

MARIO BARBIERI *, MAURIZIO BARBIERI *, MAURIZIO D'OREFICE **,
ROBERTO GRACIOTTI **, FRANCESCO STOPPA ***

* Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "La Sapienza", Roma

** Servizio Geologico Nazionale, Roma

*** Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "G.d'Annunzio", Chieti

IL VULCANISMO MONOGENICO MEDIO-PLEISTOCENICO DELLA CONCA DI CARSOLI (L'AQUILA)

L'area di Oricola - Carsoli - Rocca di Botte (AQ) e Camerata Nuova (Roma) è sede di un vulcanismo monogenico associato alla risalita di magma secondo un trend regionale appenninico su cui si allineano piccoli maar, anelli di tufo e con, datati a 531 ka. La maggior parte dei depositi piroclastici associati conservano evidenze della natura primaria e prossimale di un vulcanismo da surge, consistenti in forme dunari d'alta energia, saldatura e impatti di balistici. Dette piroclastiti sono organizzate in sequenze stratigrafiche, tipiche di questo tipo d'attività, e consistenti di breccie d'apertura e tufi depositi da dry e wet surge. Le sequenze sono state ricostruite in base agli affioramenti disponibili ed ai campioni ottenuti da carotaggi appositamente eseguiti. La frazione juvenile dei tufi consiste in lapilli non vescicolari plasticamente deformati e saldati tra loro, lapilli altamente vescicolari (pomici), frammenti vetrosi e frammenti cristallini di diopside, flogopite, leucite, sanidino, apatite, spesso immersi in una matrice micritica ($<1\mu\text{m}$) e compatta di calcite. La presenza di acneliti (frammenti semifusi modellati durante il volo) e l'elevato grado di vescicolazione dei piroclasti, indicano l'espansione di gas juvenili connessi ad una iniziale attività esplosiva magmatica. L'esistenza di lapilli d'accrezione, matrici vescicolate coesive e frammenti juvenili brecciati, segnalano il passaggio a condizioni freatomagmatiche nella fase finale dell'eruzione. La composizione dei litotipi varia da fono-foidite a foidite carbonatitica a carbonatite ss. Il contesto geologico, l'età e la composizione delle rocce descritte in questo lavoro, presentano affinità con i prodotti vulcanici della Grotta del Cervo (Pietrasecca, L'Aquila) e sono probabilmente parte del Umbria-Latium Ultralkaline District (ULUD). La presenza di una nuova carbonatite estrusiva, pone l'Italia in una posizione prominente per ciò che concerne il magmatismo carbonatitico. Infatti le sei carbonatiti estrusive finora descritte in Italia rappresentano la più alta concentrazione mondiale nota di questo tipo di roccia in epoca quaternaria.

PAROLE CHIAVE: *Vulcanismo alcalino, carbonatite, bacini continentali intra-appenninici, ULUD, Oricola-Carsoli (L'Aquila).*

KEY WORDS: *Alcaline volcanism, carbonatite, Appenines Continental bacins, ULUD, Oricola-Carsoli (L'Aquila, Central Italy).*

Introduzione

L'esistenza di depositi vulcanici nei pressi del Bosco di Oricola (AQ) era stata già segnalata dal Crema nel 1926 (Servizio Geologico d'Italia, 1926) durante il rilevamento del Foglio geologico alla scala 1:100.000 "Avezzano". Tuttavia il significato di tali affioramenti è diventato cruciale alla luce dell'identificazione di un distretto magmatico detto Umbria Latium Ultralkaline District (ULUD di Stoppa & Lavecchia, 1992), localizzato nel settore appenninico, geograficamente e petrologicamente distinto dalla Provincia Comagmatica Romana (i.e. RR = Roman Region di Washington, 1906). Le vulcaniti di Oricola infatti si trovano in una posizione fisiografica simile a quella dei centri carbonatitici e/o kamaufugitici (melilititi a kalsilite) Umbri, come San Venanzo, Polino, Cupaello e le vulcaniti kamaufugitico-carbonatitiche recentemente descritte alla Grotta Del Cervo presso Pietrasecca (Bertolani *et al.*, 1994; Comodi *et al.*, 1999; Stoppa *et al.*, 2001). Altri affioramenti vulcanici, come Raiano e Carapelle si trovano più ad est, sempre in connessione a strutture di graben e faglie

dirette (Fig. 1A). L'inquadramento delle vulcaniti di Oricola-Carsoli nell'ambito di una fase magmatica autonoma da quella della RR, ed estesa al settore appenninico centrale, ha come capostipite il lavoro di Bosi & Locardi (1991) che per primi hanno ipotizzato una genesi locale delle vulcaniti, sulla scorta di dati ed argomentazioni geologiche e geochemiche.

Il presente lavoro si propone una prima descrizione del rilevamento dei depositi vulcanici, delle strutture vulcano-sedimentarie, della stratigrafia e dei litotipi, oltre che di fornire alcuni nuovi dati geochemici utili ad un'affiliazione genetica del magma parentale.

Inquadramento geologico

L'area in studio ricade nella conca intermontana di Carsoli, compresa nel bacino idrografico del F. Turrone. La conca, la cui base si trova a quote comprese tra i 565 m e i 690 m circa, è stata sede di un vasto bacino lacustre, dal fondo subsidente, in cui sono andati a confluire forti spessori di depositi continentali, costituiti prevalentemente da sedimenti lacustri ed in minor

misura da depositi fluviali. Lo spessore dei sedimenti lacustri, in base ai dati provenienti da alcune perforazioni, realizzate per scopi idrici ed a dati geofisici inediti, è variabile da pochi metri lungo i margini della piana, a più di 200 m nella zona depocentrale del bacino, situata nei pressi del Bosco di Oricola. Secondo Raffy (1982) tali depositi sono attribuibili al Pleistocene medio, Accordi *et al.* (1986) e Compagnoni *et al.*, (in stampa) li indicano come plio-pleistocenici, mentre secondo Detti (1988) e Colica *et al.* (1995) essi hanno un'età compresa tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio.

I depositi lacustri derivano prevalentemente dall'erosione delle formazioni terrigene alto-mioceniche, affioranti in gran parte del bordo settentrionale ed orientale della conca di Carsoli e non contengono livelli vulcanici evidenti. La depressione è poi bordata a Sud ed a Sud-Est da dorsali carbonatiche di età prevalentemente miocenica appartenenti alle propaggini nord-occidentali dei Monti Simbruini ed ad Ovest dalle dorsali più orientali dei Monti Sabini, costituite da sedimenti calcareo-marnosi miocenici (Cosentino & Parotto, 1992; Cosentino *et al.*, 1993).

Il substrato carbonatico e flyschoidale sottostante alle formazioni continentali, è fortemente interessato da elementi tettonici distensivi che lo hanno ribassato e disarticolato secondo blocchi, la cui disposizione relativa dà luogo, al di sotto della coltre superficiale, ad alti e bassi strutturali evidenziati dalla prospezione geofisica.

L'area ha una interessante collocazione all'interno dell'Appennino centrale, è situata infatti in prossimità del contatto tra due differenti domini paleogeografici meso-cenozoici: ad Est e a Sud-Est, strutture calcaree in facies di piattaforma interna laziale-abruzzese allineate in direzione appenninica; ad Ovest, strutture calcareo-marnose in facies sabina di transizione (tra la piattaforma carbonatica ed il bacino umbro-marchigiano) con andamento meridiano. Questi due domini sono separati da un tratto della linea tettonica «Olèvano-Antrodoco» (Parotto & Praturion, 1975; Castellarin *et al.*, 1978; Castellarin *et al.*, 1982; Cipollari & Cosentino, 1992) che, con andamento circa Nord-Sud, borda il piede dei Monti Sabini orientali.

La direzione predominante dei lineamenti tettonici distensivi è appenninica (NNW-SSE), tra questi sembra aver giocato un ruolo di importanza regionale il sistema del Fosso Fioio, che ha ribassato il settore sud-occidentale della conca (Compagnoni *et al.*, 1990).

Depositi vulcanici

Morfologie

La sequenza dei terreni vulcanici, datata a circa 0.531 m.a. (Bosi *et al.*, 1991), inizia bruscamente a partire da una superficie erosiva articolata che interessa sia i depositi lacustri, che il substrato meso-ceno-

zoico. Infatti le vulcaniti sono in discordanza sia sui depositi lacustri, nell'area occidentale della conca, sia sul substrato carbonatico, nella parte più meridionale della stessa. Ciò indica una possibile fase tettonica distinta da quella del ciclo sedimentario lacustre. Il grosso dei centri di emissione si localizza nel settore occidentale della conca, poco a nord di Oricola ed a sud-est, nella zona di Rocca di Botte e Camerata Nuova, in sinistra del F.sso Fioio (Fig. 1B). Un edificio isolato si trova nei pressi di Col Farolo, tra Oricola e Carsoli.

Le vulcaniti sono interessate da piccole faglie con rigetto da pochi centimetri ad alcuni decimetri, evidenti negli affioramenti di Collina Rostere ed a nord della stazione ferroviaria di Oricola-Pereto (Tav. 1, foto a). I centri della zona di Oricola sembrano correlati a una serie di lineamenti distensivi minori con direzione subparallela a quella appenninica. Essi individuano un piccolo graben la cui morfologia è evidente in Fig. 2C. In tale ambito sono stati individuati il centro della Collina Rostere e un cratere posto a sud del precedente (tuff ring del Bosco di Oricola). Sempre nella zona di Oricola, le altre forme crateriche sono collocate in un area tettonicamente complessa, forse interessata da lineazioni N100 di incerto significato cinematico. L'edificio di Col Farolo e i centri posti più a sud si trovano in corrispondenza di un sistema di discontinuità tettoniche orientate circa NNW-SSE, appartenenti al sistema della faglia del Fioio (Fig. 1B).

La superficie attualmente coperta ammonta a circa 1,5 Km², mentre il volume è valutato a circa 10 milioni di m³. Considerando il grado d'erosione, i fenomeni di dispersione primaria nonché l'essoluzione dei volatili, tali valori rappresentano forse solo un terzo del volume magmatico emesso. Si tratta, comunque, di un volume modesto rispetto a quelli di eruzioni sostenute dallo svuotamento di camere magmatiche, ma perfettamente compatibile con quelli tipici di eruzioni monogeniche di magmi ultracalini, come quello del complesso monogenico di San Venanzo (Stoppa, 1996).

In base alle morfologie, ai sondaggi, alla distribuzione delle facies ed alla giacitura degli strati, sono state individuate almeno cinque forme crateriche e due bastioni egualmente riconducibili a zone di emissione. Molti edifici mostrano le classiche morfologie *quaquaversali* immergenti sia verso l'esterno che l'interno dei crateri. Sono anche evidenti l'effetto di sbarramento del reticolo idrografico, le relazioni stratigrafiche con le conoidi alluvionali antiche ed attuali, l'inversione di rilievo dei corpi piroclastici canalizzati trasformati in crinali e le morfologie tabulari suborizzontali, che contrastano con i ripidi versanti modellati nei depositi lacustri al di sopra del rilievo circostante più facilmente erodibile.

L'uso di foto aeree e dei dati geologici applicati ad un modello digitale 3D del suolo, ha consentito di

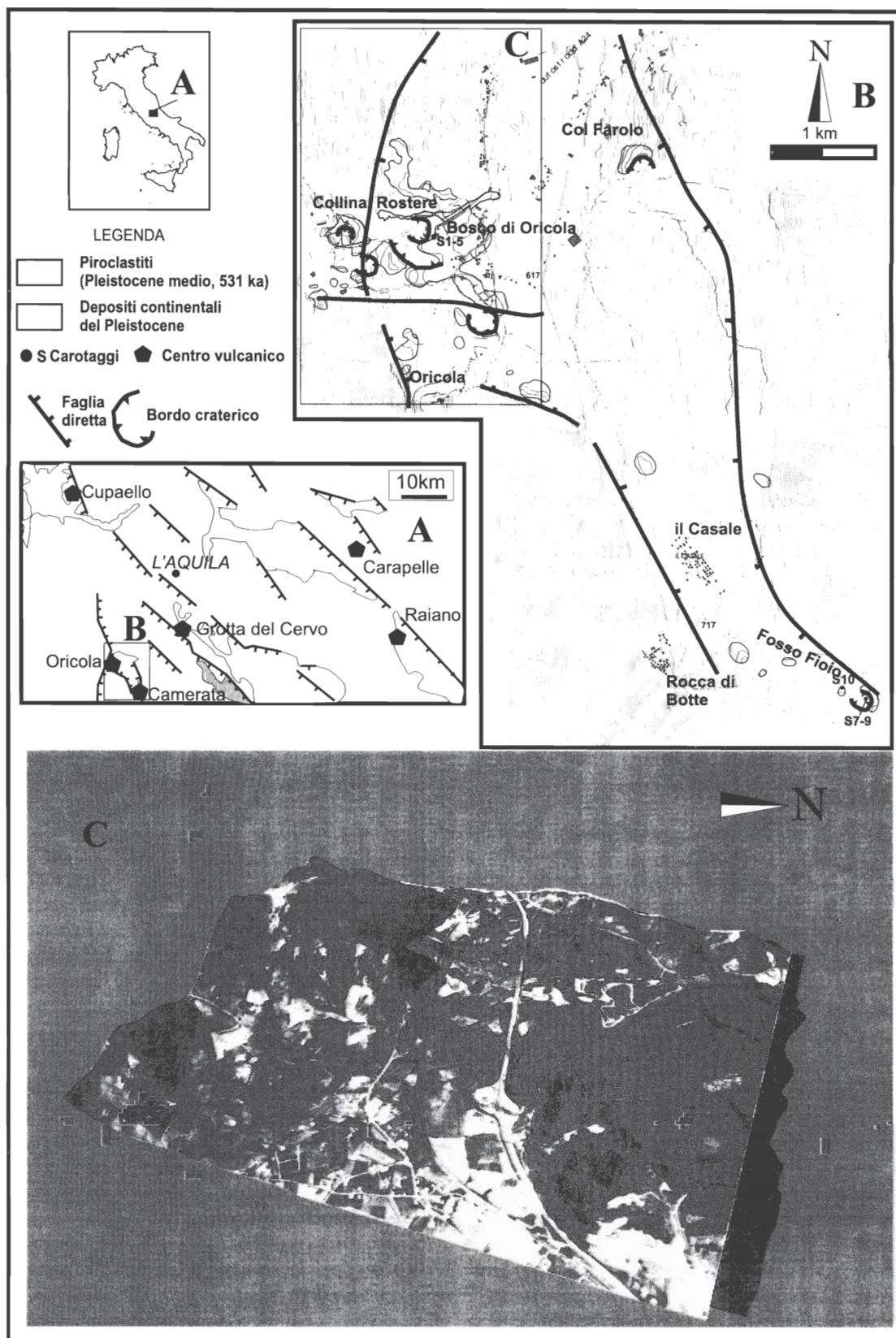


Fig. 1 – A) Schema strutturale e collocazione degli affioramenti vulcanici studiati, e di altri rilevanti, in Abruzzo, B) Schema strutturale e distribuzione dei depositi e delle forme vulcaniche nel Bacino di Carsoli; C) modello digitale delle elevazioni del suolo con sovrapposta l'immagine areofotogrammetrica dell'area di Oricola.

– A) Structural map and location of Abruzzi volcanic outcrops and other relevant localities, B) Sketch map of volcanics in the Carsoli basin, C) digital elevation model combined with aerial photo of Oricola area.

rivelare alcune caratteristiche morfologiche non evidenti ad un'analisi convenzionale. Presso il laboratorio di vulcanologia del Dipartimento di scienze della Terra, U.d'A., si è provveduto alla digitalizzazione della base topografica 1:25.000 IGM e alla georeferenziazione di tutti gli elaborati geologici e delle foto aeree. Successivamente si è scelto di applicare una tessitura per ottenere una ricostruzione della pura morfologia. Quando questo modello (Fig. 2A e 2B) viene ruotato, si evidenziano alcune forme vulcaniche come, per esempio, il cono di Collina Rostere. In tal modo appaiono chiaramente alcune morfologie che non erano percepibili prima e che coincidono con la distribuzione dei terreni vulcanici (Fig. 2C). In particolare si tratta di *tuff ring* (Heiken, 1971), caratterizzati da crateri molto ampi e relativamente poco profondi, in genere con le caratteristiche di *maar* (sensu Lorentz, 1973). Il termine *maar* si riferisce al fatto che il livello della superficie prevulcanica si trova a quota superiore rispetto al fondo dei crateri stessi. Quindi i crateri si trovano incassati nel substrato sedimentario e non nel materiale piroclastico del *tuff ring*. Essi si presentano in genere in posizione asimmetrica rispetto alla zona di massimo accumulo. Tale fenomeno è spiegato sia con l'influenza morfologica del substrato preesistente, largamente condizionato da fenomeni di dislocazione e basculamento tettonico, sia con il lancio inclinato delle colonne eruttive. I *tuff ring* e i relativi crateri mostrano relazioni di sovrapposizione e intersecazione assumendo un aspetto festonato, solo quelli di diametro minore e più tardivi mantengono parte della morfologia iniziale. Si tenga conto che in strutture di questo tipo il rapporto tipico iniziale tra il diametro del cratere e la sua profondità, mediamente pari 1/6, si modifica rapidamente verso valori molto minori (Stoppa, 1996). Tuttavia in base a sondaggi eseguiti nel cratere dell'anello di tufo di Camerata Nuova si è constatato che la zona craterica è largamente colmata da epiclastiti e che il fondo del cratere si trova a notevole profondità rispetto al substrato pre-vulcanico. I sondaggi a carotaggio continuo effettuati all'interno di questo cratere hanno interessato il materiale che riempie il condotto fino ad almeno 40 metri, una profondità molto maggiore di quella a cui si sarebbe dovuto incontrare il substrato.

Stratigrafia e caratteristiche strutturali e tessiturali

Le sequenze sono costituite in maggioranza da tufi subaerei (piroclastiti competenti a matrice cineritica), mentre è dubbia la presenza di tufiti, cioè tufi primari subacquei. Le sequenze sono terminate da depositi epiclastici dovuti al rimaneggiamento esogeno dei depositi primari. Il contatto con i sottostanti depositi lacustri è sempre molto netto secondo una superficie di erosione leggermente ondulata ed è caratterizzato da mineralizzazioni a idrossidi di Fe e Mn e screziature rossastre nei livelli sabbioso-limosi lacustri. Nella sequenza vulcanica non sono stati trovati paleosuoli

ne' superfici erosive generalizzate imputabili a lunghe stasi eruttive. L'inclinazione degli strati è in genere poco accentuata e varia tra 5 e 20 gradi e sono frequenti laminazioni incrociate e strutture dunari anche a scala metrica (Tav. 1, foto b). Le varie facies deposizionali si presentano frequentemente con rapporti laterali eteropici o canalizzati. Sono state riscontrate anche discordanze angolari notevoli e rapporti trasgressivi da parte dei depositi epiclastici su quelli piroclastici. Sono, inoltre, presenti piccole dislocazioni tettoniche e superfici erosive (Tav.1, foto c).

La stratigrafia generale è relativamente omogenea ed esemplificata dalla sezione ricavata in località Bosco di Oricola, nell'area limitrofa all'autostrada Roma-L'Aquila A24 (Fig. 3). Essa comprende tre unità piroclastiche che corrispondono ad altrettante fasi eruttive. Le unità comprendono: 1) brecce eterolitiche relative alla fase di craterizzazione; 2) tufi cineritici a lapilli, grigi con laminazione incrociata da *surge* e tufi a lapilli grigi a struttura massiva da *pyroclastic flow*; 3) tufi rossastri a lapilli, dunari o a laminazione parallela da *surge* e ricaduta (*airfall*); 4) sabbie epiclastitiche ricche in cristalli, a giacitura lenticolare.

Le *brecce d'apertura* sono costituite da livelli a struttura massiva di clasti calcarei a spigoli vivi, centimetrici, immersi in una matrice cineritica grossolana. I livelli sono a volte separati da intercalazioni di tufo a laminazione incrociata riferibile a strutture tipo *ripples*, forse da ricondurre a fenomeni di *base surge*. La matrice delle brecce è costituita da cenere grossolana, da piccoli lapilli mediamente vescicolati e frammenti cristallini tra cui spiccano cristalli centimetrici di mica. La restante parte è essenzialmente costituita da pirosseno, leucite, K-feldspato e magnetite in proporzione variabile. Questo litotipo si presenta coerente per la presenza di cementi carbonatici. Una parte dei clasti carbonatici di origine sedimentaria è costituita da litotipi non affioranti nell'area della conca ma che, verosimilmente, provengono dal basamento attraversato dai condotti eruttivi, dato che i clasti presenti nei depositi continentali non hanno caratteristiche compatibili con quelle delle brecce suddette. I livelli di breccia sono interpretabili come depositi molto prossimali da ricaduta (*airfall*) e/o da *debris flow*. La presenza di depositi da *base surge* indica l'elevata componente esplosiva laterale di questa fase eruttiva. Sono presenti impronte e vuoti, eventualmente riempiti da cementi secondari, lasciati da frammenti riferibili a specie palustri a fusto lignificato di cui non è stato però possibile rintracciare alcun elemento di materia organica. Le impronte mostrano che il materiale vegetale è stato inglobato violentemente, frammentato ed isorientato durante la messa in posto di questa prima unità eruttiva. Non è stato possibile riscontrare la presenza di *pipes* o fronti di vescicolazione o altre strutture in grado di dare indicazioni sulla temperatura relativa e la presenza di fase vapore o condensato in questa

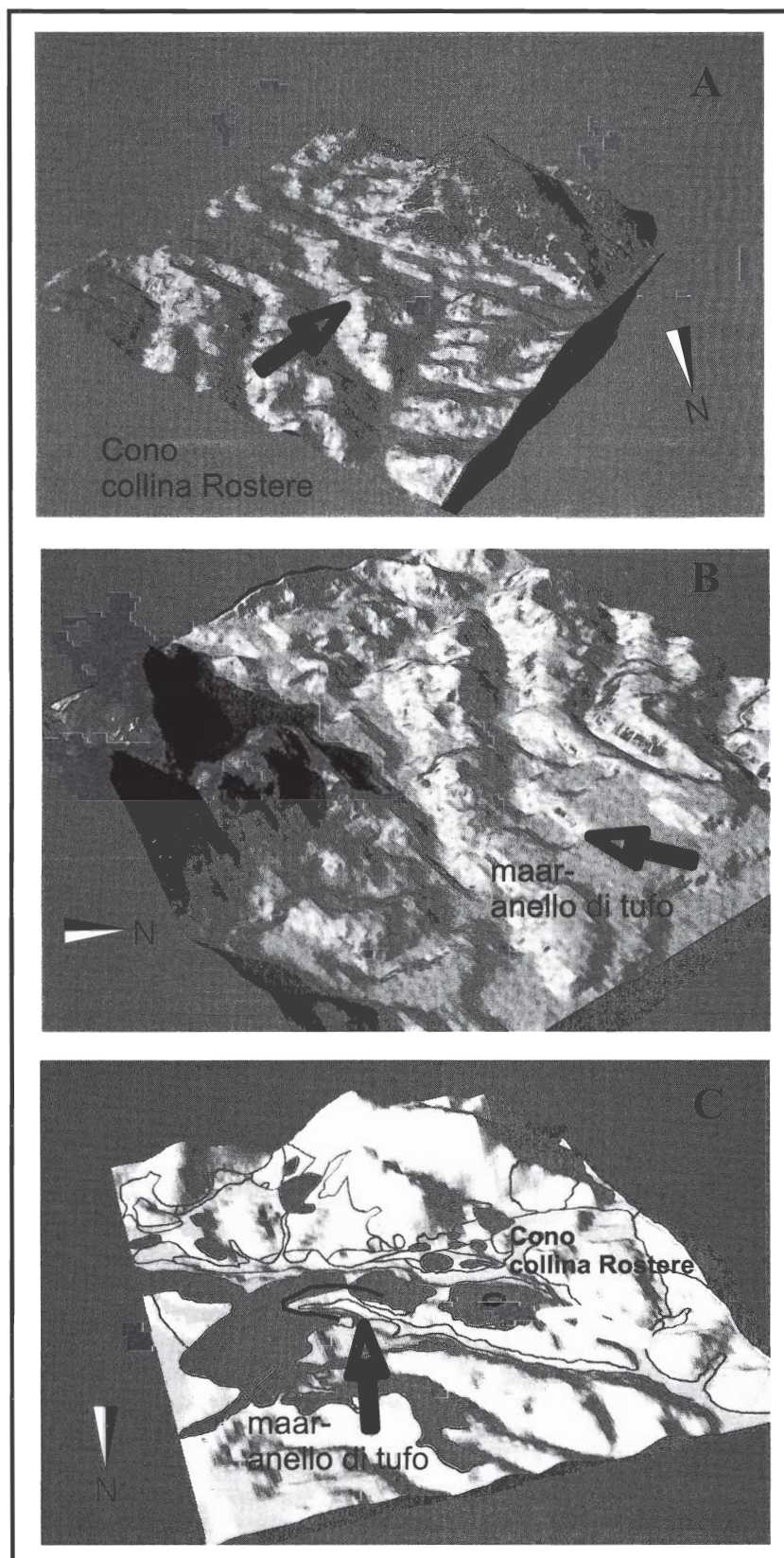


Fig. 2 – Modelli TriD delle elevazioni del suolo dell'area di Oricola: A) visione da N in cui si evidenzia il reticolo idrografico e il cono vulcanico di Collina Rostere; B) visione da E in cui si evidenziano gli anelli di tufo e il maar collocati nella zona limitrofa a al Bosco di Oricola; C) modello TriD con sovrapposizione dei limiti dei depositi alluvionali e detritici recenti e del vulcanico.

– TriD elevation model of the Oricola area: A) view from the north with apparent hydrographic pattern and the cinder cone of Collina Rostere, C) texture combined with geological limits of the volcanics.

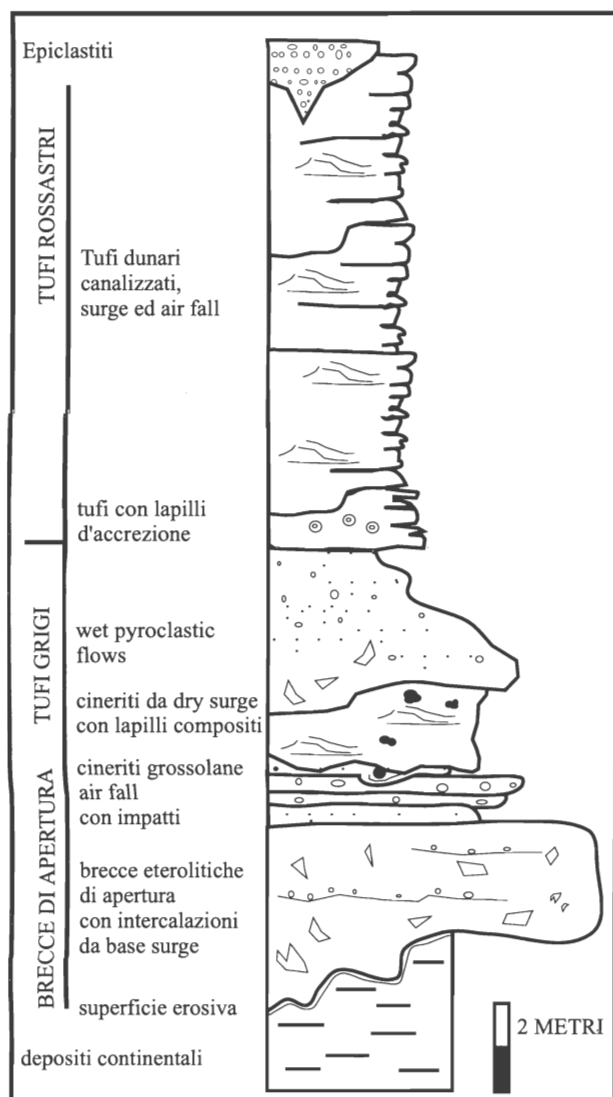


Fig. 3 – Colonna stratigrafica ideale dei depositi vulcanici del Bosco di Oricola (tuff ring).

– Ideal stratigraphic sequence at Bosco di Oricola Tuff ring.

facies a causa delle condizioni di affioramento. Quest'unità infatti, essendo legata alle fasi precoci di apertura, non affiora estesamente, ma è stata incontrata in alcuni sondaggi a carotaggio appositamente eseguiti nell'area.

I tufi cineritici grigi sono costituiti da un assieme di facies variabili da straterelli di cinerite a laminazione piano parallela o incrociata fino a banchi massivi di cinerite. Questi ultimi si presentano saldati e molto competenti con accenni di jointing da contrazione ed evidente frattura concoide. Lo spessore di questa unità, affiorante estesamente nel Bosco di Oricola, è generalmente intorno a 1-2 metri. L'affioramento più significativo si estende secondo una stretta fascia allineata in direzione Est-Ovest, di circa 50 m di larghez-

za e di 1,9 km di lunghezza, tra la Collina Rostere (quota 630 m) e la S. S. Tiburtina (quota 605 m). Dalle evidenze di campagna sembra che tale unità costituisca un corpo canalizzato all'interno di una preesistente vallecchia incisa nei depositi lacustri. In seguito all'erosione selettiva, che ha operato nel tempo un'inversione del rilievo, le vulcaniti rappresentano ora la parte sommitale di un dosso. Una facies simile è presente anche nel centro di Camerata Nuova e di Col Farolo. Alla base dell'unità, sono presenti intercalazioni di strati a granulometria del lapillo sottile (3/4 mm), inversamente gradati, non saldati ma debolmente cementati, leggermente ondulati e con blocchi balistici, con chiare impronte da impatto implicanti taglio e deformazione degli strati (Tav. 1, foto d). Una caratteristica importante di questa unità è la presenza di lapilli centimetrici, anche a struttura concentrica, che tendono a formare lapilli composti con chiare evidenze di deformazione e agglutinazione in stato plastico (Tav. 2, foto e). I lapilli concentrici non presentano vescicolazione e la loro genesi potrebbe essere legata a meccanismi diatremici descritti in Principe & Stoppa (1995) e Stoppa (1996). I lapilli non si presentano tuttavia schiacciati in fiamme, indicando che l'agglutinazione è avvenuta in un tempo leggermente precedente alla messa in posto del deposito. La matrice cineritica che contiene i lapilli è particolarmente omogenea, densa e compatta e conferisce al litotipo una durezza ed una scheggiosità concoide che somiglia più a quella di una lava che di una piroclastite. Il corteggio minerale comprende cpx, mica, leucite. Importante è notare che le matrici sono spesso di tipo carbonatico, soprattutto nei livelli più duri e competenti. Si tratta di depositi prevalentemente da *dry surge* probabilmente di alta temperatura, che ha favorito l'allontanamento della fase vapore ed i probabili fenomeni di saldatura e compattazione delle matrici.

Lungo l'Autostrada A 24, presso l'area di servizio "Civita Nord", questa unità è in contatto laterale con una alternanza ritmica di straterelli di cineriti grigie fini e con livelli ricchi di calchi vegetali completamente sostituiti da calcite e disposti secondo il loro asse maggiore. Si tratta per lo più di calchi di frammenti di fusti, rami e foglie aghiformi di conifere attribuibili prevalentemente a Pinaceae (Giardini & Follieri, 1992). Sono presenti anche formazioni nodulari concrezionali.

Un'altra variazione di facies si incontra ai piedi della Collina Rostere, si tratta di banconi massivi a granulometria della cenere grossolana e del lapillo sottile, inglobanti numerosi clasti carbonatici eterometrici, con contorno a spigoli vivi e caoticamente dispersi all'interno della matrice. Come per la breccia d'apertura, tali clasti, appartenenti alle successioni carbonatiche di piattaforma interna laziale abruzzese miocenico-cretaciche, non provengono dalla copertura affiorante e quindi possono essere strati strappati nel condotto dal magma in risalita. Questa facies è inter-

pretabile come un *pyroclastic flow* associato alla fase eruttiva che ha prodotto i tufi cineritici grigi.

I tufi rossastri sono costituiti da una fitta alternanza di tefra e tufi cineritici grossolani, con lapilli pomice, localmente con gusci cineritici accrezionari. E' importante notare che tali lapilli si presentano rotti e brecciati. I tufi rossastri hanno uno spessore massimo di circa 15 m ed un'estensione areale di gran lunga maggiore di quella delle unità eruttive sottostanti, con cui mostrano tuttavia strette relazioni stratigrafiche verticali. La giacitura varia da orizzontale a inclinata, rispecchiando la morfologia del substrato costituito dalle unità precedenti. Si deve a questa unità, che costituisce il grosso dei depositi presenti tra l'Autostrada A24 ed i contrafforti carbonatici meridionali, l'aspetto caratteristico del paesaggio costituito da colinette di forma perfettamente conica.

In tale unità, si notano appoggi in netta discordanza angolare, canali sindeposizionali, forme ammantanti e strutture dunari anche di dimensioni metriche (Tav. 1, foto b). I tufi non si presentano compatti ed eventualmente hanno matrici coesive o cementi zeolitici più o meno abbondanti. Le matrici cineritiche fini mostrano evidenze di vescicolazione indicando l'espansione di una fase vapore in un mezzo umido. Inoltre quest'unità è solitamente interessata da livelli con patine limonitiche e da un'intensa pedogenizzazione. L'abbondanza di possibili cementi autigeni, di livelli mineralizzati, della forte ossidazione dei depositi ed alterazione dei vetri, l'esistenza di un rivestimento di cenere e di elevata sbriciatura delle pomice, sono evidenze di effetto magma-coolant e quindi della presenza di un condensato acqueo nella colonna eruttiva. In base alle sue caratteristiche strutturali si interpreta come un'alternanza di depositi da *surge* e da ricaduta (*airfall*).

In generale, le difficoltà interpretative dei depositi di Oricola-Caroli, oltre all'obliterazione e allo stato della copertura, è intrinsecamente legato alla finezza del materiale juvenile, al *low prospect ratio* dei depositi, allo stile di sciame regionale, alla presenza di morfologie negative e di basso profilo topografico come i *maar*, alle inclinazioni blande degli strati, alle forti variazioni laterali e alla mancanza di emissioni di lave. Tali caratteristiche non sono rare ed anzi possono esse stesse essere considerate tipiche del vulcanismo alcalino esplosivo monogenico, ma sono in genere poco diffuse nella letteratura italiana, in cui il massimo dell'attenzione è stato storicamente dedicato al vistoso vulcanismo della RR. Le strutture vulcano sedimentarie, e le stesse morfologie crateriche, possono essere non ambigualmente interpretate solo accoppiando ad esse le osservazioni giaciture, la tessitura delle matrici e la componentometria generale. In questo caso si è rivelata fondamentale l'osservazione di alcune strutture, sicuramente primarie, come gli impatti balistici e i fenomeni di plasticità ad alta temperatura. Questi due fatti, evidenza incontrovertibile di prossimalità, insie-

me all'effettuazione di sondaggi che in alcuni casi hanno dimostrato la presenza di condotti sotto i crateri ipotizzati, sono stati corroborati da tutta una serie di osservazioni geologiche generali che ricostruiscono una sequenza di fasi eruttive ragionevolmente coerenti con le strutture osservate.

Petrografia

Le osservazioni litologiche a scala mesoscopica si sono rivelate sufficienti ai fini delle interpretazioni dei meccanismi di deposizione delle vulcaniti. Tuttavia, determinati meccanismi di risalita e di messa in posto del convoglio magmatico determinano alcune tessiture e strutture caratteristiche più evidenti a scala microscopica, che sono state prese in considerazione durante l'analisi petrografica. Un'analisi mineralogica dettagliata esula dagli scopi di questo lavoro, comunque, al fine di verificare la natura delle fasi minerali essenziali o caratterizzanti descritte in via macroscopica, sono state effettuate analisi identificative alla microsonda presso i laboratori del Natural History Museum di Londra (Tab. 1).

Lo studio ottico microscopico si è concentrato sui litotipi relativi ai tufi grigi, che si presentano inalterati. I tufi rossastri sono invece intensamente limonitizzati e zeolitizzati, al punto da perdere le connotazioni composizionali iniziali. I tufi grigi possono essere distinti da un punto di vista tessiturale e strutturale in due facies principali: tufi con lapilli vescicolari di forma irregolare e tufi con lapilli pellettoidali nucleati o cristallini, il cui arrotondamento deriva chiaramente da fenomeni pre-deposizionali e magmatici, infatti, presentano gusci vetrosi. I lapilli possono essere a contatto o completamente supportati dalla matrice (Tav. 2, foto g). Questo tipo di lapillo pellettoidale nucleato è considerato tipico delle tuffisiti (Mitchell, 1997) che sono peculiari piroclastiti intrusive, tipico riempimento di condotti diatremici, come quelli kimberlitici. Caratteristica è la presenza di scorie di prima generazione, riconoscibili per diverso grado di ossidazione e composizione, rimaneggiate e reinglobate nei tufi (Tav. 2, foto f). Si tratta di un fenomeno comune in edifici tipo *maar*, dove durante le fasi di allargamento del cratere, vaste porzioni dell'anello di tufo circostante subsidono nel condotto dove sono riprese da convogli eruttivi successivi.

La matrice è primaria, si presenta compatta o saldata, con frammenti di vetro a struttura debolmente eutattica più o meno ricca di carbonato micritico torbido (Tav. 2, foto h). I frammenti cineritici vetrosi hanno forma cuspidata collassata o ameboidale con dimensioni medie di 20 μ m con relazioni di plasticità nei confronti della matrice più sottile e carbonatica. Queste forme di frammento di tipo 4, secondo Heiken & Wohletz (1985), indica condizioni di bassa viscosità del fuso ed elevata velocità di eiezione. La frazione

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Granato	Leucite	Cpx	Cpx	Mica	K-feld.	K-feld.	Analc.	Olivina	Apatite	Spinello
SiO ₂	33,7	54,5	49,9	43,7	36,4	64,3	61,6	55,0	40,1	2,42	0,09
TiO ₂	3,92	0,04	0,79	1,65	2,92	0,05	0,02	0,05	0,04	n.d.	7,36
Al ₂ O ₃	4,73	22,9	4,14	8,26	15,5	17,7	19,6	24,1	0,14	n.d.	3,26
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0,02	0,07	0,11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe ₂ O ₃ *	21,5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	49,8
FeO*	0,11	0,38	5,67	11,3	8,25	0,11	0,29	0,30	12,5	0,11	33,8
MnO	0,36	0,01	0,03	0,10	n.d.	0,05	0,02	n.d.	0,24	0,03	0,75
NiO	n.d.	n.d.	0,04	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,10	n.d.	n.d.
MgO	0,62	n.d.	14,2	9,85	19,6	n.d.	0,01	n.d.	45,6	0,02	2,01
BaO	n.d.	0,14	n.d.	n.d.	1,19	0,10	2,65	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	33,0	n.d.	25,0	24,3	0,05	n.d.	0,51	1,32	0,64	53,7	0,01
Na ₂ O	0,02	0,33	0,18	0,30	0,17	0,42	2,17	12,0	0,03	0,04	n.d.
K ₂ O	n.d.	21,6	n.d.	n.d.	10,2	16,5	12,0	0,43	n.d.	n.d.	n.d.
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,02	n.d.	n.d.	1,31	n.d.
P	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	37,2	
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,21	n.d.
Cl	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	n.d.
SO ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,00	n.d.
H ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,93	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,71	n.d.
Totale**	97,97	99,90	99,97	99,05	96,35	99,23	99,89	93,2	99,39	98,14	97,4
Ioni/O	24 O	6 O	6 O		24 O	32 O		96 O	4 O	26 O	32 O
Si	5,677	1,992	1,839	1,657	5,649	12,03	11,58	31,75	1,003	0,413	0,025
Al ^[IV]	0,323	0,987	0,161	0,343	2,351	3,898	4,353	16,37	0,004	-	1,171
Al ^[VI]	0,613	-	0,019	0,026	0,488	-	-	-	-	-	-
Fe ⁺²	0,015	0,011	0,065	0,116	1,071	0,017	0,046	0,143	0,261	0,016	8,601
Fe ⁺³	2,719	-	0,110	0,241	-	-	-	-	-	-	11,40
Ti	0,496	0,001	0,022	0,047	0,341	0,007	0,002	0,020	0,001	-	1,683
Cr	-	-	0,001	0,002	0,014	-	-	-	-	-	-
Mg	0,156	-	0,781	0,556	4,538	-	0,002	-	1,700	0,006	0,911
Mn	0,051	0,000	0,001	0,003	-	0,008	0,003	-	0,005	0,004	0,192
Ba	-	0,001	-	-	0,073	0,007	0,195	-	-	-	-
Ca	5,942	-	0,987	0,986	0,008	-	0,103	0,820	0,017	9,814	0,003
Na	0,008	0,023	0,013	0,022	0,051	0,154	0,791	13,47	0,002	0,014	-
K	-	1,006	-	-	2,015	3,935	2,882	0,316	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	0,110	-	-	0,130	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,372	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,255	-
			wo 50,8 en 40,2 fs 9,04	wo 51,8 en 29,2 fs 19,0		Ab 3,8 An 0,0 Or 96,2	Ab 20,9 An 2,7 Or 76,3		Fo 87		Mt 68,9 Us 19,3 Sp 7,32

Tab. 1 – Analisi rappresentative dei minerali essenziali nei tufi di Oricola (dati EMPA. Comeca, N.H.M. Londra). n.d.=non analizzato o al di sotto del limite analitico; *ricalcolato; **Tot-O,OH,F.

– Representative analyses of Oricola tuff minerals obtained by EMPA at the Natural History Museum of London. ;*ricalcolato; **Tot-O,OH,F.

carbonatica presenta spesso formazioni sferulari spesso agglutinate e compattate riferibili a goccioline di fuso carbonatico simili alle cosiddette lacrime di Pelè. Queste strutture, molto comuni nelle carbonatiti estrusive, sono messe in relazione alla bassa viscosità dei liquidi carbonatitici, che al momento dell'eruzione favoriscono il formarsi di spray cineritici. Queste strutture e tessiture indicano un'elevata temperatura della matrice al momento della messa in posto e sono comuni soprattutto all'interno dei lapilli composti descritti precedentemente.

Sono evidenti numerosi clasti calcitici e dolomitici, spesso bioclastici, di origine sedimentaria che non presentano alcun segno di alterazione termica. Altri clasti carbonatici inglobanti minerali mafici e con struttura porfirica sono più probabilmente riferibili a facies carbonatitiche subvulcaniche. Raramente sono presenti frammenti di quarzite provenienti dal basamento.

La composizione mineralogica dei vari tufi riflette la natura mafico-alcaina del magma parentale e la moda è funzione delle variazioni operate dai fenomeni vulcanici. Nelle scorie vetrose vescicolate il fenocrystallo più abbondante è la leucite spesso con contorno regolare, seguono la mica, il clinopirosseno. La massa di fondo è ricca di listarelle di k-feldspato (sanidino) disposte caoticamente, clinopirosseno, mica e quali minerali accessori, spinello magnetitico, apatite, granato e olivina. L'analcime e le zeoliti sono presenti come minerali secondari.

Il K-feldspato (sanidino) è presente come frammenti di clivaggio o brecciati dispersi nella matrice. Le analisi dei frammenti di clivaggio ($>500\mu\text{m}$) hanno dato generalmente un termine con $\text{Or}=96-99$ (Tab. 1, analisi 6). Contenuti minori sono da riferirsi a listarelle ($<100\mu\text{m}$) nella massa di fondo di alcuni lapilli vescicolari (Tab. 1, analisi 7). Il contenuto di Sr e Ba sembra variabile in tutte e due le occorrenze tessiture e può raggiungere valori considerevoli fino al 2% in ossido, complessivamente.

Leucite idiomorfa si rinviene nei lapilli vetrosi o più frequentemente in frammenti brecciati nelle matrici ed è caratterizzata dalle tipiche geminazioni polisintetiche a settori. La sua composizione è stechiometricamente molto vicina a un termine puro, essendo poverissima in Na.

I cristalli di clinopirosseno variano da euedrali ad arrotondati, se costituiscono il nucleo dei lapilli cristallini con guscio vetroso. Sono anedrali brecciati quando si rinvencono dispersi nella matrice. Sono evidenti zonazioni e golfi di riassorbimento. Dal calcolo della formula chimica risulta che le composizioni del cpx ricadono nel quadrante più arricchito in calcio del campo del diopside ($\text{En}>90$, $\text{Wo}>45$) nel quadrilatero di Morimoto *et al.*, (1989). A partire da tale composizione diopsidica il cpx forma una ben definita linea evolutiva di arricchimento di Fe^{2+} e di molecola wolastonitica, tenendosi in genere al di sopra del campo salitico (Stoppa *et al.*, 2001). Il cpx ha un discreto

contenuto di ossido di titanio e alluminio tipici dei cpx da rocce mafico alcaline.

La mica (flogopite), presente in frammenti di clivaggio e fiocchi sfibrati, è spesso deformata e presenta estinzione ondulosa, *kink-bend* ed alterazioni. In termini di atomi per unità di formula la composizione è intermedia tra una tipica flogopite e una Mg-biotite, restando più rappresentativi i termini flogopitici. Questi ultimi contengono una quantità minima significativa di Cr+Ni e contenuti apparentemente più bassi di ossido di bario e titanio, che raggiungono valori di 2.5 e 3.1 oss.%, rispettivamente, nei termini a rapporto $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ($\text{Mg}\#$) più basso.

L'olivina (crisolito) ha composizione Fo_{87} ed è raramente presente come frammenti irregolari nella matrice. Non è stata osservata nella massa di fondo dei lapilli e potrebbe trattarsi di xenocristalli o relitti dopo la reazione con il fuso.

Il granato (melanite) contiene il 73% di molecola andraditica e il 22% di grossularia; l'elevato contenuto di titanio (fino al 6.5 oss.%) è tipico dei granati in paragenesi mafiche alcaline.

Lo spinello (Ti-magnetite) contiene discrete quantità di spinello (8-9%) e ulvo spinello (max 19%).

L'apatite (idrossi-fluoro apatite) contiene apprezzabili quantità di Si, S e Sr.

Il carbonato micritico (grana $<1\text{mm}$) delle matrici è una calcite con quantità molare di MgCO_3 $<1\%$. La calcite primaria si differenzia facilmente da quella secondaria per l'elevato contenuto molare di MnCO_3 che arriva fino al 2.5% e di FeCO_3 fino a 0.8%. Il P, virtualmente assente nel carbonato secondario o sedimentario, raggiunge invece, nella calcite primaria, valori in ossido superiori allo 0.3%, così come pure le terre rare leggere e il Ba. Infine i contenuti in Sr, tipicamente inferiori alle 300 ppm nei carbonati secondari e sedimentari, raggiungono valori di circa 2000 ppm nella calcite della massa di fondo. Simili composizioni indicano un'origine ignea della calcite delle matrici.

In base alle composizioni mineralogiche e alla moda generale, si può affermare che la frazione silicatica minerale è compatibile con una composizione leucitica o fono-leucitica. E' importante notare che in alcuni campioni la quantità di matrice carbonatica è vicina o superiore al 50% del volume totale della roccia e che quindi tecnicamente queste rocce sono da considerarsi carbonatitiche o carbonatiti *stricto sensu*. E' importante, dal punto di vista genetico, la presenza di tessiture e strutture indicanti che il fuso carbonatitico era fisicamente separato da quello silicatico al momento dell'eruzione.

Geochimica e geochimica isotopica

Le analisi degli elementi maggiori e in traccia sono state ottenute mediante fluorescenza X o in via umida

	1	2	3	4	5	6
Ossido%	Tufo grigio	Tufo grigio	Tufo grigio	lapillo	vetro	carbonato
SiO ₂	46,0	40,7	31,0	25,2	43,4	0,05
TiO ₂	0,83	1,16	1,19	0,37	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	19,5	13,7	9,47	10,6	18,2	n.d.
Fe ₂ O ₃	7,98	14,4	12,6	5,00	n.d.	n.d.
FeO	0,71	0,62	0,38	1,32	7,44	0,17
MnO	0,16	0,23	0,43	1,21	0,30	1,58
MgO	2,27	3,07	2,47	1,14	1,27	0,31
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,08
CaO	4,38	6,01	18,38	28,0	10,5	55,5
Na ₂ O	1,64	1,46	0,32	1,50	4,95	n.d.
K ₂ O	3,44	5,43	6,52	4,26	9,05	n.d.
P ₂ O ₅	0,40	0,39	0,46	0,29	0,28	0,22
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,08	0,22
CO ₂	n.d.	n.d.	2,43	20,0	n.d.	0,25
SO ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,76	n.d.
LOI	11,7	11,7	12,9	n.d.	n.d.	n.d.
Totale	99,01	98,87	98,55	98,89	96,23	-
(ppm)						
Rb	601	800	628	186	n.d.	n.d.
Sr	765	1000	6792	2395	676	1860
Y	35	63	45	20	n.d.	n.d.
Zr	440	547	433	104	n.d.	n.d.
Nb	60	77	53	25	n.d.	n.d.
Ba	5123	5016	3840	2945	n.d.	893
La	307	297	263	170	n.d.	n.d.
Ce	565	549	442	316	n.d.	n.d.
Th	144	197	155	73	n.d.	n.d.
87Sr/86Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,710904	0,710874

Tab. 2 – Composizioni elementi maggiori e in traccia in roccia totale, vetro e carbonato nei tufi di Oricola (1-4: XRF, Dip. Scienze Terra, Perugia; 5-6: EMPA. Comeca, N.H.M. Londra; 87Sr/86Sr: CSGQEA-CNR, Roma). n.d.=non analizzato o al di sotto del limite analitico.

– Major and trace elements in bulk rocks, ash glass and carbonate of Oricola tuff. (1-4: XRF, Dip. Scienze Terra, Perugia; 5-6: EMPA. Comeca, N.H.M. London; 87Sr/86Sr: CSGQEA-CNR, Roma). n.d.=not analysed or below the detection limit.

presso i laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Perugia. La maggior parte delle analisi dei campioni di roccia totale (Tab. 2) prive di carbonato si distribuiscono nei campi tefrite e trachibasalto potassico del diagramma TAS (Na₂O+K₂O/SiO₂). I campioni ricchi in carbonato cadono nei campi foiditici o sono fuori dell'area del diagramma TAS avendo natura ultrafemica. Trattandosi di rocce piroclastiche la composizione della roccia

totale è poco significativa in quanto riflette solo in parte quella del liquido magmatico a causa dei fenomeni di selezione delle fasi minerali operate dai fenomeni vulcanici. Inoltre, i vetri vulcanici che costituiscono la matrice tendono ad alterarsi rapidamente e a perdere alcali. Le analisi di vetri silicatici inalterati (Tab. 2) indicano una composizione schiettamente foiditica (SiO₂=44%, K₂O+NaO=12.1wt%) a tendenza peralcalina (Al/(K+Na)=1.02), sebbene presentino un

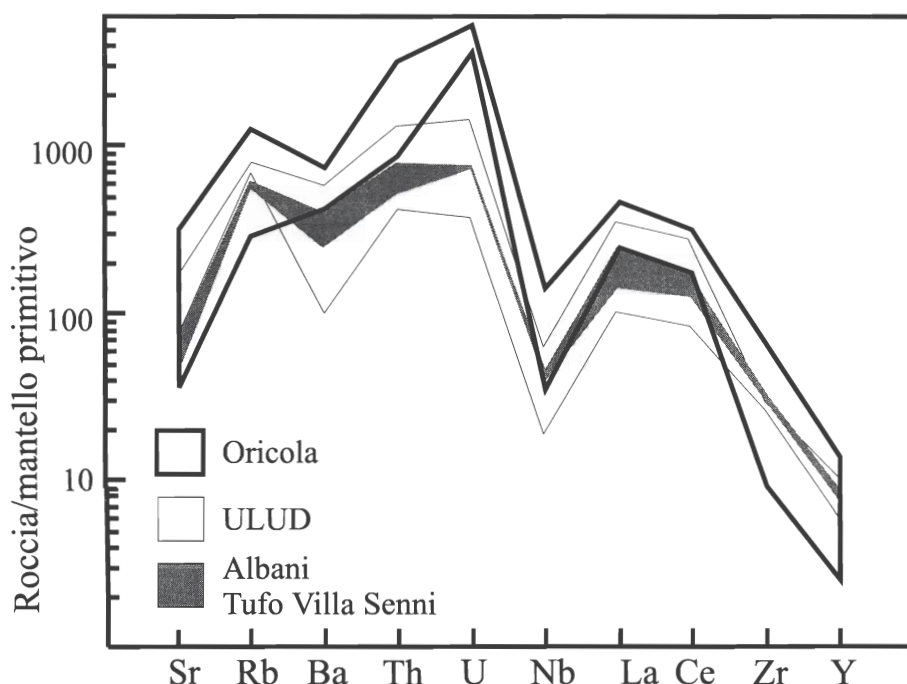


Fig. 4 – Distribuzione degli elementi incompatibili ad alta e bassa energia di campo nei tufi di Oricola, Villa Senni (Colli Albani) e nelle Lave ULUD (San Venanzo e Cupaello). Fattori di normalizzazione secondo Sun and McDonough (1985).

– LFSE and HFSE concentration in the Oricola tuffs, Villa Senni (Colli Albani) and in the ULUD lavas (San Venanzo and Cupaello). Samples are normalised at the Primordial Mantle according to Sun and McDonough (1985).

basso valore di magnesio ($Mg/Mg+Fe=0.25$). I vetri rappresentano certamente una frazione evoluta rispetto al magma parentale e sicuramente sono il prodotto del raffreddamento rapido di un liquido che ha già cristallizzato le fasi mafiche presenti nella roccia come fenocristalli in reazione. Tuttavia, il carattere fortemente sottosaturo e la peralcalinità rende la composizione dei vetri affine a quella delle rocce Umbre e della kamafugite della Grotta del Cervo, piuttosto che a quelle più saturate in SiO_2 e miaschitiche della Provincia Comagmatica Romana.

Una selezione di elementi a bassa e ad alta energia di campo, normalizzati in ordine di compatibilità, sono mostrati in Fig. 4, utilizzando i fattori di normalizzazione di Sun & McDonough (1989). Gli elementi litofili a largo raggio ionico Rb, Ba e Sr, per quanto piuttosto mobili nei confronti dei fenomeni alterativi, si presentano con concentrazioni da 100 a 1000 volte quelle del mantello primitivo. Gli elementi ad alta energia di campo (HFSE) e le Terre Rare leggere (LREE) hanno concentrazioni da 200 a 500 volte il mantello primitivo, mentre il Th e l'U tra le 3000 e le 6000 volte, valori tipici delle rocce mafiche alcaline e delle carbonatiti. In particolare il rapporto LREE/HREE è molto elevato ($La_{cn}/Yb_{cn}=c.64$) e simile a quello delle altre rocce carbonatitiche italiane (Stoppa & Woolley, 1996). La distribuzione degli elementi indica concentrazioni di elementi incompatibili maggiori di quelle osservate nelle rocce ULUD e degli Albani (Trigila *et al.*, 1995) o della RR in generale (Civetta *et al.*, 1989). Questo fatto può essere imputabile all'incremento del coefficiente di ripartizione degli elementi incompatibili nei fusi peralcalini e/o

alla presenza di una fase carbonatitica in grado di concentrare gli elementi del gruppo dello Sr e i vicarianti del Ca in generale. A parte le concentrazioni assolute, che sono legate alle condizioni di fusione parziale e al grado di evoluzione del liquido, il pattern tracciato dagli elementi incompatibili, normalizzato al mantello primitivo, risulta simile in tutte le rocce sopraccitate, indicando una composizione sorgente molto simile (Fig. 5).

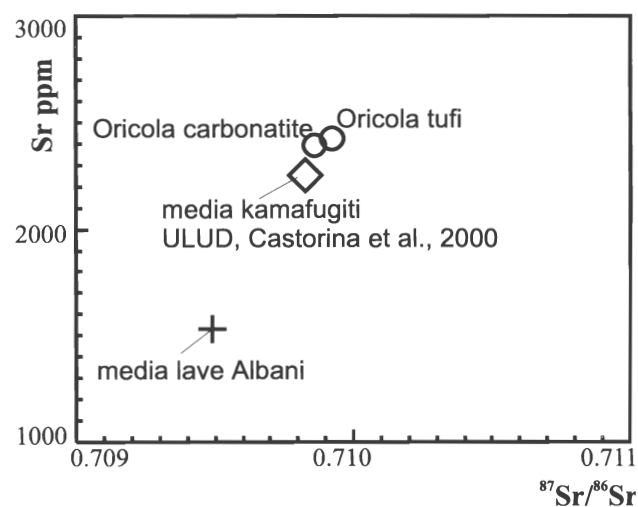


Fig. 5 – Concentrazione di Sr e rapporti $^{87}Sr/^{86}Sr$ di prodotti vulcanici di Oricola, lave di ULUD (dati: Castorina *et al.*, 2000) e lave dei Colli Albani (dati: Ferrara *et al.*, 1985).

– Sr and $^{87}Sr/^{86}Sr$ values in the Oricola volcanics, ULUD lavas (Castorina *et al.*, 2000) and Colli Albani lavas (Ferrara *et al.*, 1985).

I valori del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, significativamente più elevati di quelli riportati in letteratura per i prodotti dei Colli Albani (Ferrara *et al.*, 1985), sono simili a quelli delle rocce ULUD (Barbieri *et al.*, 1997; Castorina *et al.*, 2000). Essi sono stati misurati su campioni di tufo grigio a grana fine (Fig. 2); nuovi dati isotopici sono stati anche ottenuti per i lapilli carbonatitici agglutinati, la cui composizione è riportata in Tab. 1. I nuovi dati confermano quelli di Barbieri *et al.*, (1997) ed indicano un sostanziale equilibrio tra carbonato igneo e le fasi silicatiche (Tab. 1, Fig. 3) in un intervallo composizionale che è molto lontano da quello possibile per un carbonato di origine sedimentaria. Le variazioni all'interno dei singoli distretti vulcanici (ULUD, ALBANI) possono essere legate a fenomeni locali, mentre le variazioni osservate a scala regionale, tra distretti o province, riflettono più probabilmente variazioni nella composizione e nella struttura della sorgente mantellica (Bell *et al.*, 2001).

Discussione

L'accurata campagna geologica e geomorfologia di rilevamento e campionatura, unita all'esecuzione di indagini geofisiche ed a sondaggi a carotaggio continuo, ha consentito di ricostruire una storia vulcanologica coerente con la morfologia, la struttura e la tessitura dei depositi piroclastici della conca di Carsoli, identificati con una serie di edifici eruttivi radicati. Nell'insieme si tratta di un tipico esempio di campo vulcanico monogenico con una serie di craterizzazioni allineate lungo fratture preesistenti e di importanza regionale. Le relazioni stratigrafiche sono piuttosto complesse, anche se è molto evidente una distinzione verticale in due unità eruttive, che corrispondono ad altrettante fasi eruttive con diverse caratteristiche di esplosività, temperatura di messa in posto, contenuto di fase vapore e conseguente diversa distribuzione dei depositi. All'interno di ognuna delle due unità sussistono complesse relazioni laterali dovute oltre che a differenti regimi di flusso e messa in posto, anche dall'interferire dei vari edifici durante le fasi d'accrescimento e conseguenti mutue distruzioni. Ciò è specialmente vero per la seconda fase. Non esistono comunque, come si è detto, indizi di pause rilevanti durante l'eruzione, la cui durata è stata probabilmente comunque breve.

La costante presenza di materiale altamente vescicolato (pomice) indica abbondanza di volatili juvenili. La predominanza di ceneri, di morfologie tipo *maar* e di meccanismi di *dry surge* mostrano un'efficace frammentazione magmatica e una forte esplosività. La presenza di ceneri e lapilli carbonatitici abbastanza fluidi da perdere un eventuale vescicolazione, deformarsi plasticamente ed acquisire forme globulari, indica un'elevata temperatura, che concor-

da con la contemporanea emissione di un fuso leucitico o kamafugitico di alta temperatura (Stoppa & Cundari, 1998). Le componenti fisiche delle due unità eruttive non differiscono in maniera tale da giustificare le differenze strutturali e tessiturali e in particolare a giustificare lo sviluppo di cementi e mineralizzazioni limitatamente solo alla seconda unità, a meno che esse non siano autigene e associate alla condensazione di una fase vapore. Una possibile chiave di lettura è il variare durante il procedere dell'eruzione, in senso positivo, del contenuto di acqua della colonna eruttiva accompagnato da un abbassamento della temperatura della stessa. Questa variazione deve essere stata abbastanza brusca ed è documentata dall'apparire di frammenti a spigoli vivi di materiale juvenile (pomice brecciate), che associato allo sviluppo di rivestimenti accrezionari e di matrici fangose è forte evidenza della presenza di un condensato acqueo nella colonna eruttiva. Non è facile spiegare l'ingresso di acqua nel sistema magmatico, di fatto però abbastanza spesso documentato nelle fasi finali di un'eruzione, tuttavia in questo caso si assiste anche alla scomparsa della componente carbonatitica probabilmente concentrata alla testa della colonna magmatica a causa della bassa densità e viscosità. E' ragionevole ipotizzare che il rapporto $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ possa essere molto diminuito nella colonna eruttiva durante la fase finale dell'eruzione, sia per l'esaurimento del convoglio carbonatitico, sia per un possibile ingresso di acqua di falda o lacustre nelle fratture eruttive.

Questo tipo di attività non è facilmente inquadrabile nella terminologia eruttiva corrente. Eruzioni di questo tipo, per quanto geologicamente abbastanza comuni, non sono ancora state osservate durante il loro svolgersi; la morfologia dei frammenti juvenili indica un'attività di tipo hawaiano o stromboliano. Tuttavia il grado di esplosività è molto più elevato rispetto a quello di qualsiasi attività di questo genere. Si presume che l'esplosività sia dovuta all'essoluzione di enormi quantità di CO_2 disciolte nella fase silicatica e prodotte dalla decomposizione ad alta T e bassa P della carbonatite. I *maar* stessi sembrano associati più che ad esplosioni superficiali, allo sviluppo di strutture diatremiche accompagnate dalla produzione di rocce di condotto come le tuffisti.

L'analisi mineralogica e geochemica delle rocce totali e dei frammenti juvenili condotta, ha confermato un carattere sottosaturo peralcalino della frazione di fuso silicatico accoppiata alla presenza di un fuso carbonatitico. La composizione isotopica delle due frazioni ha dimostrato che esse sono in equilibrio e che derivano dalla fusione parziale di una stessa sorgente mantellica. I valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e le altre caratteristiche petrologiche indicano una generica affinità ai centri ULUD piuttosto che a quelli della RR. Tuttavia, nei limiti di questo lavoro non è stata possibile accertare la presenza di fasi minerali tipiche di

ULUD, ma potenzialmente labili, come la melilite e la kalsilite, seppure indubbie somiglianze mineralogiche esistono tra le rocce di Oricola-Carsoli e quelle della Grotta del Cervo, che in più contengono kalsilite (Stoppa *et al.*, 2001).

L'identificazione del campo vulcanico di Oricola-Carsoli dà nuova enfasi al vulcanismo intrappenninico e, in esso, rimarca l'importanza e il significato delle carbonatiti estrusive e l'esigenza di allargare gli

studi ad altre occorrenze di tali rocce probabilmente presenti in Appennino fino all'area del Vulture e non ancora studiate.

Ringraziamenti. Gli Autori ringraziano i Professori M.R. Ghiara e G. Ronaldi per la revisione critica del manoscritto. Gli autori sono grati al Dr A.R. Woolley, Dr F. Wall, Dr T. Williams per aver reso possibile il lavoro microanalitico presso i laboratori del NHM di Londra. Lavoro effettuato nell'ambito dei programmi del Centro di Studi per il Quaternario ed Evoluzione Ambientale del CNR.

SOMMARIO

The volcanic field is comprised of several Upper Pleistocene small tuff cones, tuff rings and maars (531 ka), aligned along a NNW-SSE normal fault of regional meaning. Most of the deposits are directly related to vent structures and preserve signs of primary proximal origin consisting of high-energy structures, welded lapilli and ballistic impacts. Characteristic sequences of vent coring eutectic breccias, dry lapilli-ash surges of high-temperature and wet surges of ash-lapilli tuff are exposed and found in well coring. Juvenile fragments consist of plastically moulded lapilli, essentially composed of diopside, phlogopite, leucite, K-feldspar, apatite and immersed in a turbid micro-crypto crystalline matrix of Ca-carbonate. Lapilli shape indicates that they agglutinated and quenched when still hot plastic. Silicate glass shards are present and have typical cusped wedges produced by bubbles expansion and disruption during magmatic activity sustained by juvenile

le gases. A late phreato-strombolian phase built several tuff-rings and cones. At Oricola - Carsoli - Rocca di Botte - Camerata Nuova volcanic field, juvenile fragments and tuffs range from phonolitic-foiditic to foiditic-carbonatitic to carbonatite s.s. The latter forms small pyroclastic flows and surge deposits. Geological context, age, mineralogy and petrology are germane with the near Grotta del Cervo occurrence and are consistent with the carbonatitic-kamafugitic suite of Italy. This new carbonatitic outcrop, that joins the increasing number of Italian carbonatites, puts Italy in a relevant place for what concerns carbon-rich mantle magmatism occurrences. Actually, the six extrusive carbonatites and the intrusive one so far reported, represent one of the largest concentrations of such a kind of rocks all over the world.

Accettato per la stampa il 22 gennaio 2001

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI G., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1986) - Lithofacies map of Latium-Abruzzi and neighbouring areas. *C.N.R. Quaderni della Ricerca Scientifica*, **114** (5), 223 p., Roma.
- BARBIERI M., BARBIERI M., CASTORINA F., D'OREFICE M., GIARDINI G., GRACIOTTI R. & TRUDU C. (1997) - Le vulcaniti del Bosco di Oricola (L'Aquila): caratteristiche geolitologiche, petrostrutturali ed isotopiche. *Min. Petr. Acta*, **39**:125-133, Bologna.
- BARBIERI M., BARBIERI M., D'OREFICE M., GIARDINI G. & GRACIOTTI R. (in stampa) - Geomorphological, petrographic and geochemical aspects of the volcanites found in the central-western part of the Piana del Cavaliere (L'Aquila, Italy). *Boll. Serv. Geol. d'It.*, Roma.
- BARBIERI M., D'OREFICE M. & GRACIOTTI R. (1998) - Datazione radiometrica di un deposito colluviale in un conoide situato nel settore meridionale della Piana del Cavaliere (Appennino laziale-abruzzese). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **21** (2): 267-269, Torino.
- BELL, K., CASTORINA F. & STOPPA F. (2001) - Isotopic regional zoning versus tectonic polarity in Pleistocene leucites, melilitites and carbonatites of the Italian peninsula. *EUGS XI, abstracts*.
- BERTOLANI, M., LUGLI S. & ROSSI A. (1994) - Studio petrografico delle grotte di attraversamento di Pietrasecca (L'Aquila). *Memorie Istituto Italiano di Speleologia*, **5**: 71-83.
- BOSI C., LOCARDI E. & VILLA I. M. (1991) - Il distretto magmatico abruzzese. *Atti Workshop SIMP, Pisa 12-13 giugno 1991*: 68-69.
- BOSI C. & LOCARDI E. (1991/2) - Vulcanismo meso-pleistocenico nell'Appennino Laziale-Abruzzese. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. (1991/2), CROP 11: 319-325.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la Linea Ancona-Anzio, dal Lias medio al Pliocene. *Geologica Romana*, **17**: 161-189, Roma.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R., PRATURLON A. & CANTELLI C. (1982) - The Jurassic-Lower Pliocene history of the Ancona-Anzio line (Central Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**: 325-336.
- CASTORINA F., STOPPA F., CUNDARI A. & BARBIERI M. (2000) - An enriched mantle source for Italy's melilitite-carbonatite association as inferred by its eNd-Sr isotope signature. *Mineralogical Magazine*, **64**: 155-169.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1992) - La linea Olevano-Antròdoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. (1991/2) CROP 11: 143-149, Camerino.
- CIVETTA L., FRANCALANCI L., MANETTI P., PECCERILLO A. (1989) - Petrological and geochemical variations across the Roman Comagmatic Province: inference on magma genesis and crust-mantle evolution. In *The lithosphere in Italy*, a cura di BIRANI A., BONAFEDÉ M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. *Atti Acc. Naz. Lincei*, **80**: 249-269.
- COLICA A., LORENZONI P., MAGALDI D. & RAGLIONE M. (1995) - Geologia del Quaternario e lineazioni nella conca tettonica tra Oricola e Carsoli in provincia dell'Aquila. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, **112**: 49-58, Roma.
- COMODI P., LIU YU, STOPPA F. & WOOLLEY (1999) - A multi-method analysis of Si-, S- and REE-rich apatite from a new find of kalsilite-bearing leucite (Abruzzi, Italy). *Mineralogical Magazine*, **63**: 661-672.
- COMPAGNONI B., GALLUZZO F., GIOVAGNOLI M.C., LEMBO P., MOLINARI V., PAMPALONI M.L., PICCHEZZI R.M., ROSSI M., SALVATI L., SANTANTONIO M., RAFFI I. & CHIOCCHINI U. (in stampa) - Note illustrative del Foglio 367 "Tagliacozzo". *Servizio Geologico d'Italia*, Roma.
- COMPAGNONI B., GALLUZZO F. & SANTANTONIO M. (1990) - Osservazioni sulla tettonica e dati sulla litostratigrafia dei rilievi carbonatici compresi nel foglio 367, "Tagliacozzo" scala 1:50.000. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, **109**: 73-90, Roma.

- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1992) - La struttura a falde della Sabina (Appennino centrale). *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. (1991/2) CROP 11, 381-387, Camerino.
- COSENTINO D., MICCADEI E. & PAROTTO M. (1993) - Assetto geologico-strutturale dei Monti di Fara in Sabina (Lazio, Appennino centrale). *Geologica Romana*, **29**: 537-545, Roma.
- DETTI G. (1988) - Evoluzione geologica Plio-Pleistocenica della Piana del Cavaliere (L'Aquila). *Tesi di laurea inedita, Università degli Studi di Roma 'La Sapienza'*.
- FERRARA G., LAURENZI M.A., TAYLOR JR., TONARINI S. & TURI B. (1985) - Oxygen and strontium isotope studies of K-rich volcanic rocks from the Alban Hills, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, **75**: 13-28.
- GIARDINI M. & FOLLIERI M. (1992) - Dati preliminari su resti vegetali calcarizzati provenienti da Carsoli (Italia centrale). *Giornale Botanico Italiano*, **126** (2).
- HEIKEN G.H. (1971) - Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, south central Oregon. *J. Geophys. Res.*, **76**: 5615-5626.
- HEIKEN G. & WOHLTZ K.H. (1985) - Volcanic Ash. *University of California Press*, 245 p., Berkeley, California.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1996) - The tectonic significance of Italian magmatism: an alternative view to the popular interpretation. *Terra Nova*, **8**: 435-446.
- LORENTZ V. (1973) - On the formation of maars. *Boll. Volcanol.*, **37**: 103-204.
- MITCHELL R.H. (1997) - Kimberlites, Orangeites, Lamproites, Melilitites and Minettes: a Petrographic Atlas. *Almaz Press*, Thunder Bay, Canada.
- MORIMOTO M. ET AL. (1988) - Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Mag.*, **52**: 535-550.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - Geological summary of the Central Apennines. In: *Structural model of Italy*. C.N.R., *Quad. Ric. Sc.*, **90**: 257-311.
- PRINCIPE C. & STOPPA F. (1995) - Carbonatitic activity at Mt. Vulture (PZ) and the origin of tuffitic lapilli. *Plinius*, **14**: 262-264.
- RAFFY J. (1982) - Orogenèse et dislocations quaternaires du versant tyrrhénien des Abruzzes (Italie centrale). *Revue de Géographie physique*, **23** (1): 55-72, Paris.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1926) - Carta geologica d'Italia 1:100.000. Foglio *Avezzano*.
- STOPPA F. & CUNDARI A. (1998) - Origin and multiple crystallization of the kamafugite-carbonatite association at S. Venanzo- Pian di Celle Umbria, Italy. *Mineralogical Magazine*, **62**: 273-289.
- STOPPA F. & LAVECCHIA G. (1992) - Late Pleistocene Ultra-alkaline magmatic activity in the Umbria-Latium region (Italy): an overview. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, **52**: 277-293.
- STOPPA F. & WOOLLEY A.R. (1996) - The Italian carbonatites: field occurrence, petrology and regional significance. *Mineralogy and Petrology*, **59**: 43-67.
- STOPPA F. (1996) - The San Venanzo maar and tuff ring, Umbria, Italy: eruptive behaviour of a carbonatite-melilitite volcano. *Bollettino of Volcanology*, **57**: 563-577.
- STOPPA F. & VILLA I.M. (1991) - Primi dati cronologici del distretto ultra-alkalino umbro-laziale. *Atti Workshop SIMP, Pisa 12-13 Luglio 1991*.
- STOPPA F. WOOLLEY A.R. & CUNDARI A. (2001) - A new Kamafugite Occurrence from Abruzzi, Italy: -The Kalsilite Melafoidite from Grotta del Cervo.
- SUN S.S. & McDONOUGH W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond.*, spec. pub., **42**: 313-345.
- TRIGILA R., AGOSTA E., CURRADO C., DE BENEDETTI A.A., FREDA C., GAETA M., PALLADINO D.M. & ROSA C. (1995) - The Volcano of the Albany Hill. *Petrology*. Trigila E. (Ed.): 283 p., Roma.
- WASHINGTON H.S. (1906) - The Roman Comagmatic Region. *The Carnegie Institution*, Washington.

Mario Barbieri, Maurizio Barbieri - Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi *La Sapienza*, Piazzale A. Moro 1, 00185 Roma.
 Maurizio D'Orefice, Roberto Gracioti - Servizio Geologico Nazionale, Via Curtatone 3, 00185 Roma.
 Francesco Stoppa - Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi *G.d'Annunzio*, Via dei Vestini 31, 66123 Chieti.

TAVOLE

TAVOLA 1

Foto A – Piccole faglie con rigetto da pochi centimetri ad alcuni decimetri, evidenti negli affioramenti a nord della stazione ferroviaria di Oricola-Pereto.

Foto B – Laminazioni incrociate e strutture dunari nella zona dell'area di servizio Civita Nord, A24.

Foto C – Tuff ring del Bosco di Oricola: discordanze angolari associate a canalizzazioni e a sovrapposizione di diversi impulsi eruttivi nei Tufi rossastri.

Foto D – Impatto balistico nella parte basale dell'unità dei tufi grigi nel Bosco di Oricola.

PLATE 1

A – Small tectonic offsets in the outcrop north of railway station of Oricola Pereto.

B – Cross laminations and dune layers at the Civita North grill along the motorway A24.

C – Unconformities and channelling in the red tuff formation at the Bosco di Oricola tuff ring.

D – Sag structure associated at a ballistic block in the lowermost part of the Grey Tuff formation.



TAVOLA 2

Foto E – Lapilli carbonatitici agglutinati.

Foto F – Lapillo vescicolato con bordo vetroso ossidato immerso in una matrice cineritica con carbonato torbido.

Foto G – Lapilli con al nucleo cpx o olivina arrotondati e circondati da un sottile bordo vetroso.

Foto H – Matrice carbonatica micritica contenente frammenti di vetro a struttura debolmente eutaxitica. Immagine back scattered al S.E.M.

PLATE 2

E – Composite carbonatite lapillus.

F – Vesiculated lapillus with dark glassy rim supported by a very fine grained matrix with turbid carbonate

G – Rounded cpx and olivine at core of small pelletoidal lapilli having a glassy rim.

H – Back scattered S.E.M. image showing glassy fragment supported by micritic carbonate.

