

CARATTERIZZAZIONE MINERALOGICO-PETROGRAFICA ED INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO PRELIMINARE DI ALCUNI DEPOSITI VULCANOCLASTICI DELL'AREA REATINA(**)**

INDICE

RIASSUNTO	pag.	65
ABSTRACT	”	65
INTRODUZIONE	”	65
INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA	”	66
DISTRIBUZIONE AREALE E CARATTERI DEPOSIZIONALI DELLE VULCANOCLASTITI	”	66
CARATTERI CHIMICO-MINERALOGICI DEI PRODOTTI	”	68
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	”	70
BIBLIOGRAFIA	”	71

RIASSUNTO

Nell'area del Bacino di Rieti si rinvencono depositi vulcanoclastici all'interno di sequenze detritico-colluviali e lacustri del Pleistocene medio e superiore. Vengono presentati in particolare gli affioramenti di Poggio Bustone, Casale Giannantoni e Caporio, ubicati lungo la valle del F. Velino. Il materiale di origine vulcanica è costituito principalmente da cristalli submillimetrici di sanidino, clinopirosseno, biotite e in alcuni casi anche da minuti frammenti pomicei. I caratteri cristallografici delle fasi mineralogiche indicano una stretta parentela con i litotipi rappresentativi dei distretti vulcanici alcalino-potassici del margine tirrenico, mentre si osservano significative differenze rispetto ai vicini centri eruttivi dell'area umbro-reatina. I livelli vulcanoclastici vengono interpretati come prodotti piroclastici di caduta distali, legati a fasi eruttive di tipo pliniano o associati alla messa in posto di colate piroclastiche (*co-ignimbrite ash fall deposits*), correlabili con l'attività dei distretti della Provincia Romana (0,6-0,1 Ma).

ABSTRACT

Fine-grained vulcanoclastic deposits occur in the Rieti Basin, interbedded with debris, colluvium and lacustrine deposits of Middle-Upper Pleistocene. Three outcrops along the Velino River valley are reported: Poggio Bustone, Casale Giannantoni and Caporio. The volcanic material is mainly made up of submillimetre-sized sanidine, clinopyroxene and biotite crystals; sometimes pumice fragments are also found. Crystal-chemical features point out to close relationships with the rock-types of the volcanic districts of the potassic Roman Comagmatic Region, and to significant differences with the near small eruptive centres of the Umbria-Rieti area. The vulcanoclastic products of the Rieti Basin are interpreted as distal pyroclastic fall deposits, related to plinian-type eruptive phases or to pyroclastic flows ("*co-ignimbrite ash fall deposits*") of the Roman Province volcanoes (0.6-0.1 Ma).

(*)GNDT c/o ENEA-DISP, Roma.

(**)Dip. di Scienze della Terra - Università "La Sapienza", Roma.

(***)Dip. di Scienze Geologiche, Terza Università, Roma.

(****)Lavoro eseguito con il contributo finanziario dell'ENEA - DISP.

PAROLE CHIAVE: Vulcanoclastiti, Pleistocene medio-sup., Bacino di Rieti, Vulcanismo peritirrenico.

KEY-WORDS: Volcanoclastic deposits, Middle-Upper Pleistocene, Rieti basin, Peri-tyrrhenian volcanism.

INTRODUZIONE

Nell'Appennino centrale la presenza di prodotti vulcanici all'interno dei terreni quaternari è nota dal secolo scorso. Già sul finire dell'Ottocento vengono segnalati i piccoli apparati di Cupaello (BRUGNATELLI, 1883; VERRI, 1883) e San Venanzo (CLERICI, 1897; SABATINI, 1898) ed inoltre la presenza di depositi vulcanoclastici all'interno della catena (VERRI, 1883; MODERNI, 1900; LOTTI, 1906; R. COM. GEOL. D'IT., 1911). Recentemente altri affioramenti sono stati rilevati tra l'Umbria e l'Abruzzo (BOSI & BERTINI, 1970; BIAGI *et al.*, 1981; 1991; CALAMITA *et al.*, 1982; RAFFY, 1982; ZARLENGA, 1987; GIRAUDI, 1986; 1988; STOPPA, 1988; BAGNAIA *et al.*, 1989; BERTINI *et al.*, 1989; CHIESA *et al.*, 1989; COLTORTI *et al.*, 1989; FREZZOTTI & GIRAUDI, 1989; FREZZOTTI & NARCISI, 1989; BLUMETTI *et al.*, 1990; MICHETTI, 1990; FOLLIERI *et al.*, 1991; BERTI *et al.*, 1992; BOSI *et al.*, 1992).

Una conoscenza più approfondita di questi prodotti riveste un'importanza notevole sia nella comprensione dell'evoluzione geodinamica del margine peritirrenico che nella ricostruzione dell'attività vulcanica dei distretti della Regione Co-magmatica Romana. Nonostante lo sviluppo delle ricerche verificatosi negli ultimi anni, infatti, un vivace dibattito scientifico è tuttora in corso circa l'origine ed il significato dei depositi vulcanoclastici intrappenninici, che alcuni Autori considerano come evidenze dell'esistenza di numerosi centri vulcanici localizzati all'interno della catena, mentre altri ritengono che siano legati ai grandi apparati peritirrenici quaternari.

I dati geocronologici relativi ai depositi vulcanoclastici dell'area centro-appenninica (BOSI *et al.*, 1991; BRUNAMONTE *et al.*, 1991; FOLLIERI *et al.*, 1991) non forniscono indicazioni risolutive, in quanto rientrano tutti nel medesimo intervallo temporale (0,6-0,01 Ma), corrispondente a quello dell'attività dei distretti vulcanici della Regione Comagmatica Romana (vedi FORNASERI, 1985 e CAPALDI *et al.*, 1985 con relativa bibliografia) e dei piccoli centri umbro-reatini (LAURENZI & VILLA, 1985; VILLA *et al.*, 1991; STOPPA & VILLA, 1991) (Fig. 1).

Nell'ambito delle ricerche relative all'evoluzione recente del Bacino di Rieti è stata rilevata la presenza diffusa di vulcanoclastiti all'interno dei depositi post-villafranchiani. E' stato quindi avviato un programma di ricerca che, attraverso il campionamento sistematico dei prodotti rinvenuti ed una loro caratterizzazione

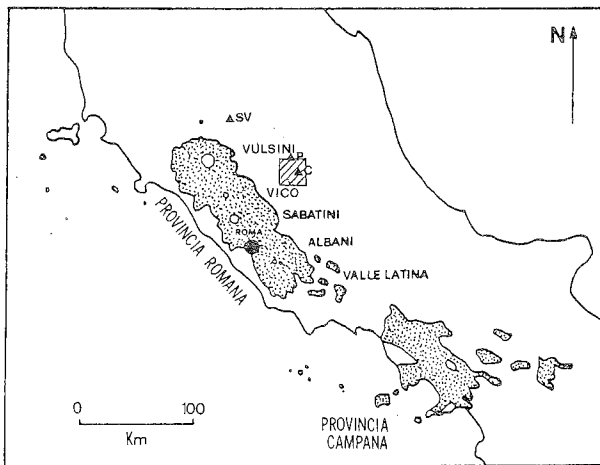


Fig. 1 - Distribuzione delle vulcaniti alcalino-potassiche della Regione Comagmatica Romana e ubicazione dei centri vulcanici umbro-reatini. SV: San Venanzo, P: Polino, C: Cupaello. Il riquadro delimita l'area rappresentata in Fig. 2.

mineralogico-petrografica, vulcanologica e geochemica, mira ad una correlazione dei vari affioramenti con gli apparati noti o supposti. Lo studio in corso, oltre a consentire un utilizzo stratigrafico di tali orizzonti nell'ambito delle successioni quaternarie recenti, può completare il quadro delle informazioni relative a specifiche eruzioni esplosive dei distretti peritirrenici, finora studiate tramite l'esame delle sole porzioni prosimali dei depositi.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA

Il settore esaminato comprende il Bacino di Rieti, la media valle del Fiume Velino e parte del Bacino di Leonessa. Il substrato meso-cenozoico dell'area risulta costituito dai termini calcareo-silico-marnosi della successione umbro-sabina, depositi in un dominio di transizione tra il bacino umbro-marchigiano e la piattaforma laziale-abruzzese e caratterizzati dalla presenza di notevoli quantità di materiale detritico (ACCORDI & CARBONE, 1986; COSENTINO & PAROTTO, 1986; COSENTINO *et al.*, 1992).

L'assetto strutturale può essere ricondotto a quello di una catena a pieghe e sovrascorrimenti, smembrata successivamente in più blocchi dalla tettonica distensiva Plio-quaternaria (SCARSELLA, 1951; BOSI, 1987; CAVINATO *et al.*, 1989; COSENTINO *et al.*, 1992). In questa fase, in particolare, si individuano i bacini intramontani di Rieti e Leonessa che ospitano potenti successioni fluvio-lacustri caratterizzate dalla presenza, a vari livelli, di intercalazioni vulcanoclastiche (MODERNI, 1900; GE.MI.NA., 1963; MANFREDINI, 1972; BARBERI & CAVINATO, in questo volume).

DISTRIBUZIONE AREALE E CARATTERI DEPOSIZIONALI DELLE VULCANOCLASTITI

Nel Bacino di Rieti prodotti vulcanoclastici sono stati rinvenuti all'interno dei depositi terrazzati (CARRARA *et al.*, in questo volume) riferibili, in base alla ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica dell'area al Pleistocene superiore-medio. Negli affioramenti re-

lativi alla superficie del primo ordine (Fig. 2) è molto diffusa la presenza di tali materiali (frammenti di pomici, cristalli di clinopirosseno, sanidino e biotite) all'interno dei sedimenti colluviali-alluvionali posti alla base dei depositi travertinosi, nel tratto tra Canetra e Cittaducale. Nella sezione di Casale Giannantoni, riferibile al secondo ordine di terrazzi (Fig. 2), si rinvennero materiali vulcanoclastici all'interno di una successione fluvio-lacustre. Suoli molto evoluti su terreni vulcanici sono conservati al di sopra dei travertini della soglia di Rieti e delle superfici ad essa correlabili. All'interno del piastrone travertinoso di Tre Strade, la cui superficie sommitale è riferibile al terzo ordine di terrazzi, si rinvennero intercalati fra i 12 ed i 34 metri di profondità suoli a diverso grado di evoluzione su *parent material* di natura vulcanica ed un livello vulcanoclastico rimaneggiato. Sulla base di datazioni eseguite con il metodo U/Th sui travertini attraversati con un sondaggio, il deposito è attribuibile al Pleistocene superiore-medio (180-30 Ka) (CARRARA *et al.*, in questo volume).

Altri depositi vulcanoclastici (Fig. 2) sono stati rinvenuti in aree prossime alla Valle Velina all'interno delle sequenze detritico-colluviali (Poggio Bustone, Caporio) del Pleistocene superiore (BRUNAMONTE *et al.*, in stampa) e nei depositi fluvio-lacustri medio-pleistocenici del Bacino di Leonessa (MODERNI, 1900; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1955; MICHETTI & SERVA, 1990).

In questo lavoro vengono presentati, in particolare, i dati ottenuti su una prima serie di affioramenti analizzati: Poggio Bustone, Casale Giannantoni, Caporio.

Poggio Bustone

Nei pressi dell'abitato di Poggio Bustone (Fig. 2), in località La Casetta alla quota di circa 960 m sul l.m., il substrato carbonatico mesozoico presenta alcune fratture parzialmente riempite di materiale vulcanoclastico. Tali fratture, beanti per 5-7 cm e con orientazione media N280°-70°N, mostrano, relativamente alla vulcanite di riempimento, una superficie di contatto rivestita da un manto di concrezioni alabastrine spesso circa 0,5 cm, che riteniamo connesso con la percolazione di acque meteoriche. Al tetto affiora una sequenza di depositi di versante dell'Olocene-Pleistocene sup. (LORENZONI *et al.*, in questo volume). Il deposito vulcanoclastico, abbastanza poroso, è costituito da una matrice limoso-argillosa di colore bruno-rossiccio contenente cristalli submillimetrici euedrali di clinopirosseno, prevalente, lamelle di mica e fenoclasti subeuedrali di sanidino. Si tratta di prodotti piroclastici accumulatisi in una piccola area che, per le sue caratteristiche geomorfologiche connesse con la riattivazione di una dislocazione durante il Pleistocene sup.-Olocene (BRUNAMONTE *et al.*, in stampa), ha costituito una sorta di trappola sedimentaria permettendo il rapido seppellimento e la conservazione dei materiali. L'aspetto generalmente fresco, con spigoli vivi, dei cristalli indica, infatti, che il deposito non deve aver subito né una alterazione né una rielaborazione meccanica molto spinta. Una datazione effettuata sul sanidino con il metodo $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ha fornito un'età di 491 ± 3 Ka (BRUNAMONTE *et al.*, 1991).

Casale Giannantoni

La sezione di Casale Giannantoni (Fig. 2) è posta sulla sommità di una superficie terrazzata, alla quota

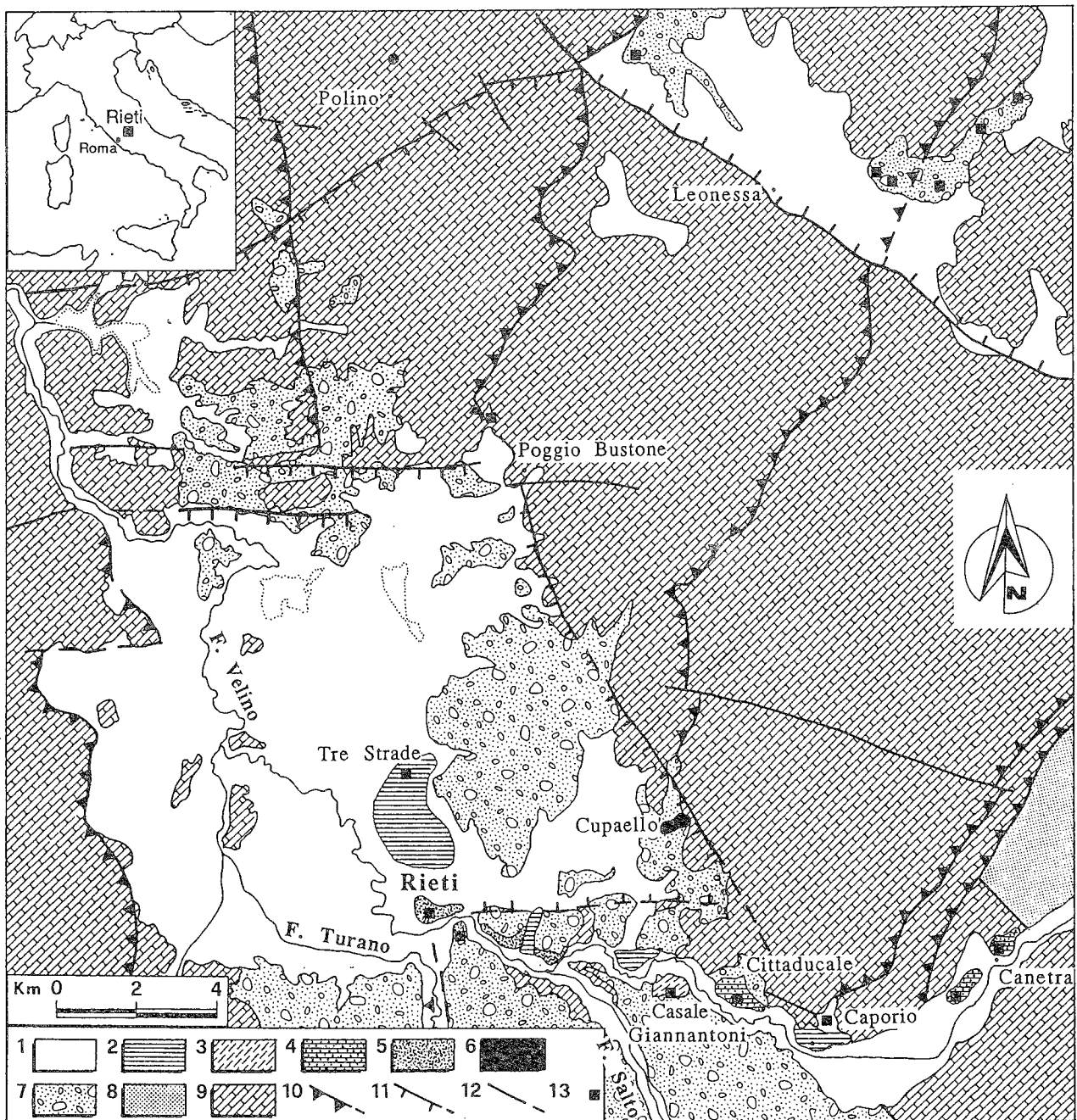


Fig. 2 - Schema geologico dell'area di Rieti e localizzazione dei depositi vulcanoclastici analizzati (da COSENTINO *et al.* (1992) e CARRARA *et al.* (in questo volume), con modifiche). 1) depositi fluvio-lacustri e coperture detritiche (Pleistocene sup.-Olocene); 2) terrazzo del 3° ordine (Pleistocene medio-sup.); 3) terrazzo del 2° ordine (Pleistocene medio); 4) terrazzo del 1° ordine (Pleistocene medio); 5) soglia travertinosa di Rieti; 6) centri vulcanici di Cupaello e Polino (Pleistocene medio); 7) depositi conglomeratici (Pliocene inf.-Pleistocene medio); 8) depositi terrigeni (Miocene sup.); 9) formazioni carbonatiche (Mesozoico); 10) sovrascorrimento; 11) faglia distensiva; 12) faglia indeterminata; 13) ubicazione dei depositi vulcanoclastici.

di circa 440 m sul l.m., estesa in sinistra del Fiume Velino nei pressi di Cittaducale. L'assetto morfologico complessivo ed i depositi presenti fanno ritenere che si tratti della superficie sommitale, più o meno rimodellata, di un bacino fluvio-lacustre creatosi a seguito di uno sbarramento travertinoso (CARRARA *et al.*, in questo volume). La successione stratigrafica ricavata in base al rilevamento su una sezione di scavo (Fig. 3) integrato ai dati ottenuti tramite sondaggi manuali, per una profondità complessiva di circa 7 m, è la seguente, procedendo dal basso verso l'alto:

a) Limi argillosi con intercalati orizzonti sabbiosi di colore bruno. Lo scheletro, molto scarso, è costituito da clasti calcarei e silicei millimetrici. Sono presenti cristalli di sanidino e mica bruna e frammenti pomice millimetrici di colore grigio chiaro. Lo spessore complessivo è di circa 6 m.

b) Sabbie ben classate, prive di matrice e debolmente cementate, di colore da bruno a giallo rossastro. Spessore complessivo circa 25 cm. La parte superiore dell'orizzonte (12 cm) è costituita essenzialmente da un aggregato di frammenti submillimetrici di cristalli di

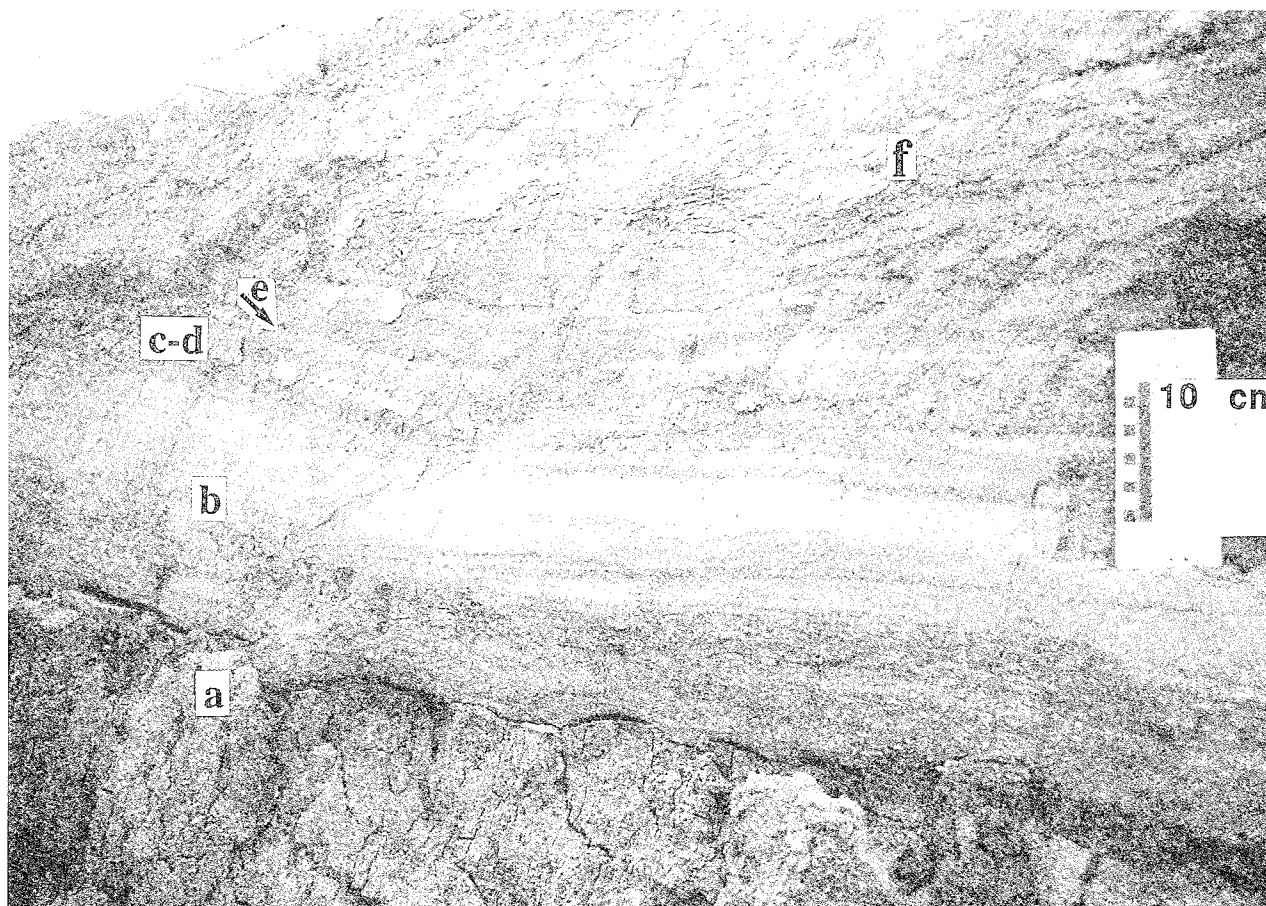


Fig. 3 - Particolare della sezione di Casale Giannantoni. Per le sigle e la descrizione dei livelli si veda il testo.

sanidino e mica bruna. Il deposito è riferibile, in base alle caratteristiche tessiturali ed alle strutture deposizionali, ad un ambiente fluvio-lacustre.

c-d) Due livelli incoerenti, rispettivamente dello spessore di 1,5 e 6 cm, costituiti da un aggregato di cristalli submillimetrici di sanidino predominante e mica bruna subordinata.

e) Livello cineritico biancastro dello spessore di 1 cm.

I frammenti pomiceici submillimetrici, che si rinven- gono nei suddetti livelli, sono caratterizzati dalla medesima associazione mineralogica dei cristalli liberi.

f) Limi argillosi lacustri di colore grigio, affioranti per uno spessore di almeno 0,5 m.

Gli orizzonti vulcanoclastici (c, d, e), per la continuità laterale, lo spessore costante e la giacitura a mantello sono ricollegabili a deposizione per caduta in un ambiente idrico a bassa energia.

Caporio

Nei pressi della frazione di Caporio, alla quota di 480 m sul l.m. (Fig. 2), i lavori di sbancamento di una cava hanno messo in evidenza una successione detritica relativa al colmamento di una vallecchia impostata nella formazione mesozoica del Calcare Massiccio. L'accumulo, costituito in prevalenza da clasti e blocchi carbonatici, contiene intercalazioni sabbioso-limose ricche in minerali vulcanici e, presso la base, un livello vulcanoclastico di colore giallo che nella parte centrale della vallecchia raggiunge lo spessore di 0,8 m. Il de-

posito, a granulometria limoso-sabbiosa, massivo, contiene abbondanti cristalli submillimetrici di clinopiro- sene e mica bruna e raro sanidino arrotondato, che mostra quindi di aver subito un certo grado di rielabora- zione. L'accumulo deriva dal rimaneggiamento di pro- dotti di caduta depositi sui versanti e dilavati succes- sivamente al centro della vallecchia. Il mancato svilup- po della pedogenesi, molto veloce su questo tipo di ter- reni, indica un processo di accumulo rapido delle pi- roclastiti e il loro immediato seppellimento ad opera dei depositi sovrastanti.

CARATTERI CHIMICO-MINERALOGICI DEI PRODOTTI

Per operare una correlazione dei prodotti rinvenuti e risalire alla loro possibile provenienza è stato intrapreso lo studio chimico sistematico delle fasi mineralo- giche costituenti. Sui campioni prelevati, dopo la rimo- zione della frazione argillosa tramite lavaggi, si è proce- duto alla separazione dei diversi minerali con l'ausilio del microscopio binoculare. Sono state quindi prepara- te sezioni sottili lucide di aggregati granulari per l'analisi al microscopio ottico e alla microsonda elettronica⁽¹⁾.

⁽¹⁾Le determinazioni analitiche sono state effettuate con microsonda JEOL JXA 50A del Centro per la Mineralogia e la Petrologia delle Formazioni Ignee (C.N.R. - Roma).

Lo studio si è concentrato in particolare sulle fasi femiche (clinopirosseno, mica bruna, anfibolo) che, per la maggiore variabilità della loro composizione chimica, offrono migliori possibilità di correlazione.

All'osservazione microscopica il clinopirosseno, rinvenuto negli affioramenti di Caporio e Poggio Bustone, si presenta frequentemente euedrale, leggermente pleocroico in sezione sottile sui toni del verde chiaro. Si tratta sempre di termini diopsidici (Tab. 1), secondo la classificazione proposta dall'IMA (MORIMOTO, 1988), come evidenziato nel diagramma triangolare di figura 4, in cui la composizione è riportata in funzione del contenuto di molecole Wo, En e Fs, calcolate secondo le raccomandazioni dell'IMA (CEBRIA, 1990).

Tab. 1 - Analisi chimiche effettuate alla microsonda elettronica (1) delle fasi femiche provenienti da Poggio Bustone, Caporio e Casale Giannantoni

N° analisi	Poggio Bustone	Caporio	Casale Giannantoni	
	cpx	cpx	mica	anfibolo
SiO ₂	46,95	48,11	37,35	42,98
TiO ₂	1,09	0,99	5,30	1,18
Al ₂ O ₃	5,98	5,34	15,69	8,35
Cr ₂ O ₃	0,05	0,05	0,06	0,13
Fe ₂ O ₃	6,12	6,06	---	1,60
FeO	2,81	4,13	*13,38	16,02
MnO	0,14	0,33	0,07	0,70
MgO	12,51	11,95	14,27	11,60
CaO	23,10	23,06	---	11,26
Na ₂ O	0,49	0,67	0,54	2,13
K ₂ O	---	---	8,11	1,97
Totale	99,24	100,69	94,77	97,92

*FeO_{tot} espresso come FeO

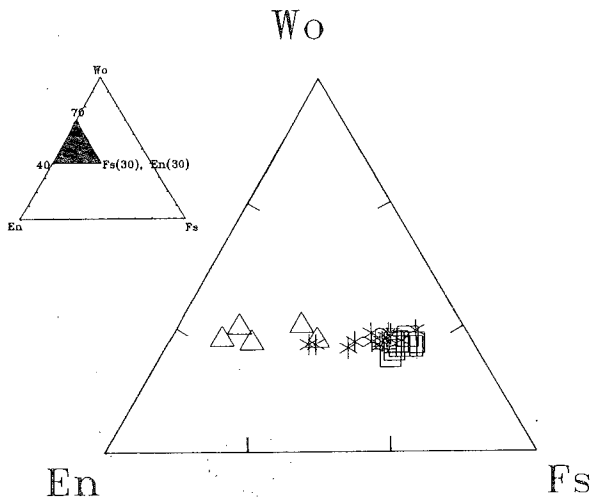


Fig. 4 - Analisi di clinopirosseni di Poggio Bustone (asterischi) e Caporio (quadrati), riportate in funzione del contenuto di Wo, En e Fs, calcolato secondo la classificazione I.M.A. e confronto con le analisi di clinopirosseni provenienti da San Venanzo e Cupello (triangoli; da CUNDARI & FERGUSON, 1991).

In realtà la composizione chimica dei clinopirosseni studiati risulta notevolmente differente da quella del diopside puro, per i notevoli contenuti di Al₂O₃,

Fe₂O₃ e TiO₂. La figura 5, in cui sono riportati il contenuto di Si^{IV} contro la somma di Al^{IV} + Al^{VI}, evidenzia la notevole sostituzione di alluminio al posto del silicio nei siti tetraedrici. Ad essa non fa però riscontro un'abbondanza di alluminio in coordinazione ottaedrica, infatti la figura 6 evidenzia una grande abbondanza di Fe³⁺ nel sito M1, che è sistematicamente superiore a quella del Fe²⁺ anche sulla base dell'equilibrio di carica. Tale abbondanza di Fe³⁺ è compensata solo minimamente dal Na nel sito M2. Pertanto, anche ammettendo che tutto il Na si combini con Fe³⁺ nel dare la molecola di acmite (vedi il colore verde in sezione sottile), si deve supporre che la maggior parte del ferro ferrico si combini con il calcio a formare la molecola di Fe-Tschermak (CaFe₃ + AlSiO₆). La caratterizzazione chimica di questa fase è completata dal titanio, che raggiunge valori superiori all'1% in peso, la cui presenza può essere attribuita alla molecola di Ca-Ti-Tschermak.

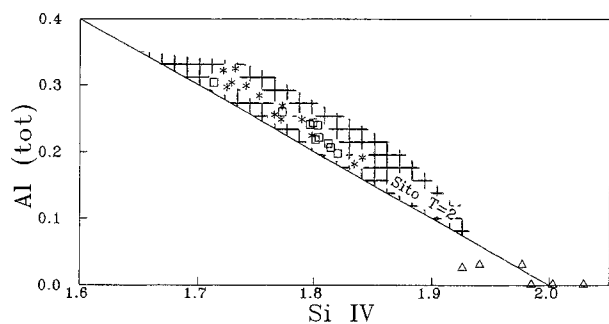


Fig. 5 - Relazione tra il contenuto di Si^{IV} e di Al_{tot} dei clinopirosseni di Poggio Bustone (asterischi) e Caporio (quadrati) e confronto con i relativi dati di San Venanzo e Cupello (triangoli; da CUNDARI & FERGUSON, 1991). Il griglia rappresenta la variazione composizionale dei pirosseni provenienti dai Distretti Vulsini, Vico, Sabatini e Colli Albani (da CUNDARI & FERGUSON, 1991, modificato).

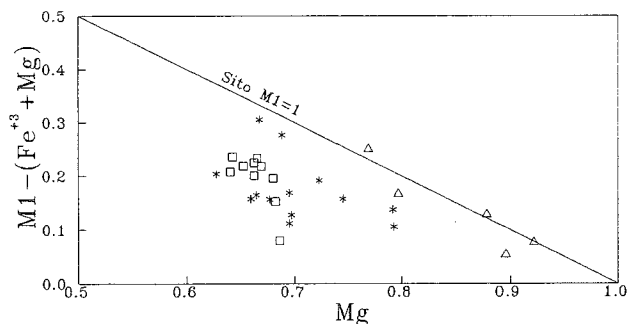


Fig. 6 - Relazione tra il contenuto di Mg e del sito M1-(Fe³⁺ + Mg) (cioè Ti + Fe²⁺ + Mn + Cr + Al^{VI}) dei clinopirosseni di Poggio Bustone (asterischi) e Caporio (quadrati) e confronto con i relativi dati di San Venanzo e Cupello (triangoli; da CUNDARI & FERGUSON, 1991).

I clinopirosseni provenienti dalle località Poggio Bustone e Caporio presentano caratteristiche cristallografiche analoghe, ma con significative differenze nel rapporto quantitativo tra le componenti: i clinopirosseni di Poggio Bustone, infatti, sono più ricchi in Al^{IV}, Al^{VI} e Fe³⁺. Nei vari diagrammi proposti la composizione dei clinopirosseni delle due località consente di individuare due zone contigue, ma non sovrapposte (Figg. 4-7).

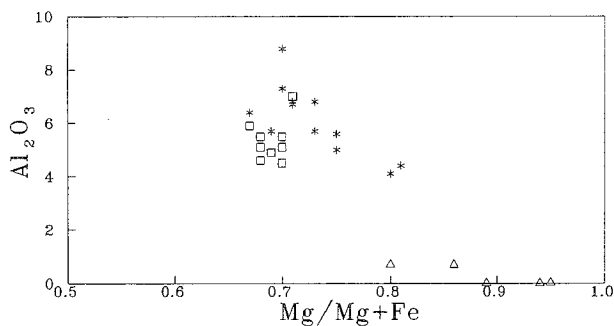


Fig. 7 - Relazione tra il contenuto di Al₂O₃ e di Mg# dei clinopirosseni di Poggio Bustone (asterischi) e Caporio (quadrati) e confronto con i relativi dati di San Venanzo e Cupaello (triangoli; da CUNDARI & FERGUSON, 1991).

Nell'affioramento di Casale Giannantoni, tra le fasi femiche non si rinviene clinopirosseno, ma solo mica bruna e, in uno dei livelli, anche sporadico anfibolo. Il chimismo di queste due fasi è riportato in tabella 1.

La mica si presenta in individui subuedrali, pleocroica dal marrone scuro (Z, Y) al giallo paglierino (X). Composizionalmente si tratta di termini della serie annite-flogopite, con scarsa sostituzione di molecola di Tschermak nel sito Y (Al^{VI} circa 0,3 atomi per unità formula (pfu)). Rilevante in questo sito è l'abbondanza di Ti (0,6 atomi pfu), mentre notevole è anche il tenore di Na nel sito A (0,2 atomi pfu). L'anfibolo si presenta in individui eudrali, pleocroici (Z = verde smeraldo, Y = verde, X = giallo). La formula è stata calcolata sulla base di 23 ossigeni, con il ferro ferrico calcolato successivamente con il metodo di DROOP (1987). Si tratta di un anfibolo calcico (Ca = 1,8 nel sito B) appartenente al gruppo delle orneblende s.l., composizionalmente identificabile nella serie che dai termini puri tremolite-actinolite, per una sostituzione di Si con Al e Na, porta alla formazione di termini edenitico-Fe-edenitici (DEER *et al.*, 1992). La presenza di circa 0,3 atomi di K per pfu nel sito A è superiore all'intervallo usuale riportato da DEER *et al.* (1992) per le orneblende (0-0,2).

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Le caratteristiche cristallografiche delle fasi mineralogiche analizzate permettono di avanzare alcune ipotesi sul tipo di magma con cui erano in equilibrio. Per quanto riguarda il clinopirosseno, la presenza di una notevole quantità di molecole di Tschermak (comprendendo nel termine anche quella titanifera e ferrica) è tipica dei clinopirosseni in equilibrio con i magmi alcalino-potassici degli apparati peritirrenici quaternari, magmi che sono caratterizzati da un'abbondanza di CaO e Al₂O₃ (FOLEY *et al.*, 1987). Nel diagramma di figura 5 si osserva che le composizioni riscontrate ricadono all'interno del campo di variabilità di tale fase nell'ambito delle vulcaniti peritirreniche.

In particolare l'elevato contenuto di Fe³⁺ e di Al^{IV} (e di conseguenza il basso contenuto in Al^{VI}), che si riflette nell'eccedenza di molecola di Fe-Tschermak sulla normale Al-Tschermak nel clinopirosseno, è legato probabilmente ad una cristallizzazione in condizioni di alta fugacità di ossigeno. Ciò può essere messo in relazione a condizioni di saturazione in volatili

a bassa pressione totale del sistema. Il tenore considerevole di Na₂O, che si riflette sull'abbondanza di molecola acmitica rispetto a quello medio dei clinopirosseni dei magmi alcalino-potassici peritirrenici, ed il notevole contenuto di TiO₂ fanno presupporre che il magma in equilibrio con il clinopirosseno doveva essere un termine notevolmente differenziato, verosimilmente di tipo trachi-fonolitico.

L'abbondanza di Ti nella mica indica un equilibrio ad elevata temperatura con magmi notevolmente differenziati. Quest'ultima condizione del magma è evidenziata anche dal valore del rapporto Mg/Mg + Fe, pari a circa 0,65 nelle miche di Casale Giannantoni.

Anche il contenuto di K nell'anfibolo indica che tale fase era in equilibrio con fusi fortemente potassici notevolmente differenziati, come evidenziato inoltre dal rapporto Mg/Mg + Fe = 0,5.

Le suddette condizioni: elevata fugacità di ossigeno, saturazione in volatili, bassa pressione totale, magmi differenziati, sono le stesse che probabilmente hanno controllato le grandi eruzioni esplosive dei distretti vulcanici della Regione Comagmatica Romana.

La composizione analoga dei clinopirosseni degli affioramenti di Poggio Bustone e Caporio sembra indicare che tale fase era in equilibrio con uno stesso tipo di magma alcalino-potassico; tuttavia le leggere differenze riscontrate sono tali da far pensare a diversi eventi eruttivi e/o complessi vulcanici. Viceversa, dal confronto dei chimismi dei clinopirosseni delle vulcanoclastiti del Bacino di Rieti con quelli della medesima fase nei prodotti vulcanici dei vicini centri di Cupaello e San Venanzo (CUNDARI & FERGUSON, 1991) emerge una sostanziale differenza composizionale (diagrammi delle Figg. 4-7). Anche il rapporto Mg/Mg + Fe delle miche di Casale Giannantoni è notevolmente più basso di quello delle miche in equilibrio con i magmi poco evoluti di Cupaello e San Venanzo (Mg/Mg + Fe = 0,90) (Fig. 8).

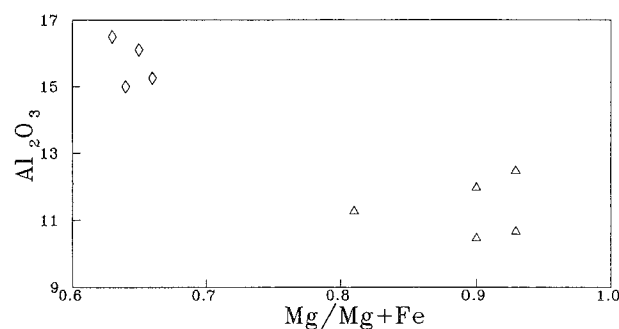


Fig. 8 - Analisi delle miche di Casale Giannantoni (rombi) riportate in funzione del contenuto di Al₂O₃ e di Mg# e confronto con le analisi delle miche di San Venanzo e Cupaello (triangoli; da CUNDARI & FERGUSON, 1991).

E' nostra opinione che i livelli vulcanoclastici in esame rappresentino dei prodotti piroclastici di caduta relativamente distali, correlabili all'attività dei distretti vulcanici del Lazio settentrionale (0,6-0,1 Ma). Tali prodotti potrebbero essere legati a fasi eruttive di tipo pliniano o associati alla messa in posto di colate piroclastiche (*co-ignimbrite ash fall deposits*; SPARKS & WALKER, 1977). Ad esempio, l'associazione mineralogica a sanidino e biotite, rinvenuta in alcuni livelli dell'affioramento di Casale Giannantoni, è tipica del-

la frazione juvenile di numerose unità piroclastiche a chimismo trachi-fonolitico del Distretto dei Monti Vulsini. La presenza, sia pur sporadica, dell'anfibolo in un livello della suddetta località potrebbe suggerire in questo caso una provenienza dall'area campana, trattandosi di una fase normalmente non riscontrata nelle vulcaniti esplosive della Provincia Romana. In questa fase del lavoro non è tuttavia azzardabile un tentativo di correlazione univoco con determinati complessi vulcanici, né tanto meno con specifici eventi eruttivi.

Sulla base del confronto tra il contenuto di cristalli delle pomice, ritenuto rappresentativo del contenuto di cristalli del magma, ed il contenuto di cristalli liberi del deposito (SPARKS & WALKER, 1977), effettuato su diverse unità di flusso piroclastico dei distretti vulcanici laziali, risulta evidente un sensibile arricchimento in cristalli nel deposito della colata piroclastica. Ciò implica la sottrazione di notevoli volumi di materiale cineritico impoverito in cristalli (dell'ordine di varie decine per cento) e rivela pertanto un considerevole deficit di materiale in affioramento. E' evidente che ingenti volumi di materiale piroclastico a grana fine devono essersi depositi ben oltre i limiti raggiunti dalle porzioni più grossolane e concentrate delle colate piroclastiche, sotto forma di nubi cineritiche turbolente, a bassa concentrazione di particelle, segregatesi dalla valanga basale delle colate piroclastiche (*co-ignimbrite ash fall deposits*; SPARKS & WALKER, 1977). In effetti, depositi piroclastici di caduta a grana fine sono stati comunemente osservati al tetto delle più importanti unità di flusso piroclastiche dei distretti laziali. Inoltre è ben noto che depositi di questo tipo sono stati rinvenuti anche a diverse centinaia di chilometri oltre i limiti dei depositi di colata piroclastica associati, come ad esempio nel caso dell'Ignimbrite Campana.

La "conservatività" dei depositi di *co-ignimbrite ash fall* è estremamente scarsa, soprattutto nelle porzioni distali che non sono interessate da una successiva rapida copertura di origine vulcanica. Pertanto il loro occasionale rinvenimento è limitato ad aree ristrette, caratterizzate da particolari condizioni morfologiche e da rapida sedimentazione, che svolgono il ruolo di "trappole sedimentarie".

La parziale rielaborazione post-deposizionale dei prodotti rinvenuti nel presente studio, che ha determinato un arricchimento selettivo in cristalli rispetto ai frammenti pomice, rende tuttavia problematici i tentativi di correlazione su base quantitativa con i depositi prossimali appartenenti alle stesse eruzioni. A tal fine è necessaria una caratterizzazione geochemica più spinta dei prodotti, oltre all'analisi morfoscopica dei granuli al S.E.M. per una migliore definizione dei meccanismi di messa in posto. Non si può escludere, infatti, che i depositi in questione rappresentino l'equivalente distale dei depositi di pomice di caduta di tipo pliniano intercalati a vari livelli nelle sequenze eruttive dei distretti laziali.

In ogni caso non vi è alcuna evidenza vulcanologica circa l'attribuzione di tali materiali all'attività di ipotetici apparati vulcanici intra-appenninici. Nell'area appenninica dell'Italia Centrale, infatti, non sono mai stati rinvenuti i corrispondenti depositi prossimali ai punti di emissione, né alcuna traccia risolutiva di apparati radicati, fatta eccezione per i centri umbro-reatini summenzionati. Anche una correlazione con questi ultimi centri è tuttavia da escludere sulla base delle evidenze chimico-mineralogiche.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI G. & CARBONE F. (Eds.) (1986) - *Lithofacies map of Latium-Abruzzi and neighbouring areas, scale 1:250,000*. C.N.R., Quad. Ric. Sci., **114** (5).
- BAGNAIA R., D'EPIFANTO A. & SYLOS LABINI S. (1989) - *Aquila and Subequan basins: an example of quaternary evolution in central Apennines, Italy*. Quat. Nova, n. ser. **1**, 1-23.
- BARBERI R. & CAVINATO G.P. (in questo volume) - *Analisi sedimentologiche ed evoluzione paleogeografica del settore meridionale del Bacino di Rieti*.
- BERTI D., BIGI S., CENTAMORE E., DRAMIS F., FARABOLLINI P. & MAZZEI A. (1992) - *Segnalazione di livelli vulcanoclastici nel pescarese*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale (1991/2), CROP **11**, 307-311.
- BERTINI T., BOSI C. & GALADINI F. (1989) - *La conca di Fossa-S. Demetrio dei Vestini*. In "Elementi di tettonica pliocenico-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese". Guida all'escursione della Soc. Geol. It., Esa Grafica. Roma.
- BIAGI P.F., DELLA MONICA G., FERRINI V. & PICCONE A. (1981) - *Rilievi geomagnetici e geo-petrografici nell'area di affioramento della piroclastite di Raiano (Conca Peligna, L'Aquila, Abruzzo)*. Per. Mineral., **50**, 257-268.
- BIAGI P.F., FERRINI V., ROSSI A. & SANTEDDU B. (1991) - *Indagini geofisiche e minero-petrografiche preliminari sulla vulcanoclastite di Carapelle Calvisio (L'Aquila, Abruzzo)*. Il Quaternario, **4**, 411-418.
- BLUMETTI A.M., COLTORTI M., DRAMIS F. & FARABOLLINI P. (1990) - *Due sezioni stratigrafiche nel Pleistocene medio della Conca di Norcia: implicazioni geomorfologiche e neotettoniche*. Rend. Soc. Geol. It., **13**, 17-26.
- BOSI C. & BERTINI T. (1970) - *La geologia della media Valle dell'Aterno*. Mem. Soc. Geol. It., **9**.
- BOSI C. (Ed.) (1987) - *Neotectonic map of Italy*. C.N.R., Quad. Ric. Sci., **114**, (4).
- BOSI C., LOCARDI E. & VILLA I.M. (1991) - *Il distretto magmatico abruzzese*. Workshop "Evoluzione dei bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area Tosco-Laziale", Pisa, 12-13 giugno 1991. Volume riassunti, 68-69.
- BOSI C., CITTADINI A., DE CASA G., MESSINA P. & PALIERI L. (1992) - *Dati preliminari su alcune successioni tuftiche pleistoceniche dell'Appennino abruzzese*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale (1991/2), CROP **11**, 313-317.
- BRUGNATELLI L. (1883) - *Note sulla composizione di una roccia piroclastica dei dintorni di Rieti*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **14**, 314-326.
- BRUNAMONTE F., MICHETTI A.M., SERVA L. & VITTORI E. (In stampa) - *Seismic hazard evaluation in central Italy: preliminary results of the Rieti Basin Project*. Atti Convegno Irpinia dieci anni dopo. Sant'Angelo di Sorrento, 19-24 novembre 1990.
- BRUNAMONTE F., MICHETTI A.M. & VILLA I.M. (1991) - *Segnalazione e datazione ³⁹Ar/⁴⁰Ar di un deposito piroclastico rinvenuto nei pressi di Poggio Bustone (Bacino di Rieti)*. Workshop "Evoluzione dei bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area Tosco-Laziale", Pisa, 12-13 giugno 1991. Volume riassunti, 75-76.
- CALAMITA F., COLTORTI M., DEIANA G., DRAMIS F. & PAMBIANCHI G. (1982) - *Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depression (Umbria-Marche Appennine)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **55**, 263-276.
- CAPALDI G., CIVETTA L. & GILLOT P. Y. (1985) - *Geochronology of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Southern Italy*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**, 25-44.
- CARRARA C., BRUNAMONTE F., FERRELLI L., LORENZONI P., MARGHERITI L., MICHETTI A.M., RAGLIONE M., ROSATI M. & SERVA L. (in questo volume) - *I terrazzi della medio-bassa Valle del Fiume Velino*.
- CAVINATO G.P., CHIARETTI F., COSENTINO D. & SERVA L. (1989) - *Caratteri geologico-strutturali del margine orientale della Conca di Rieti*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 207-218.
- CEBRIA J.M. (1990) - *A Program for pyroxene classification and calculation of end-members*. Am. Miner., **75**, 1426-1427.
- CHIESA S., COLTORTI M., CREMASCHI M., FERRARIS M. & PROSPERI L. (1989) - *Loess sedimentation and quaternary deposits in the Marche province*. In M. CREMASCHI (Editor): *The loess in northern and central Italy*. C.N.R., Milano, Quad. Geodinam. Alpina e Quaternaria, **1**, 103-130.

- CLERICI E. (1897) - *Sopra un centro vulcanico nell'interno dell'Umbria*. Boll. Soc. Geol. It., **16**, 252.
- COLTORTI M., DELITALA M.C., DRAMIS F., FORNASERI M., NICOLETTI M. & PARIS L. (1989) - *Datazione al K/Ar di piroclastiti come contributo alla conoscenza dell'evoluzione geomorfologica della depressione tettonica di Norcia (Appennino centrale, Italia)*. Studi Geol. Camerti, **11**, 77-85.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1986) - *Assetto strutturale dei Monti Lucretili settentrionali (Sabina): nuovi dati e schema tettonico preliminare*. Geologica Rom., **25**, 73-90.
- COSENTINO D., SCOPPOLA C., SCROCCA D. & VECCHIA P. (1992) - *Stile strutturale dei Monti Reatini e dei Monti Sabini settentrionali (Appennino centrale) a confronto*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale (1991/2), CROP **11**, 55-61.
- CUNDARI A. & FERGUSON A.K. (1991) - *Petrogenetic relationships between melilitite and lamproite in the Roman Comagmatic Region: the lavas of S. Venanzo and Cupaello*. Contrib. Mineral. Petrol., **107**, 343-357.
- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. (1992) - *An introduction to the rock-forming minerals*. 2° ed., Longman Scientific & Technical, Hong Kong.
- DROOP G.T.R. (1987) - *A general equation for estimating Fe³⁺ concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria*. Min. Mag., **51**, 431-435.
- FOLEY S.F., VENTURELLI G., GREEN D.H. & TOSCANI L. (1987) - *The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models*. Earth Sci. Rev., **24**, 81-134.
- FOLLIERI M., MAGRI D., SADORI L. & VILLA I.M. (1991) - *Palinologia e datazione radiometrica ³⁹Ar/⁴⁰Ar di un sondaggio nella Piana del Fucino (Abruzzo)*. Workshop "Evoluzione dei bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area Tosco-Laziale", Pisa, 12-13 giugno 1991. Volume riassunti, 90-92.
- FORNASERI M. (1985) - *Geochronology of volcanic rocks from Latium (Italy)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**, 73-106.
- FREZZOTTI M. & GIRAUDI C. (1989) - *Evoluzione tardo-pleistocenica ed olocenica del Piano di Aremogna (Roccaraso-Abruzzo): implicazioni climatiche e tettoniche*. Mem. Soc. Geol. It., **42**, 5-19.
- FREZZOTTI M. & NARCISI B. (1989) - *Identificazione di un andosuolo, possibile livello guida per la cronostratigrafia olocenica dell'Appennino centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **42**, 352-358.
- GE.MI.NA. (1963) - *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. Soc. Geomineraria Nazionale, Roma. Ed. ILTE, 319 pp.
- GIRAUDI C. (1986) - *Inversione pleistocenica del drenaggio in alta Val Roveto (Abruzzo sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 847-853.
- GIRAUDI C. (1988) - *Evoluzione geologica della Piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30.000 anni*. Il Quaternario, **1**, 131-159.
- LAURENZI M.A. & VILLA I.M. (1985) - *Datazione K/Ar dei centri di Vicovaro e San Venanzo*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**, 422-423.
- LORENZONI P., RAGLIONE M., BRUNAMONTE F., MICHETTI A.M. & PENNACCHIONI M. (In questo volume) - *Stratigrafia dei depositi di versante tardo-quadernari del Bacino di Rieti: la sezione de La Casetta*.
- LOTTI B. (1906) - *Sui risultati del rilevamento geologico nei dintorni di Piediluco, Ferentillo, Spoleto*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **37**, 5-40.
- MANFREDINI M. (1972) - *Studio idrogeologico della Piana di Rieti*. C.N.R., Quad. Ist. Ric. Acque, **6**, 87-122.
- MICHETTI A.M. (1990) - *Nuovi dati sulle vulcaniti della "Cava dell'Oro" presso Polino (Terni)*. Prestampe Atti 75° Congr. Soc. Geol. It., Milano, Riassunti Poster, 103-104.
- MICHETTI A.M. & SERVA L. (1990) - *New data on the seismotectonic potential of the Leonessa fault area (Rieti, Central Italy)*. Rend. Soc. Geol. It., **13**, 37-46.
- MODERNI P. (1900) - *Note geologiche preliminari su i dintorni di Leonessa in provincia di Aquila*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **31**, 338-354.
- MORIMOTO N. (1988) - *Nomenclature of pyroxenes*. Min. Mag., **52**, 535-550.
- RAFFY J. (1982) - *Orogenese, dislocations quaternaire du versant tyrrhenienne des Abruzzes (Italie Centrale)*. Rev. Geol. Geogr. Phis., **23**, 371-387.
- REALE COMITATO GEOLOGICO D'ITALIA (1911) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (I edizione), Foglio 138 Terni*.
- SABATINI V. (1898) - *Sopra un nuovo tipo di lava rinvenuto a San Venanzo nell'Umbria*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **29**.
- SCARSELLA F. (1951) - *Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo*. Boll. Serv. Geol. d'It., **71**, 155-165.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1955) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (I edizione), Foglio 139 L'Aquila*.
- SPARKS R.S.J. & WALKER G.P.L. (1977) - *The significance of vitric-enriched air fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **2**, 329-341.
- STOPPA F. (1988) - *L'eurimite di Colle Fabbri (Spoleto): un litotipo ad affinità carbonatitica in Italia*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 239-248.
- STOPPA F. & VILLA I.M. (1991) - *Primi dati cronologici del Distretto Ultra-alcalino Umbro-Laziale*. Workshop "Evoluzione dei bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area Tosco-Laziale", Pisa, 12-13 giugno 1991. Volume riassunti, 54.
- VERRI A. (1883) - *Studi geologici sulle conche di Terni e di Rieti*. Mem. R. Acc. Lincei, ser. 3, **15**, 1-82.
- VILLA I.M., SERVA L. & QUERCIOLI C. (1991) - *Verso una datazione della lava di Cupaello (Rieti)*. Plinius, **4**, 102-103.
- ZARLENGA F. (1987) - *I depositi continentali del Bacino del Fucino (L'Aquila, Italia centrale)*. Geol. Rom., **26**, 223-253.