

GIUSEPPE LENZI*, PIERPAOLO MATTIAS**

MINERALOGIA DEI MATERIALI ARGILLOSI DELL'AREA DI MONTEROTONDO (ROMA)***

RIASSUNTO. — Viene fornita la caratterizzazione mineralogica della serie di materiali argillosi di età plio-pleistocenica rientrante nell'area di Monterotondo, a Nord di Roma, che fa parte degli affioramenti sedimentari marini della Valle del Tevere. È stato riconosciuto che i materiali argillosi, anziché argille come indicato dalla letteratura, debbono essere intesi piuttosto come «limi marnoso-argillosi ed argillo-marnosi» dove la componente argillosa fondamentale è data da illite e smectite.

Sono stati identificati fra i minerali argillosi, oltre ai già citati illite e smectite, soprattutto clorite, caolinite e minerali a strati misti del tipo I-MO altamente irregolari. Gli altri minerali, non argillosi, sono quarzo, feldspati, calcite, dolomite ed in particolare una zeolite forse di tipo Laumontitico ed abbondante sostanza vetrosa di origine vulcanica.

La mineralogia ha permesso di riconoscere che nella serie studiata, dello spessore di circa 105-110 m, sono presenti a vari livelli e con diversa entità minerali vulcanici testimoniando un'attività eruttiva, ove, durante una sua fase parossistica si è formato un «livello vulcanico» (Auct.); esso tuttavia deve essere inteso piuttosto un «livello con elementi vulcanici» dato che i suoi componenti principali sono gli stessi degli altri livelli della serie, ma con un diverso rapporto fra le fasi.

Viene discussa la genesi dei componenti mineralogici con particolare riguardo alla componente vulcanica dalla cui alterazione si sono formati principalmente una smectite e la zeolite.

ABSTRACT. — The Authors provide a mineralogic characterization of the series of Plio-Pleistocene clayey materials from the area of Monterotondo, north of Rome, which is part of the marine sedimentary outcrops of the Tiber valley. Clayey materials should be considered as «marly-clayey and clayey-marly silts», where the basic clay components are illite and smectite, instead of clays, as indicated by the literature.

Among the clayey minerals, chlorite, kaolinite and very irregular mixed-layer minerals of the I-MO type, over and above the previously mentioned illite and smectite, were identified. Vermiculite was occasionally found. The other non-clayey minerals identified were quartz, substance of volcanic origin.

Mineralogy allowed to determine that, in the series studied, having a thickness of approx. 105-110 m, volcanic minerals were present at different levels and with different thickness, evidencing an eruptive activity. In particular, during a paroxysmal phase of such activity, a «volcanic level» (Auct.) was formed. However, this was rather a «level with volcanic elements», since its main components were the same as the other levels of the series but with a different relationship among the phases.

The Authors discuss the genesis of the mineralogic components, with special reference to the volcanic one, the alteration of which gave mainly rise to smectite and zeolite.

* Laboratorio Rifiuti Radioattivi del CSN Casaccia del C.N.E.N., via Anguillarese km 1,300 00060 S. Maria di Galeria, Roma. ** Istituto di Geologia Applicata e Giacimenti Minerari - Centro di Studio per la Geologia Tecnica del C.N.R., Facoltà di Ingegneria, via Eudossiana n. 18 - 00184 Roma. *** Lavoro eseguito nell'ambito dei programmi del Centro di Studio per la Geologia Tecnica del C.N.R. e dei programmi del Laboratorio Rifiuti Radioattivi del C.N.E.N.

Premessa

I materiali argillosi plio-pleistocenici dell'area a Nord di Roma e prossimi al centro di Monterotondo sono noti da tempo per i loro aspetti sia industriali che alcune volte scientifici. Nella zona si osservano una decina di ampie cave alcune delle quali anche attualmente oggetto di intensa coltivazione ed il materiale estratto trova impiego nelle vicine fornaci soprattutto per la fabbricazione di laterizi pieni e forati.

Vari AA. hanno considerato gli aspetti scientifici, in particolare AMBROSETTI et al. (1968) si sono soffermati su « un livello vulcanico », che risulta essere intercalato fra i materiali argillosi, ARIAS et al. (1976) sempre per la medesima serie forniscono varie indicazioni di cui alcune riguardanti i microfossili; MORTARI (1977) offre per questi materiali dati prettamente geotecnici. Nel lavoro di CARBONI e CONTI (1977) viene data un'ampia descrizione della microfauna e dell'ambiente di sedimentazione di questi materiali.

Mancavano invece dati che potessero caratterizzare mineralogicamente la successione di terreni argillosi affioranti in detta area e con il presente lavoro si desidera apportare un contributo in tal senso per completare la conoscenza della loro natura argillosa. In ciò accogliendo la sollecitazione di ARIAS et al. (1976), che espressamente per la Cava Marco Simone (Via Palombarese - km 18,800) auspicavano l'intervento di altre discipline per completare il quadro di conoscenze da essi delineato.

Cenni geologici

I materiali esaminati appartengono a depositi clastici marini di età plio-pleistocenica e rappresentano, almeno localmente, gli ultimi materiali formati in ambiente marino.

L'area presa in esame è ubicata a circa una ventina di km a Nord di Roma, sulla sponda sinistra della Valle del Tevere e gli affioramenti di maggiore interesse si hanno in tre località (fig. 1).

La prima di esse è posta in prossimità della Stazione ferroviaria di Monterotondo, dove le cave sono essenzialmente tre: Cava Mariani (ora abbandonata) con un fronte di estrazione a gradoni di circa 65 m; Cava Testa che rappresenta verso Nord il proseguimento della precedente cava e la terza, Cava Borgese, ancora più a Nord, si ha in corrispondenza del casello ferroviario del km 26,235 della ferrovia Roma-Orte.

La seconda area interessa la Valle Ricca ed è ubicata a circa 2 km in direzione Sud-Ovest dal centro di Monterotondo; essa si estende per circa 3-4 km con andamento Nord Ovest-Sud Est per poi confluire nella Valle del Tevere. Sul suo lato sinistro, specialmente negli ultimi due km, sono aperti 7-8 fronti di estrazione solitamente coltivati con il sistema a gradoni. Alcuni di questi fronti appartengono alla stessa cava e rappresentano il prosieguo di precedenti zone

di estrazione. Le principali cave di questa area sono: Cava SILPA, Cava Renardet (Società SAUTI), Cava Tini, Cava delle Fornaci di Valle Ricca.

La terza area è posta in una posizione più meridionale, distando circa 8-9 km in direzione Sud-Sud Est dal centro di Monterotondo, lungo la Via Palombarese (km 18,800), in località Casale di Marco Simone Vecchio. Anche in questa località

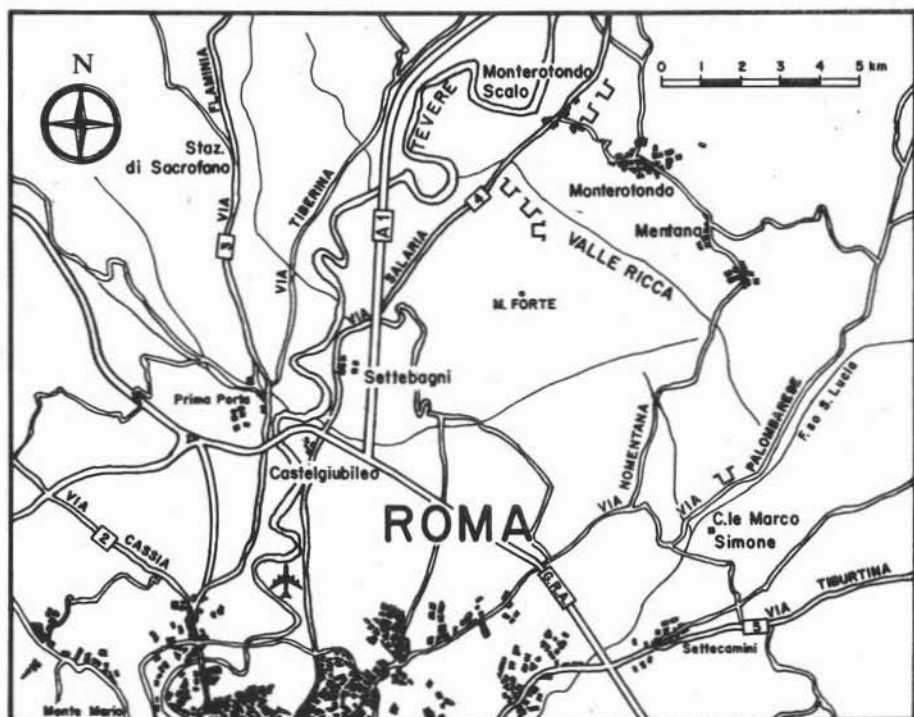


Fig. 1. — Ubicazione dell'area di Monterotondo a Nord di Roma.

è presente una cava, Cava Marco Simone, dove la coltivazione viene effettuata mediante gradoni, su un fronte di circa 30-35 m.

Lo spessore complessivo della serie plio-pleistocenica esposta è di circa un centinaio di metri, in quanto alcune dislocazioni hanno portato all'affioramento di porzioni differenziate della successione clastica.

Le «argille» si presentano di colore grigio, grigio-azzurro, grigio-giallastro fino a giallastro e nella parte alta della serie vi è una più evidente colorazione giallastra ove è maggiore la componente siltosa e/o sabbiosa.

La serie pur presentandosi, a prima vista, alquanto omogenea, rivela, ad un più attento esame, intercalazioni più sabbiose o più limose sia nella parte basale che nella parte sommitale; tali intercalazioni sono generalmente dell'ordine da qualche decimetro al metro.

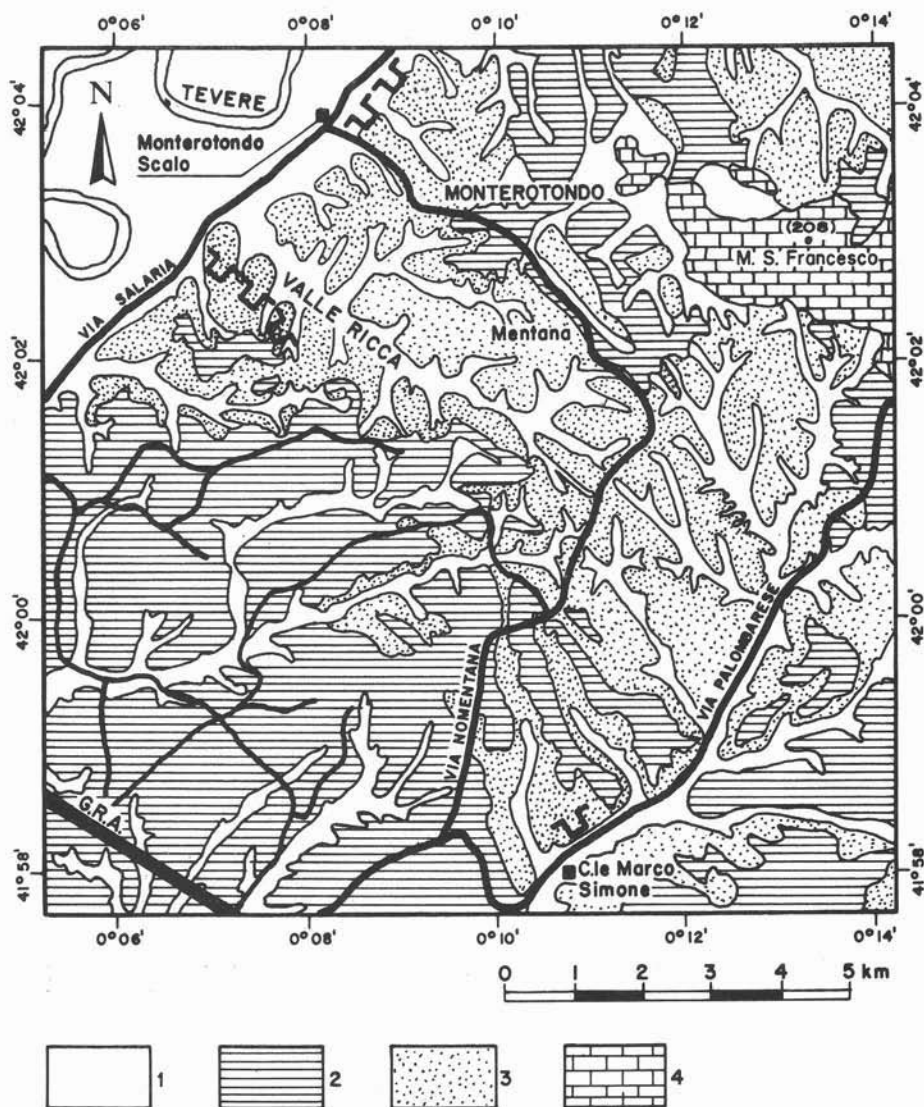


Fig. 2. — 1 - Alluvioni e detriti recenti ed attuali. 2 - Piroclastiti alcalino-potassiche dei Vulcani Sabatini e del Vulcano Laziale. Travertini (*Quaternario*). 3 - Sedimenti clastici marini eterogenei comprendenti argille limose, limi argillosi e sabbie con locali livelli di ghiaia (*Plio-Pleistocene*). 4 - Sedimenti carbonatici marini costituiti da calcari, calcari dolomitici, calcari selciosi, dolomie, ecc. (*Giurassico-Cretacico*).

Come si è accennato sono presenti dislocazioni che hanno provocato la discontinuità nell'andamento della successione stratigrafica; più comuni sono faglie con rigetto quasi verticale, che da qualche metro raggiungono, al massimo, la decina di metri; presenti, ma meno frequenti, sono gli scivolamenti orizzontali di porzioni della serie su termini sottostanti (MORTARI, *com. pers.*).

La situazione geologica della zona può essere così schematizzata: i terreni più antichi sono costituiti da calcari, calcari dolomitici e dolomie di età mesozoica che formano i rilievi della zona (M. S. Francesco, m 206) (fig. 2).

Colmano le depressioni determinate dalle precedenti strutture carbonatiche, i depositi clastici marini di età pliocenica comprendenti le cosiddette « argille azzurre ». Questi sedimenti, in alcune località, comprendono anche termini di età pleistocenica e passano gradualmente a sabbie all'aumentare delle componenti siltosa e sabbiosa.

È in questi prodotti che si ha l'intercalazione del « livello vulcanico » descritto da AMBROSETTI et al. (1968) che risulta sempre molto ben distinguibile e di facile riferimento negli affioramenti.

In vaste zone a copertura di detti depositi si hanno terreni di natura vulcanica di età Quaternaria formati a seguito delle manifestazioni esplosive dei Vulcani Sabatini e, seppure in entità minore, del Vulcano Laziale. Queste piroclastiti sono generalmente caratterizzate da livelli di ceneri più o meno intensamente argillificate, costituenti strati di colore da marrone a grigio e dello spessore di circa 0,5-1 m. Solamente fra i materiali appartenenti al Vulcano Laziale si notano talvolta termini pozzolanacei di colore violaceo e con spessore maggiore.

In alcune zone i depositi a costituenti vulcanici sono delle tufiti in quanto i prodotti si sono sedimentati in ambiente acquoso ed appaiono rimaneggiati.

Nella regione, localmente, si hanno ampi affioramenti di travertino e di rocce travertinose dello spessore anche di alcune decine di metri la cui giacitura è irregolare; stratigraficamente risultano sottostanti alle vulcaniti.

Completa la successione dei terreni la coltre di sedimenti alluvionali degli ampi fondovalle che, generalmente, è costituita dal disfacimento delle formazioni localmente affioranti e quindi dalla mescolanza di detriti provenienti dalle vulcaniti con i minerali delle formazioni argillose. Lo spessore di questi sedimenti risulta essere molto vario risentendo, ovviamente, delle precedenti morfologie e del locale tipo di erosione.

Campionatura e metodi sperimentali

La raccolta dei campioni è stata effettuata nelle seguenti cave: Cava Mariani di Monterotondo Scalo, Cave SILPA e Renardet della Valle Ricca e Cava Marco Simone della Via Palombarese. In quest'ultima località la campionatura è stata eseguita in modo tale da prendere campioni significativi sia sopra che sotto al « livello vulcanico ». Inoltre, sei campioni provengono da un sondaggio eseguito nella zona di Valle Ricca e che possono collocarsi alla base della serie che viene esposta negli spaccati delle cave. Ne risulta, pertanto, che la serie sedimentaria studiata ha uno spessore complessivo di circa 105-110 m di cui 75-80 facenti parte degli affioramenti ed i rimanenti del sondaggio.

Nella tab. 1 vengono riportati i dettagli della campionatura mentre nella

TABELLA 1

CAMPIONE	'COORDINATE	LOCALITA'	OSSERVAZIONI
CMS 1	0°11'28" (E)-41°58'24" (N)	Cava Marco Simone-Via Palombarese	10,0 M. sopra il "livello sabbioso vulc."
CMS 2	"	"	8,0 M. " "
CMS 3	"	"	6,0 M. " "
CMS 4	"	"	4,0 M. " "
CMS 5	"	"	2,0 M. " "
CMS 6	"	"	0,2 M. " "
CMS 7	"	"	"livello sabbioso vulcanico"
CMS 8	"	"	0,2 M. sotto il "livello sabbioso vulc."
CMS 9	"	"	4,0 M. " "
CMS 10	"	"	7,0 M. " "
CMS 11	"	"	12,0 M. " "
MRT 6	0°18'47" (E)-42°03'44" (N)	Cava Mariani-Monterotondo Scalo	38,0 M. sopra il piazzale di cava
MRT 7	"	"	30,0 M. " "
MRT 8	"	"	24,0 M. " "
MRT 9	"	"	15,0 M. " "
MRT 10	"	"	12,0 M. " "
MRT 11	"	"	8,0 M. " "
MRT 12	"	"	4,0 M. " "
MRT 13	"	"	1,0 M. " "
VRC 4	0°08'48" (E)-42°01'52" (N)	Cava SILPA-Valle Ricca	18,0 M. " "
VRC 3	"	"	12,0 M. " "
VRC 2	"	"	8,0 M. " "
VRC 1	"	"	4,0 M. " "
VRC 5	"	"	2,0 M. " "
MRT 14	0°09'01" (E)-42°04'02" (N)	Cava Borgese-Casello Ferroviario	3,0 M. " "
MRT 15	"	"	1,0 M. " "
VRC 19	0°08'22" (E)-42°02'08" (N)	Cava Renardet-Valle Ricca	"livello sabbioso vulcanico"
VRC 20	"	"	18,0 M. sotto il "livello sabbioso vulc."
VRC 18	"	"	22,0 M. " "
MRT 16	0°08'24" (E)-42°03'20" (N)	Cava abbandonata-Monterotondo Scalo	12,0 M. sopra il piazzale di cava
MRT 17	"	"	16,0 M. " "
S. 6	0°08'48" (E)-42°01'52" (N)	Sondaggio -Valle Ricca	6,0 M. di profondità
S. 9	"	"	9,0 M. " "
S. 11	"	"	11,0 M. " "
S. 13	"	"	13,0 M. " "
S. 26	"	"	26,0 M. " "
S. 29	"	"	29,0 M. " "

fig. 3 si riporta la colonna stratigrafica della serie con il collocamento dei campioni; complessivamente sono stati studiati n. 37 campioni.

Lo studio è stato effettuato essenzialmente mediante diffrattometria ai raggi X, su tutti i campioni collazionati; sono state effettuate anche analisi granulometriche su campioni selezionati ed alcuni campioni particolarmente significativi sono stati esaminati anche al microscopio elettronico sia a trasmissione (TEM) che a scansione (SEM).

Nelle analisi diffrattometriche, si è seguita la metodologia già applicata in lavori precedenti a materiali di questa natura da uno degli A. (P.M.) (POZZUOLI, MATTIAS e GALAN, 1973; MATTIAS e GALAN, 1975; MATTIAS e CANEVA, 1979).

Anche in questo lavoro si è ritenuto di fornire delle informazioni di carattere semiquantitativo con stime ricavate applicando il metodo di SCHULTZ (1964) con le ulteriori specificazioni riportate da POZZUOLI, MATTIAS e GALAN (1973) e da MATTIAS e CANEVA (1979).

Il parametro v/p di BISCAYE (1965) e l'indice di cristallinità di WEAVER (1960) sono stati calcolati, pur nella considerazione che la presenza di minerali quali quelli a strati misti del tipo I-MO, conducono a risultati alquanto incerti.

Nella fig. 4 si riporta la distribuzione semiquantitativa dei principali minerali riscontrati nella serie studiata, presenti nel «tale e quale» in funzione della

profondità, con la relativa granulometria; occorre specificare che nell'ambito dei fillosilicati sono compresi anche i minerali argillosi.

Nella fig. 5 si riporta la stessa distribuzione relativa alla frazione 2-20 μm con evidenziati i componenti argillosi e nella fig. 6 quella relativa alla frazione $< 2 \mu\text{m}$.

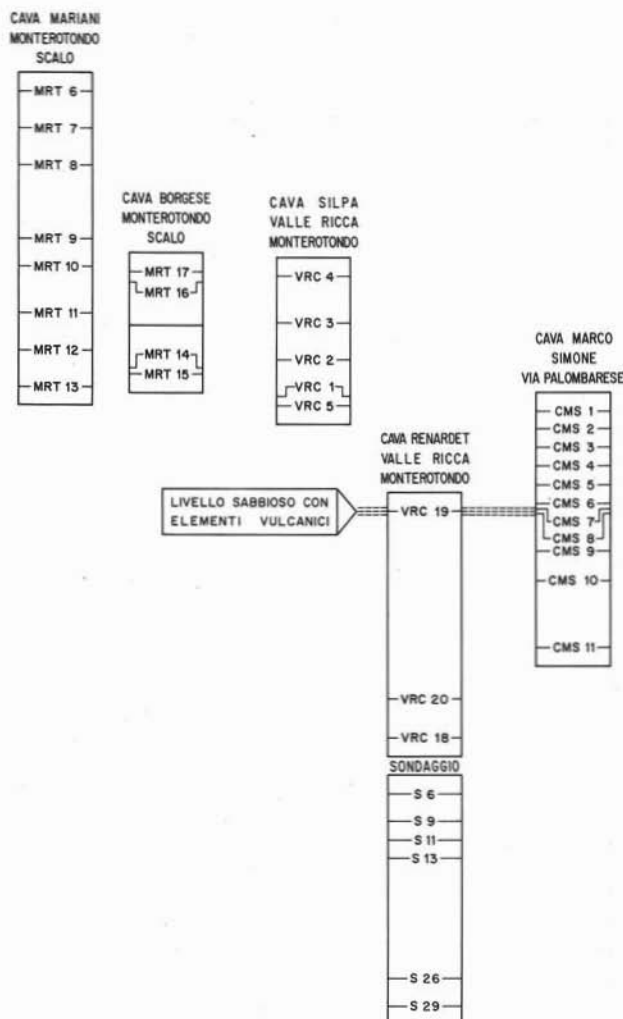


Fig. 3. — Sezioni delle colonne stratigrafiche con la collocazione dei campioni studiati.

Risultati

Lo studio diffrattometrico ha permesso di riconoscere che i materiali in studio sono costituiti oltre che da quarzo, feldspati, calcite e dolomite, da minerali argillosi quali: illite, smectite, caolinite, clorite, minerali a strati misti del tipo IMO;

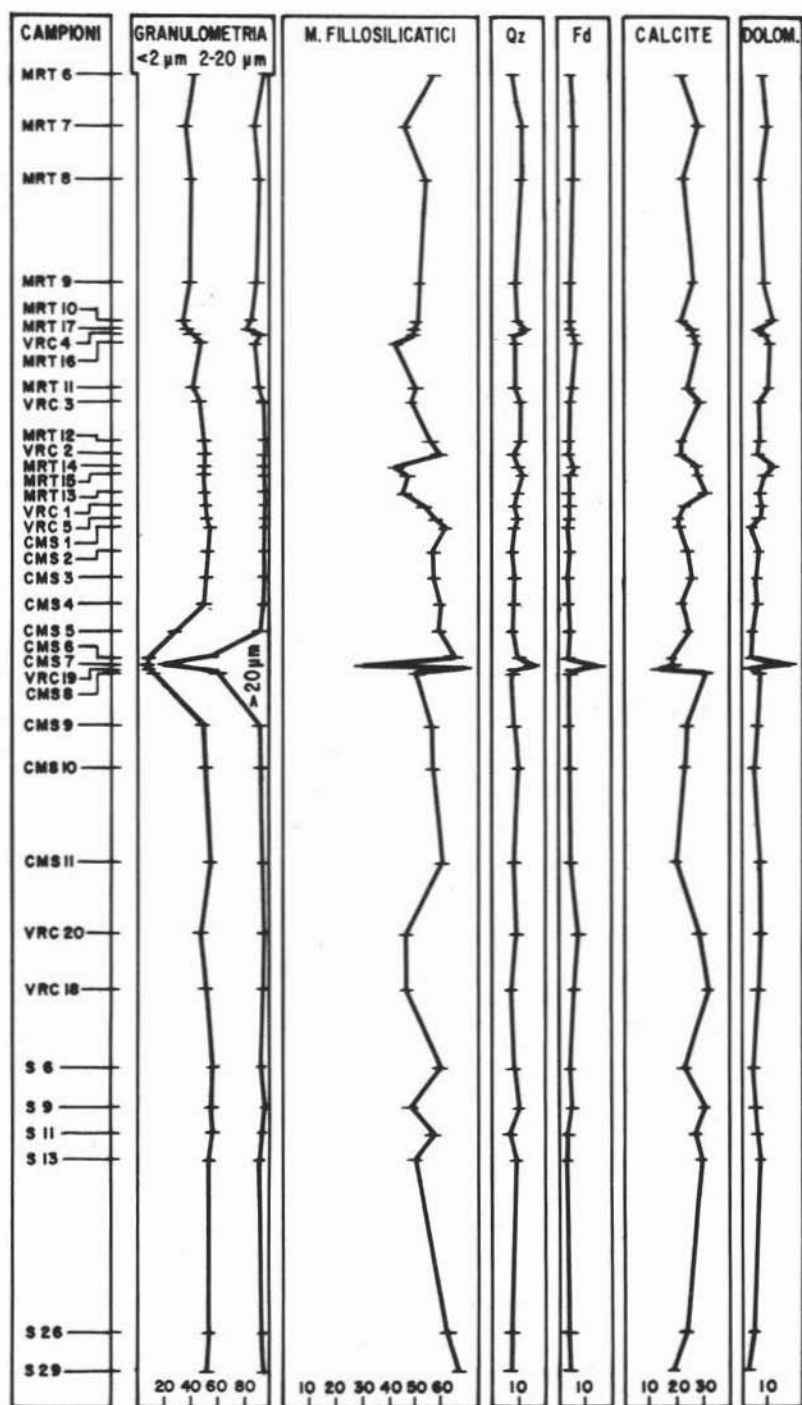


Fig. 4. — Distribuzione semiquantitativa dei principali minerali nel materiale « tale e quale »; nella prima colonna è riportata la distribuzione della granulometria.

a questi c'è da aggiungere una zeolite e la presenza di sostanza vetrosa, quest'ultima rivelata con la microscopia elettronica ed ottica. Occasionalmente è stato rinvenuto anche gesso sotto forma di incrostazioni ed in noduli di qualche cm di diametro spesso avvolgente nuclei di pirite in associazione spesso anche a natrojarosite.

Avendo tralasciato lo studio della frazione sabbiosa, non sono stati messi in evidenza i minerali segnalati da AMBROSETTI et al. (1968) quali biotite, muscovite, augite, orneblenda, apatite, zircone, corindone, granato e magnetite e quindi quelli riportati da CARBONE e CONTI (1977) fra i quali epidoto, tormalina, stauro-lite, rutilo e glaucofane.

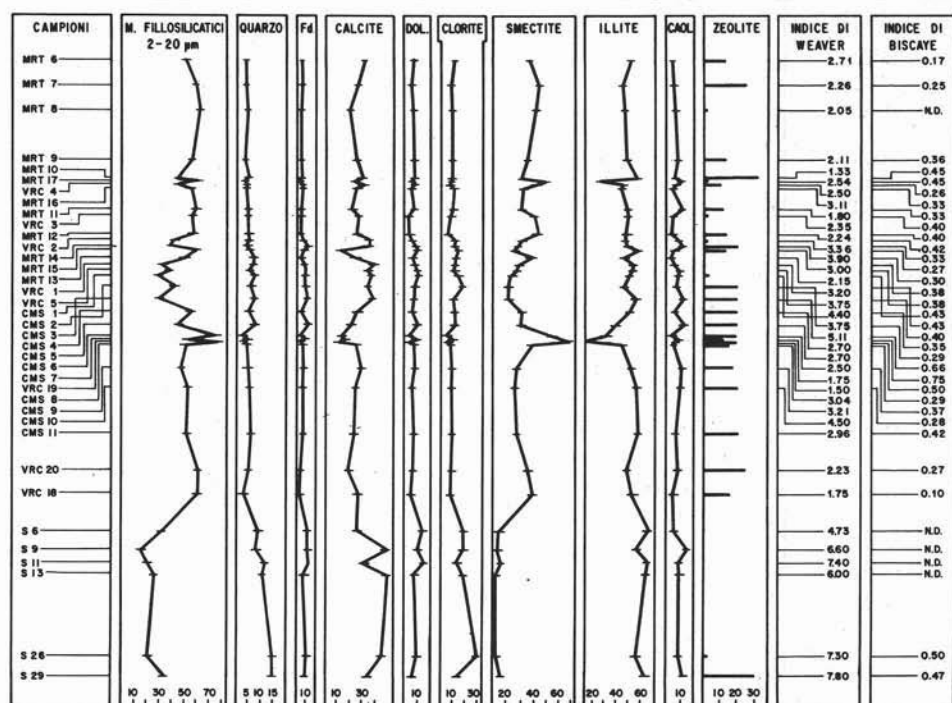


Fig. 5. — Distribuzione semiquantitativa per la frazione 2-20 μm dei minerali in funzione della profondità; nelle ultime due colonne sono riportati i valori dell'indice di cristallinità dell'illite (indice di WEAVER) e quello della smectite (indice di BISCAVE). La quantificazione della zeolite è stata effettuata utilizzando l'altezza, in mm, del picco a 9,30 Å.

MINERALI RICONOSCIUTI

Minerali «inerti»

Quarzo - È stato riconosciuto per la presenza dei picchi caratteristici a 4,26 e 3,34 Å.

Feldspato - Sebbene complessivamente in quantità molto limitata, il riconoscimento di questi termini è stato reso possibile dalla presenza di picchi ai valori di 3,18-3,24 Å.

Calcite - Si caratterizza per la presenza del picco a $3,03 \text{ \AA}$; una particolare indagine diffrattometrica è stata effettuata per riconoscere se erano presenti ioni Mg nella fase calcitica (GOLDSMITH et al., 1955); in pratica è stata accertata la quasi totale assenza di questo elemento (fig. 7).

Dolomite - È stato utilizzato per il riconoscimento il picco a $2,88 \text{ \AA}$.

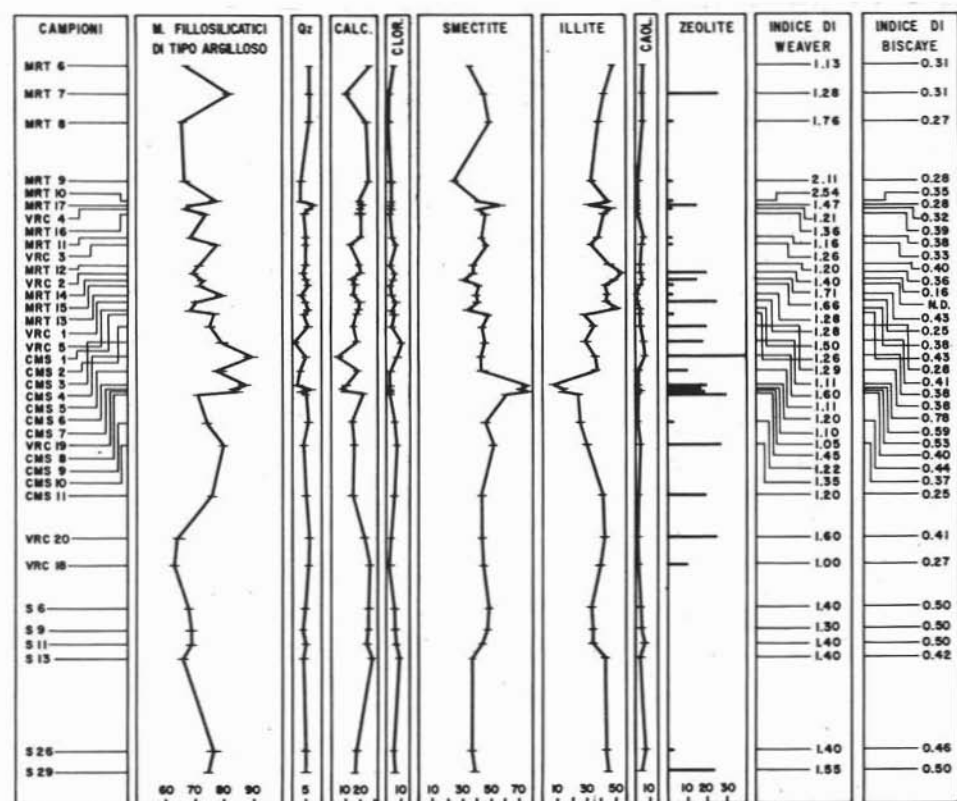


Fig. 6. — Distribuzione semiquantitativa per la frazione $< 2 \mu\text{m}$ dei minerali in funzione della profondità; nelle ultime due colonne sono riportati i valori dell'indice di cristallinità dell'illite (indice di BISCAVE). La quantificazione della zeolite è stata effettuata utilizzando l'altezza, in mm, del picco a $9,30 \text{ \AA}$.

Minerali argillosi « attivi »

Regione dei $14 \text{ \AA}$

Smectite - La smectite è stata riconosciuta per il suo picco a $14 \text{ \AA}$ che in presenza dei liquidi polari glicerolo, G, e dimetilsolfossido, DMSO, si sposta a $17-17,8 \text{ \AA}$ e $19 \text{ \AA}$ rispettivamente (fig. 8).

Clorite - Il suo riconoscimento è stato ottenuto soprattutto nei diffrattogrammi trattati termicamente a 550° per 2 h, nei quali compare evidente un picco di valore di circa $13,6-13,8 \text{ \AA}$. Nel materiale trattato invece con il glicerolo,

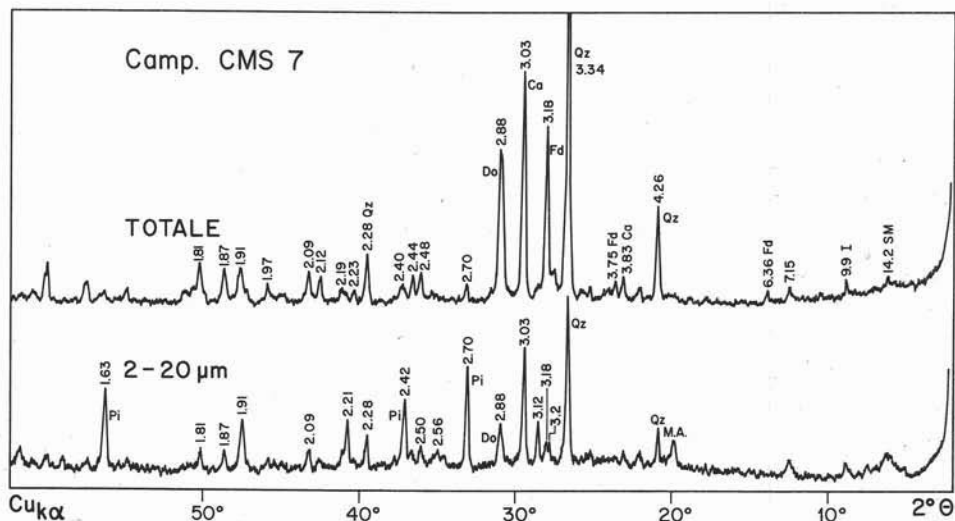


Fig. 7. — Camp. CMS 7. Diffattogrammi relativi al materiale del « livello sabbioso vulcanico » per il materiale « tale e quale » e per la frazione 2-20 μm . Nella frazione 2-20 μm si osserva una particolare concentrazione di pirite (Pi) oltre ai minerali quarzo (Qz), calcite (Ca), dolomite (Do), feldspato (Fd) ed ai minerali argillosi.

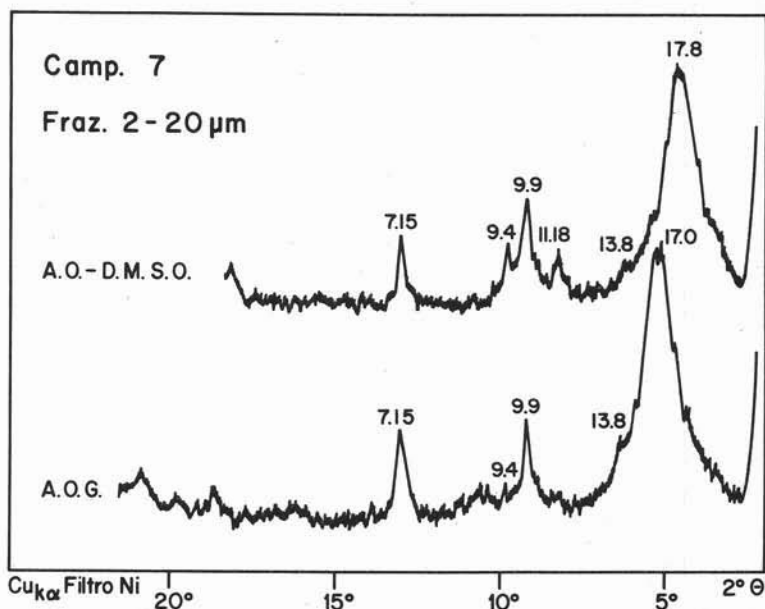


Fig. 8. — Camp. CMS 7. Diffattogrammi relativi alla frazione 2-20 μm di aggregati orientati dopo trattamento con liquidi polari quali il glicerolo (AOG) ed il dimetilsolfossido (AO-DMSO).

ovvero con il DMSO, a 14 Å si ha un picco appena delineato e come « shoulder » del picco a 17 Å del complesso smectite-liquido polare.

Nel materiale non trattato, invece, il predominio della smectite è messo in evidenza nella regione a 14 Å da una banda molto larga, frangiata.

Infine una conferma della presenza della clorite è data dal picco a 4,6-4,7 Å che rappresenta il riflesso 003; dato poi che questo picco non si modifica, nè per posizione, nè per intensità, con il trattamento con i liquidi polari, se ne deduce che la clorite non è del tipo espandibile («swelling-chlorite»).

Vermiculite - Ponendo a confronto i diffattogrammi di campioni trattati con i liquidi polari G e DMSO si osserva in taluni casi che la regione a 14 Å mostra il picco con diversità sia nella forma che nella intensità. Ciò porta a ritenere che si tratti di vermiculite che come è noto, reagisce con il DMSO (MARTIN VIVALDI et al., 1972) mentre il glicerolo non ne provoca il rigonfiamento. La presenza sicura di altre fasi con picchi a 14 Å ne impedisce tuttavia una sua sicura determinazione.

Regione dei 10 Å

Illite - L'illite viene evidenziata dalla presenza nella regione dei 10 Å di un picco che non subisce spostamento con tutti i trattamenti effettuati; inoltre tale picco è caratterizzato dal fatto che verso i bassi valori angolari esso tende gradualmente ad allargarsi fino, in alcuni casi, a congiungersi con il picco della regione a 14 Å.

Minerali a strati misti - La presenza dei minerali a strati misti viene evidenziata dal fatto che, molto spesso, nel tratto compreso fra la regione dei 10 Å e quella dei 14 Å non esiste una soluzione di continuità e quindi si ha una specie di banda continua; il trattamento termico a 550° C porta, nei diffattogrammi, alla scomparsa di tutta la banda fra i 14 e 10 Å. Questo comportamento è riferibile a strati misti del tipo I-MO. (illite-smectite).

Quando la scomparsa non è stata totale, essendosi delineato un picco a 12 Å, è rimasto il dubbio che siano presenti anche minerali a strati misti del tipo I-Cl (illite-clorite).

Regione dei 7 Å

Caolinite - Essendo stata accertata la clorite, il picco, nella regione a 7 Å poteva essere attribuito al riflesso 002 di questo minerale; quindi per riconoscere la presenza della caolinite è stato necessario esaminare il comportamento con il DMSO del picco a 7,15 Å che nella caolinite si sposta a 11,18 Å (MARTIN VIVALDI et al., 1972) (fig. 9).

Il tentativo di utilizzare l'osservazione dei picchi ai valori 3,53 e 3,58 Å quale elemento distintivo per la presenza dei due minerali, clorite e caolinite, come suggerito da alcuni AA. (BRADLEY, 1954; BISCAYE, 1960) e ripreso in particolare da THOREZ (1976), ha dato sempre risultati incerti a causa della mancanza di una chiara definizione di tali picchi anche operando in condizioni strumentali di elevata risoluzione.

Altri minerali

Zeolite - Nei diffattogrammi di molti campioni ed in particolare in corrispondenza delle frazioni $2-20\ \mu\text{m}$ e $< 2\ \mu\text{m}$ si ha un picco, talvolta anche evidente, a $9,3,9,4\ \text{\AA}$ che non può essere attribuito ad una fase argillosa (figg. 8 e 9).

In questa regione sono relativamente pochi i minerali con picchi particolarmente significativi; fra questi più comuni sono talco, pirofillite e paragonite, nell'ambito dei fillosilicati, ed alcune zeoliti quali chabasite e laumontite. In considerazione del contesto geologico si può facilmente escludere che si tratti di un fillosilicato, mentre mancano le altre significative righe per l'identificazione della chabasite. Si è propensi perciò a considerare la presenza della laumontite in

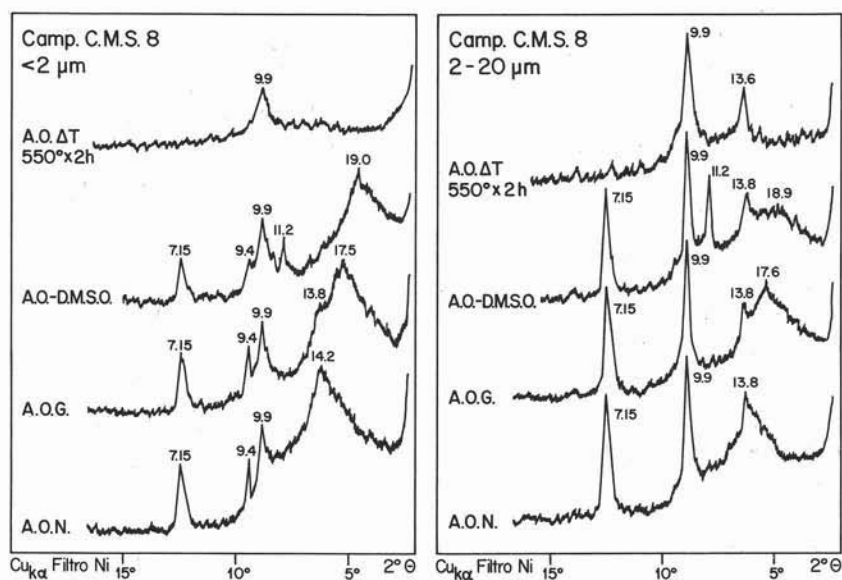


Fig. 9. — Camp. CMS 8. Diffattogrammi relativi alle frazioni $2-20\ \mu\text{m}$ e $< 2\ \mu\text{m}$ dei materiali in condizione di aggregato orientato e relativi trattamenti per la caratterizzazione delle fasi argillose presenti.

ciò confortati dal fatto che essa può trovare origine da vetro vulcanico a chimismo acido (AZUMA IJIMA, 1978).

È tuttavia da rilevare che una qualche incertezza rimane in questa attribuzione per il fatto che gli altri picchi caratteristici in tutti i diffattogrammi risultano o mal delineati ovvero interferiscono con i picchi di altri minerali.

Gesso - Presente spesso in noduli ed incrostazioni, è stato riconosciuto in base alla presenza dei suoi picchi caratteristici: $7,56, 3,06, 4,27\ \text{\AA}$ in ordine di intensità.

Pirite - Riconosciuta con evidenza nella parte centrale di alcuni noduli in base alla presenza dei picchi: $1,63, 2,71, 2,42\ \text{\AA}$ in ordine di intensità. È stata anche ritrovata nelle frazioni $2-20\ \mu\text{m}$ di molti campioni anche in quantitativi chiaramente distinguibili.

Natrojarosite - Del tutto occasionale, è stata rinvenuta solamente nel bordo di alcuni noduli; riconosciuta in base alla presenza dei picchi caratteristici: 3,06, 3,11, 5,06 Å in ordine di intensità.

Vetro vulcanico - Nel lavoro di AMBROSETTI et al. (1968) il vetro vulcanico è stato ampiamente descritto ed analizzato. Le analisi chimiche hanno rivelato che deve trattarsi di un prodotto dovuto ad un magma essenzialmente acido. Nel presente lavoro il vetro è stato riscontrato oltre che visibilmente — infatti sono presenti pomici di diametro fino a diversi decimetri — anche al microscopio elettronico a trasmissione (TEM) come micropomici ed elementi cineritici di tratto μm .

Si segnala, fin da ora, che dall'esame dei numerosi campioni prelevati da tutti gli affioramenti dei materiali argillosi, appare evidente che la composizione di questi prodotti è sostanzialmente omogenea in quanto le uniche differenze che si notano riguardano soltanto il rapporto fra i vari minerali (fig. 4, 5 e 6).

Questa osservazione concorda in pieno con quanto dedotto dagli studi precedenti svolti in altri settori.

Infatti le ricerche sia dal punto di vista paleontologico, con lo studio della macro-microfauna (ARIAS et al., 1976; CARBONI e CONTI, 1977), che dal punto di vista geotecnico (MORTARI, 1977) hanno indicato, in prima approssimazione, che nella serie non vi sono forti variazioni ambientali e che la sedimentazione deve essere avvenuta in un intervallo di tempo a condizioni alquanto omogenee.

Le locali discontinuità o disomogeneità talvolta individuate, secondo CARBONI e CONTI (loc. cit.) sarebbero da attribuire a fluttuazioni ambientali evidenziate da un rapporto plancton/benthos; questo rapporto indica un'oscillazione di sedimentazione in un ambiente circalitorale da medio a superiore.

MORTARI (loc. cit.) segnala nella serie l'esistenza di due discontinuità a proposito dei valori di preconsolidazione, di cui uno nella parte alta e l'altro nella parte bassa della serie.

RISULTATI

Materiale totale

Le più consistenti variazioni si hanno in prossimità del « livello vulcanico » (Auct.) in quanto al passaggio graduale ad una granulometria sabbiosa, fa riscontro una diminuzione altrettanto graduale dei componenti fillosilicatici e della calcite e l'aumento del quarzo, feldspato e dolomite (fig. 4).

Il « livello vulcanico », quindi, deve essere considerato in base alla composizione mineralogica, piuttosto come « un livello sabbioso con elementi vulcanici », dato che le fasi cristalline presenti sono praticamente le stesse di quelle rinvenibili negli altri livelli della serie.

L'andamento della distribuzione dei vari costituenti con la profondità porta ad alcune considerazioni:

- 1) il contenuto di minerali fillosilicatici seppure con considerevoli oscillazioni, sembra arricchirsi verso la parte basale della serie;
- 2) le maggiori variazioni avvengono in rapporto fra i minerali fillosilicatici ed i termini carbonatici mentre il contenuto di quarzo e feldspato è praticamente costante;
- 3) il « livello vulcanico » si caratterizza per la diminuzione di minerali fillosilicatici ed un aumento, considerevole, di quarzo e feldspato; la calcite, mentre aumenta in prossimità del contatto inferiore del livello, diminuisce fino a raggiungere i valori minimi della serie proprio in corrispondenza di questo livello. Tale dato può essere spiegato con avvenute variazioni ambientali essenzialmente non adatte alla fauna, costituita da microfossili carbonatici, come segnalato sia nel lavoro di ARIAS et al. (loc. cit.) che in quello di CARBONI e CONTI (loc. cit.).

Frazione 2-20 μm

Quarzo, feldspato, calcite e dolomite oltre ai minerali argillosi quali clorite, smectite, illite e caolinite sono i principali componenti di questa frazione (fig. 5).

Si possono inoltre fare le seguenti precisazioni:

- a) non è stata riportata la percentuale dei minerali a strati misti del tipo I-MO in quanto non esistono metodi attendibili per la determinazione semiquantitativa di tali fasi e specialmente nel caso come nei campioni esaminati di strutture altamente disordinate. Si può a titolo indicativo considerare che gli strati misti oscillano fra 5 e 20 %;
- b) si sono fornite indicazioni sulla zeolite in base all'altezza del picco a 9,3-9,4 Å espressa in una scala arbitraria;
- c) nella figura 5 sono stati riportati i valori v/p di BISCAYE (1965) calcolati per la smectite ed anche gli indici di cristallinità secondo il metodo di WEAVER (1960) per l'illite. Quest'ultimi tuttavia sono di ridotta attendibilità per la contemporanea presenza dei minerali a strati misti.

La figura 5 induce alle seguenti considerazioni:

- 1) il contenuto di fillosilicati, sembra, pur con notevoli oscillazioni, aumentare verso la parte alta della serie dove tanto il quarzo quanto la calcite progressivamente tendono a diminuire; feldspati e dolomite invece non mostrano significative variazioni;
- 2) nell'ambito dei minerali argillosi la percentuale di caolinite è costante; la clorite invece ha un leggero progressivo aumento verso la base; la illite con notevoli oscillazioni aumenta verso la base e la smectite con la profondità manifesta una chiara diminuzione. I minerali a strati misti, con la profondità tendono a diminuire;
- 3) la cristallinità dell'illite, calcolata unicamente secondo il metodo di WEAVER (1960) oscilla, nella parte alta e centrale della serie su valori relativamente bassi; con la profondità i valori aumentano segnalando quindi un aumento della cristallinità e contemporaneamente una diminuzione dei minerali a strati misti;

- 4) i campioni raccolti in corrispondenza del « livello vulcanico » (CMS 7, VRC 19, CMS 6) mostrano, nell'ambito dei fillosilicati, un netto aumento della smectite a spese dell'illite con indici di cristallinità (sec. BISCAYE) molto elevati (fig. 8);
- 5) la zeolite è presente soprattutto nei campioni più prossimi al « livello vulcanico » anche se saltuariamente è stata riscontrata negli altri livelli.

Frazione < 2 μ m

Nella figura 6 è rappresentato solamente l'andamento nella serie esaminata, del quarzo, calcite e fra i minerali fillosilatici della clorite, smectite, illite e caolinite; il feldspato e la dolomite sono da considerare praticamente assenti. I minerali a strati misti sono sempre molto abbondanti ed una valutazione indicativa può dare una percentuale dal 20 al 30-35 %.

Quarzo, clorite e caolinite non hanno significative variazioni al contrario della calcite che, anche in brevi tratti, mostra ampie oscillazioni.

Le più importanti considerazioni riguardano la distribuzione dei minerali con la profondità sono le seguenti:

- 1) i minerali fillosilatici che, in funzione della granulometria sono esclusivamente di tipo argilloso sono più abbondanti in corrispondenza del « livello vulcanico » e nei livelli immediatamente sovrastanti; nella parte rimanente della serie la loro abbondanza è alquanto irregolare;
- 2) la calcite diminuisce significativamente in corrispondenza del « livello vulcanico » e nei livelli sovrastanti; ciò in accordo con quanto già visto per la frazione a granulometria più elevata;
- 3) la smectite è anch'essa più abbondante nel « livello vulcanico » ove al contrario l'illite diminuisce; questi due minerali tuttavia mostrano un andamento alquanto omogeneo verso la parte basale della serie;
- 4) l'indice di WEAVER non offre significative indicazioni nell'ambito della serie e l'indice di BISCAYE, invece, ha i valori più elevati in corrispondenza ancora del « livello vulcanico »;
- 5) la zeolite, come per la frazione 2-20 μ m, è più abbondante intorno al « livello vulcanico » e nei livelli sovrastanti.

Discussione

La serie sedimentaria esaminata, dello spessore di poco superiore al centinaio di metri, rientra fra i prodotti di una sedimentazione di tipo terrigeno verificatasi in un mare di età plio-pleistocenico e più precisamente attribuibile al Piacenziano (ARIAS et al., 1976; CARBONI e CONTI, 1977).

In base a quanto sopra esposto si può affermare che i materiali esaminati sono da definirsi come « sedimenti clastici limoso-marnoso-argillosi e/o argillo-marnosi » anzicchè argille come riportato dalla letteratura.

La componente carbonatica, costituita da calcite e dolomite, è sempre presente

in tutti i livelli, oscillando da un minimo di 15 fino ad un massimo del 40 % ma con valori più frequentemente posti intorno al 30 %.

Il « livello vulcanico » (Auct.) in base ai risultati ottenuti è da considerare come un *livello sabbioso con elementi vulcanici*. Infatti le fasi mineralogiche presenti sono le stesse degli altri livelli della serie, differenziandosi solamente per una maggiore presenza di minerali non argillosi e fra questi soprattutto di feldspati e di vetro vulcanico sotto forma o di pomici, visibili anche macroscopicamente, ovvero di micro pomici e ceneri risolvibili al microscopio elettronico.

Un dato che si può ricavare è che tutti i minerali possono essere considerati, almeno in prima approssimazione, come « ereditati »; il quarzo ed il feldspato possono derivare dai detriti di rocce silicatiche soprattutto ricche in feldspato mentre la calcite e la dolomite dalla distruzione di rocce carbonatiche che, in questo caso, sono facilmente individuabili nei vicini rilievi di età Mesozoica, culminanti nei Monti Cornicolani che appartengono all'area dei Monti Tiburtini. Tuttavia una percentuale di calcite è sicuramente di origine organica, legata cioè ai microfossili o a frammenti dei loro gusci. Infatti in corrispondenza del « livello vulcanico », dove le condizioni climatiche hanno subito delle notevoli variazioni con scomparsa o diminuzione della microfauna (ARIAS et al., 1976), la calcite manifesta una sensibile riduzione passando da circa il 30 % a circa il 20 %.

I minerali argillosi hanno origine dall'alterazione di preesistenti rocce silicatiche, ricche di componenti feldspatici probabilmente appartenenti a formazioni emerse nel mare plio-pleistocenico. La illite può rappresentare il primo prodotto di alterazione soprattutto dei feldspati ovvero di componenti micacei che a seguito dell'evolversi dell'ambiente, porta alla formazione di caolinite, se di tipo acido, ovvero di termini smectitici, se di tipo basico (LOUGHNAN, 1969).

L'abbondanza di minerali a strati misti di tipo I-MO può così testimoniare la tendenza al passaggio da termini illitici, ovvero a strutture ancora prettamente micacea, a termini aperti di tipo smectitico. Tale passaggio indicherebbe condizioni ambientali chimico-fisiche che stanno subendo variazioni in senso basico.

La clorite può derivare invece direttamente dalla distruzione di rocce preesistenti silicatiche sia metamorfiche che molto probabilmente ignee; data la sua scarsa presenza, indagini per rivelare il suo politipismo e, di conseguenza, una maggiore caratterizzazione del suo ambiente genetico, non hanno dato risultati soddisfacenti (HAYES, 1970).

La probabile presenza in alcuni campioni di vermiculite, in entità estremamente modesta, può essere derivata principalmente dall'evoluzione della clorite. Infatti perchè si abbia una struttura vermiculitica occorre che lo strato brucitico fra i pacchetti venga modificato in modo che i cationi Mg, ovvero Fe, coordinino molecole d'acqua e ciò si ottiene facilmente con la semplice degradazione di parte proprio del livello brucitico. D'altra parte non può escludersi che essa possa derivare da formazioni in cui era già preesistente.

Per la zeolite, invece, la sua origine può esser giustificata come prodotto di derivazione da vetro vulcanico, in particolare di tipo acido. Essa infatti è maggior-

mente presente in corrispondenza dei livelli ricchi di componenti vulcanici e di pomici. In particolare AZUMA IJIMA (1978) dopo aver raccolto ed analizzato in una sintesi studi e dati finora conosciuti, è giunto alla conclusione che la laumontite è un termine molto frequente negli ambienti marini ove il catione dominante è il calcio. Ed ancora SEKI et al. (1968) segnalano che sempre questa zeolite è comune in presenza di solfati di calcio. Entrambe queste due caratterizzazioni sono presenti nei materiali della serie studiata; l'abbondanza del calcio è rivelata dall'elevato contenuto di carbonio di calcio ed inoltre frequentemente si rinven-gono noduli ed incrostazioni di gesso.

Il forte incremento di smectite nei livelli prossimi al « livello vulcanico » e nello stesso « livello vulcanico » suggerisce che essa rappresenti il risultato di trasformazione, verso questo termine, di parte del materiale vetroso.

La componente vetrosa avrebbe portato sia alla formazione di una zeolite, che alla formazione di un termine smectitico in relazione al fatto che l'ambiente era alquanto basico (LOUGHNAN, 1969).

In definitiva è risultato che in alcuni livelli della serie la smectite ha una duplice origine: da un lato proviene dalla trasformazione di termini a struttura micacea, quali illiti secondo lo schema: (feldspato) → minerale illitico → minerale a strati misti del tipo I-MO → minerale smectitico; e, dall'altro, dal vetro vulcanico secondo lo schema: vetro vulcanico → sostanza amorfa → minerale smectitico.

I minerali di origine eruttiva, e tra questi il vetro vulcanico, non sono limitati al solo « livello vulcanico » ma interessano, seppure in modo più o meno intenso, tutta la serie.

Del resto anche ARIAS et al. (1976) avevano già sottolineato tale fatto per la serie da essi studiata riguardante la Cava Marco Simone e limitatamente ad alcuni livelli della serie di poco sottostanti al « livello vulcanico ».

Tali AA. hanno constatato, nella frazione sabbiosa augite, plagioclasio, sanidino e vetro vulcanico; AMBROSETTI et al. (1968) hanno rivelato nel « livello vulcanico » plagioclasio (andesina-labradorite), orneblenda, augite oltre a sanidino in associazione a calcite, muscovite, biotite ecc.

Un cenno a parte merita il gesso piuttosto frequente come noduli ed incrostazioni; mentre alcuni AA. attribuiscono la genesi a momentanee e locali condizioni evaporitiche del bacino, si è propensi qui a considerare la sua genesi come derivante dall'ossidazione ed idratazione della pirite, presente in forma anch'essa di noduli di qualche cm, in associazione a natrojarosite, diffusa sotto forma di granuli submicroscopici nell'ambito di praticamente tutti i livelli della serie.

Conclusioni

Lo studio svolto ha permesso di dare una caratterizzazione mineralogica a tutta la serie stratigrafica dei materiali argillosi dell'area di Monterotondo di età plio-pleistocenica in cui è incisa parte della Valle del Tevere.

La serie esaminata, dello spessore di 105-110 m si caratterizza per la presenza

di minerali « detritici » di diversa origine; infatti sono stati riconosciuti minerali provenienti dallo smantellamento di formazioni rocciose preesistenti, minerali legati ad una componente bio-organogena ed infine minerali legati ad un evento vulcanico.

Nell'ambito dei minerali provenienti dallo smantellamento di rocce preesistenti il quarzo ed il feldspato sono attribuibili ad una provenienza da rocce ignee (o metamorfiche) essenzialmente di tipo acido e la granulometria estremamente fine suggerisce che la zona di provenienza era molto lontana. Ancora da litotipi silicatici sono giustificabili, come derivazione, i minerali argillosi quali smectite, clorite, illite e caolinite oltre ai minerali astrati misti del tipo I-MO altamente irregolari. Ovviamente non tutti formati in ambienti di equivalente attività chimico-fisica. La componente carbonatica può trovare invece la sua derivazione dallo smantellamento e dai detriti provenienti dai rilievi limitrofi calcarei di età Mesozoica (Monti Tiburtini).

La componente bio-organica viene evidenziata dal fatto che la calcite, in corrispondenza del « livello vulcanico », bruscamente diminuisce di oltre un terzo della sua presenza e ciò in relazione con l'accertata scomparsa di gran parte della micro e macrofauna (ARIAS et al., 1976; CARBONI e CONTI, 1977).

Presenta, infine, particolare importanza la componente legata all'attività vulcanica; infatti mentre avveniva la sedimentazione dei materiali sopra descritti, si è avuta un'attività vulcanica che, prolungata nel tempo, ha interessato con i suoi prodotti di natura essenzialmente vetrosa, anche l'area di sedimentazione marina esaminata.

Pomici, micropomici e, soprattutto ceneri, rappresentano i principali prodotti di questa eruzione che sono pervenuti in questo bacino di sedimentazione; ad essi sono da aggiungere feldspato, pirosseni, biotite ecc., presenti lungo tutta la serie esaminata, il « livello vulcanico » indica e testimonia forse un particolare evento parossistico dell'attività vulcanica.

Considerando poi il rapporto fra il quarzo ed il feldspato del « livello vulcanico » e quello degli altri livelli della serie, si ottiene la chiara indicazione che l'evento vulcanico deve aver apportato, nella sua fase parossistica, anche del feldspato; si passa infatti da un rapporto di circa 2 : 1 nei livelli della serie a circa 1 : 1 nel « livello vulcanico ».

Questo apporto di feldspato permette di dare una diretta conferma a quanto accertato da AMBROSETTI et al. (loc. cit.) a proposito del chimismo acido da essi trovato per le pomici considerandone la composizione riolitica. La messa in posto di questo materiale vulcanico, alla luce di quanto accertato (ARIAS et al., loc. cit.), sembra dovuta ad attività vulcanica protrattasi nel tempo con sedimentazione primaria dei prodotti.

Si potrebbe prospettare, in base alle caratteristiche di affioramento, che questi materiali con il caratteristico « livello vulcanico » sabbioso, abbiano una distribuzione molto più vasta che non quella localizzata nell'ambito dell'area di Monterotondo.

Per quanto riguarda il centro di emissione, nulla si può affermare, tranne che esso dovrà essere ricercato verso occidente, visto che i rilievi mesozoici chiudono tale ricerca verso oriente. Sembra perciò potersi concludere che il centro di emissione di questi prodotti sia da collegarsi a centri vulcanici a chimismo acido esistenti nella fascia peritirrenica, per i quali affiorano attualmente soltanto quelli delle Isole Pontine, di Tolfa-Allumiere e dei Ceriti.

Inoltre, le datazioni assolute condotte su minerali vulcanici, trovati nel « livello vulcanico », darebbero una indicazione da 4,25 M.A. (AMBROSETTI et al., 1968) a 4,0 (ARIAS et al., 1976).

Alla notevole presenza poi di sostanza vetrosa a chimismo acido si può imputare poi la formazione di termini smectitici e della zeolite; entrambi i minerali delineano un ambiente con caratteristiche chimiche alquanto basiche e con limitata azione drenante.

Sulla base della microfauna presente, CARBONI e CONTI (1977) hanno inoltre accertato che gli ambienti di sedimentazione almeno per i limitati campioni da esse studiati, non sono costanti, ma oscillano da un mare decisamente costiero, ad un mare abbastanza profondo con acque temperate calde.

Infine le brusche variazioni dei valori di preconsolidazione ottenute da MORTARI (1977) possono trovare probabilmente giustificazione, non tanto nella variazione mineralogica, quanto ad una variazione nei rapporti granulometrici del materiale.

Ringraziamenti. — Gli AA. sono particolarmente grati alla Prof.ssa ANNA GANDIN dell'Università di Siena per le osservazioni ed i consigli dati ed anche al Prof. ROBERTO MORTARI dell'Università di Roma per le utili discussioni e sopralluoghi effettuati ed infine al Dr. NICOLA MAGGIANO dell'Università Cattolica del Sacro Cuore per le osservazioni e considerazioni al microscopio elettronico a trasmissione.

BIBLIOGRAFIA

- AMBROSETTI P., BONADONNA F.P., FERRARA G., FORNASERI M., TOLOMEO L., TONGIORGI E. (1968) - *Segnalazione di un livello vulcanico delle argille plioceniche della Sabina (Lazio settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 87, 333-340, Roma.
- ARIAS C., BIGAZZI G., BONADONNA F.P., CONTI M.A., IACCARINO S., RADICATI DI BRNZOLO F., RIO D. (1976) - *Chronostratigraphy of Marco Simone Quarry (Central Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 1657-1679, Roma.
- BISCAYE P.E. (1964) - *Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction*. Am. Miner., 49, 1281-1289.
- BRADLEY W.F. (1954) - *X-ray diffraction Criteria for the Characterization of Chlorite Material in Sediments*. Clays and Clay Miner., 2nd Nat. Conf., 1953, 324-334.
- CARBONI M.G., CONTI M.A. (1977) - *Le associazioni faunistiche tardo-cenozoiche di Valle Ricca (Monterotondo, Roma) e loro implicazioni biostratigrafiche*. Geologica Rom., 16, 1-19, Roma.
- GOLDSMITH J.R., GRAF L.D., JOENSUU O.I. (1955) - *The occurrence magnesian calcites in nature*. Geochim. et Cosmochim. Ac., 8, 212-229.

- HAY R.L. (1966) - *Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 85, 1-130.
- IJIMA A. (1978) - *Geological Occurrences of Zeolite in Marine Environments*. Nel volume: «Natural Zeolites-Occurrence, properties, use», Ed. L.B. Sand e F.A. Mumpton-Pergamon Press, 175-198.
- HAYES J.B. (1970) - *Polytypism of Chlorite in Sedimentary Rocks*. Clays and Clay Miner., 18, 285-306.
- KASTNER M., STONEPICKER S.A. (1978) - *Zeolites in pelagic sediments of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans*. Nel volume: «Natural Zeolites-Occurrence, properties, use». Ed. L.B. Sand e F.A. Mumpton, Pergamon Press, 199-220.
- LOUGHNAN F.C. (1969) - *Chemical weathering of the silicate minerals*. Ed. Elsevier, New York, 1-154.
- MARTIN VIVALDI J.L., POZZUOLI A., MATTIAS P., GALAN HUERTOS E. (1972) - *The swelling of clay minerals - I. Interaction with DMSO and NMFA*. Preprint of the 6th Int. Clay Conf., 1972, Madrid, 455-468.
- MATTIAS P., GALAN E. (1975) - *Mineralogy of clay soils of the instable slope in Fossate Valley - Trigno River (Campobasso, Italy)*. Geol. Appl. ed Idrogeologia, 10, parte II, 201-214, Bari.
- MATTIAS P., CANEVA C. (1979) - *Mineralogia del giacimento di caolino di Monte Sughereto - Santa Severa - Roma*. Rend. Soc. It. Miner. e Petrol., 35, 721-753.
- MILLOT G. (1964) - *Geologie des argiles*. Ed. Masson, Parigi, 1-500.
- MORTARI R. (1977) - *Elementi per una nuova interpretazione della preconsolidazione delle argille*. Geol. Applic. e Idrogeologia, 12, parte II, 189-200, Bari.
- POZZUOLI A., MATTIAS P., GALAN HUERTOS E. (1972) - *Mineralogia di sedimenti abruzzesi - I° Relazione fra depositi «argillosi» miocenici e «quaternari»*. Per. Miner., Roma, 41, 611-655.
- SCHULTZ L.G. (1964) - *Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale*. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, Washington, 391-C, 1-31.
- SEKI Y., TAKAYASU T., NAKAJIMA M., ONUKI H. (1968) - *Wairakite from Habawa mining district, northern Japan*. J. Japan Ass. Miner. Econ. Geol., 59, 236-246.
- SHEPPARD R.A., GUDE A.J. (1968) - *Distribution and genesis of authigenic silicate minerals in tuffs of Pleistocene, Lake Tecopa, Inyo County, California*. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, Washington, 597, 1-38.
- SHEPPARD R.A., GUDE A.J. (1969) - *Diagenesis in tuffs in the Barstow Formation, Mud Hills, San Bernardino County, California*. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, Washington, 634, 1-35.
- THOREZ J. (1976) - *Practical identification of clay Minerals*. Ed. Lelotte, Dison (Belgio), 1-90.
- UTADA M. (1965) - *Zonal distribution of authigenic zeolites in the Tertiary pyroclastic rocks in Mogami District, Yamagata Prefecture*. Sci. Papers Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo, 15, 173-216.
- WEAVER C.E. (1960) - *Possible uses of clay minerals in search for oil*. Clays and Clay Miner., 8th Nat. Clay Conf., 1959, 214-227.