

UMBERTO MASI, BRUNO TURI *

COMPOSIZIONE ISOTOPICA DEL CARBONATO DI UNA MINERALIZZAZIONE A CALCITE, APATITE E FLUORITE IN VENE NEL CONO DI SCORIE PLEISTOCENICO DI MONTE FICORETO, PRESSO SACROFANO (REGIONE SABAZIA ORIENTALE, LAZIO)**

RIASSUNTO. — I rapporti $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ misurati nei carbonati delle varie « facies » presenti nella mineralizzazione di M. Ficoreto sono rispettivamente compresi tra $-2,6$ e $-9,8$ (vs. PDB) e tra $16,6$ e $26,4$ (vs. SMOW).

I dati analitici suggeriscono che la calcite presente nelle vene abbia tratto origine da venute ipogee di acque termali. Per i carbonati in « facies » travertinoide c'è invece evidenza di un importante concorso delle acque di superficie al processo genetico. Le concrezioni di tipo « carsico », infine, sono state deposte da acque vadose a temperatura ambiente.

ABSTRACT. — Oxygen and carbon isotope analyses of the carbonate from a small calcite-apatite-fluorite vein deposit cutting a volcanic cone at M. Ficoreto, near Sacrofano (M. Sabatini volcanic region, Northern Latium), and associated calcite-bearing materials (travertine-type concretions and late-stage carbonates in vugs and fractures) have been made.

The $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) and $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) values range from 16.6 to 26.4 and from -2.6 to -9.8 , respectively. The lowest $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and the highest $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios were observed in the calcite of the veins, whereas the highest $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and the lowest $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios were recorded in the late-stage carbonates.

These differences are explained on the basis of a difference in the temperature of deposition and of the amounts of biogenic carbon, depleted in ^{13}C , in the circulating solutions.

Introduzione

Di recente COZZUPOLI et alii (1975) hanno segnalato la presenza di una mineralizzazione calcitico-apatitico-fluoritica in giacitura filoniana nel cono di scorie di monte Ficoreto, presso Sacrofano.

La morfologia dei cristalli di calcite è quella tipica di piastrine esagonali sciolte, o a luoghi anche cementate, già descritta per la frazione carbonatica delle mineralizzazioni a fluorite e baritina dell'Alto Lazio (CLERICI, 1920; BONATTI e GRANDI, 1948; SPADA, 1969; MATTEUCCI e MIÉ, 1971, 1973). Le analisi isotopiche eseguite sulla calcite presente in dette mineralizzazioni hanno permesso di sostenere, in accordo con quanto ricavato per altre vie da alcuni dei predetti Autori, che la depo-

* Istituto di Geochimica dell'Università di Roma.

** Lavoro eseguito con il contributo finanziario del CNR nell'ambito dei programmi del Centro per la Geochimica Applicata alla Stratigrafia Recente.

sizione dei materiali era stata opera di venute a giorno di acque ipogee di certa termalità (MASI e TURI, 1971; MANFRA et alii, 1974).

La nostra indagine prende pertanto avvio da queste osservazioni; più precisamente si è voluto, attraverso lo studio dei rapporti $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ delle varie « facies » calcitiche presenti nella mineralizzazione di M. Ficoreto, ricostruire le condizioni genetiche di deposizione del carbonato e, più in generale, dei depositi in cui detto minerale si presenta con le caratteristiche morfologiche descritte in precedenza.

Cenni geologici e descrizione dei materiali studiati

La zona nella quale è ubicato il cono di scorie di M. Ficoreto appartiene all'area sabatina orientale, interamente coperta dai prodotti dell'omonimo vulcanesimo qua-

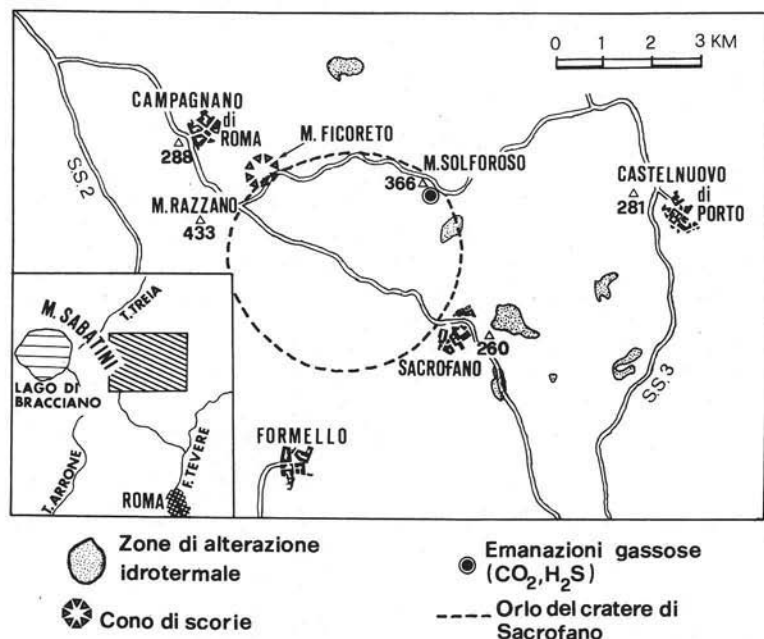


Fig. 1. — Ubicazione del cono di scorie di M. Ficoreto nell'ambito della regione Sabazia orientale. Sono riportate anche le principali aree di alterazione idrotermale e di attuale attività esalativa della zona (da MATTIAS e VENTRIGLIA, 1970).

ternario. In particolare essa è situata poche decine di chilometri a settentrione di Roma, tra gli abitati di Campagnano a nord e Formello a sud (fig. 1). La struttura morfologica più importante è costituita dal grande cratere di Sacrofano, sul cui bordo settentrionale è impostato il predetto cono di scorie.

In fig. 2 si dà uno schizzo sommario della situazione geologica come è stata ricavata da alcune osservazioni di campagna effettuate in occasione di ripetute visite alla cava, aperta nel cono di scorie, da cui provengono i materiali analizzati. La continua attività estrattiva del materiale scoriaceo modifica incessantemente l'aspetto della cava stessa, e se da un lato favorisce la comprensione delle fenomenologie geologiche incontrate, dall'altro porterà in breve alla scomparsa dell'apparato.

Procedendo dal basso verso l'alto, la successione stratigrafica delle formazioni esposte nella parete occidentale della cava è: *a*) scorie di colore tra il nero e il violetto e taglia dell'ordine del centimetro, in genere ben stratificate; *b*) tufi cineritici grigi, a luoghi lapillosi, con lenti di pomici bianche e livelli ricchi di mate-

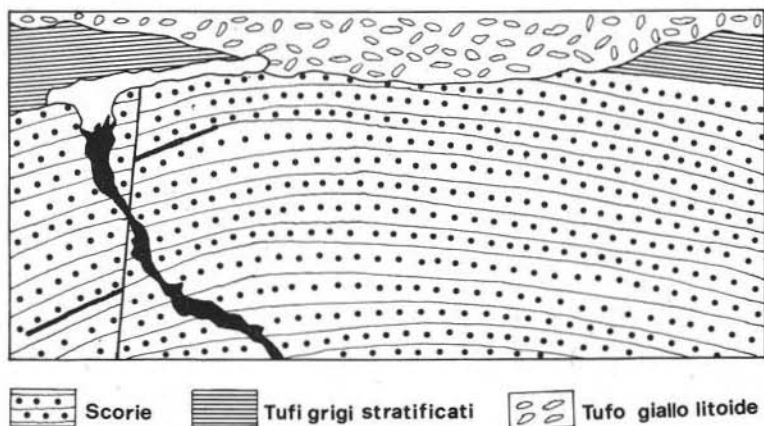


Fig. 2. — Profilo geologico semplificato visibile all'epoca della campionatura nella parete occidentale della cava aperta nel cono di scorie di M. Ficoreto. In nero è rappresentata la vena principale della mineralizzazione; in bianco il corpo travertinoide. I due livelli scuri, situati rispettivamente a sinistra e a destra della linea di faglia, sono posti a esemplificare il rigetto, che è di qualche metro.

riali di aspetto argilloso con frequenti cristalli sciolti di leucite alterata; *c*) tufo giallo litoide, ricco di pomici gialline e talora di frammenti di lava e xenoliti di materiale sedimentario termometamorfosato. Quest'ultima formazione poggia sia sui tufi del complesso *b*) che sulle scorie, ma il contatto in ambedue i casi denota sempre un'antica superficie di erosione. Il passaggio dalle scorie ai materiali del complesso *b*) sembra, al contrario, molto meno disturbato.

Secondo la ricostruzione geologica proposta da MATTIAS e VENTRIGLIA (1970) per la regione sabazia, la formazione tufacea litoide di color giallo è chiaramente da identificarsi con il «tufo giallo di Sacrofano», mentre il pacco di tufi cineritici e lapillosi sottostante (complesso *b*) appartiene ai «tufi stratificati varicolori della Storta». A quest'ultima formazione vanno verosimilmente ascritte anche le scorie del cono di M. Ficoreto.

Sul versante meridionale della cava, in direzione ovest, si può osservare una grande tasca di erosione scavata nella formazione scoriacea, riempita da un mate-

riale a matrice terrosa in cui si rinvenivano disperse le scorie stesse e, localmente, concrezioni a cemento carbonatico di materiali apparentemente simili agli strati tufacei del complesso *b*).

In prossimità di questa zona di antica erosione, ubicato nella parte superiore del cono di scorie si rinveniva, sino a poco tempo fa, un corpo calcareo di aspetto stratoide, potente in media circa 50 centimetri ed esteso per una lunghezza di qualche decina di metri. Esso ora non è più visibile « in loco » a causa dello sbrancamento progressivo. Sottostante a detto « espandimento » travertinoide, i lavori di sfruttamento del materiale scoriaceo hanno messo in luce un grande agglomerato a cemento calcareo, i cui clasti sono rappresentati da pezzi di tufo di colore giallo-rossiccio, frammenti angolosi di lava, blocchi di materiale sedimentario più o meno cotto, nonché frammenti a spigoli vivi dello stesso materiale travertinoide ricementato. Il cemento calcareo grigio a luoghi presenta vacuoli di dissoluzione, che spesso raggiungono una sezione di alcuni centimetri quadrati di superficie e sono riempiti da straterelli di materiale, ancora calcitico, però di colore bianco e/o giallo-marroncino, quando alabastrino. Minuti aghi di calcite tappezzano, talora, in feltri continui per alcuni centimetri, fessure e cavità della breccia. A luoghi queste incrostazioni, posteriori per genesi alla carbonatazione del materiale vulcanico, sono in forma di pisoliti.

A differenza delle « facies » calcaree ora descritte, la calcite delle vene presenti nel cono di scorie è prevalentemente sotto forma di materiale farinoso bianco, non mancando però a luoghi anche la « facies » compatta, dura, con i vacuoli di dissoluzione. La vena più importante ha un orientamento all'incirca N30°E e attraversa per una lunghezza di circa 150 metri tutto il cono di scorie; il suo spessore medio è 30-40 centimetri. Nella sua parte ubicata all'incirca al centro della cava si rinvenivano spalmature di colore giallo scuro, che all'esame diffrattometrico hanno rivelato essere costituite principalmente da vanadinite (Cozzupoli et alii, 1975). A questi Autori si rimanda per un'accurata descrizione dei minerali presenti nella mineralizzazione in esame.

L'età di questa non è esattamente definibile; tuttavia, come si vede dallo schema di fig. 2, le vene sono senz'altro posteriori alle faglie, peraltro di modesto rigetto, che tagliano localmente la formazione scoriacea. Tanto i tufi stratificati del complesso *b*) che il tufo giallo litoide sono interessati dal fenomeno di travertinizzazione, localmente attorno all'estremità apicale della maggiore vena. Verosimilmente, pertanto, l'evento mineralizzatore è occorso in epoca contemporanea, o alquanto posteriore, alla messa in posto del tufo giallo litoide.

I materiali da noi analizzati provengono da tre settori della grande cava aperta nel cono di scorie e, precisamente, da quello occidentale, centrale e orientale.

Nel settore orientale, all'epoca della campionatura fatta dagli Autori non si osservava la presenza di alcuna vena, rinvenendosi solamente, sempre verso la sommità della formazione scoriacea, il materiale travertinoide e quello alabastrino, nonché taluni grandi nuclei di carbonatazione. Nel settore occidentale, al contrario,

il carbonato era presente sia come aggregati più o meno coerenti nelle vene che come calcare travertinoide ed incrostazioni tardive. Nel settore centrale, infine, si osservava esclusivamente la giacitura in vene.

Metodi analitici

Le analisi isotopiche dei carbonati sono state eseguite secondo la consueta procedura già adottata in occasione di precedenti lavori (cfr. ad esempio FORNASERI e TURI, 1969) ed i risultati espressi in unità δ (in parti per mille). Gli « standard » di riferimento sono, come di consueto, lo « SMOW » per i rapporti isotopici dell'ossigeno ed il « PDB » per quelli del carbonio.

Esposizione dei dati sperimentali e discussione

TABELLA 1

Composizione isotopica della calcite delle varie « facies » presenti nella mineralizzazione di monte Ficoreto

CAMPIONE	$\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$	$\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$	"FACIES" GIACITURALE
S-1C	17.9	-2.6	FILONIANA INCOERENTE
S-1Cv	16.6	-2.7	
S-1W	16.9	-3.2	
S-2E	22.2	-4.2	TRAVERTINOIDE
S-3E	26.4	-9.8	
S-2W	23.1	-5.7	
S-3W	22.0	-5.5	
S-4Ea	25.8	-9.4	"CARSICA"
S-4Wa	24.9	-9.1	
S-4Wb	25.8	-8.9	
C= SETTORE CENTRALE DELLA CAVA E= SETTORE ORIENTALE DELLA CAVA W= SETTORE OCCIDENTALE DELLA CAVA v= CALCITE IN ASSOCIAZIONE A VANADINITE a= CALCITE ALABASTRINA b= CALCITE AGHIFORME			

I valori di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ ottenuti sono riportati in tab. 1. I campioni analizzati sono rappresentativi delle tre « facies » carbonatiche illustrate in precedenza. In particolare, abbiamo indicato con S-1 i reperti che provengono dalla « facies » di consistenza farinosa rinvenuta nelle vene che intersecano il cono di scorie; in esse

la calcite è presente sotto forma di microscopiche piastrine esagonali non cementate; con S-2 e S-3 i campioni della « facies » travertinoide, nei quali un esame microscopico rivela piastrine calcitiche a luoghi saldate tra loro e, più in generale, disperse in un cemento calcareo secondario; con S-4, infine, i materiali di « facies » tardiva, quali le concrezioni alabastrine e gli aggregati di cristalli aghiformi. Ove possibile, come detto in precedenza, sono stati analizzati campioni provenienti da settori diversi della cava (orientale, centrale, occidentale).

La diversità fisiografica delle tre « facies » carbonatiche in esame trova riscontro in una differenza, in media abbastanza netta, della composizione isotopica della calcite. La variabilità dei rapporti $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ è assai contenuta nei campioni della « facies » filoniana e di quella tardiva; nei carbonati in « facies » travertinoide essa risulta maggiore, ma rientra pur sempre entro limiti abbastanza ristretti, se si esclude il campione « anomalo » S-3E, assai simile, sotto il profilo isotopico, ai materiali della « facies » tardiva. Degno di nota, inoltre, è il fatto che, in generale, non si ravvisano differenze significative di composizione isotopica nei reperti riferibili alla stessa giacitura provenienti da settori diversi della cava.

I dati della tab. 1 suggeriscono quindi che le condizioni genetiche delle tre « facies » carbonatiche in questione sono ben differenziate, pur esistendo una certa uniformità nell'ambito di ciascun gruppo, almeno per quanto riguarda la calcite farinosa delle vene e quella di deposizione tardiva.

È assai probabile che le differenze nei valori di $\delta^{18}\text{O}$ riscontrate tra i tre tipi di carbonati siano ascrivibili, principalmente, a diversità della temperatura di formazione, nell'ipotesi, assai verosimile per le ragioni che discuteremo tra poco, che le acque costituenti le soluzioni madri delle varie « facies » calcitiche abbiano avuto rapporti $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ abbastanza simili.

Assumendo, in prima approssimazione, che la deposizione delle « facies » carbonatiche sia generalmente avvenuta in condizioni di equilibrio isotopico, od almeno prossime ad esso, possiamo tentativamente valutare le temperature « isotopiche » medie di precipitazione per la calcite dei tre gruppi. L'interesse di tale stima sta non tanto nei valori assoluti che si ricaveranno (che potranno risultare più o meno accurati a seconda della tendenza dei sistemi chimico-fisici in gioco ad evolversi verso le condizioni ideali di equilibrio durante la deposizione della fase carbonatica, nonchè dell'approssimazione del $\delta^{18}\text{O}$ della fase acquosa che assumeremo al valore reale), quanto nella determinazione, sia pure con le limitazioni di cui sopra, del gradiente di temperatura tra le tre generazioni di calcite. Questo dato ci sarà di notevole aiuto per cercare di ricostruire il processo genetico della componente carbonatica presente nella mineralizzazione di M. Ficoreto.

A tale scopo, cominciamo col considerare le calciti incrostanti della « facies » tardiva, certamente deposte da acque vadose, le quali circolando « carsicamente » nella mineralizzazione dissolvevano e riprecipitavano del carbonato in sede strettamente locale.

Facendo uso della relazione di O'NEIL et alii (1969) che esprime la variazione dal frazionamento isotopico dell'ossigeno tra calcite ed acqua in funzione della temperatura e in condizioni di equilibrio

$$10^3 \ln \alpha = 2,78 (10^6/T^2) - 3,39 \quad (1)$$

essendo

$$\alpha = \frac{1 + \delta^{18}\text{O}_{(\text{CaCO}_3)}/1000}{1 + \delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}/1000}$$

e T la temperatura espressa in $^\circ\text{K}$, troviamo per $\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} = 25,5$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -7$ una temperatura di circa 7°C . Il valore assunto per il rapporto isotopico delle acque vadose è quello comunemente misurato nelle acque meteoriche di superficie della nostra regione (GONFIANTINI et alii, 1962); per il $\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3}$ si è scelto il valore medio tra quelli misurati nei campioni.

Per quanto concerne i carbonati di consistenza farinosa, caratteristici della giacitura in vene, è lecito supporre che essi si siano separati da acque mineralizzate di provenienza ipogea, per le quali si può ragionevolmente proporre un valore di $\delta^{18}\text{O}$ compreso tra -6 e -7 , in analogia con quanto osservato da BALDI e FERRARA (1973) nelle acque di falda dell'Alto Lazio e da GONFIANTINI et alii (1968) nelle acque di numerose sorgenti termali del comprensorio tosco-laziale.

Mediante la (1) si ricava per $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -7$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} = 17,1$ una temperatura di circa 46°C .

Consideriamo, infine, la deposizione del carbonato che si rinviene in forma massiva e di aspetto travertinoide. Come si è già detto, esso risulta costituito da una matrice calcitica in cui sono disperse piastrine della stessa natura mineralogica, morfologicamente identiche a quelle costituenti la « facies » farinosa delle vene, a luoghi saldate tra loro. Si deve quindi pensare che il processo genetico della « facies » travertinoide si sia articolato in due stadi: deposizione delle piastrine per venuta a giorno di acque termali ipogee e successiva precipitazione di acque superficiali e/o della falda superiore del cemento calcitico interstiziale a temperature prossime a quelle ambiente.

La composizione isotopica misurata nei campioni di questo gruppo rifletterà quindi la proporzione in cui i due tipi di calcite di cui sopra sono presenti e cioè campioni nei quali il cemento è scarso avranno valori di $\delta^{18}\text{O}$ più prossimi a quelli del carbonato farinoso delle vene, e saranno quindi relativamente più poveri in ^{18}O , mentre quei reperti in cui il cemento calcareo è assai abbondante, tenderanno ad assumere rapporti $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ più elevati, analoghi a quelli misurati nelle calciti della « facies » tardiva. Si spiega così la variabilità di composizione isotopica riscontrata nei carbonati di questo tipo.

Ai valori estremi del campo di variabilità di $\delta^{18}\text{O}$ da noi osservato, corrispondono, per $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -7$, temperature di 21° e 3° C, rispettivamente.

Discutiamo ora i dati della composizione isotopica del carbonio.

Come già osservato per l'ossigeno, anche per questo elemento si hanno tre distinti gruppi di valori del rapporto $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ corrispondenti alle tre « facies » di carbonato descritte. In particolare si osserva, in media, una progressiva diminuzione del rapporto al passare dai campioni di aspetto farinoso, della calcite di prima generazione, a quelli di genesi più tardiva.

Questo fatto può essere interpretato abbastanza facilmente se si considera che le acque vadose, e più in generale di superficie, tendono ad essere più ricche nell'isotopo « leggero » del carbonio ^{12}C , che deriva loro dai processi biologici che hanno sede tipicamente nei suoli, di quanto non siano le acque ipogee; la CO_2 delle quali è più, verosimilmente, d'origine inorganica. In quest'ottica risulta così spiegato il particolare impoverimento in ^{13}C osservato massimamente nei carbonati incrostanti di origine « carsica », per i quali il contributo di CO_2 biogenica deve essere stato, sulla base dei dati sperimentali, rilevante.

Valori di $\delta^{13}\text{C}$ relativamente bassi possono quindi, in generale, riscontrarsi non solo nei carbonati della « facies » tardiva, ma anche in quei campioni travertinoidi nei quali il cemento calcitico è nettamente prevalente sul carbonato delle piastrene di genesi anteriore; tali materiali, presumibilmente, saranno caratterizzati anche da rapporti $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ analoghi a quelli della « facies » di bassa temperatura (ad es. S-3E).

Alla luce delle indicazioni fornite dai risultati isotopici, possiamo, infine, tentare di ricostruire la genesi e l'evoluzione dell'evento geologico che ha dato luogo alla formazione della mineralizzazione a calcite, apatite e fluorite di M. Ficoreto, limitatamente a quello che concerne la fase carbonatica.

In un tempo successivo, o al massimo contemporaneo, alla messa in posto del « tufo giallo litoide », nella zona di M. Ficoreto si manifestarono delle venute a giorno di acque termali, essenzialmente bicarbonatiche, le quali raccogliendosi nelle piccole depressioni del terreno scavate dall'erosione depositarono, localmente, il loro carico salino. Allo stesso evento va ascritta la formazione della calcite farinosa presente nelle vene.

La causa di questa improvvisa venuta d'acqua è verosimilmente da ricercarsi nella tettonica della regione, molto attiva all'epoca per varie concause vulcano-epirogenetiche. Il fenomeno non deve infatti sorprendere, giacché anche in altre località della regione sabazia si avevano, all'epoca, venute di acque termominerali, com'è provato dalle loro vestigia rinvenute nell'area considerata.

Esauritasi in un tempo breve, data la modesta entità del deposito, l'attività idrotermale, probabilmente per effetto delle stesse cause tettoniche che avevano aperto le vie di risalita alle acque ipogee, nei piccoli bacini di sedimentazione si ebbe, ad opera delle acque meteoriche di superficie e/o della falda più superficiale, la cementazione del materiale anteriormente deposto, le stesse piastrene fornendo in parte il carbonato necessario alla precipitazione.

Si formarono a questo stadio la breccia poligenica di cui si parla nella descrizione geologica e parte del materiale travertinoide.

Si può dire quindi che da allora fino ai nostri giorni le acque vadose non hanno mai cessato di trasformare il deposito carbonatico « carsificandolo » e deponendo nelle cavità di dissoluzione così originate policrome concrezioni alabastrine e miriadi di cristalli aghiformi di calcite.

Considerazioni finali e conclusioni

Confrontiamo ora i dati relativi ai carbonati delle varie « facies » della mineralizzazione di M. Ficoreto con quelli da noi ottenuti per la frazione carbonatica dei depositi fluorito-baritici dell'Alto Lazio (fig. 3).

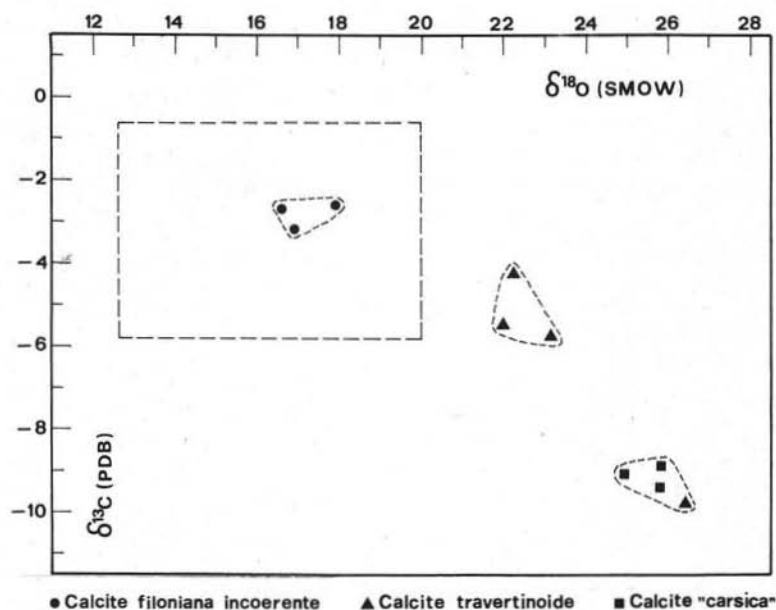


Fig. 3. — Diagramma dei valori di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ della calcite delle tre « facies » giacitureali presenti nella mineralizzazione di M. Ficoreto; il riquadro a tratto discontinuo rappresenta il campo dei valori della composizione isotopica della frazione carbonatica dei depositi fluorito-baritici dell'Alto Lazio.

Dall'esame del grafico di detta figura si può rilevare, in particolare, come i valori di $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ delle calciti di prima generazione cadano nel campo corrispondente ai rapporti isotopici dei carbonati dei depositi summenzionati.

Sembra pertanto lecito supporre che la CO_2 presente nelle acque madri delle mineralizzazioni a fluorite e del deposito filoniano di M. Ficoreto sia derivata da processi genetici ipogei sostanzialmente simili e non certamente infrequenti, in epoca quaternaria, nel comprensorio territoriale dell'Alto Lazio.

Per quello che concerne i valori isotopici dell'ossigeno, essi indicano un quadro termale verosimilmente analogo per le fenomenologie suddette nell'ipotesi, già

discussa, della similitudine dei rapporti $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ delle acque che hanno concorso alla formazione dei singoli depositi.

Tutte queste analogie osservate sia sotto l'aspetto mineralogico che quello isotopico per la calcite delle mineralizzazioni in esame, fanno pensare che la frazione carbonatica tragga origine da un acquifero profondo, forse comune, ospitato nella base sedimentaria in « facies » carbonatica, presente al di sotto della coltre di vulcaniti plio-quadernarie e dei sedimenti neogenici. La tettonica distensiva, molto attiva in epoca quadernaria nella nostra regione, ha permesso, localmente, la risalita, più o meno copiosa, delle acque calcarifere termali, dalle quali si è separata la fase « aragonitica » che ha dato luogo alla peculiare sedimentazione in forma di caratteristiche piastrene esagonali.

Nettamente discosti, in media, dal campo di valori della composizione isotopica della frazione carbonatica dei limi a fluorite sono i rapporti $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dei carbonati in « facies » travertinoide di M. Ficoreto, come si può osservare dal grafico di fig. 3. Ciò riflette, come si è detto in precedenza, l'origine mista della calcite presente in detti materiali.

Un solo campione (S-3E) di calcare travertinoide ha rapporti isotopici praticamente indistinguibili da quelli del gruppo di calciti di origine « carsica ». In particolare questa categoria di materiali risulta nettamente differenziata anche sotto il profilo isotopico, oltre che sotto quello giaciturale e fisiografico, dai carbonati delle vene e, più in generale, dai limi calcitici associati alle mineralizzazioni a fluorite dell'Alto Lazio, postulando pertanto una diversità nei relativi meccanismi genetici della fase carbonatica.

In conclusione, con la presente indagine si è potuto provare l'esistenza di tre generazioni distinte di carbonato nella mineralizzazione di M. Ficoreto in armonia con quanto ricavato dalle osservazioni di campagna e di laboratorio, queste ultime eseguite con altre tecniche di analisi.

Si sono potuti, inoltre, indicare i probabili valori delle temperature di formazione di detti carbonati o quanto meno il gradiente termico tra le differenti « facies » e stabilire interessanti confronti con la frazione calcitica delle mineralizzazioni fluorito-baritiche del Lazio settentrionale. Da questa comparazione sembra lecito pensare che comuni processi, limitatamente almeno all'origine e messa in posto della parte carbonatica, abbiano avuto luogo in varie località della regione vulcanica dell'Alto Lazio, nel corso del Quaternario recente.

Il presente lavoro costituisce un'ulteriore prova della validità e della necessità di applicazione delle metodologie isotopiche nella risoluzione di problemi geologici, particolarmente nel campo della giacimentologia mineraria.

Ringraziamenti

Gli Autori desiderano ringraziare il prof. MARIO FORNASIERI per la lettura critica del lavoro e per aver suggerito il tema della ricerca. Esprimono inoltre la loro gratitudine al sig. ALBERTO FRUSCALZO per la collaborazione prestata nell'esecuzione delle analisi spettrometriche.

BIBLIOGRAFIA

- BALDI P., FERRARA G. C. (1973) - *Studio idrogeochimico della regione volsina, cimina e sabatina*. Relazioni n. 181 T3/103, ENEL Direzione degli Studi e Ricerche, Centro di Ricerca Geotermica, 12-14.
- BONATTI S., GRANDI L. (1948) - *Sedimentazione aragonitica con baritina e fluorina alla Farnesina presso Roma*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., ser. A, 55, 261-267.
- CLERICI E. (1920) - *Nuova giacitura di minerali presso Roma*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, ser. 5, 29, 318-321.
- COZZUPOLI D., FEDERICO M., FORNASERI M. (1975) - *Mineralizzazione calcitico-apatitico-fluoritica con vanadinite, in giacitura floniana, in un deposito di scorie presso Sacrofano (Regione Sabazia)*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., XXXII, 197-214.
- FORNASERI M., TURI B. (1969) - *Carbon and Oxygen Isotopic Composition of Carbonates in Lavas and Ejectites from the Alban Hills, Italy*. Contr. Mineral. and Petrol., 23, 244-256.
- GONFIANTINI R., TOGLIATTI V., TONGIORGI E. (1962) - *Il rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ nell'acqua del lago di Bracciano e delle falde a sud-est del lago*. Notiziario CNEN, 6, 3-9.
- GONFIANTINI R., PANICHI C., TONGIORGI E. (1968) - *Isotopic disequilibrium in travertine deposition*. Earth and Planet. Sci. Lett., 5, 55-58.
- MANFRA L., MASI U., TURI B. (1974) - *Rapporti $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ della frazione carbonatica dei depositi fluorito-baritici quaternari dell'area craterica di Lâtera (Viterbo)*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., 30, 673-693.
- MASI U., TURI B. (1971) - *La composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio del carbonato presente nei depositi calcitico-fluoritici pleistocenici dei Colli della Farnesina (Roma) e di Colle di Pianciano (Bracciano)*. Periodico Mineral., 40, 213-240.
- MATTEUCCI E., MIÉ R. (1971) - *Il giacimento fluoritico-baritico sedimentario di Pianciano-Castel Giuliano (Lazio)*. Boll. Assoc. Mineraria Subalpina, 8, 1-71.
- MATTEUCCI E., MIÉ R. (1973) - *I depositi fluoritico-baritici sedimentari laziali. Compendio delle conoscenze attuali*. Atti della Giornata di Studio su «Le fluoriti italiane», Torino, 2, 85-96.
- MATTIAS P. P., VENTRIGLIA U. (1970) - *La regione vulcanica dei Monti Sabatini e Cimini*. Mem. Soc. Geol. It., 9, 331-384.
- O'NEIL J. R., CLAYTON R. N., MAYEDA T. K. (1969) - *Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates*. Chem. Phys., 51, 5547-5558.
- SPADA A. (1969) - *Il giacimento di fluorite e baritina esalativo-sedimentario in «facies» lacustre, intercalato nei sedimenti piroclastici della zona di Castel Guliano in prov. di Roma*. L'Industria Mineraria, 20, 501-518.