

I TRAVERTINI DI CANINO (VITERBO, ITALIA CENTRALE): ELEMENTI DI CRONOLITOSTRATIGRAFIA, DI GEOCHIMICA ISOTOPICA E LORO SIGNIFICATO AMBIENTALE E CLIMATICO

C. Carrara

ENEA CRE-Casaccia, Dipartimento AMB ANV, Roma

RIASSUNTO - *I travertini di Canino (Viterbo, Italia centrale): elementi di cronolitostratigrafia, di geochimica isotopica e loro significato ambientale e climatico* - *Il Quaternario*, 7(1), 1994, 73-90 - I travertini studiati affiorano in un'area compresa tra le pendici occidentali della dorsale Monte Doganella-Monte Canino e il fiume Fiora, dove costituiscono una formazione estendentesi per 14 km circa in direzione meridiana e per 6+7 km in direzione longitudinale, con una potenza massima osservata di oltre 100 m. La formazione dei travertini è geneticamente connessa con il sistema idrogeologico di detta dorsale, dove ancora attualmente si osservano sorgenti termali bicarbonato-solfato-alcalino-terrose altamente incrostanti. Viene illustrato l'inquadramento morfologico della Formazione, nella quale sono stati riconosciuti più corpi travertinosi sovrapposti, talora separati da fasi non deposizionali ed erosionali. In particolare, nella parte alta della Formazione, sono contenuti due strati antropizzati datati rispettivamente a circa 5.000 anni dal Presente e al VI Sec. a.C., dei quali si descrivono i caratteri composizionali, floristici e faunistici. La deposizione dei travertini è stata attiva, con fasi più o meno intense, almeno dal Pleistocene medio fino ad oggi. E' stata studiata anche la composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio dei travertini in una sequenza, depostasi in un intervallo di tempo compreso tra 57.000 e 2.500 anni dal Presente. Le curve isotopiche ottenute, insieme ai dati geologici, hanno permesso di inquadrare dette sequenze di travertini in un preciso contesto paleoambientale e paleoclimatico con caratteri di produttività biogenetica variabili.

ABSTRACT - *The Travertine Formation of Canino (Viterbo, central Italy): Chronolitostratigraphic and isotope geochemical characteristics. Environmental and climatic significance.* *Il Quaternario*, 7(1), 1994, 73-90 - The Canino Travertine Formation outcrops in an area situated between the western slopes of the Mount Doganella-Mount Canino ridge and the Fiora river, extending about 14 km on the North-South direction and 6+7 km on the East-West direction, with a visible thickness of more than 100 m. Travertines are genetically connected with the hydrogeological system of the above-mentioned ridge, where thermal encrusting springs characterized by the mixing of Ca-Mg bicarbonate-sulfate and Na-Cl waters are at present still active. The Formation morphologic features are described; several superimposed travertine bodies, at times separated by either not-depositional or erosional phases, have been recognized. In the upper part of the Formation there are two anthropic horizons, dated about 5 ka B.P. and VI Century b.C. respectively on the basis of radiometric dating and archeological finding. Compositional, floristic and faunal characteristics of the horizons are described. The deposition of travertine has been active since Middle Pleistocene times at least and is still in progress. The oxygen and carbon isotopic composition of travertine has been studied in a sequence formed between 57 ka and 2+3 ka B.P. The isotopic curves, the dating of several travertine samples and the geological data collected have allowed for the reconstruction of the palaeoenvironmental and palaeoclimatic evolution of the studied sequence from Stage 3 through the Last Glacial to the Holocene and the approximate evaluation of the biogenetic productivity. The climatic signal showed by the isotopic oxygen curve matches fairly well the isotopic curves given by several authors, concerning ocean and/or continental deposits of the same age.

Parole chiave: Olocene-Pleistocene medio, travertino, geomorfologia, paleoambiente, paleoclima, Canino, Italia centrale

Key-words: Holocene-Middle Pleistocene, travertine, geomorphology, palaeoenvironment, palaeoclimate, Canino, central Italy

1. INTRODUZIONE

Il presente lavoro è stato prodotto nell'ambito di una collaborazione dell'ENEA con la Soprintendenza Archeologica per l'Etruria Meridionale e la Soprintendenza Speciale al Museo Nazionale Preistorico ed Etnografico L. Pigorini del Ministero per i Beni Culturali e Ambientali. La collaborazione è finalizzata a una migliore conoscenza del contesto geologico e ambientale dei siti archeologici e quindi a una più efficiente salvaguardia del patrimonio archeologico stesso.

2. STUDI PRECEDENTI

I travertini di Canino sono brevemente descritti nel contesto di studi geologici regionali; solo alcune porzioni sono analizzate in studi specifici.

Cocozza (1963) ne evidenzia la notevole distribuzione sui versanti occidentali, sud-occidentali e meridionali del Monte Canino fino al fiume Fiora, mettendone in relazione la formazione con l'attività idrotermale vulsina, a sua volta controllata dalle faglie perimetrali del gruppo del Monte Canino. Alberti *et al.* (1970) si limitano ad indicare vasti affioramenti di travertini antichi, recenti ed attuali nell'area considerata. Manfra *et al.* (1976), analizzando la composizione isotopica dei travertini del Lazio, svolgono alcune considerazioni geochimiche su quelli di Canino, dei quali mettono in evidenza le variazioni dei rapporti isotopici dell'ossigeno e del carbonio in funzione della facies e della posizione stratigrafica.

Cipriani *et al.* (1977), in uno studio mineralogico, geochimico e merceologico sui travertini dell'Italia centrale, riportano anche alcune analisi riguardanti quelli di Canino. Radtke *et al.* (1976) datano con i metodi U/Th ed ESR campioni provenienti da più parti dei travertini di

Vulci-Canino e giungono alle seguenti conclusioni: i travertini hanno cominciato a deporsi prima di 300 ka B.P.; un periodo deposizionale si situa intorno ai 200 ka B.P.; mentre durante l'ultimo interglaciale si distinguono due fasi deposizionali, la prima intorno a 105±115, la seconda intorno a 80±90 ka B.P. Secondo gli stessi autori le due ultime fasi sono anche quelle che presentano condizioni ottimali per la deposizione dei travertini, che avrebbe avuto luogo in concomitanza di periodi caratterizzati da clima temperato-caldo e umido. Anche Taddeucci & Voltaggio (1987) si occupano della datazione col metodo U/Th di alcuni travertini affioranti nell'area del complesso vulcanico dei Monti Vulsini; le età riportate sono comprese fra poche migliaia e circa 200 ka B.P.; vengono messi in evidenza nell'area alcuni eventi vulcanici e/o tettonici e la formazione dei travertini viene attribuita alla miscela di due acquiferi, uno connesso con le formazioni carbonatiche profonde, l'altro interessante la coltre dei materiali vulcanici superficiali. Nel lavoro di Chiodini *et al.* (1991) viene studiato il sistema idrotermale di Canino, al quale è connessa la deposizione dei travertini; il sistema sarebbe localizzato nelle strutture carbonatiche sepolte e costituito da una zona superficiale dove prevale l'idrotipo Ca-SO₄ e da una zona sottostante dove sono presenti acque altamente saline a Na-Cl. In Chiodini *et al.* (1992) si descrive la sorgente di Monterozzi come rappresentativa della componente profonda a Na-Cl, mentre la sorgente di Poggio Olivastro rappresenterebbe una miscela dei due idrotipi con la componente Ca-SO₄ prevalente; sono riportate anche analisi chimiche degli elementi maggiori e in traccia delle acque e dei travertini considerati e si mette in evidenza l'esistenza di un *imprinting* chimico delle acque sui travertini deposti. Minissale (1991) afferma che le acque termali italiane, comprese quelle in aree vulcaniche attive (anche Canino), sono di origine meteorica. L'autore osserva, altresì, che dai principali sistemi di faglia peritirrenici affluiscono grandi quantità di CO₂ che confluisce negli acquiferi termali carbonatici, sull'origine mantellica della quale si hanno notevoli evidenze.

A questi lavori di carattere geologico e geochimico si deve aggiungere quello di Bulgarelli *et al.* (1991), nel quale si descrive in dettaglio l'insediamento preistorico di Poggio Olivastro, attribuito al Neolitico finale-Eneolitico, contenuto nella parte alta dei travertini in esame.

3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E MORFOLOGICO

I travertini studiati affiorano nella porzione settentrionale di un'area depressa, colmata da sedimenti neogenici, compresa tra i monti di Manciano a Nord e quelli della Tolfa a Sud, limitata a NO dai rilievi vulcanici dei Vulsini. Detti travertini costituiscono una formazione pressochè continua che si estende in direzione meridiana per circa 14 km e in direzione longitudinale per 6±7 km ed è limitata a Nord dal Rio Strozzevolpe, ad Est dal gruppo

del Monte Canino, a Sud dal fosso Timone e ad Ovest dal fiume Fiora (Fig. 1).

La formazione travertinoso, che mostra una potenza molto variabile da luogo a luogo, da pochi metri nella piana antistante il Fiora fino a oltre 100 m in località Poggio Olivastro, poggia ad Est sulle pendici della dorsale Monte Doganella-Monte Canino, al sistema idrogeologico del quale è geneticamente connessa. Detto gruppo, costituito da sedimenti giurassico-eocenici, è l'ultima propaggine meridionale della serie toscana metallifera e rappresenta un elemento disposto a scaglia tettonica con vergenza a NE, delimitato da un sistema di faglie perimetrali, inverse e dirette, ad andamento appenninico. Faglie normali secondarie, trasversali, lo suddividono ulteriormente in blocchi monoclinali immergenti verso S e SE (Cocozza, 1963; Alberti *et al.*, 1970).

A Nord la formazione poggia prevalentemente sui prodotti vulcanici dei Monti Vulsini di età tardo-pleistocenica, mentre a Ovest e a Sud, oltre che sugli stessi prodotti vulcanici, poggia su sedimenti neogenici (conglomerati, sabbie ed argille) che nella parte meridionale danno luogo a modeste culminazioni emergenti dallo stessa (Monte dell'Oro, C.se Monterozzi, Muracciole).

La giacitura della formazione travertinoso, caratterizzata da una stratificazione generalmente molto evidente con strati regolari da centimetrici a decimetrici, è orizzontale o suborizzontale, con leggera immersione degli strati verso O o SO. Localmente, come sulle pendici del Monte Canino, si possono osservare pendenze degli strati molto maggiori, parallele al versante ricoperto dai travertini, o nettamente discordanti e più acclivi, per effetto di locali disturbi tettonici o morfologici (salti, cascate). In corrispondenza di corpi "sorgentizi", cresciuti intorno a uno o più orifici, come per esempio nell'area di Poggio Olivastro e in quella de "il Bagno", si osservano giaciture periclinali.

Morfologicamente l'area di affioramento dei travertini può essere suddivisa in tre parti caratterizzate da forme deposizionali differenti (Fig. 1).

La prima, rappresentata dalla porzione più settentrionale, è limitata verso S da una evidente scarpata morfologica alta alcuni metri sulla piana antistante, che, in direzione grosso modo longitudinale, corre da C.se Riminino fino ai piedi di Poggio Olivastro. L'area è compresa tra le quote 270 e 120 m ed è caratterizzata da estesi espandimenti travertinosi a giacitura per lo più orizzontale che sembrano sovrapposti gli uni agli altri e sono limitati da scarpate morfologiche più o meno evidenti e continue, alte da pochi metri fino a più di 10 m. Il fronte delle scarpate è generalmente costituito da facies di pendio più o meno acclive e/o di cascata. Queste forme deposizionali, che simulano terrazzamenti sovrapposti e che sono solcate da una rete idrografica superficiale piuttosto incisa e irregolare, rappresentano dei corpi travertinosi conoidiformi, più o meno lobati, progredienti da NNE verso SSO. Nella parte nord-orientale dell'area, peraltro, si riconoscono, anche se rimodellati, i

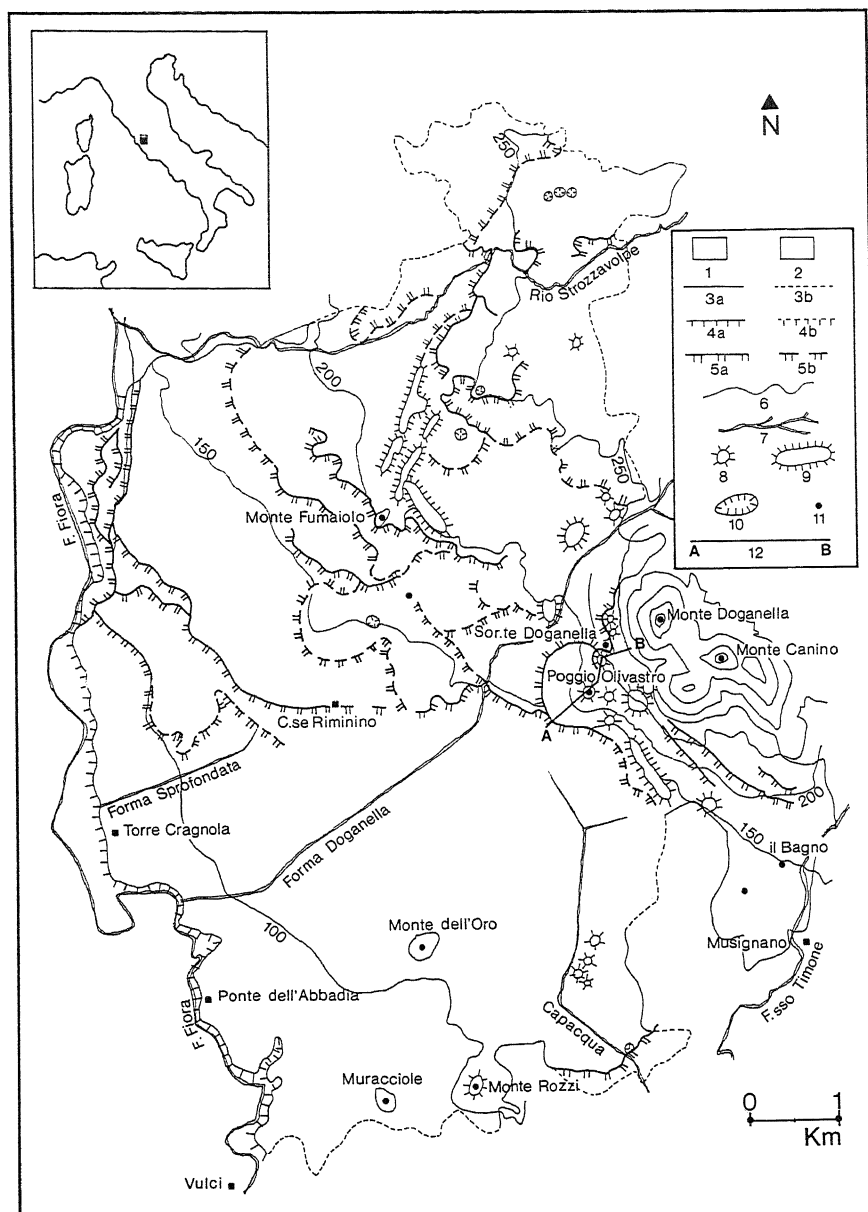


Fig. 1 - Lineamenti geomorfologici dei travertini. 1) Formazione dei travertini; 2) Substrato; 3) Limite di formazione, a: certo, b: presunto; 4) Scarpata di travertino su terrazzo fluviale, a: certa, b: presunta; 5) Scarpata nei corpi di travertino, a: certa, b: presunta; 6) Isoipsa; 7) Corso d'acqua; 8) Cono sorgentizio; 9) Corpo fissurale; 10) Cavità carsica e/o inghiottitoio; 11) Sorgente; 12) Traccia di profilo geologico.

Geomorphological features of travertines. 1) Travertine Formation; 2) Substrate; 3) Limit of Formation, a: evident, b: inferred; 4) Scarp of travertine on fluvial terrace, a: evident, b: inferred; 5) Scarp in travertine bodies, a: evident, b: inferred; 6) Isohypse; 7) Stream; 8) Cone-type spring deposit; 9) Fissure ridge deposit; 10) Karst sinkhole and cave; 11) Spring; 12) Geological section.

relativi coni sorgentizi, isolati o in gruppi allineati a formare dei *ridges* fissurali, che presentano direzioni appenniniche (NO-SE) e circa-antiappenniniche (NNE-SSO), evidenti soprattutto nella zona del M. Fumaiolo. Probabilmente ricalcano strutture tettoniche, sepolte del substrato, attraverso le quali le acque responsabili della deposizione dei travertini raggiungevano la superficie. Alcuni coni ancora oggi danno luogo a emanazioni di anidride carbonica nell'area di Monte Fumaiolo. Nei travertini sono diffuse anche forme carsiche tondeggianti, più o meno accentuate ed estese (fino a 200÷250 m di diametro), connesse probabilmente con crolli di cavità,

grotte e inghiottitoi.

La seconda area morfologica corrisponde alla porzione della formazione travertinoso che si addossa alle pendici sud-occidentali e meridionali del gruppo del Monte Canino, da Poggio Olivastro alle alture de "Il Bagno", 1 km circa a NE di Musignano. L'area, compresa tra le quote 270 e 140 m circa, è caratterizzata dalla presenza di numerosi coni sorgentizi e forme fissurali a giacitura periclinale, allineati per lo più lungo direzioni appenniniche, parallele alle faglie perimetrali del gruppo stesso. L'esame fotoaereo della zona ha permesso di mettere in evidenza alcune lineazioni appenniniche ed

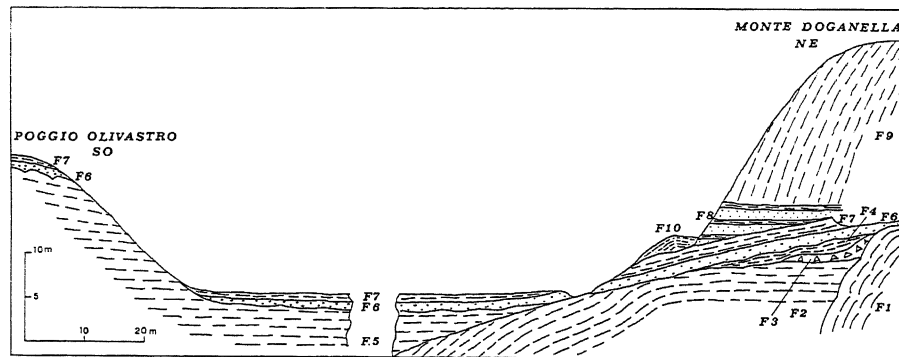


Fig. 2 - Sezione Poggio Olivastro-Monte Doganella (A-B in Fig. 1), che mostra i rapporti stratigrafici tra i corpi travertinosi da F1 a F10.
Poggio Olivastro-Mount Doganella Section (A-B in Fig. 1) showing the stratigraphic relationships of F1 to F10 travertine bodies.

antiappenniniche, che si possono attribuire molto verosimilmente a strutture tettoniche, anche se sul terreno, data l'impraticabile copertura vegetale, non è stato possibile analizzarle.

La terza area morfologica è rappresentata dalla vasta piana compresa tra quelle descritte precedentemente, il fiume Fiora e il fosso Timone. In detta piana, degradante verso S e SO e compresa tra le quote 125 e 70 m circa, i travertini affiorano molto irregolarmente e con potenza molto variabile da pochi decimetri a diversi metri e presentano irregolarità e discontinuità deposizionali. Si tratta di modeste scarpate, più o meno continue ed evidenti, affioranti prevalentemente nella porzione nord-occidentale della piana, connesse con la deposizione di placche travertinosi, simili a quelle descritte nella prima area morfologica. Nella porzione meridionale della piana si osservano forme collinari, isolate e nette, che possono raggiungere la quota di 130 m, alcune delle quali sono rappresentate da affioramenti del substrato neogenico (Monte dell'Oro, Muracciole), mentre altre sono rappresentate da coni sorgentizi veri e propri (Monte Rozzi e zona di Capacqua). Il limite meridionale e sud-orientale della formazione travertinosi è visibile solo per brevi tratti; in generale degrada dolcemente sotto i depositi alluvionali olocenici della piana antistante. Il limite occidentale è rappresentato dall'alta scarpata lungo la sponda sinistra del fiume Fiora, dove affiorano generalmente forme di cascata più o meno rimodellate, sotto le quali a tratti si può osservare la struttura interna dei travertini, costruiti generalmente da litotipi ben stratificati, in facies palustre-lacustre, interessati da fenomeni di dissoluzione carsica notevolmente sviluppati (canali, grotte, inghiottitoi) e da depositi di acque fortemente incrostanti. A tratti si osserva anche il limite netto di sovrapposizione dei travertini sulle vulcaniti tefritiche del complesso vulsino, limite che permette di valutare lo spessore del corpo travertinoso in 25-30 m circa.

Gran parte della piana comunque è andata soggetta ad intensa azione antropica, attestata non solo da opere di bonifica con la relativa creazione di un complesso sistema di canali drenanti verso il Fiora e/o il fosso Timone, ma anche da estesi interventi di rimozione del

banco di travertino più superficiale per mettere allo scoperto un paleosuolo sepolto, ricco di sostanza organica, al fine di sfruttarlo per scopi agricoli. L'azione antropica, in particolare il drenaggio organizzato delle acque verso il Fiora, ha prodotto e produce tuttora un'evidente alterazione nella morfologia della piana, in particolare lungo la sponda sinistra del Fiora e sulla relativa alta scarpata. I canali di drenaggio, infatti, raccolgono parte delle acque altamente incrostanti provenienti dalle numerose sorgenti fredde e termali diffuse nell'area e lentamente, per deposizione di incrostazioni travertinosi sul fondo o sui bordi, il loro letto diviene sospeso sulla piana stessa; detti canali, essendo inoltre soggetti a diversioni improvvise, naturali e/o antropiche, danno luogo a una morfologia irregolare, che varia continuamente. Inoltre, nei punti dove i canali si gettano dall'alto della scarpata nel Fiora, per effetto del degassamento improvviso delle acque ricche di anidride carbonica, si depositano corpi travertinosi conoidiformi, che progrediscono con grande rapidità, tanto da poter modificare il corso del fiume. Esempi del genere si riscontrano nella zona di Torre Crognola, dove, in corrispondenza della confluenza di alcuni canali di drenaggio con il Fiora (Forma della Doganella, Forma Sprofondata, ecc.) si sono formati e/o si stanno formando corpi travertinosi più o meno sviluppati e complessi.

4. LITOSTRATIGRAFIA

La maggior parte dell'area di affioramento della formazione travertinosi è coperta da folta, pressochè impenetrabile vegetazione e/o da campi intensamente coltivati ed è oltretutto interessata da recinzioni continue. E' stato, quindi, possibile condurre osservazioni litostratigrafiche di dettaglio su serie continue e significative soltanto in alcune grandi cave nell'area di Poggio Olivastro e lungo la scarpata del Fiora.

La sezione indubbiamente più completa e interessante è quella di Poggio Olivastro-Monte Doganella (Fig. 1), dove grandi cave ancora attive hanno asportato gran parte dei travertini, mettendone in luce la giacitura e la costituzione interna, dalla base situata alla quota di

140 m fino alla quota di 250 m. L'asportazione dei sedimenti dalle pendici del Monte Doganella ha permesso, inoltre, di osservare le parti più antiche del piastrone e i loro rapporti con il versante che hanno coperto.

Nella Figura 2 è riportato lo schema dei rapporti stratigrafici dei diversi corpi travertinosi che compongono il piastrone, osservati nella sezione suddetta. Detti corpi rappresentano fasi deposizionali successive e mostrano generalmente caratteri sedimentologici diversi. Dette fasi sono descritte di seguito.

Fase F1. Vi corrisponde il corpo travertinoso stratigraficamente più basso visibile nella sezione. E' costituito da travertini prevalentemente stromatolitici a spesse lamine a spatite e micrite, depositi sul pendio acclive del Monte Doganella del quale seguono le irregolarità. Sul fronte occidentale presenta magnifici esempi di cascate fossili (Fig. 3 A), connesse con improvvise rotture di pendio o con strutture del tipo a gradinata di vasche. Hanno una potenza che si aggira intorno a qualche decina di metri e sono direttamente connessi con le emergenze di acque incrostanti lungo le faglie bordiere del monte. I travertini sono interessati da sistemi coniugati di fratture verticali o subverticali, con direzioni N80° e N140° e da fenomeni carsici di dimensioni da decimetriche a metriche, sviluppatasi lungo dette fratture; queste sono spesso cementate da cementi tardivi alabastrini, che in talune cavità formano anche piccoli speleotemi.

Fase F2. Travertini sottilmente stratificati con giacitura orizzontale, costituiti da alternanze fitte, centimetriche e decimetriche, di facies stromatolitiche e fito-microermali, molto compatte, con rari e sottili livelli fitoclastici (Fig. 3 A). L'associazione di facies è tipica di pendio molto lieve od orizzontale. Le testate degli strati verso monte si appoggiano con regolarità al fronte del corpo F1, mentre sul fronte di valle presentano localmente facies di versante acclive e/o di cascata, parzialmente erose. La loro potenza raggiunge i 5-6 m. Localmente sono interessati da fenomeni carsici con rideposizione di cementi tardivi.

Fase F3. Corpo di forma irregolare, a cuneo, che ricopre in parte F1 ed F2. E' costituito da una breccia porosa e friabile nella parte basale, molto compatta nella parte medio-alta, ad elementi eterometrici angolosi (da pochi centimetri a uno o più decimetri), di travertino, immersi in una matrice arenaceo-argillosa a cemento calcitico⁽¹⁾ (Fig. 3 B). Il deposito, visibile lungo il pendio per

una decina di metri, con una potenza variabile da pochi decimetri a 2 m circa, poggia su di una superficie ondulata, canalizzata, chiaramente erosiva.

Fase F4. Corpo lenticolare di travertino ben stratificato, con potenza di circa 3 m, discordante sulla breccia e sui travertini sottostanti. La parte basale è rappresentata da travertini microermali e fitoclastici, porosi, contenenti piccoli gasteropodi terrestri, mentre la parte medio-alta è prevalentemente microermale e stromatolitica con sottili livelli fitoclastici. L'associazione è di pendio poco acclive. La superficie superiore del corpo F4 si raccorda con quella superiore di F2 per formare un versante immergente verso SO con una pendenza media di circa 15°.

Fase F5. Corpo rappresentante il cono sorgentizio di Poggio Olivastro, costituito da una sequenza di travertini ben stratificati, con strati da centimetrici a decimetrici, mostrante giacitura periclinale e una potenza di un centinaio di metri. La parte nord-orientale del cono poggia sul corpo travertinoso F2, la cui superficie fungeva da versante prima della messa in posto del cono stesso. Una grande cava nel corpo travertinoso permette di osservarne in dettaglio la sequenza completa, dalla base situata alla quota di 140 m, dove i travertini poggiano su depositi conglomeratici messiniani a matrice sabbioso-argillosa rossastra, fino alla sommità del Poggio a quota 234 m circa, dove sono ancora riconoscibili strutture concrezionari a tessiture stromatolitiche di più orifici sorgentizi. La parte inferiore della sequenza è costituita da travertini sottilmente stratificati, talora laminati, ad andamento piuttosto irregolare, ondulato, spesso lenticolari, rappresentati da facies prevalentemente stromatolitiche a lamine da millimetriche e centimetriche, alternate a facies microermali e fitoermali fini. I travertini sono piuttosto friabili ed hanno spesso un aspetto terroso, poiché contengono una certa percentuale di materiale siltoso-argilloso colluviato. Vi si notano anche livelli lenticolari di travertino fitoclastico breccioide.

La parte inferiore della sequenza termina con un banco irregolare discontinuo, con potenza molto variabile da pochi centimetri fino a un metro circa, di materiale alluvio-colluviale costituito da frammenti angolosi di travertino (da millimetrici fino a un decimetro) e da ghiaietto ad elementi più rielaborati di calcari, selce, pietra paesina, ecc., immersi in una matrice arenaceo-siltoso-argillosa, sciolta, rossastra. La superficie superiore del banco, concordante con la giacitura dei travertini sovrastanti, immerge verso Ovest con pendenza di 8-10° circa. Il banco, sede di una modesta falda acquifera che nei punti di emergenza risulta incrostante, pur se discontinuo, affiora in più parti della cava, nella stessa posizione stratigrafica. La parte medio-superiore della sequenza è costituita dalle stesse alternanze di facies stromatolitiche e micro-fitoermali descritte precedentemente. Il loro aspetto, man mano che si procede verso l'alto, diventa sempre più compatto e cristallino; scompare pressoché completamente la frazione colluviale. Nella porzione più alta della sequenza diventano preponderanti tessiture

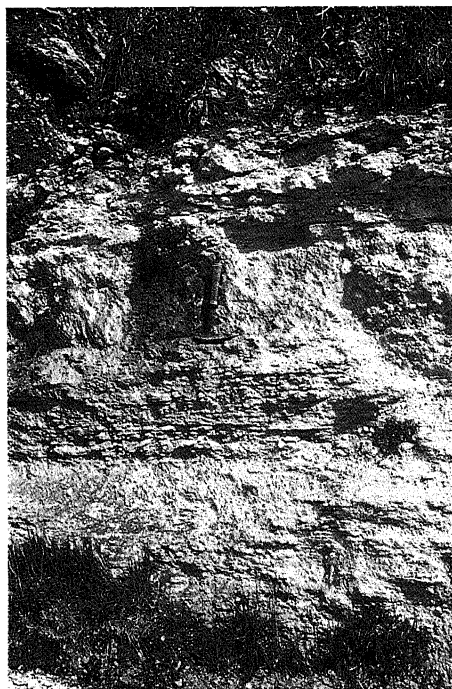
(1) Detta matrice, di colore grigio-rossastro, è composta da una frazione clastica arenitica, medio-grossolana, che può raggiungere il 75% della matrice, immersa in materiale fine calcareo-argilloso. I clasti sono rappresentati da: a) frammenti da subarrotondati ad arrotondati di travertino di vari litotipi, di calcari microcristallini, di selce, di silti e peliti sericitico-cloritiche, di epimetamorfiti (?) e di rocce vulcaniche alterate; b) minerali e frammenti subangolosi di minerali quali sanidino, pirosseno, plagioclasio, calcite spatica, zircone. La matrice è cementata da cemento calcitico, microspartico e spartico, equigranulare, con locali plaghe di micrite torbida e densa intorno ai clasti.



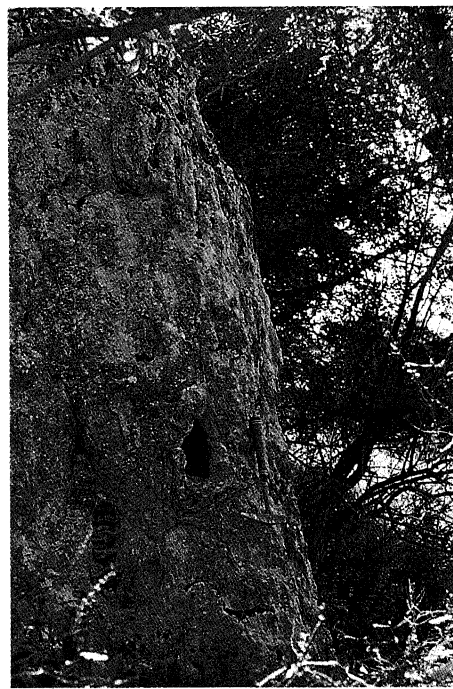
A



B



C



D

Fig. 3 - A) Travertini stromatolitici della fasi F1 ed F2. Da notare la struttura a cascata di F1, mentre gli strati di F2 sono orizzontali; B) Fase F3: Breccia a grossi elementi angolosi di travertino, immersi in una matrice arenaceo-siltoso-argillosa; C) Fase F6: Strato colluviale antropizzato (in corrispondenza del martello) con travertini della fase F5 alla base ed F7 sopra; D) Fase F9: Cono sorgenzio con orifizio laterale conservato. Nella parte alta contiene piccoli frammenti di ceramica del VI sec. a.C.

A) Stromatolitic travertines of F1 and F2 phases. To be noted the waterfall structure of F1, while the layers of F2 are horizontal; B) Phase F3: Breccia with coarse angular clasts of travertine in sandy-silty-clayey matrix; C) Phase F6: Anthropic colluvial horizon (in correspondence to the hammer) comprised between F5 (bottom) and F7 (top) travertines; D) Phase F9: Cone-type spring deposit showing a well preserved lateral orifice. In the upper part it contains small fragments of VI Century b.C. pottery.

algali e batteriche a laminazione sottile, accompagnate da strutture a microvaschette, a bollicine incrostate di carbonato, a bolle e lamine algali incrostate, a lamine di calcite sovrapposte a zattera, descritte nel paragrafo successivo. Intorno agli orifizi di sorgente si notano invece tessiture convolute e complesse di travertino stromatolitico a lamine alabastrine.

Fase F6. Strato antropizzato inferiore. Rappresenta uno strato colluviale a matrice limoso-argillosa di potenza variabile da 2 m circa sul versante di Monte Doganella, ad alcuni decimetri nella sella di Poggio Olivastro e sulla sommità del Poggio. Nella prima località è costituito da una frazione clastica arenacea grossolana, poco o affatto rielaborata, che può raggiungere il 60% della roccia, immersa in una matrice limoso-argillosa, rossiccia per la presenza di patine e di fine granulazione di ossidi e idrossidi di Fe, a cemento calcitico molto fine e in quantità variabile da luogo a luogo⁽²⁾. Nel deposito si osservano rari gasteropodi terrestri (*Rumina decollata*, Helicidae).

Passando verso la sella di Poggio Olivastro lo strato colluviale, brunastro, sciolto, più fine, è costituito da una frazione clastica sabbioso-siltosa, contenente anche ciottoli centimetrici, immersa in un fango calcareo e argilloso, che localmente mostra sottili laminazioni piane e microstrutture da trasporto⁽³⁾ (Fig. 3C). Il deposito è ricco di molluschi terrestri, di resti vegetali e faunistici, nonché di frammenti di ceramica del Neolitico finale-Eneolitico (Bulgarelli *et al.*, in stampa). Sulla sommità di Poggio Olivastro, dove affiora in sacche e depressioni con una potenza di alcuni decimetri, il deposito è di origine eluviale-colluviale ed è costituito da materiale detritico fine, calcareo, bruno-giallastro, contenente rari molluschi terrestri, frammenti di ceramica del tipo innanzi detto, ciottoli e macine di arenarie fini e/o di calcari siliciferi utilizzati come utensili dall'uomo.

Lo strato descritto rappresenta il prodotto della sedimentazione di materiale eluviale e colluviale di vario

genere proveniente dai versanti e dalla degradazione dei travertini già depositi. Sul versante di Monte Doganella la sedimentazione è avvenuta in condizioni subaeree; nella sella di Poggio Olivastro dovevano esistere probabilmente piccole pozze d'acqua a carattere temporaneo. Anche sulla sommità di Poggio Olivastro la sedimentazione in piccole depressioni ha risentito della presenza di acque sorgentizie.

La posizione stratigrafica dello strato testé descritto, l'uniformità dei caratteri composizionali, il contenuto di manufatti archeologici simili e pertanto attribuibili allo stesso orizzonte, il ritrovamento dello stesso strato colluviale racchiuso tra banchi di travertino in altre località dell'area considerata (località Torre Crognola; Pennacchioni, 1977 e 1980), suggeriscono che il materiale sia stato messo in posto in seguito ad una fase prevalentemente erosiva e/o di stasi nella deposizione del travertino, in concomitanza di condizioni climatiche temperate, e, ancora, considerata la presenza di manufatti, in un momento caratterizzato da una primo intenso intervento antropico. L'azione antropica del resto è chiaramente visibile sia nella sella che sulla sommità di Poggio Olivastro. Nella prima località, infatti, la base dello strato antropico poggia su una superficie di strato di un banco di travertino appartenente alla fase F5, interessata da buchi per pali di capanne. Nella seconda località si osservano, anche se meno chiare, tracce della presenza dell'uomo (frammenti ceramici nei travertini stromatolitici presso gli orifizi sorgentizi) e probabili interventi antropici sulle acque (canalizzazioni).

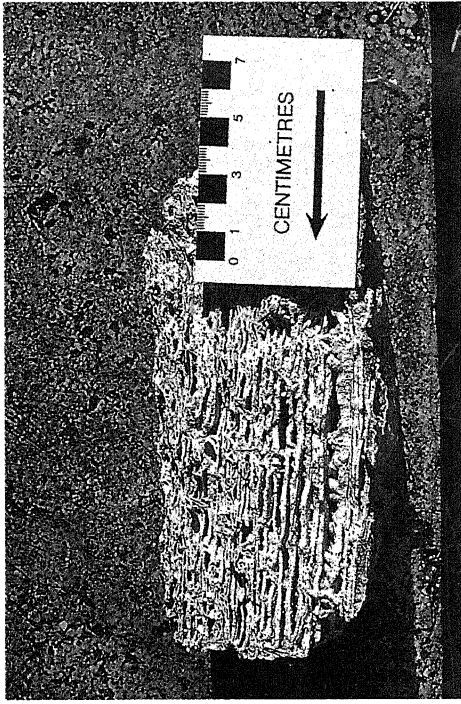
Fase F7. Allo strato antropizzato inferiore F6, segue un banco di travertino, la cui potenza varia da circa 2 m sul versante di Monte Doganella, a 40÷50 cm nella sella, fino a pochi decimetri sulla sommità del Poggio, dove però è stato parzialmente rimosso dai lavori di cava. Il contatto con F6 è netto e piuttosto regolare (Fig. 3C). Il travertino, sottilmente stratificato, è di tipo micro e fitoermale e contiene piccoli gasteropodi d'acqua dolce e terrestri, quali *Lymnaea* sp., Helicidae, *Rumina decollata*, *Pomatias elegans*; si tratta di una facies di pendio lieve o pianeggiante in presenza di pozze e/o di veli d'acqua.

La parte di sequenza travertinoso indicata con F8, F9 ed F10 non poggia con contatto diretto su quella fin qui descritta; essa affiora sul versante di Monte Doganella ad un centinaio di metri a Nord della precedente e giace sopra i travertini F2, poichè qui i termini intermedi (F3, F4, F5, F6 e F7) mancano o non sono visibili. Osservazioni di dettaglio condotte su fotoaeree e sul terreno e dati cronologici che saranno esposti in seguito, permettono, tuttavia, di considerare questa parte superiore stratigraficamente a quella illustrata precedentemente.

Fase F8 (o strato antropizzato superiore). E' un corpo complesso, lenticolare, che sembra terminare a cuneo verso il versante interno e verso settentrione, con una potenza variabile da pochi decimetri a 5÷6 m. Lo strato è costituito da banchi decimetrici di travertini fito e microermali, friabili, porosi, con sottili livelli stromatolitici

(2) La frazione clastica è costituita prevalentemente da cristalli e frammenti monominerali, angolosi-subangolosi, di natura vulcanica, quali sanidino (predominante), pirosseno iperstenico-augitico, plagioclasio labradoritico, biotite localmente alterata, leucite alterata, ossidi di Fe e granato (?). Vi si osservano inoltre frammenti di rocce vulcaniche alterate, di peliti più o meno siltose, cloritizzate, ricche di idrossidi di Fe, di calcari, di selce, di travertini di vari litotipi, e frammenti di colluvio di suolo (?) bruno-rossicci. Il cemento è costituito da due fasi principali di calcite: la prima è rappresentata da sparite torbida, bruniccia, con struttura a mosaico inequigranulare, diffusa a plaghe irregolari; la seconda fase è rappresentata invece da sparite e/o spatite limpida, con struttura a mosaico equigranulare o raggiata o a palizzata che riempie o tappezza fratture e cavità. E' associata spesso a fine granulazione e glomeruli di colore arancione di idrossidi di Fe.

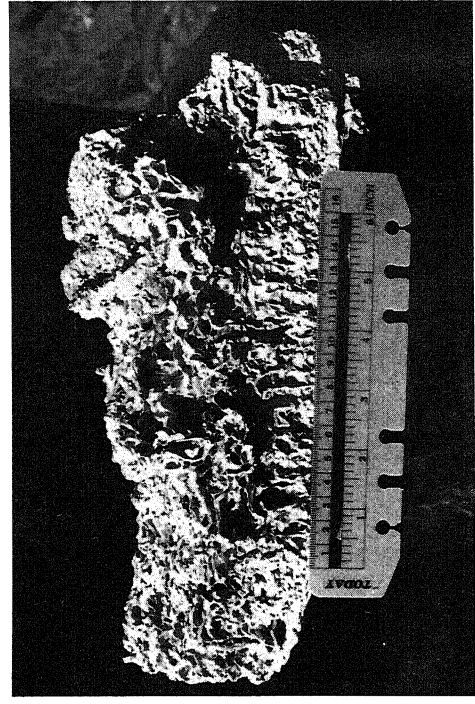
(3) La frazione clastica è costituita prevalentemente da frammenti di rocce, generalmente subangolosi, tra i quali predominano quelli di travertino di vari litotipi e di calcite spatite, mentre calcari micritici e siliciferi, selci e peliti sono subordinati. Sono presenti anche minerali vulcanici in cristalli euedrali o frammenti di cristalli subangolosi o subarrotondati di sanidino (prevalente), di pirosseno iperstenico-augitico, di biotite parzialmente decolorata e di ossidi di Fe.



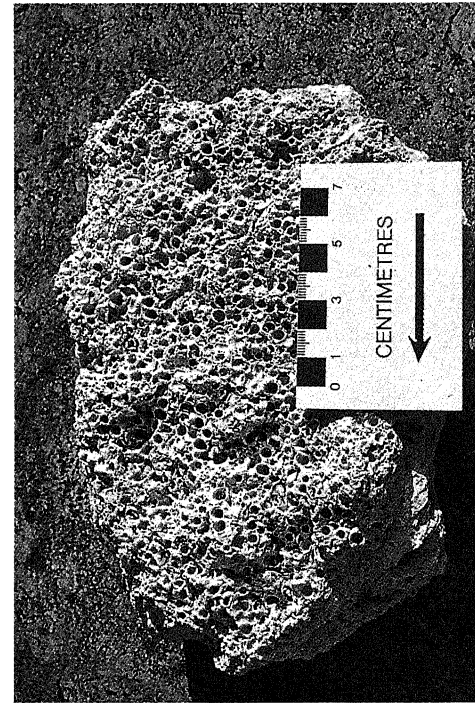
A



B



C



D

Fig. 4 - A) Fase 8: Strato antropizzato a sabbie e limi calcarei con sottili intercalazioni di travertini autoctoni, contenente frammenti di ceramica del VI sec. a.C.; B) Struttura a zattera (rafts) nei travertini della Fase 5; C) Struttura a bollicine incrostate di carbonato di calcio nei travertini micritici di F5; D) Struttura a bolle e lamine algali incrostate nei travertini di F5.
 A) Phase 8: Anthropized horizon composed of calcareous tufa with thin intercalations of autochthonous travertines, containing fragments of VI cent. b.C. pottery; B) Rafts structure in F5 travertines; C) Carbonate-encrusted bubbles structure in the micrite travertines of phase F5; D) Carbonate-encrusted algal bubbles and laminae structure in the travertines of phase F5.

o strutture a zattera, a bollicine incrostate o a bolle e lamine algali, alternati a banchi di limi calcarei fito-clastici⁽⁴⁾ sciolti, massivi, contenenti molluschi terrestri, clasti di travertini poco rielaborati, una frazione silicoclastica irregolarmente diffusa e molto materiale ceramico di tipo arcaico, riferibile al VI sec. a.C. (Fig. 4 A).

L'associazione di facies sembra indicare un ambiente di gradinata di vasche su pendio poco acclive, interessato peraltro da intensa azione antropica.

Fase F9. Corpo cupoliforme che si sviluppa per alcune decine di metri ed è costituito da un insieme di coni e di apparati fissurali sorgentizi che mostrano ancora alcuni orifizi di emergenza delle acque incrostanti (Fig. 3 D). Esso è formato da travertini fito-microermali e stromatolitici di pendio acclive e di cascata, per lo più porosi e friabili, in tessiture molto variabili da luogo a luogo, a festoni e drappi molto inclinati e con giacitura periclinale. Il contatto con F8 è piuttosto netto e regolare; verso monte il corpo travertinoso sembra poggiare contro le facies di pendio acclive di F1. Presso alcuni orifizi sorgentizi della parte basale si notano, inglobati nella concrezione travertinosa, frammenti ceramici simili a quelli contenuti nei limi calcarei sottostanti della fase F8.

Fase F10. Corpo travertinoso conoidiforme esteso per qualche decina di metri lungo il versante, ai piedi di F8 ed F9, ancora in via di deposizione ed alimentato dalle acque fortemente incrostanti di una sorgente termale (44°C) il cui orifizio è localizzato nei travertini di F2. Il corpo è composto da sottili veli di incrostazioni calcaree molto porose e fragili che permettono di osservare chiari esempi di deposizione in atto di facies stromatolitiche, microermali e micro-fitoclastiche di gradinata di vasche (microvasche) e la formazione di strutture a zattera, a bollicine incrostate o a bolle e lamine algali più complesse. Il corpo travertinoso, lentamente progradante, è coperto da estese colonie batteriche e algali di diverso colore, dal rossiccio al giallo-arancio, dal verde intenso al verde-azzurro, da chiazze di muschi e da altre piccole piante igrofitiche, che offrono la possibilità di osservare in dettaglio le strutture e le tessiture delle incrostazioni precipitate sotto l'influenza dell'azione biologica, strutture e tessiture che si riconoscono poi pressochè inalterate nei travertini più antichi.

5. STRUTTURE E TESSITURE

Nei corpi descritti sono stati osservati differenti litotipi di travertino, tra i quali prevalgono di gran lunga quelli autoctoni, in particolare gli stromatolitici, seguiti dai

microermali e dai fitoermali, mentre i litotipi detritici sono molto meno diffusi.

Si osserva inoltre che i vari corpi travertinosi sono composti da differenti associazioni di litotipi, che presentano strutture e tessiture differenti. I corpi stratigraficamente inferiori (F1, F2), per esempio, sono costituiti da travertini in genere molto densi, compatti e "cristallini", di tipo stromatolitico a lamine di spatite con struttura a raggi di cristalli isorientati o a piuma, lunghi fino a diversi centimetri, cui si associa un'evidente microlaminazione parallela. Il corpo F5 è caratterizzato dalla presenza di facies meno compatte, più porose: sono molto diffuse, specialmente nella parte medio-superiore, tessiture stromatolitiche più sottili, mentre assumono grande sviluppo strutture a zattera, a bollicine incrostate e a bolle su substrato algale. I corpi sovrastanti sono formati da litotipi ancora più porosi, spesso friabili, a lamine sottili e irregolari.

Le tessiture stromatolitiche sono rappresentate prevalentemente da lamine anche molto spesse, fino a parecchi centimetri, di spatite; subordinate sono le lamine di sparite e/o microsparite. Le lamine, ad andamento parallelo, planare o ondulato, localmente deformate ed interessate da pieghe, microfratture e strutture di tipo slumping, mostrano raramente l'alternanza di lamine chiare e scure osservata in travertini di altre aree e sono in genere costituite da cristalli di calcite molto sviluppati e otticamente isorientati, che occupano l'intero spessore della lamina. Detti cristalli formano strutture arborescenti, raggrigate, a ventaglio o a palizzata, perpendicolari alle superfici della lamina, e spesso sono attraversate da una microlaminazione a sottilissime lamine (spessore $\leq 15 \mu\text{m}$) chiare e scure, continue, poco disturbate, interpretate come incrostazioni giornaliere, dovute all'attività biologica (Folk *et al.*, 1985). Tra le lamine si notano spesso discontinuità, superfici erosive e microcanalizzazioni che suggeriscono la presenza di fasi non deposizionali e/o erosive. Localmente, in corrispondenza di dette discontinuità, si possono osservare lamine lenticolari di materiale detritico di riempimento, composto da micrite torbida contenente minerali vulcanici (sanidino, pirosseno, biotite) e frammenti di rocce varie (vulcaniti, selci, peliti).

Al microscopio, a forte ingrandimento, le strutture arborescenti risultano costituite da cristalli calcitici piuttosto limpidi, di lunghezza fino a 60 mm e larghezza fino a 30 mm, a contorni per lo più euedrali, la parte centrale dei quali, torbida, è formata da numerose particelle submicroscopiche brune tondeggianti, che rappresentano le colonie batteriche intorno alle quali i cristalli sono cresciuti, ampiamente osservate e descritte da Folk, Chafetz & Tiezzi (1985) nei travertini di Rapolano Terme (Siena) e Bagni di Tivoli (Roma).

Sono altresì molto diffuse le strutture a lamine di calcite sovrapposte a zattera (*rafts*) (Fig. 4 B) e quelle a bollicine incrostate di carbonato (*carbonate-encrusted bubbles*) (Fig. 4 C), dovute probabilmente a precipitazione abiotica, per degassamento, anche se non si esclude il concorso di processi fotosintetici di natura batterica.

(4) Detti limi calcarei sono costituiti da una frazione clastica subangolosa-subarrotondata, costituita da frammenti di incrostazioni calcaree su supporto vegetale e di travertini microfitoermali e stromatolitici, da calcari micritici, da selci e da rare vulcaniti alterate, nonché da granuli monominerali di sanidino (prevalente), biotite e pirosseno iperstenico-augitico.

Descrizioni minuziose e dettagliate delle suddette strutture sono riportate nel già citato lavoro di Folk, Chafetz & Tiezzi (1985) e in Chafetz, Rush & Utech (1991).

Una struttura particolare, non descritta da altri autori, ma molto diffusa nei travertini in studio, specialmente nella parte alta del corpo F5 e in F9 ed F10 (in quest'ultimo la si può osservare in via di formazione, come del resto tutte le strutture descritte precedentemente), è quella "a bolle e lamine algali incrostate" (Fig. 4 D). E' una struttura complessa, dall'aspetto vacuolare, che si forma per incrostazione di grosse bolle algali (fino a 1 cm di diametro) di probabile origine fotosintetica, rotte e contorte, a strati sovrapposti, spesso allungate a formare canalicoli di degassamento. Lo spessore delle lamine è di alcuni decimi di millimetro; la loro struttura, osservata a forte ingrandimento, è simile a quella dei "rafts" ed è costituita da una lamina interna torbida di micrite o microsparite a mosaico equigranulare, compresa tra due lamine di calcite limpida a dente di cane, con cristalli rombici lunghi fino a 30÷40 mm, talora con lati leggermente incurvati (*gothic-arch calcite* di Folk, Chafetz & Tiezzi, 1985).

6. FAUNA E FLORA

Nello strato antropizzato inferiore (F6) della sella di Poggio Olivastro è diffusa una malacofauna continentale⁽⁵⁾, rappresentata da: *Rumina decollata*, *Chondrula tridens*, *Cerņuella virgata*, *Vitrea* sp., *Lymnaea* (?) ed *Helicidae*. Si tratta di molluschi terrestri (ad eccezione di *Lymnaea* sp.), tuttora viventi nell'area mediterranea, particolarmente in quella costiera, indicativi di clima temperato.

Nello strato sono stati trovati molti piccoli frammenti ossei la cui determinazione è riportata in Bulgarelli *et al.* (in stampa). Essi rivelano una netta prevalenza delle specie di allevamento (Bue, Ovicaprini e Maiale); sono presenti anche Cane, Cervo, Volpe e micromammiferi quali *Arvicola* e *Pitymys*, nonché resti di Riccio e Tartaruga "probabilmente sfruttati a scopo alimentare. Rarissimi i resti di pesce mentre intensa appare la raccolta di molluschi marini (*Cerastoderma edule*) di ambiente salmastro e di lago costiero" (Bulgarelli *et al.*, in stampa).

Lo strato considerato ha dato anche resti paleobotanici, tra i quali sono preponderanti le querce sia caducifoglie che sempreverdi, in particolare *Quercus* tipo *ilex*. Sono presenti, in ordine decrescente, *Ficus*, *Corylus*, *Juniperus* e *Fagus*, i quali, ad eccezione di quest'ultimo, appartengono alla fascia di vegetazione mediterranea. Tra i semi sono stati rinvenuti: monococco o farro piccolo (*Triticum monococcum* L.), orzo (*Hordeum* sp.), *Lathyrus* sp. e *Lens* sp., nonché un vinacciolo di vite *Vitis* sp.) (Bulgarelli *et al.*, in stampa).

Nello strato antropico superiore (F8) sono diffusi gli

stessi molluschi terrestri ritrovati nello strato inferiore: *Rumina decollata*, *Cochlicella acuta*, *Trochoidea* sp., *Cerņuella virgata* (?), e in più *Pomatias elegans*. Non è segnalata la presenza di *Lymnaea* sp.

7. INQUADRAMENTO CRONOLOGICO

I travertini considerati sono stati oggetto di datazioni effettuate da autori precedenti con i metodi U/Th e ESR. Radtke *et al.* (1976) hanno, infatti, datato alcuni campioni di travertino raccolti nelle aree di Monte Rozzi, di Pian del Diavolo e presso il Ponte dell'Abbadia. I travertini della prima località sono risultati più antichi di 300 ka;

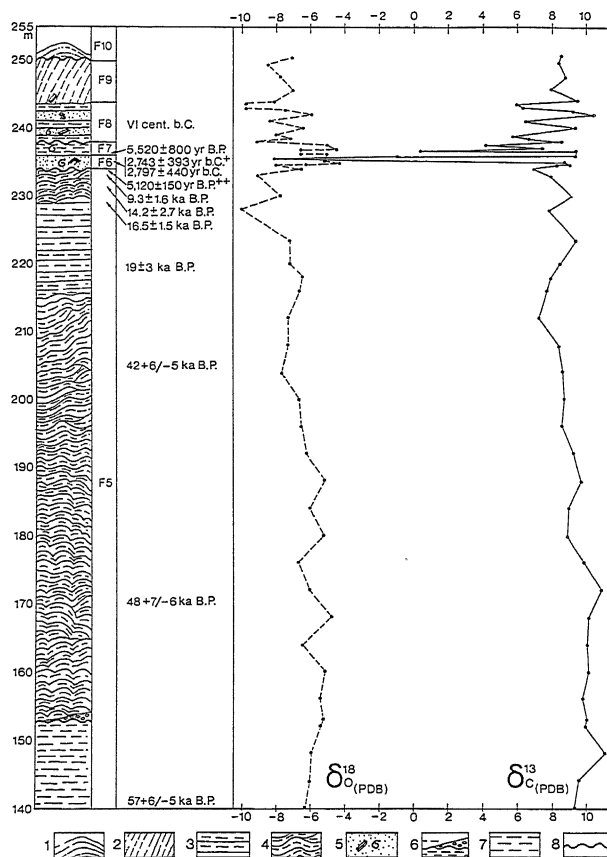


Fig. 5 - Serie di Poggio Olivastro-Monte Doganella (da F5 a F10); relative curve isotopiche e datazioni. 1) Deposito conoidiforme della fase F10; 2) Cono sorgentizio della fase F9; 3) Travertini con strutture a zattera, a bollicine incrostate e a bolle e lamine algali incrostate della fase F5; 4) Travertini stromatolitici; 5) Sabbie e limi calcarei e/o orizzonti colluviali con molluschi di acqua dolce e/o terrestri e frammenti di ceramica; 6) Orizzonte alluvio-colluviale; 7) Travertini sottilmente stratificati contenenti una frazione terrigena variabile; 8) superficie erosionale.

Poggio Olivastro-Monte Doganella sequence (from F5 to F10); relative isotopic curves and datations. 1) Fan-shaped deposit of phase F10; 2) Cone-type spring deposit of phase F9; 3) Phase F5 travertines showing rafts, carbonate-encrusted bubbles and carbonate-encrusted algal bubbles and laminae; 4) Stromatolitic travertines; 5) Calcareous tufa and/or colluvial horizons containing fresh-water and/or terrestrial mollusks and fragments of pottery; 6) Alluvio-colluvial horizon; 7) Thinly stratified travertines containing a variable amount of terrigenous fraction; 8) Erosional surface.

(5) La malacofauna presente in F6 ed F8 è stata determinata da D. Esu del Dip.to di Scienze della Terra, Università "La Sapienza" di Roma.

quelli di Pian del Diavolo hanno dato età compatibili con l'ultimo e il penultimo interglaciale (87 ka e 181 ± 237 ka), mentre i campioni della serie di Ponte dell'Abbadia, sul fianco sinistro del fiume Fiora, sono risultati attribuibili all'ultimo interglaciale (80 ± 108 ka).

Taddeucci & Voltaggio (1987) hanno datato con il metodo U/Th alcuni campioni di travertino raccolti lungo il versante sinistro del Fiora, nel tratto compreso tra Ponte S. Pietro e Ponte dell'Abbadia; detti campioni hanno dato età comprese tra 98 e 1,2 ka B.P., risultando sempre più recenti da Nord verso Sud.

Nel presente lavoro sono state datate con il metodo U/Th la serie di Poggio Olivastro-Monte Doganella, che rappresenta la sequenza più continua ed accessibile dell'area e un'altra serie di circa 30 m di spessore affiorante presso il fiume Fiora, alcune centinaia di metri a Sud di Ponte dell'Abbadia, sopra le vulcaniti tefritiche di Castellaccio di Vulci. Le età ottenute sono riportate in Tabella 1 e in Figura 5. Le analisi della serie del fiume Fiora presso Castellaccio di Vulci hanno dato età comprese tra 121 ± 27 -22 e 126 ± 47 -32 ka; sono quindi attribuibili all'ultimo interglaciale e sono in accordo con quelle riportate da Radtke *et al.* (1976) per l'affioramento di travertini presso Ponte dell'Abbadia. In Bulgarelli *et al.* (in stampa), è riportata una datazione col metodo ^{14}C su materiale carbonioso proveniente dalla struttura di focolare della parte inferiore dello strato, riferibile al Neolitico superiore, che ha fornito la data di 5.120 ± 150 anni B.P. Da frammenti di ceramica provenienti dal livello eneolitico sovrastante quello summenzionato, sono state ottenute, col metodo della termoluminescenza, le seguenti datazioni: 2.700 ± 400 e 2.800 ± 450 a.C. (Bulgarelli *et al.*, in stampa).

Su gusci di *Rumina decollata* sono state eseguite analisi dell'epimerizzazione degli aminoacidi⁽⁶⁾; il valore medio ottenuto di D/L è pari a 0,14, valore generalmente indicativo della Aminozona A (Olocene) ed equivalente a un'età di circa 5.000 anni dal Presente (Hearty & Dai Pra, 1992). Il dato è quindi in ottimo accordo con la datazione ^{14}C summenzionata.

L'età di F8 può essere dedotta dal contenuto di frammenti ceramici arcaici attribuiti dagli archeologi al VI sec. a.C. (comunicazione orale di E. Pellegrini) e dalle analisi dell'epimerizzazione degli aminoacidi di gusci di *Rumina decollata* contenuti nei limi calcarei. Il valore medio ottenuto di D/L è pari a 0,086. Poiché al valore medio di D/L pari a 0,10 (Aminozona A, Olocene) è attribuita un'età di circa 4.000 anni dal Presente (Hearty & Dai Pra, 1992), i gusci analizzati sono sicuramente più recenti di detta età e sono in buon accordo con l'età dei frammenti di ceramica.

L'esame litostratigrafico della serie considerata e le relative datazioni dimostrano che la deposizione del tra-

vertino si è protratta, se pure con interruzioni, per un periodo di tempo notevole, da più di 350 ka ad oggi e che, inoltre, le varie fasi deposizionali succedutesi si sono di volta in volta sovrapposte o hanno interessato località diverse, per migrazioni delle sorgenti, connesse probabilmente con processi di occlusione degli orifizi e/o per variazioni delle condizioni idrogeologiche.

La formazione dei travertini risulta quindi composta da corpi che presentano relazioni stratigrafiche complesse, variabili sia lateralmente che verticalmente, non sempre chiare e riconoscibili, se non si verificano condizioni ottimali di affioramento o se non presentano caratteri morfologici o tessiturali specifici, come nel caso della serie di Poggio Olivastro-Monte Doganella.

I dati considerati mettono in evidenza, infatti, numerose lacune che possono avere carattere erosivo o di stasi della deposizione, connesse con i processi summenzionati. Tra i corpi F1 ed F2 è evidente una prima lacuna, dovuta probabilmente a migrazione di sorgente, dato che i travertini di F2 non sembrano aver subito fenomeni erosivi. Tra i corpi F2 ed F4 è presente una seconda lacuna che sembra avere carattere erosionale (probabilmente anche un significato tettonico); è connessa, infatti, con la messa in posto della breccia F3, indicante che i travertini precedentemente formati hanno subito processi di parziale smantellamento, con successivo accumulo dei clasti, misti a colluvio di versante, sulla superficie di erosione. Una fase erosionale è presente anche tra il corpo F4, legato all'attività di sorgenti sul versante di Monte Doganella e il corpo F5, costruito dalle sorgenti di Poggio Olivastro.

Un'importante lacuna erosiva, presente in tutta l'area considerata, è messa in evidenza dopo la deposizione di F5. In concomitanza di essa, si è interrotta o si è drasticamente ridotta la deposizione del travertino e sulla superficie di erosione si è accumulato il materiale detritico colluviale, ricco di materia organica, di cui è composto il deposito antropizzato F6.

In particolare, sulla sommità di Poggio Olivastro, la lacuna summenzionata corrisponde a un lasso di tempo di circa $9,3 \text{ ka} - 5 \text{ ka} = 4,3 \text{ ka}$, mentre nella sella tra il poggio e il versante di Monte Doganella è di circa $19 \text{ ka} - 5 \text{ ka} = 14 \text{ ka}$. Sul versante stesso la lacuna potrebbe essere ancora più ampia, poiché non si conosce l'età di F4.

La differenza riscontrata può essere spiegata con due ipotesi: nella prima si suppone che la deposizione di travertino nella sella si sia esaurita a circa 19 ka B.P., mentre sul poggio l'attività delle acque incrostanti sia continuata fino a circa 9,3 ka B.P. e oltre e abbia formato quindi un cono sopraelevato rispetto alla vicina sella. Nella seconda ipotesi si suppone che, dopo 9,3 ka B.P. e prima della formazione dello strato antropizzato inferiore (5 ka B.P.), la fase erosiva descritta precedentemente abbia inciso la superficie dei travertini fino allo strato di quota 219 m, datato 19 ka B.P., in corrispondenza della sella tra Poggio Olivastro e il versante di Monte Doganella.

La formazione del corpo F7, esteso su tutta l'area

(6) Analisi effettuate dal *Center for Geochronological Research*, INSTAAR, Colorado University, USA.

considerata, indica che la deposizione del travertino si era riattivata, in modo peraltro brusco e netto. Dopodiché, nella sezione di Poggio Olivastro-Monte Doganella, l'attività sorgentizia incrostante sembra cessare, per migrare verso NO lungo il versante del Monte Doganella e costruire i corpi F8 ed F9. Detta migrazione è posteriore al III millennio a.C., ma precedente al VI secolo a.C. Infine, in tempi recenti, si osserva una nuova migrazione delle sorgenti verso Ovest, con la quale è connessa la formazione tuttora in atto del deposito F10.

Le datazioni della serie di Poggio Olivastro permetterebbero anche di determinare il tasso di crescita del travertino, se si assumesse che nei tratti considerati per detta determinazione non vi siano state lacune o variazioni di crescita di notevole entità. Dette condizioni, però, sono difficilmente verificabili per rocce di questo tipo, nelle quali si possono osservare tassi di sedimentazione variabilissimi da luogo a luogo, in relazione alle condizioni morfologiche, chimico-fisiche e biologiche (Carrara, 1991).

8. ELEMENTI DI GEOCHIMICA ISOTOPICA

E' stata analizzata la composizione isotopica di numerosi campioni di travertino provenienti dalla serie di Poggio Olivastro-Monte Doganella, in particolare dalla porzione di serie più recente di 57 ka; i valori di $\delta^{18}\text{O}$ e di $\delta^{13}\text{C}$ sono riportati nella Figura 5 e nella Tabella 2.

Globalmente i valori di $\delta^{18}\text{O}$, compresi tra -10.1 e -4.4 (PDB) con frequenza maggiore tra -7.6 e -5.5, presentano una dispersione piuttosto ampia. I travertini autoctoni (facies stromatolitiche, fito-microtermali) mostrano un valore medio pari a -6.7, mentre i travertini detritici (sabbie e limi calcarei, travertini fitoclastici, etc.) hanno un valore medio uguale a -8.1.

I valori di $\delta^{18}\text{O}$ ottenuti sono molto simili a quelli di altri depositi di travertino dell'Italia centro-meridionale (Manfra *et al.*, 1976; Buccino *et al.*, 1978; Carrara, 1991).

I valori di $\delta^{13}\text{C}$ sono positivi ed elevati, essendo compresi tra 4.0 e 11.0 (PDB) ed hanno frequenza massima tra 8.0 e 10.0; la dispersione è piuttosto elevata. Le facies autoctone presentano una media intorno a 8.6, mentre i travertini detritici sono intorno a 7.6. Questa differenza, già notata da altri autori (Manfra *et al.*, 1976; Buccino *et al.*, 1978, Carrara, 1991) è connessa probabilmente con il carattere detritico dei suddetti sedimenti.

I cementi tardivi, alabastrini, che si osservano localmente nelle cavità del travertino, hanno valori di $\delta^{18}\text{O}$ intorno a -7.3 e di $\delta^{13}\text{C}$ intorno a 6.6; sono quindi conformi ai rapporti isotopici dei travertini.

L'ampia dispersione del rapporto di $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ nei travertini considerati suggerisce che si siano depositi da acque termali; ciò è in accordo con i dati riportati da altri autori (Gonfiantini *et al.*, 1968; Manfra *et al.*, 1976; Turi, 1986) e con la presenza nell'area considerata di sorgenti termali ("il Bagno", Poggio Olivastro, ecc.) che continuano ancora oggi a depositare incrostazioni calcaree.

Per quanto riguarda i valori elevati di $\delta^{13}\text{C}$, molto simili tra l'altro a quelli riportati in letteratura per altri giacimenti travertinosi italiani depositi da acque termali (Tivoli, Viterbo, Pontecagnano) (Manfra *et al.*, 1976; D'Argenio *et al.*, 1983; Turi, 1986) si possono spiegare ammettendo che una parte della CO_2 totale, coinvolta nella formazione dei travertini, sia derivata da CO_2 pesante di origine inorganica, "prodotta dalla decomposizione chimica di formazioni carbonatiche marine o da semplice scambio isotopico con esse ad opera delle acque del suolo" (Manfra *et al.*, 1976). Detti processi, peraltro, possono avvenire anche in situazioni relativamente superficiali se le aree di affioramento dei travertini sono ubicate in corrispondenza di estese manifestazioni vulcaniche o di particolari campi geotermici, come è il caso di parte dei travertini del Lazio, compresi quelli di Canino. Tuttavia, va considerata anche l'ipotesi molto verosimile che buona parte dell'anidride carbonica, dati gli alti valori di $\delta^{13}\text{C}$, sia di origine endogena come suggeriscono Bakalowicz (1990) per aree tettonicamente attive e affette da movimenti estensivi e Minissale (1991), il quale, pur evidenziando che tutti i circuiti termali italiani sono di origine meteorica, afferma che "*from the principal peri-Tyrrhenian fault systems rise large quantities of CO_2 which discharge into the thermal carbonate aquifers*".

Le datazioni dei travertini della serie di Poggio Olivastro, riportate accanto alla curve isotopiche (Fig. 5), permettono di fare una serie di considerazioni intorno all'età e alle fasi deposizionali dei travertini. In primo luogo si può affermare che la deposizione dei travertini di Poggio Olivastro copre parte del Pleistocene superiore fino a tutto il Tardi-Glaciale e l'Olocene. I travertini considerati, quindi, si sono depositi per la maggior parte durante un periodo glaciale. La deposizione di travertino, anche da sorgenti o da acque non termali (laghi, fiumi, paludi), durante periodi glaciali è già stata segnalata, almeno alle medie latitudini e altitudini dell'Italia centro-meridionale, in Brancaccio *et al.* (1992) e Carrara (1991).

Poiché si possono considerare costanti le condizioni di continentalità e di altitudine, la composizione isotopica può fornire indicazioni sulla temperatura esistente al tempo della deposizione. Nel caso presente i valori di $\delta^{18}\text{O}$ aumentano con l'aumentare della temperatura, dato questo in accordo con le osservazioni di altri autori per ambienti continentali quali quello lacustre, fluviale e, in certi casi, anche quello carsico (Stuiver, 1970; Fritz *et al.*, 1975; Mörner & Wallin, 1977; Siegenthaler & Eicher, 1987; Pazdur *et al.*, 1988; Carrara, 1991). Tenendo presente le età dei travertini ottenute con il metodo U/Th e l'approssimazione del metodo, l'esame della curva di $\delta^{18}\text{O}$ mette in evidenza alcune coincidenze con le curve isotopiche dell'ossigeno riportate da altri autori (Imbrie *et al.*, 1984; Paterno *et al.*, 1986 e 1988; Martinson *et al.*, 1987; Oeschger & Arquit, 1989), relative a sequenze marine (in questo caso i valori di $\delta^{18}\text{O}$ decrescono con l'aumentare della temperatura) e continentali, comprese quelle delle calotte glaciali.

Di seguito si prende in esame la composizione isotopica delle singole porzioni della serie di Poggio Olivastro-Monte Doganella (Fig. 5, Tab.1).

Nei travertini basali (Tab. 1), le fasi F1 ed F2, sono caratterizzate da valori medi di $\delta^{18}\text{O}$ più bassi di quelli delle fasi F3, che rappresenta un deposito detritico breccioso depositosi in seguito a una fase erosiva, ed F4. Il valore medio di $\delta^{13}\text{C}$ è 6.5; i singoli valori hanno dispersione più ampia e presentano una relazione ora positiva ora negativa con il corrispondente $\delta^{18}\text{O}$; il valore più basso di $\delta^{13}\text{C}$ si osserva al passaggio tra F2 ed F3. In ogni caso, dato il modesto numero di campioni esaminati (n.9), non si possono trarre considerazioni statisticamente valide.

Di grande interesse risulta il tratto di serie di Poggio Olivastro, dalla base (140 m) fin quasi alla sommità (233 m circa; Fig. 5).

In particolare, si osserva che nel tratto tra 140 e 153 m circa, dove è presente un banco di materiale alluvio-colluviale rubefatto, i valori di $\delta^{18}\text{O}$ diventano via via meno negativi e tali si mantengono fino alla quota di 160 m; da qui fino a 190 m circa la curva sembra presentare mediamente una leggera diminuzione, nonostante presenti almeno tre modesti picchi in senso positivo. Poi si osserva una brusca diminuzione dei valori fino a 200÷205 m.

Il tratto di curva fin qui considerato è compreso tra 57 e 42 ka B.P., corrisponde, quindi, a parte dello stadio 3 della curva isotopica dell'ossigeno.

Da 200÷205 m i valori di $\delta^{18}\text{O}$, dopo un leggerissimo aumento che perdura fino a 220 m circa, situato intorno a 19 ka B.P., diminuiscono bruscamente fino a raggiungere un minimo assoluto di -10,1 per mille PDB a 228 m circa, che sembra corrispondere all'acme dell'ultimo Glaciale, compreso nel caso presente tra 19 e 16.5 ka B.P., in accordo quindi con gli autori che lo pongono

generalmente intorno a 18 ka B.P.

La curva tende poi a salire fino allo strato F6 con valori comunque più bassi di quelli precedenti il picco glaciale; si è in presenza, quindi, di un leggero miglioramento climatico.

La curva di $\delta^{13}\text{C}$ nel tratto considerato è grosso modo parallela a quella dell'ossigeno, sebbene in alcuni punti sia ad essa speculare. Detto comportamento sembra essere connesso, almeno in parte, ancora a fattori climatici (Carrara, 1991; Mörmér & Wallin, 1977; Stuiver, 1970).

La sequenza è troncata a quota 233÷234 da una superficie di erosione che funge da base allo strato antropizzato inferiore (F6), datato circa 5 ka B.P. La datazione di un campione appena al di sotto di detta superficie ha dato un'età di 9.3 ± 1.6 ka B.P. Considerando l'approssimazione delle datazioni, la fase erosionale che ha prodotto detta superficie potrebbe corrispondere al passaggio tra gli stadi isotopici 2 e 1, registrato in numerose curve isotopiche dell'ossigeno (Dansgaard, *et al.*, 1969; Stuiver, 1970; Magaritz & Kaufman, 1973; Fritz, *et al.*, 1975; Mörmér & Wallin, 1977; Siegenthaler & Eicher, 1986; Pazdur *et al.*, 1988) con una brusca e netta variazione dei valori di $\delta^{18}\text{O}$ intorno a 12 ka B.P. Si spiegherebbe, in tal modo, la mancanza di detta variazione nella presente curva isotopica, nella quale non è rappresentato l'intervallo di tempo di qualche migliaio di anni che è intercorso tra la fase erosiva all'inizio dell'Olocene e la deposizione della successiva porzione di sequenza.

La curva di $\delta^{18}\text{O}$, in corrispondenza di F6 ed F7, costituiti rispettivamente da materiale colluviale ricco di materia organica, pedogenizzato, e da travertino autotono a molluschi acquatici e terrestri, presenta due picchi positivi ravvicinati che raggiungono i valori più alti in assoluto di $\delta^{18}\text{O}$. La variazione si riflette, ma in senso inverso, nella curva di $\delta^{13}\text{C}$, che raggiunge in questo intervallo gli unici valori negativi (fino a -8.2 per mille

Tabella 1 - Età ottenute con il metodo U/Th.
Ages obtained with the U/Th dating method.

Camp. n°	Quota m	Fase	U ppm	Th ppm	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	Età (anni)
345*	236	F7	0.128±0.007	0.021±0.003	1.349±0.078	1.26±0.239	0.050±0.007	5520±800
342*	233	F5	0.054±0.006	0.003±0.000	1.311±0.170	7.00±2.646	0.083±0.014	9300±1600
342-344	231-32	F5	0.051±0.002	0.0034±0.0022	1.426±0.089	6.442±4.494	0.097±0.026	14200±2700
343*	229	F5	0.071±0.002	0.009±0.001	1.297±0.053	4.762±0.808	0.141±0.011	16500±1500
292-8	219	F5	0.011±0.000	non perven.	1.566±0.064	1.500±0.280	0.160±0.019	19000±3000
292-7	205	F5	0.010±0.001	0.011±0.002	1.340±0.080	1.190±0.130	0.320±0.030	42000±5500
292-4b	170	F5	0.014±0.001	0.024±0.004	1.330±0.070	0.870±0.100	0.360±0.030	48000±6500
292-1	140	F5	0.050±0.002	0.007±0.002	1.090±0.050	10.00±1.500	0.410±0.030	57000±5500
292-10	223	F2	0.120±0.004	0.035±0.004	1.030±0.050	13.30±0.900	1.230±0.050	>350000
292-11	221	F1	0.041±0.001	0.003±0.001	1.020±0.050	44±6	1.120±0.050	>350000
292-12	220	F1	0.045±0.001	0.005±0.001	1.020±0.050	44±6	1.450±0.070	>350000

Le datazioni sono state eseguite da C. Hurtgen presso S.C.K./C.E.N., Mol (Belgio), ad eccezione di quelle contrassegnate con asterisco, che sono state eseguite da M. Galletti e G. Paganin nei laboratori di AMB MON GEOC dell'ENEA.

The analyses have been done by C. Hurtgen through S.C.K./C.E.N. laboratories in Mol (Belgium), except those marked with asterisk done by M. Galletti and G. Paganin through ENEA laboratories.

Tabella 2 - Valori dei rapporti $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ dei travertini studiati.
 $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ ratios of the studied travertines.

N	N. Camp.	Quota m	Fase	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
1	287	228.0	F10	10.6	-8.7	21.9
2	270-15	250.5	F9	8.3	-7.2	23.4
3	270-14	249.5	"	8.2	-8.6	22.0
4	270-13	247.5	"	8.5	-7.9	22.7
5	270-12	245.5	"	7.5	-7.2	23.4
6	270-11	244.0	"	9.3	-8.2	22.4
7	270-10B	243.5	F8	5.8	-9.8	20.8
8	270-10A	243.0	"	6.1	-9.8	20.8
9	270-10	242.5	"	9.0	-7.6	23.0
10	270-9	242.0	"	10.3	-6.0	24.7
11	270-8	241.0	"	6.4	-8.5	22.1
12	270-7	240.0	"	9.2	-6.5	24.2
13	70-6	239.0	"	5.6	-8.1	22.5
14	270-5	238.5	"	6.5	-7.3	23.3
15	270-4	238.0	"	8.4	-9.2	21.4
16	269B	237.5	F7	7.3	-5.1	25.6
17	269A	237.0	"	0.1	-4.7	26.0
18	263-44	236.7	"	9.2	-6.7	24.0
19	263-42	236.2	"	9.2	-6.8	23.8
20	268C	236.0	F6	-1.0	-5.2	25.5
21	268B	235.5	"	-8.2	-5.3	25.4
22	268A	235.0	"	8.5	-4.4	26.3
23	263-41C	234.7	"	8.9	-6.3	24.4
24	263-41B	234.5	"	8.1	-8.1	22.5
25	263-41A	234.0	"	6.9	-6.7	24.0
26	263-50	233.0	F5	7.7	-9.1	21.5
27	263-49	230.0	"	8.9	-7.8	22.8
28	263-48	228.0	"	7.6	-10.1	20.4
29	263-46	223.5	"	9.2	-7.2	23.4
30	263-40	220.0	"	8.2	-7.2	23.4
31	263-39	218.0	"	7.7	-6.6	24.1
32	263-38	216.0	"	7.5	-6.7	24.0
33	263-36	212.0	"	7.9	-7.4	23.2
34	263-34	208.0	"	8.1	-7.4	23.2
35	263-32	204.0	"	8.4	-7.7	22.9
36	263-30	200.0	"	8.5	-6.7	24.0
37	263-28	196.0	"	8.4	-6.6	24.1
38	263-26	192.0	"	9.1	-6.3	24.4
39	263-24	188.0	"	9.5	-5.2	25.5
40	263-22	184.0	"	8.8	-6.1	24.6
41	263-20	180.0	"	8.7	-5.3	25.4
42	263-18	176.0	"	9.7	-6.8	23.9
43	263-16	172.0	"	10.7	-6.1	24.6
44	263-14	168.0	"	10.0	-4.8	25.9
45	263-12	164.0	"	9.9	-6.5	24.2
46	263-10	160.0	"	10.0	-5.2	25.5
47	263-8	156.0	"	9.6	-5.5	25.2
48	263-7	153.0	"	9.9	-5.3	25.4
49	263-6	152.0	"	9.8	-5.5	25.2
50	263-4	148.0	"	10.9	-6.0	24.7
51	263-2	144.0	"	9.4	-6.1	24.6
52	263	140.0	"	9.1	-6.4	24.3
53	265B	231.0	F4	4.9	-4.9	25.8
54	265A	230.0	"	8.4	-5.8	24.9
55	264C	229.5	F3	5.7	-5.5	25.2
56	264B	229.0	"	7.5	-5.5	25.2
57	264A	228.0	"	3.4	-6.2	24.5
58	270-3	227.0	F2	4.0	-7.6	23.0
59	266	225.5	"	4.4	-6.8	23.8
60	267A	225.0	F1	9.4	-6.0	24.7
61	276B	224.0	"	10.7	-6.9	23.7

PDB). I picchi positivi di F6 ed F7 sono compresi tra 5 ka B.P. e il VI secolo a.C. (età di F8); potrebbero, quindi, essere correlati con il picco che si osserva nelle curve $\delta^{18}\text{O}$ degli autori citati precedentemente, nella equivalente posizione cronologica, corrispondente all'*optimum* climatico, periodo più caldo e umido dell'Olocene, denominato Atlantico nei paesi dell'Europa centro-settentrionale.

Nella fase F8, composta prevalentemente da travertini detritici e datata al VI sec. a.C., la curva di $\delta^{18}\text{O}$, dopo un tratto zigzagante con valori più negativi, termina con un picco negativo evidente (-9.8 per mille PDB) a quota 243÷244. Detto minimo può essere correlato con quello delle curve isotopiche menzionate fra 2 e 3 ka B.P., corrispondente grosso modo alla transizione Atlantico/Subboreale, caratterizzata dal passaggio a un clima più fresco.

La curva prosegue poi fino alla fine della sequenza con valori dapprima in aumento, poi in leggera flessione.

Da notare che i travertini della parte superiore di F10 depositi in epoca molto recente, presentano valori di $\delta^{18}\text{O}$ compresi tra quelli del picco negativo di F8 e quelli di F9.

La curva di $\delta^{13}\text{C}$ nell'intervallo F8-F9 presenta una relazione variabile, ora positiva, ora negativa, con la curva dell'ossigeno.

Le variazioni del rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dei travertini di Canino trovano corrispondenza anche nelle curve della concentrazione dell'anidride carbonica nell'atmosfera, ricavate dai sondaggi di Byrd Station e Vastok nei ghiacci dell'Antartide (Barnola, 1987; Siegenthaler, 1989). Premesso che da dette curve si deduce che la concentrazione dell'anidride carbonica nell'atmosfera è minore nei periodi freddi e maggiore in quelli caldi, si osserva che in corrispondenza del tratto compreso tra 57 e 48 ka B.P., la concentrazione varia grosso modo tra 190 e 240 ppmv, mentre intorno a 42 ka B.P. diminuisce bruscamente fino a meno di 180 ppmv. Un altro brusco abbassamento si osserva altresì tra 19 e 16.5 ka B.P., che corrisponde all'ultimo massimo glaciale. Tra 16.5 e 9.3 ka B.P. si nota, al contrario, una brusca risalita della concentrazione dell'anidride carbonica.

Una discreta correlazione si osserva anche con le curve palinologiche (*Arboreal Pollen-Non Arboreal Pollen* e concentrazione totale) relative a sedimenti continentali della regione laziale-abruzzese (Follieri, et al, 1989; Magri & Follieri, 1992), nelle quali in corrispondenza dello stadio 3 si riconoscono i picchi positivi di AP e della concentrazione totale di polline (*"Pleniglacial interstadials"*). Gli stessi parametri poi raggiungono i valori minimi nell'intervallo 16.5÷19 ka B.P., mentre intorno a 11 ka B.P. si ha "l'inizio di una reforestazione decisa e continua a Valle di Castiglione" (Magri & Follieri, 1992). Infine con il picco intorno a 5.5 ka B.P. inizia la massima forestazione dell'Olocene, mentre intorno a 3.5 ka B.P. si verifica un crollo catastrofico della concentrazione pollinica.

9. ASPETTI PALEOAMBIENTALI E PALEOCLIMATICI

Le variazioni che si riscontrano nella curva di $\delta^{18}\text{O}$, il discreto grado di correlazione con le curve isotopiche delle paleotemperature e le corrispondenze con la concentrazione della CO_2 e del polline, relative ad ambienti estremamente diversificati, hanno indubbiamente un significato climatico, al di là dell'influenza di condizioni di disequilibrio nella precipitazione dei travertini o di altre variazioni chimico-fisiche subite dalle acque e/o dai travertini successivamente alla loro deposizione (processi diagenetici, scambi isotopici con acque del suolo, ecc.). L'influsso di un segnale climatico è comprovato anche da fattori geologici indipendenti dall'analisi isotopica. Il ritrovamento, infatti, di orizzonti alluvio-colluviali più o meno pedogenizzati, contenenti talora molluschi e polline di ambiente temperato, indica non solo lacune deposizionali del travertino, ma anche sedimentazione di materiale colluviale e processi pedogenetici, che suggeriscono condizioni climatiche temperate e umide. Il deposito breccioide F3, il banco alluvio-colluviale di quota 153 nel corpo F5 e il deposito colluviale antropizzato F6, presentano caratteri composizionali e sedimentologici indicativi di dette condizioni climatiche. I valori di $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato di calcio in essi contenuto rafforzano tale segnale, poiché corrispondono ai picchi meno negativi.

La presenza di travertini prevalentemente detritici suggerisce l'intervento di processi erosivi, connessi probabilmente con condizioni climatiche più rigide delle precedenti. In effetti, i relativi valori di $\delta^{18}\text{O}$ risultano più negativi.

In concomitanza con alcuni dei fattori geologici citati, si è instaurata l'attività antropica, che rappresenta un ulteriore dato indicativo di condizioni ambientali favorevoli alla colonizzazione (presenza di suolo, ecc.).

Le variazioni che si osservano nella curva di $\delta^{13}\text{C}$ sono meno trasparenti. I picchi negativi del rapporto $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in corrispondenza di quelli positivi di $\delta^{18}\text{O}$ si possono spiegare ammettendo la presenza di una più alta produttività biogenetica nell'ambiente, in corrispondenza di periodi temperato-umidi, più favorevoli allo sviluppo della vegetazione e di processi pedogenetici nel suolo. L'andamento grosso modo parallelo delle due curve, osservato anche da altri autori, è ancora connesso, almeno in parte, a fattori climatici (Stuiver, 1970; Mörner & Wallin, 1977; Carrara, 1991).

Nella discussione intorno al riconoscimento di segnali climatici nella curva isotopica del rapporto $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, è necessario considerare anche i caratteri idrologici delle acque che li hanno depositi. Nel caso presente si tratta di acque termali originatesi per smescolamento di due idrotipi, uno più superficiale a Ca-SO_4 , uno più profondo ad Na-Cl . L'anidride carbonica presente in dette acque è in parte di origine atmosferica, connessa con acque vadose e del suolo (con valori di $\delta^{13}\text{C}$ gene-

ralmente negativi fino a molto negativi), in parte metamorfica o endogena (con valori di $\delta^{13}\text{C}$ positivi fino a molto positivi). Le variazioni climatiche influiscono sulla quantità di acque vadose (minima durante i periodi glaciali, massima in quelli interglaciali), che confluiscono in quelle sorgentizie. Assumendo che l'anidride carbonica metamorfica o endogena (con $\delta^{13}\text{C}$ elevati) abbia flussi costanti, si potrebbe desumere che nei periodi interglaciali o interstadiali, in presenza di maggiori quantità di acque vadose con CO_2 atmosferica, il rapporto $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ tenda globalmente a valori meno elevati, mentre nei periodi glaciali, caratterizzati dalla presenza di minori quantità di acque vadose, corrispondano valori di $\delta^{13}\text{C}$ più elevati.

10. CONCLUSIONI

I travertini esaminati sono stati depositi dalle acque di sorgenti termali che raggiungevano la superficie lungo le profonde faglie distensive che delimitano e dislocano i rilievi di Monte Doganella-Monte Canino. Dette acque, ricche di bicarbonati di calcio e di anidride carbonica, in parte di origine atmosferica, in parte profonda, sembrano provenire da due acquiferi, di cui uno più superficiale in cui prevale l'idrotipo Ca-SO_4 , l'altro profondo caratterizzato da acque altamente saline a Na-Cl .

Le fasi deposizionali più antiche dell'area di Poggio Olivastro-Monte Doganella (F1 ed F2), di età maggiore di 300 ka, si sono deposte direttamente sopra il substrato carbonatico, lungo i versanti del rilievo di Monte Doganella-Monte Canino e sono rappresentate prevalentemente da facies di pendio acclive e di cascata.

Successivamente, per effetto di una fase erosiva (probabilmente anche tettonica), i travertini sono andati soggetti a processi di smantellamento, i prodotti del quale insieme ad altro materiale colluviale, anche vulcanico, proveniente dai pendii, è andato a formare il deposito di breccia (F3). Il tutto è stato coperto da un banco di travertino (F4), costituito da facies di pendio poco acclive, in seguito a sua volta parzialmente eroso e sepolto dai travertini della fase successiva (F5).

Con detta fase F5 nella zona di Poggio Olivastro si instaura un vero e proprio corpo conoidiforme di sorgente, costituito da una sequenza pressochè continua di travertini, la maggior parte dei quali è stata deposta in ambiente subaereo, lontano dagli orifizi, sotto veli d'acqua corrente o da modesti canali intrecciati. I litotipi che vi affiorano sono rappresentati, infatti, da facies algali e batteriche di pendio poco acclive.

L'età di questa fase è compresa tra 57 e 9.3 ka B.P.; ha iniziato a deporsi nella prima parte dello stadio 3 della curva isotopica dell'ossigeno. La deposizione è proseguita poi, con probabili fasi di rallentamento, in condizioni di clima più rigido che ha raggiunto la massima intensità nell'acme dell'ultimo glaciale intorno a 18 ka

B.P. Da questo momento la deposizione del travertino si è venuta a trovare in condizioni climatiche più dolci, perdurate fino all'inizio dell'Olocene.

A questo punto si è instaurata nell'area una fase erosionale regionale che ha smantellato parte del travertino già deposto ed è proseguita fino a circa metà dell'Olocene (5.000 anni dal Presente) all'inizio dell'*optimum* climatico, caratterizzato da un clima caldo-umido (più dell'attuale).

In questo momento nell'area di Poggio Olivastro si è insediato un nucleo antropico la cui attività e influenza sul territorio è documentata (Bulgarelli *et al.*, in stampa). Detto nucleo antropico ha colonizzato, in particolare, la sommità di Poggio Olivastro e la modesta depressione venutasi a creare tra il Poggio e il versante di Monte Doganella, dove un deposito colluviale (F6) ricco di sostanza organica, più o meno pedogenizzato, poteva fungere da suolo, mentre la presenza di sorgenti termali poteva del pari tornare utile. Si osservano, infatti, presso le sorgenti, indizi di un qualche intervento di regolamentazione e sfruttamento delle acque.

Successivamente, tra il VII e il VI secolo a.C., il sito è stato abbandonato, per ragioni non chiare, forse a causa di una rinnovata e troppo copiosa attività termale, che spiegherebbe la formazione dello strato di travertino F7 sullo strato antropizzato F6 in tutta l'area considerata.

Dopo la deposizione di F7, comunque, l'attività incrostante delle acque presso Poggio Olivastro sembra terminare improvvisamente, per migrare verso N in un'area poco lontana, ubicata sul versante di Monte Doganella. Qui, sui travertini antichi (> 350 ka) delle fasi F1 ed F2 che fungevano da substrato, si è formato il deposito travertinoso F8 (strato antropizzato superiore), che presenta i caratteri di un corpo a gradinata di vasche, ricco di facies detritiche, impostatosi su pendio piuttosto acclive. Anche nei sedimenti di detto deposito, oltre a una grande quantità di frammenti ceramici arcaici, si osservano indizi di canalizzazione e di regolamentazione delle acque termali da parte dell'uomo.

E' interessante osservare che in questo periodo (VI secolo a.C.), in cui nell'area di Poggio Olivastro sono state registrate un'interruzione e una migrazione dell'attività sorgentizia, connesse a una qualche variazione delle condizioni idrogeologiche, ha avuto luogo anche una variazione del clima in senso freddo, accompagnata da una notevole caduta della forestazione, messa in evidenza in aree adiacenti dell'Italia centrale (Magri & Follieri, 1992).

Nella nuova area, comunque, l'attività delle acque incrostanti prosegue intensamente, tanto che sopra lo strato antropizzato superiore (F8), a sua volta abbandonato, si forma un nuovo corpo travertinoso (F9) di alcune decine di metri di spessore, costituito da coni e apparati sorgentizi fissurali. Il luogo è stato sicuramente frequentato dall'uomo, poichè in detto corpo sono stati osservati alcuni frammenti ceramici.

Dopo questa fase deposizionale, l'attività sorgentizia deve aver subito una notevole riduzione; attualmente, infatti, essa è rappresentata da una modesta sorgente termale che sta costruendo un piccolo corpo conoidiforme di travertino, parzialmente coperto da colonie di alghe e batteri azzurro-verdastre e rossicce, da muschi e da altre piante igrofite (F10).

RINGRAZIAMENTI

L'autore ringrazia D. Esu per la determinazione della malacofauna, M. Galletti e G. Paganin per l'effettuazione di alcune datazioni col metodo U/Th; C. Giraudi per la consulenza prestata nella fotointerpretazione e in alcuni interventi di verifica sul terreno e G. Magri per la continua assistenza nella discussione dei risultati.

AUTORI CITATI

- Alberti A., Bertini M., Del Bono G.L., Nappi G. & Salvati L., 1970 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, FF. 136-142 (Tuscania, Civitavecchia)*. Servizio Geologico d'Italia.
- Bakalowicz M., 1990 - *Géochimie des eaux incrustantes, formation des travertines et néotectonique: l'exemple des corbières*. In: *Les tufs et travertines quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme, et des régions limitrophes*. Actes du Colloque de Rouen (14 Novembre 1989), Caen, Centre de Géomorphologie, Bull., **38**, 67-78.
- Barnola J. M., Raynaud D., Korotkevich Y. S. & Lorius C., 1987 - *Vostok ice core provides 160,000 year record of atmospheric CO₂*. *Nature*, **329**, 408-414.
- Brancaccio L., D'Argenio B., Ferreri V., Stanzione D., Taddeucci A. & Voltaggio M., 1992 - *I travertini di Rocchetta a Volturno (Molise). Datazioni con ²³⁰Th e modello deposizionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 673-683.
- Buccino G., D'Argenio B., Ferreri V., Brancaccio L., Ferreri M., Panichi C. & Stanzione D., 1978 - *I travertini della bassa valle del Tanagro (Campania). Studio geomorfologico, sedimentologico e geochimico*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **97**, 617-646.
- Bulgarelli G.M., Coubray S., Pellegrini E., Petitti P. & Tagliacozzo A. (in stampa) - *L'insediamento preistorico di Poggio Olivastro (Canino, Viterbo)*. In: *Preistoria e protostoria in Etruria*. Atti I° Incontro di Studi, Saturnia (Manciano-Farnese), 17-19 Maggio 1991, Milano, 285-294.

- Carrara C., 1991 - *Travertine deposits of the middle Liri Valley (Central Italy): geomorphological, sedimentological and geochemical study. Palaeoenvironmental and palaeoclimatic implication*. II Quaternario, **4**(1a), 55-84.
- Chafetz H.S., Rush P.F. & Utech N.M., 1991 - *Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: an example from an active travertine system*. Sedimentology, **38**, 107-126.
- Chiodini G., Giaquinto S., Frondini F. & Santucci A., 1991 - *Hydrogeochemistry and hydrogeology of the Canino hydrothermal system (Italy)*. Geothermics, **20**, 5/6, 329-342.
- Chiodini G., Zanzari A.R. & Fanfani L., 1992 - *Travertines deposited by CO₂-rich springs in the geothermal province of N Latium, Italy*. In: *Water-Rock Interaction*, Kharaka & Maest. (eds.), Rotterdam.
- Cipriani N., Malesani P. & Vannucci S., 1977 - *I travertini dell'Italia centrale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **48**, 85-115.
- Cocozza T., 1963 - *Nuovi dati stratigrafici e tettonici sul monte Canino (Viterbo)*. Geol. Rom., **2**, 15-40.
- Dansgaard W., Jhonsen S. J., Möller J. & Langway C. C. Jr., 1969 - *One Thousand Centuries of Climatic Record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet*. Science, **166**, 377-380.
- D'Argenio B., Ferreri V., Stanzione D., Brancaccio L. & Ferreri M., 1983 - *I travertini di Pontecagnano (Campania)*. Geomorfologia, sedimentologia, geochimica. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 123-136.
- Folk R.L., Chafetz H.S. & Tiezzi P.A., 1985 - *Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot-spring travertines, Central Italy*. In: Schneidermann N. & Harris P.M. (Eds.), *Carbonate cements*. Soc. Econ. Paleont. and Min. Spec. Publ., **36**, 349-369.
- Follieri M., Magri D. & Sadori L., 1989 - *Pollen stratigraphical synthesis from Valle di Castiglione (Roma)*. Quat. Intern., **3/4**, 81-84.
- Follieri M., Magri D. & Narcisi B. (in stampa) - *Palaeoenvironmental investigations on long sediment cores from volcanic lakes of Lazio (Central Italy) - An overview*. Lecture, Notes on Earth Sciences, **49**, J. F. W. Negedank & B. Zolitschka (Eds.), *Palaeoclimatology of European Maar lakes*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 95-107.
- Fritz P., Anderson T.W., & Lewis C.F.M., 1975 - *Late Quaternary climatic trends and history of Lake Erie from stable isotopic studies*. Science, **190**, 267-269.
- Gonfiantini R., Panichi C. & Tongiorgi E., 1968 - *Isotopic disequilibrium in travertine deposition*. Earth Planet. Sci. Letters, **5**, 55-58.
- Hearty P.J. & Dai Pra G., 1992 - *The Age and Stratigraphy of Middle Pleistocene and Younger Deposits along the Gulf of Taranto (SE Italy)*. J. Coastal Res., **8** (4), 882-905.
- Imbrie J., Hays J. D., Martinson D., McIntyre A., Mix A., Morley J., Pisias N., Prell W. & Shackleton N. J., 1984 - *The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record*. In: Berger et al. (eds.), *Milankovic and Climate*, Part 1, 269-305, Reidel, New York.
- Magaritz M. & Kaufman Aaron, 1973 - *Changes in the isotopic composition of East Mediterranean Sea-water during the Holocene*. Nature, **243**, 462-464.
- Magri D. & Follieri M., 1992 - *Caratteri della Biostratigrafia pollinica dell'Olocene in Italia centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **52**, 147-153.
- Manfra L., Masi U. & Turi B., 1976 - *La composizione isotopica dei travertini del Lazio*. Geol. Rom., **15**, 127-174.
- Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J. D., Imbrie J., Moore T. C. & Shackleton N. J., 1987 - *Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Age: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-Year Chronostratigraphy*. Quat. Res., **27**(1), 1-29.
- Minissale A., 1991 - *Thermal springs in Italy: their relation to recent tectonics*. Applied Geochem., **6**, 201-212.
- Mörner N.A. & Wallin B., 1977 - *A 10,000-Year Temperature Record from Gotland, Sweden*. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoec., **21**, 113-138.
- Oeschger H. & Arquit A., 1989 - *Resolving Abrupt and High-Frequency Global Changes in the Ice-Core Record*. In: *Global Changes of the Past*, 175-200, R.S. Bradley (Ed.), Colorado.
- Paterne M., Guichard F., Labeyrie J., Gillot P. Y. & Duplessy J. C., 1986 - *Tyrrhenian Sea Tephrochronology of the Oxygen Isotope Record for the Past 60,000 Years*. Marine Geol., **72**, 259-285.
- Paterne M., Guichard F. & Labeyrie J., 1988 - *Explosive Activity of the South Italian Volcanoes during the Past 80,000 Years as determined by Marine Tephrochronology*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **34**, 153-172.
- Pazdur A., Pazdur M.F., Starkel L. & Szulc J., 1988 - *Stable Isotopes of Holocene Calcareous Tufa in Southern Poland as Palaeoclimatic Indicators*. Quat. Res., **30**, 177-189.
- Pennacchioni M., 1977 - *Torre Crognola in Vulci, rinvenimenti di superficie d'epoca preistorica*. Gruppo Archeologico Romano, 1-30.
- Pennacchioni M., 1980 - *Nuovi dati e precisazioni sull'insediamento preistorico di Torre Crognola (Vulci - Viterbo)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., serie A, **36**, 415-433.
- Radtko U., Hausmann R. & Hentzsch, 1986 - *The travertine complex of Vulci (Central Italy). An indicator of Quaternary climatic change*. In: *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, Sect. 2, 271-291.
- Siegenthaler U., 1989 - *Glacial-Interglacial Atmospheric CO₂ Variations*. In: Bradley R.S. (Ed.), *Global Changes of the Past*, 245-260.
- Siegenthaler U. & Eicher U., 1986 - *Stable oxygen and carbon isotope analyses*. In: Berglund B.E. (Ed.),

- Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, 407-422.
- Stuiver M., 1970 - *Oxygen and Carbon Isotope Ratios of Fresh-Water Carbonates as Climatic Indicators*. *J. Geoph. Res.*, **75**, 5247-5257.
- Taddeucci A. & Voltaggio M., 1987 - *Th²³⁰ dating of the travertines connected to the Vulsini Mts. volcanism (Northern Latium, Italy): neotectonics and hydrogeology*. *Per. Miner.*, **56**, 295-302.
- Turi B., 1986 - *Stable isotope geochemistry of travertines*. In: Fritz P. & Fontes J. CH. (Eds.) - *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. 2. The terrestrial environment*. B., 207-238, Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

Manoscritto ricevuto il 17. 1. 94

Inviato all'Autore per la revisione il 8. 4. 94

Testo definitivo ricevuto il 15. 4. 94