

## LA DEPOSIZIONE DI TRAVERTINO NELLE AREE PROSSIMALI DEI FIUMI ESINO, POTENZA E CHIANTI DURANTE L'OLOCENE ANTICO (APPENNINO CENTRALE MARCHIGIANO)

G. Calderoni<sup>(1)</sup> - G. Cilla<sup>(2)</sup> - F. Dramis<sup>(3)</sup> - D. Esu<sup>(1)</sup> - M. Magnatti<sup>(4)</sup> - M. Materazzi<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Dip.to di Scienze della Terra, Università "La Sapienza", Roma

<sup>(2)</sup> Dip.to di Scienze della Terra, Università di Camerino, Camerino

<sup>(3)</sup> Dip.to di Scienze Geologiche, Terza Università di Roma, Roma

<sup>(4)</sup> Museo di Scienze Naturali, Università di Camerino, Camerino

**ABSTRACT** - *Travertine deposition in the proximal areas of the rivers Esino, Potenza and Chienti (Marchean central Apennines) in early Holocene* - Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 9(2), 1996, 481-492 - Since the 9th millennium B.P., phytohermal travertine deposited in correspondance of profile breaks of the rivers crossing the Umbro-Marchean Apennines Ridge. The growth of these deposits, connected with progressive concreting of vegetal supports, caused the formation of barrages with formation of small lacustrine basins or swamps. Phytoclastic material from the degradation of uphill phytohermal bodies, clays and, more rarely, peats were deposited. This process continued up to the first half of the 4th millennium B.P. During travertine deposition, the surrounding area was covered by warm-temperate forests, which favoured slope stability. Travertine deposition ended contemporaneously in the studied valleys and in other sites of the Umbria-Marche Apennines, as well as in various areas of central-western Europe. This coincidence suggests that the end, or the great reduction of travertine formation, may be the effect of climatic changes at a regional scale, more than the effect of Man actions on slopes.

**RIASSUNTO** - *La deposizione di travertino nelle aree prossimali dei fiumi Esino, Potenza e Chienti durante l'Olocene antico (Appennino centrale marchigiano)* - Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 9(2), 1996, 481-492 - A partire dal IX millennio B.P., in corrispondenza di rotture del profilo dei corsi d'acqua che solcano la dorsale umbro-marchigiana, inizia la deposizione di travertino fitoermale. La crescita di questi corpi, legata al progressivo concrezionamento di supporti vegetali, ha provocato la formazione di veri e propri sbarramenti, al monte dei quali si formano piccoli bacini lacustri o palustri. All'interno dei bacini si sedimentava materiale fitoclastico proveniente dalla degradazione di corpi fitoermali posti più a monte, argille, più raramente torbe. Questo processo si è protratto con modalità analoghe fino alla prima metà del IV millennio B.P. Durante la deposizione l'area era ricoperta da consorsi boschivi di tipo temperato-caldo che stabilizzavano completamente i versanti. La deposizione termina contemporaneamente sia lungo le valli esaminate, come anche in altre aree dell'Appennino centrale umbro-marchigiano; lo stesso è avvenuto in diverse località dell'Europa centro occidentale. Tale coincidenza induce ad ipotizzare che l'arresto o il forte rallentamento nella formazione di travertino sia da correlare principalmente agli effetti di variazioni climatiche su scala regionale, più che alle conseguenze prodotte dall'occupazione antropica dei versanti.

Parole chiave: Olocene, travertino, datazioni <sup>14</sup>C, molluschi continentali, Italia centrale  
Key words: Holocene, travertine, <sup>14</sup>C dating, continental molluscs, Central Italy

### 1. INTRODUZIONE

Uno dei principali processi che hanno caratterizzato la dinamica fluviale durante l'Olocene antico nelle aree prossimali di molti fiumi marchigiani è rappresentato dalla deposizione di travertino. Nel presente lavoro si è tentato di affrontare la ricerca attraverso uno studio multidisciplinare che potesse fornire maggiori indicazioni sulle condizioni climatiche e ambientali che hanno favorito la formazione di tali depositi e le cause che ne hanno determinato l'arresto.

A tale scopo, oltre ad uno studio stratigrafico dei principali affioramenti, affiancato da datazioni al <sup>14</sup>C di materia organica proveniente sia da livelli torbosi che da suoli contenenti manufatti antropici, è stata effettuata una analisi della malacofauna contenuta nei depositi e, sulla base di precedenti studi palinologici, si è tentato di ricostruire l'evoluzione delle associazioni vegetali sui versanti circostanti i bacini.

Come è noto, le oscillazioni della produzione primaria di radiocarbonio nell'alta atmosfera hanno determinato discostamenti, talora anche notevoli, tra le età radiocarbonio convenzionali e la scala assoluta dei tempi. Pertanto, per un corretto inquadramento cronologico dei fenomeni,

tutte le età radiometriche misurate sono anche espresse nelle corrispondenti età calendario, ottenute per calibrazione mediante i dati di Stuiver & Reimer (1993).

### 2. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DELL'AREA

I fiumi Esino, Potenza e Chienti prendono origine dal versante orientale della dorsale umbro-marchigiana e, scorrendo da occidente ad oriente, attraversano quindi il bacino marchigiano interno, la dorsale marchigiana e il bacino marchigiano esterno fino a sfociare nel mare Adriatico, dopo un percorso di circa 80 km.

In corrispondenza delle dorsali il substrato roccioso è costituito da sedimenti calcarei, calcareo-marnosi giurassico-oligocenici (Centamore *et al.*, 1986), mentre nei bacini interno ed esterno affiorano litotipi arenacei, arenaceo-pelitici e pelitici mio-pleistocenici (Cantalamesa *et al.*, 1986a & 1986b). L'assetto strutturale è contraddistinto da vistosi sovrascorrimenti a vergenza nord-orientale che, nel corso del Miocene superiore, hanno prodotto le prime emersioni dell'area appenninica umbro-marchigiana (Boccaletti *et al.*, 1986; Calamita & Deiana, 1986). Il sistema orogenetico responsabile della messa

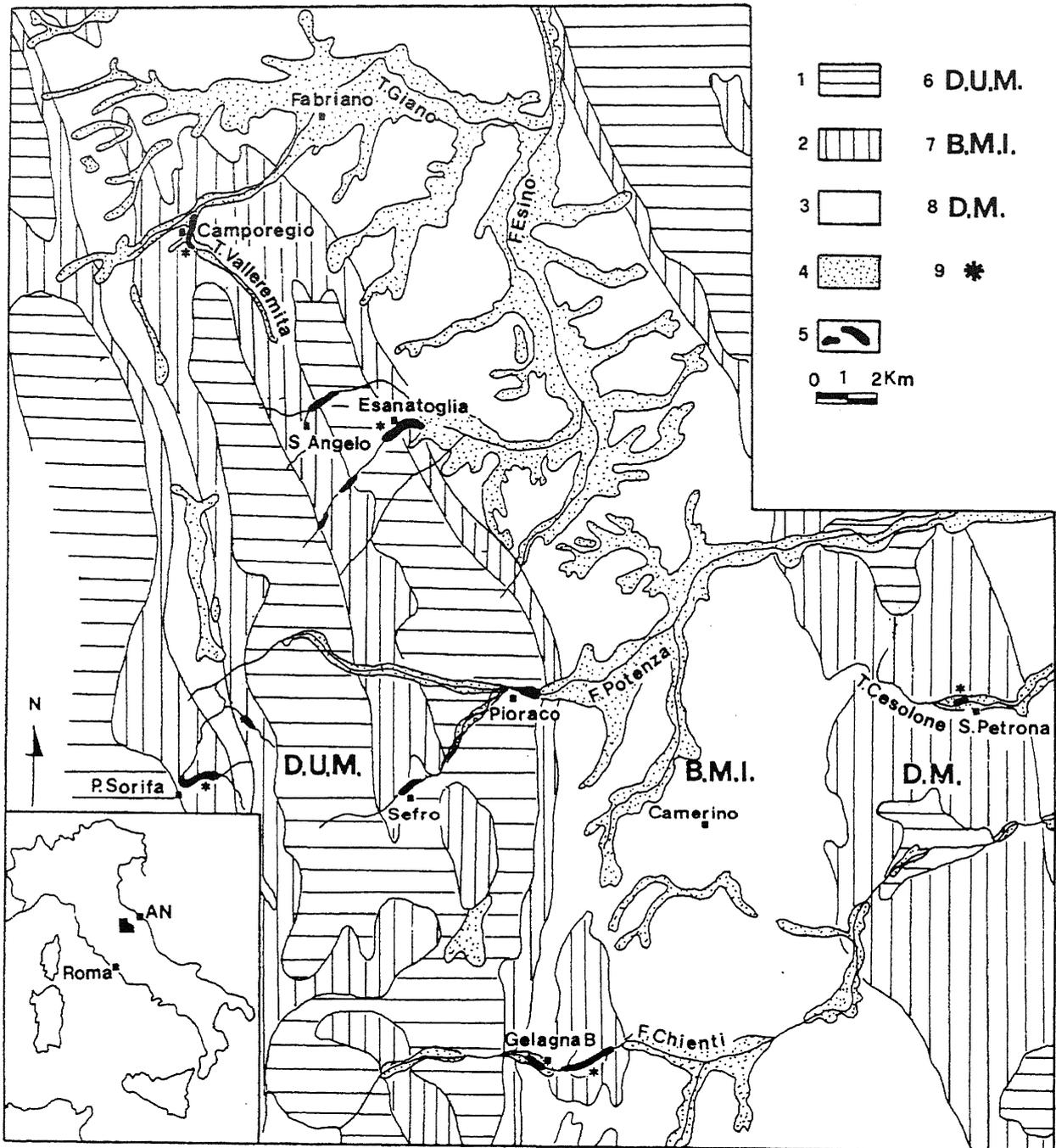


Fig. 1 - Schema geologico e ubicazione dei principali affioramenti di travertino. Legenda: 1 - calcari; 2 - calcari marnosi; 3 - marne, arenarie e peliti; 4 - depositi alluvionali e lacustri; 5 - travertini; 6 - dorsale umbro-marchigiana; 7 - bacino marchigiano interno; 8 - dorsale marchigiana; 9 - depositi di travertino studiati.

Geological sketch map and location of the main travertine deposits. Legend: 1 - limestones; 2 - marly limestones; 3 - marls, sandstones and clays; 4 - alluvial and lacustrine deposits; 5 - travertines; 6 - Umbro-Marchean Apennines Ridge; 7 - Inner Marchean Basin; 8 - Marchean Apennines Ridge; 9 - studied travertine deposits.

in posto di queste strutture ha migrato progressivamente verso Est durante il Neogene *p.p.*-Quaternario producendo altresì, sul lato occidentale, faglie normali a direzione NW-SE che invertivano o dislocavano i precedenti piani di taglio compressivi (Calamita & Deiana, 1995). A partire dalla fine del Pleistocene inferiore, l'area è stata interessata da un rapido fenomeno di sollevamento differenziale che ha innalzato la catena appenninica fino ad

oltre 1500 m dando origine sul lato adriatico all'assetto monoclinale dei depositi plio-pleistocenici posttrasgressivi e favorendo la formazione di imponenti gradinate di faglia verso il Tirreno (Dufaure *et al.*, 1988; Dramis, 1992).

I tratti vallivi che solcano la dorsale umbro-marchigiana, essendo talora impostati lungo faglie trascorrenti a direzione antiappenninica, mostrano un'andamento piuttosto rettilineo e sono delimitati da versanti molto

acclivi che talora, in corrispondenza di litologie più competenti, assumono l'aspetto di vere e proprie forre. Gli spartiacque, che non superano i 1600 m di altezza, presentano alle quote più elevate ampi tratti suborizzontali o debolmente inclinati mentre alle quote più basse, assumono un'andamento parallelo all'asse delle valli e profili più o meno affilati. Nelle aree di testata le valli mostrano gradienti elevati, talora superiori al 30%, e profili caratterizzati da bruschi salti e rapide. Più a valle i gradienti diminuiscono rapidamente raggiungendo circa il 5%. Importanti rotture del profilo dei corsi d'acqua si osservano talora (Esino, Potenza) anche allo sbocco delle valli dalla dorsale calcarea umbro-marchigiana.

Al di fuori della dorsale umbro-marchigiana, i corsi d'acqua assumono un andamento più sinuoso, le valli divengono più ampie raggiungendo un gradiente inferiore al 3% e solo nei tratti che solcano la dorsale marchigiana esse si restringono notevolmente assumendo una morfologia simile a quella che caratterizza i tratti prossimali.

Sui versanti calcarei della dorsale umbro-marchigiana sono presenti estese falde di detriti stratificati spesse fino a 20 m, costituite da clasti calcarei angolari e appiattiti (Coltorti & Dramis, 1988). Questi si raccordano con sedimenti ghiaioso-ciottolosi di conoide alluvionale depositi da corsi d'acqua a canali intrecciati (Alessio *et al.*, 1979; Dramis, 1983; Calderoni *et al.*, 1991; Coltorti *et al.*, 1991).

I depositi suddetti, riferibili al Pleistocene medio-finale e superiore, si sono accumulati in condizioni climatiche periglaciali, notevolmente più fredde di quelle presenti.

Altri depositi detritici di spessore più limitato e caratterizzati da abbondanti percentuali di matrice proveniente dalla degradazione di suoli, sono anche presenti all'interno dei bacini. Il loro accumulo può essere messo in relazione con l'intensa degradazione dei versanti avvenuta nell'area pedemontana marchigiana in epoca storica (Anselmi, 1985). La dinamica fluviale attuale è caratterizzata dall'approfondimento dei corsi d'acqua che depongono altresì piccole barre laterali ghiaioso-ciottolose a cui si sovrappongono sedimenti sabbioso limosi che marciano limitati episodi di piena.

### 3. MORFOLOGIA E STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI

I corpi di travertino studiati (Fig.1), posti nei pressi dei fondovalle attuali, si sono sedimentati sia al disopra di un substrato calcareo sia su superfici di erosione che troncano sedimenti ghiaiosi di conoide alluvionale depositi durante l'ultimo Pleniglaciale würmiano (Cilla *et al.*, 1994).

La loro deposizione si è realizzata prevalentemente in corrispondenza di irregolarità del profilo dei corsi d'acqua, nelle aree di testata, alle confluenze delle valli laterali, allo sbocco delle valli dalla dorsale calcarea.

I depositi, che si estendono lungo gli assi vallivi per tratti talora superiori a quattro chilometri, hanno uno spessore che varia tra qualche metro fino a circa 30 metri.

#### 3.1 Fiume Esino

Il deposito studiato è posto allo sbocco della valle dalla dorsale calcarea, in corrispondenza dell'abitato di Esanatoglia (460 m). Ha uno spessore massimo di circa

27 m, si estende per una lunghezza di circa 500 m e poggia sia sul substrato calcareo che al disopra di una superficie di erosione che tronca i sedimenti alluvionali ghiaiosi depositi durante l'ultimo Pleniglaciale würmiano.

In Figura 2A (Cilla *et al.*, 1994) sono rappresentati in modo schematico i rapporti stratigrafici della parte centrale del deposito affiorante in destra idrografica. Il travertino fitoermale, accresciuto su supporti vegetali costituiti in gran parte da alghe e muschi acquatici e secondariamente da rami e foglie, forma dei banconi da 1 m a 10 m che si estendono lateralmente per diverse decine di metri e talora risultano clinostatificati verso monte fino a oltre 50°.

Le facies fitoclastiche, spesso delimitate verso valle dalle facies fitoermali, formano dei corpi che talora raggiungono i 15 m di spessore e molte decine di metri di estensione laterale. I corpi sono formati da strati subparalleli di spessore non superiore a 40 cm, costituiti da fitoclasti delle dimensioni della sabbia, del limo e talora della ghiaia, più raramente da limi argillosi e argilla.

Nella parte basale del deposito sono presenti sedimenti ghiaiosi talora limoso-argillosi posti all'interno di canali che incidono le alluvioni del Pleistocene superiore. Questi sedimenti sono alterati da sottili suoli franco-limosi (10YR 4/1, grigio scuro).

Nella parte sommitale del deposito all'interno di due suoli intercalati a facies fitoclastiche (10YR 3/2, 3/3, bruno grigastro, bruno grigiastro scuro), indicati in figura con le lettere A, B, sono stati rinvenuti manufatti antropici e macroresti vegetali carbonizzati.

All'interno del livello A, posto alla sommità della sequenza alluvionale e ricoperto da circa un metro di materiali detritici colluviali, sono stati osservati oltre a paleofaune, frammenti ceramici caratteristici della cultura Appenninica della media Età del Bronzo (ca. 3300-3500 yr. B.P.).

Nel livello B, posto circa 2 m più in basso, sono stati rinvenuti oltre a paleofaune e paleoflore (cereali), un'industria litica caratterizzata da cuspidi di freccia con peduncolo e alette, lame a ritocco marginale, frammenti di ceramica ad impasto grossolano decorate da cordoni plastici e fossette, tipici delle culture Eneolitiche Medio-adriatiche e correlabili con il livello 4 del sito Eneolitico di Aquatina di Fabriano (Lollini, 1965). La datazione al  $^{14}\text{C}$  di alcuni frammenti di carbone (Rome-722) ha fornito un'età di  $4840 \pm 65$  yr B.P. (età calibrata: 5645-5485).

Un ulteriore riferimento cronologico è stato ottenuto dalla datazione di frammenti di carbone provenienti da un suolo (10YR 4/1, grigio scuro) posto sul versante opposto a 6 m dal tetto del deposito (Fig. 2B). All'interno del suolo, indicato in figura con la lettera C e che ha uno spessore massimo di circa 20 cm, sono stati rinvenuti materiali antropici simili a quelli rinvenuti nel livello B di Figura 2A. L'età del campione (Rome-721) è di  $4760 \pm 65$  yr B.P. (età calibrata: 5590-5330).

Depositi fitoermali e fitoclastici si osservano anche nel tratto vallivo posto pochi chilometri al di fuori della dorsale calcarea. Questi depositi (stromatoliti, piccole fitoerme), accresciuti al disopra di barre ghiaiose, talora alterati da suoli e spesso rivestiti da croste di Fe/Mn, colmano canali profondi fino a 3 m, debolmente incisi nei depositi di conoide alluvionale del Pleistocene superiore (Cilla *et al.*, 1994).

Un deposito travertinoso si osserva alla confluenza

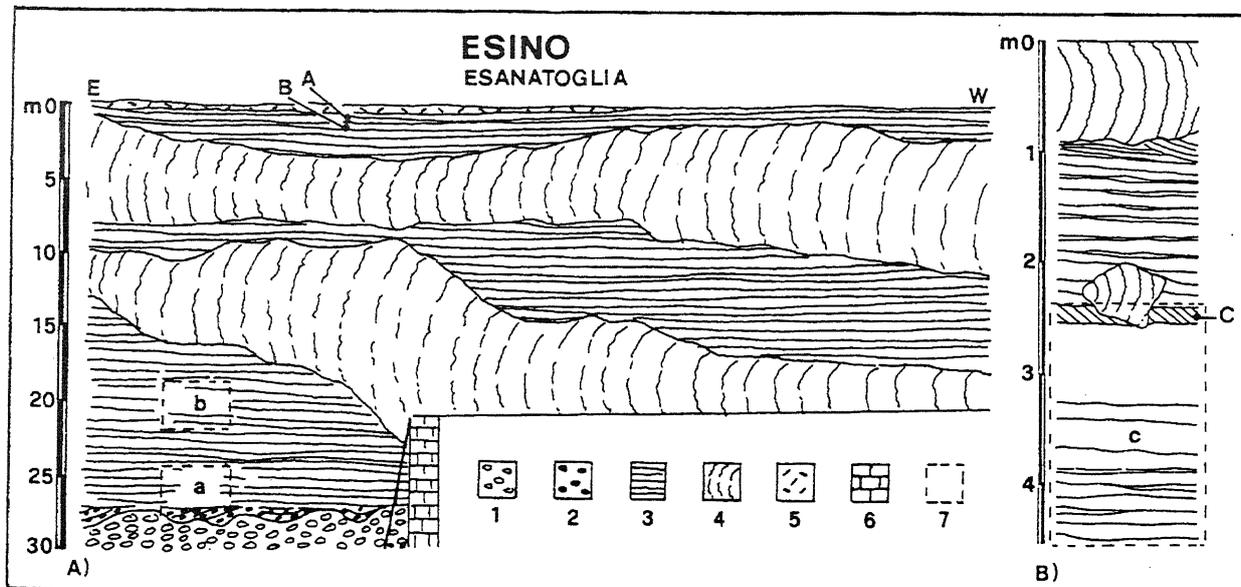


Fig. 2 - Sezioni schematiche del deposito di Esanatoglia. A - destra idrografica del fiume Esino; B - parte sommitale, sinistra idrografica fiume Esino. Legend: 1 - depositi ghiaiosi di conoide alluvionale (Pleistocene sup.); 2 - depositi ghiaioso-ciottolosi di fondocanale (Olocene); 3 - travertino fitoclastico (Olocene); 4 - travertino fitoermale (Olocene); 5 - depositi colluviali (Olocene); 6 - briglia; 7 - ubicazione dei campionamenti di malacofauna: a) sez. inferiore; b) sez. intermedia; c) sez. superiore.

*Schematic cross-sections of the Esanatoglia deposit. A - right side of the Esino river; B - upper portion, left side of the Esino river. Legend: 1 - alluvial fan gravel deposits (Upper Pleistocene); 2 - channel-bottom gravel-pebbly deposits (Holocene); 3 - phytoclastic travertine (Holocene); 4 - phytothermal travertine (Holocene); 5 - colluvial deposits (Holocene); 6 - small barrage; 7 - malacological sampling location: a) lower section; b) middle section; c) upper section.*

del torrente di Valleremita con il torrente Giano (390 m), affluente di sinistra del fiume Esino, nei pressi di Camporegio. Il deposito, che si estende verso monte lungo il corso del torrente di Valleremita per circa un chilometro e mezzo, poggia con contatto erosivo sui depositi prevalentemente ghiaiosi deposti durante l'ultimo Pleniglaciale würmiano e mostra uno spessore massimo di circa 14 m.

In Figura 3, vengono evidenziati in modo schematico i rapporti stratigrafici osservati nel tratto studiato. Verso Nord è presente un corpo spesso circa 7 m costituito da travertino fitoermale accresciuto in massima parte su supporti vegetali (alghe e muschi acquatici). La parte basale, fortemente ondulata, è posta all'interno di canali larghi 3-4 m, profondi fino a 3 m che solcano sedimenti di conoide alluvionale ghiaiosa. La parte basale dei canali è talora riempita da sedimenti prevalentemente ghiaioso ciottolosi ( $\varnothing \leq 30$  cm) a stratificazione incrociata concava ad alto angolo (pavimento residuale). Verso Sud, a monte del deposito fitoermale, si osservano sedimenti prevalentemente fitoclastici sabbioso-limosi talora delle dimensioni delle ghiaie, in strati suborizzontali o leggermente ondulati di spessore decimetrico. La base degli strati, talora concava, riempie piccoli canali di limitata profondità.

Si intercalano sottili suoli franco-limosi, (10YR 6/1 grigio, grigio chiaro), corpi di travertino fitoermale spessi fino ad un metro, che lateralmente si assottigliano formando croste stromatolitiche di spessore centimetrico, accresciute principalmente al disopra di tappeti di foglie. Le croste stromatolitiche sono più frequente e spesse a ridosso del deposito fitoermale.

A circa 1,30 m dal tetto del deposito fitoclastico, in una tasca posta alla base di un suolo, è stato rinvenuto un frammento di carbone (indicato in Fig. 3 con la lettera

A) che, sottoposto a datazione  $^{14}\text{C}$  (Rome-618), ha fornito un'età di  $4535 \pm 80$  yr B.P. (età calibrata: 5315-5005). Al tetto sono presenti materiali ceramici e strutture murarie di età romana, circa 2000 yr B.P.

### 3.2 Fiume Potenza

Il deposito studiato è posto circa 500 m a Est dell'abitato di Poggio Sorifa (560 m), si estende verso monte per un tratto di circa 600 m e mostra uno spessore di circa 12 m.

Nella Figura 4 è illustrata la stratigrafia del deposito.

Tra 0 e -2,30 m sono presenti materiali detritici colluviali (DC) costituiti da clasti ( $\varnothing \leq 15$  cm). Tra i vuoti è presente una matrice argillosa-limoso proveniente dalla degradazione di suoli. Al suo interno si rinvenno frammenti ceramici riferibili all'epoca storica.

Tra -2,30 e -4,60 m il deposito è costituito da ghiaie e sabbie anche non fitoclastiche contenenti clasti calcarei angolari ( $\varnothing \leq 10$  cm) (GS) in strati ad andamento subparallelo o leggermente ondulato, talora a stratificazione incrociata ai quali si intercalano piccole fitoerme (Fe). Nella successione sono presenti dei suoli di spessore decimetrico a tessitura franco-limoso, franco-sabbioso (S) con abbondante scheletro calcareo angolare  $\varnothing \leq 30$  cm (7.5YR 3/2, bruno scuro a 10YR 5/1, grigio-10YR 3/1, grigio scuro). Alla base di una tasca (A) riempita da sabbie fitoclastiche contenenti materiali ceramici ad impasto grossolano, sono presenti strati centimetrici di carbone di legna. Nei suoli B e C inclinati di alcuni gradi verso il centro della valle sono stati rinvenuti frammenti di ceramica ad impasto grossolano, paleofaune, industrie litiche e frammenti di carbone.

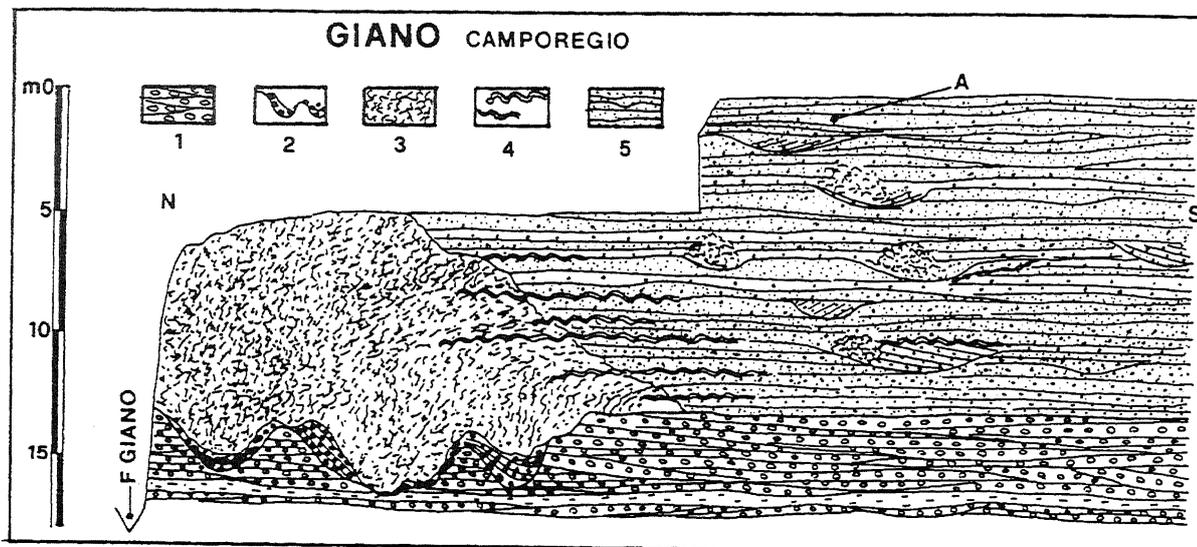


Fig. 3 - Sezione schematica del deposito di Camporegio (destra idrografica del torrente Giano). Legenda: 1 - depositi ghiosi di conoide alluvionale (Pleistocene sup.); 2 - depositi ghiaioso-ciottolosi di fondocanale (Olocene); 3 - travertino fitoermale (Olocene); 4 - travertino stromatolitico (Olocene); 5 - travertino fitoclastico (Olocene).

*Schematic cross-section of the Camporegio deposit (right side of the Giano stream). Legend: 1 - alluvial fan gravel deposits (Upper Pleistocene); 2 - channel-bottom gravel-pebbly deposits (Holocene); 3 - phytohermal travertine (Holocene); 4 - stromatolitic travertine; 5 - phytoclastic travertine.*

Tra  $-4.60$  e  $-14$  m il deposito è dato dall'alternanza di sedimenti fitoclastici (Fc) e fitoermali (Fe). I corpi fitoermali accresciuti al disopra di supporti vegetali (in prevalenza alghe e muschi acquatici), hanno spessori compresi tra  $0.5$  a  $2$  m e, in giacitura normale, sono talora inclinati verso monte fino a  $45^\circ$ . Le facies fitoclastiche, delimitate verso valle dai corpi fitoermali, sono costituite in massima parte da sabbie e limi, limi argillosi e argille contenenti talora una piccola quantità di sostanza organica. I corpi sedimentari, che hanno uno spessore massimo di circa  $3$  m, sono costituiti da strati di spessore decimetrico ad andamento parallelo che si assottigliano assumendo un'andamento concavo, al contatto con i corpi fitoermali sottostanti.

La datazione al  $^{14}\text{C}$  della materia organica (carbone di legna) proveniente dai livelli A, B, C, ha fornito rispettivamente i seguenti risultati:

Livello A (Rome-717),  $2665 \pm 60$  yr B.P. (età calibrata: 2785-2745).

Livello B (Rome-718),  $3285 \pm 60$  yr B.P. (età calibrata: 3570-3420).

Livello C (Rome 719),  $4780 \pm 65$  yr B.P. (età calibrata: 5590-5330).

### 3.3 Fiume Chienti

Il deposito studiato è posto nei pressi dell'abitato di Gelagna Bassa ( $548$  m) e si estende verso valle per circa  $4$  km con uno spessore medio di circa  $9$  m.

In corrispondenza del corso d'acqua attuale si osservano con frequenza sedimenti fitoclasti limoso-sabbiosi, limoso-argillosi, massivi o finemente laminati in strati di spessore decimetrico ad andamento piano parallelo o debolmente ondulato che mostrano una potenza complessiva di circa  $5$  m. All'interno sono presenti abbondanti macroresti vegetali e sottili strati torbosi.

La datazione al  $^{14}\text{C}$  di materia organica proveniente da quattro livelli sovrapposti posti tra  $-60$  cm e  $+60$  cm dal livello medio del fiume, ha fornito i seguenti risultati:

1) (Rome-614),  $7740 \pm 80$  yr B.P. (età calibrata: 8550-8410).

2) (Rome-615),  $7690 \pm 80$  y. B.P. (età calibrata: 8500-8370).

3) (Rome-616),  $8100 \pm 80$  yr B.P. (età calibrata: 9190-8780).

4) (Rome-617),  $8260 \pm 100$  yr. B.P. (età calibrata: 9380-9000).

Nella parte medio-alta, accanto a corpi fitoermali accresciuti su supporti vegetali, sabbie e limi fitoclastici a stratificazione piano parallela, si osserva la presenza di canali colmati da sedimenti fitoclastici e non, ghiaiosi, a stratificazione incrociata concava ad alto angolo, croste stromatolitiche concave, accresciute su macroresti vegetali (tronchi) e su barre ghiaiose. La base dei canali è talora marcata dalla presenza di sedimenti ghiaioso-ciottolosi anche subangolari, di dimensioni superiore a  $30$  cm (pavimento residuale).

Lungo il corso del torrente Cesolone, affluente di sinistra del fiume Chienti,  $200$  m a monte dell'abitato di Serrapetrona, sono presenti alcuni paleocanali marcatamente concavi, profondi circa  $4$  m e incisi nei depositi di conoide alluvionale del Pleistocene superiore, posti a circa  $35$  m di altezza dal corso d'acqua attuale. La parte basale dei canali è riempita da sedimenti ghiaioso-ciottolosi a stratificazione incrociata concava ad alto angolo, frequentemente ricoperti da croste stromatolitiche spesse fino a  $60$  cm. I canali sono colmati da sedimenti fitoclastici prevalentemente sabbiosi, all'interno dei quali si osservano sottili croste stromatolitiche e piccole fitoerme.

Entro i sedimenti ghiaiosi delle barre sono presenti frammenti fittili fluitati ad impasto grossolano. All'interno di un suolo ( $10\text{YR } 2/1$ , nero) franco-sabbioso con schele-

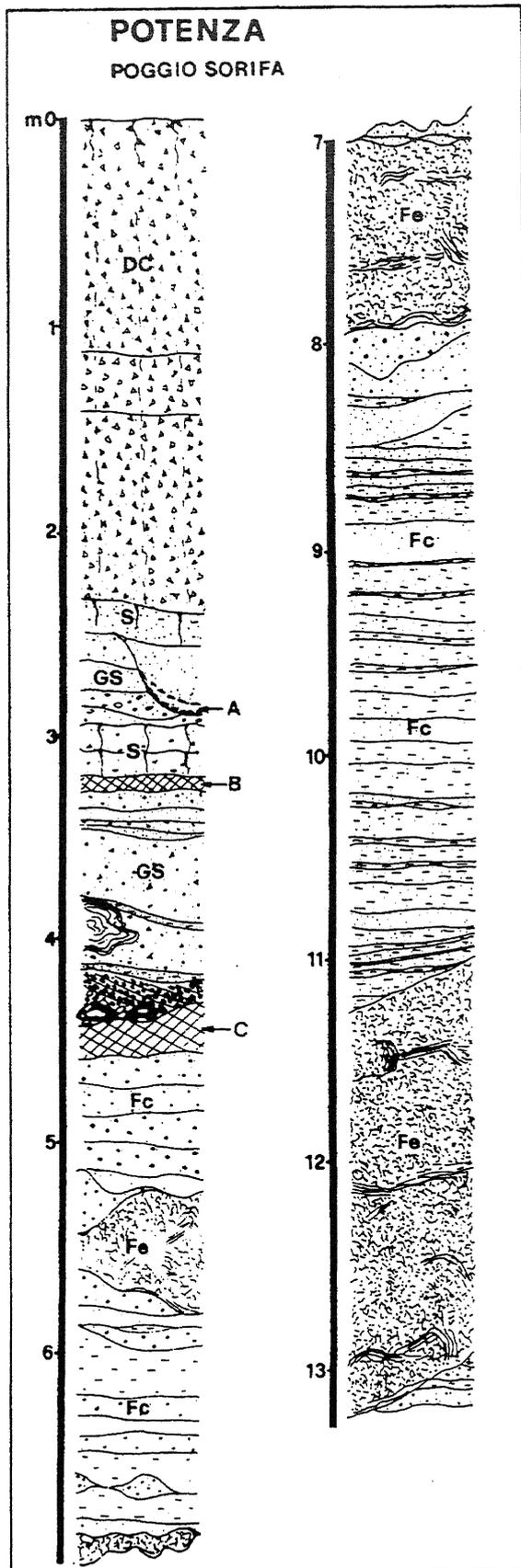


Fig. 4 - Colonna stratigrafica del deposito di Poggio Sorifa. Legenda: DC = detriti colluviali; S = suolo; GS = ghiaie e sab-

tro abbondante, spesso circa 40 cm e intercalato ai depositi alluvionali, sono stati rinvenuti materiali antropici Eneolitici. La datazione radiometrica al  $^{14}\text{C}$  ottenuta da carboni di legna ha fornito un'età: (Rome-720),  $4750 \pm 65$  yr B.P. (età calibrata: 5580-5330).

#### 4. MALACOFAUNA

L'analisi malacofaunistica è stata effettuata in via preliminare sulla successione sedimentaria di Esanatoglia, sul fiume Esino (Fig. 2). I sedimenti olocenici analizzati si sono rivelati molto ricchi di molluschi continentali con alta diversità specifica. Le associazioni rinvenute sono caratterizzate dalla prevalenza di Gasteropodi Polmonati terrestri, secondariamente sono presenti Prosobranchi terrestri, acquatici e bivalvi.

La sezione inferiore della successione esaminata (Fig. 2A-a) è stata distinta per l'analisi malacologica in otto livelli. Le specie in questa porzione del complesso deposizionale, dapprima non caratterizzato dalla presenza di sedimenti travertinosi (livelli 1-2), poi chiaramente travertinoso (livelli 3-8), appartengono a Prosobranchi: *Pomatias elegans*, *Platyla cf. gracilis*, *Belgrandia mariatheresia*; Polmonati: *Carychium minimum*, *Carychium tridentatum*, *Oxyloma elegans*, *Lymnaea peregra*, *Lymnaea truncatula*, *Ancylus fluviatilis*, *Cochlicopa lubrica*, *Columella edentula*, *Vertigo angustior*, *Vertigo antivertigo*, *Vertigo moulinsiana*, *Sphyradium doliolum*, *Granaria illyrica*, *Argna biplicata*, *Acanthinula aculeata*, *Punctum pygmaeum*, *Discus rotundatus*, *Vitrea subrimata*, *Aegopinella pura*, *Oxychilus* sp., *Milax* sp., *Limax* sp., *Euconulus fulvus*, *Macrogastera lineolata*, *Clausilia cruciata*, *Testacella haliotideae*, *Perforatella rubiginosa*, *Cepaea nemoralis*, Helicidae indet. e Bivalvi: *Pisidium cf. amnicum*, *Pisidium personatum*. Le specie rinvenute sono variamente distribuite nei diversi livelli, in numero da 11 a 19, spesso con numerosi individui (1800 per unità di campione). L'analisi malacofaunistica di dettaglio ha evidenziato nei livelli più bassi (liv.1-4) (Fig. 5A) la prevalenza (fino al 79%) di specie caratteristiche di ambiente boschivo mesofilo, aperto, o di aree marginali al bosco (come *P. elegans* e *D. rotundatus*). Accanto ad esse sono ben rappresentate (dal 13 al 22%) specie più strettamente legate a boschi umidi di latifoglie (come *S. doliolum*, *A. aculeata*, *V. subrimata*, *M. lineolata*, *C. cruciata*). Le altre specie dell'associazione, presenti in basse percentuali, sono indicative di ambiente umido ripario, come *C. tridentatum* (3,8-5,3%) e *P. rubiginosa* (2%). È presente inoltre una specie acquatica di ambiente sorgentizio (*B. mariatheresia*), in bassa percentuale (2%). Quest'ultima specie, finora sconosciuta allo stato fossile, è endemica delle Marche e vive attualmente nelle tazze sorgentizie dei dintorni di Fabriano, Sassoferrato e Genga (alta valle dell'Esino). Essa dimostra quindi di essere presente nell'area

bie anche non fitoclastiche; Fe = travertino fitoermale; Fc = travertino fitoclastico.

Stratigraphic sequence of the Poggio Sorifa deposit. Legend: DC = colluvial deposit; S = soil; GS = gravel and sand; Fe = phytohermal travertine; Fc = phytoclastic travertine.

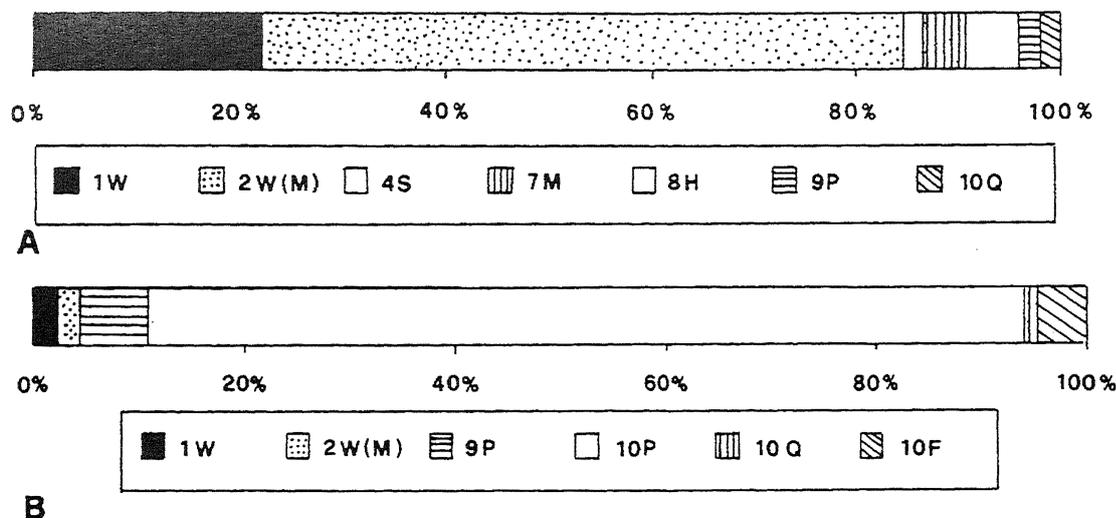


Fig. 5 - Spettri ecologici delle associazioni malacologiche. Legenda: A = livello 1 (vedi Fig. 2A-a); B = livello 6 (vedi Fig. 2A-a); 1W = specie di bosco; 2W(M) = specie di bosco aperto; 4S = specie di ambiente aperto; 7M = specie di ambiente mesofilo; 8H = specie fortemente igrofile; 9P = specie palustri; 10Q = specie di sorgente; 10P = specie acquatiche di palude; 10F = specie di acque correnti.

*Ecological spectra of the malacological associations. Legend: A = level 1 (see Fig. 2A-a); B = level 6 (see Fig. 2A-a); 1W = forest species; 2W(M) = open forest species; 4S = open environment species; 7M = mesophylous species; 8H = strongly hygrophylous species; 9P = palustrine species; 10Q = spring species; 10P = aquatic species; 10F = running water species.*

fin dall'Olocene antico. Nei livelli più alti (liv. 5-8) (Fig. 5B) si registra un decremento delle specie di bosco (fino al 5%), mentre aumentano notevolmente (fino al 17%) le specie acquatiche di ambiente fluvio-palustre, come *L. peregra*, *L. truncatula*, *A. fluviatilis* e di sorgente, *B. mariatheresia*, fino all'84%, indizio di una maggiore presenza delle acque incanalate e di una più elevata energia correntizia. Spesso i gusci sono incrostati di  $\text{CaCO}_3$ . In questi livelli numerose specie terrestri di ambiente umido palustre, fanno la loro comparsa (*O. elegans*, *C. edentula*, *V. angustior*, *V. moulinsiana*) associate a specie strettamente legate all'acqua (*L. peregra*, *L. truncatula*, *P. personatum*); la specie di sorgente *B. mariatheresia* costantemente presente, raggiunge nei livelli più alti il 47.5 % dell'associazione con ben 850 individui.

La maggior parte delle specie terrestri rinvenute caratterizza gli intervalli caldo umidi del Quaternario dell'Europa occidentale e centro-orientale (Lozek, 1964; Puisségur, 1976); questo fatto e l'elevato numero di specie e individui della sezione esaminata testimoniano condizioni climatiche temperate e ambiente boschivo umido di latifoglie.

La sezione intermedia (Fig. 2A-b) ha rivelato associazioni simili a quelle della porzione inferiore, rappresentate da specie di ambiente boscoso temperato umido e specie acquatiche di ambiente fluvio-palustre con rappresentanti legati a sistemi sorgentizi. Frequentemente i gusci si presentano incrostati da  $\text{CaCO}_3$ . Alcuni livelli sono caratterizzati esclusivamente da poche specie acquatiche con gusci molto incrostati, come *A. fluviatilis* che sopporta una maggiore energia torrentizia e *L. peregra* di ambiente lacustre-palustre.

Nella parte sommitale (Fig. 2B-c), circa 2 m più in basso del livello antropico (C), è presente una numerosa popolazione monotypica con la specie acquatica *A. fluviatilis*, caratteristica di acque correnti ben ossigenate e substrati solidi. Nel livello antropico si rinviene invece

una associazione caratterizzata da polmonati terrestri di ambiente piuttosto arido, erboso, a substrato calcareo come *Cochlicopa lubrica*, *Truncatellina callicratis*, *Vertigo pygmaea*, *Vallonia pulchella* (dominante nell'associazione), *Rumina decollata*, *Monacha* sp., associate a rare specie scarsamente rappresentate (1%), come *Oxytoma elegans* e *Pisidium* sp., legate probabilmente a effimere raccolte d'acqua.

## 5. VEGETAZIONE

Le conoscenze sulla vegetazione dell'area umbromarchigiana durante l'Olocene antico sono conosciute attraverso studi pollinici di sequenze lacustri e palustri che colmano alcune conche intermontane (Paganelli, 1956; Marchesoni 1957; Brugiapaglia, 1995).

Prima di 8900±70 yr B.P. (Brugiapaglia, 1995) la presenza di Chrysophicaceae indicano condizioni climatiche rigorose, il paesaggio vegetale dell'orizzonte superiore del piano basale e del piano montano è dominato da steppe a *Artemisia* e *Chenopodiaceae*, mentre tra le essenze arboree, il più rappresentato è il Pino. Dopo 8900±70 yr B.P. si registra un graduale declino del Pino e l'ingresso di vegetazione arborea mesofila indicatori di un miglioramento climatico, caratterizzato, come attesta la forte presenza di *Artemisia*, da condizioni ancora aride.

Successivamente si assiste alla graduale affermazione del querceto misto, interpretato come bosco termofilo submediterraneo, che segna il raggiungimento di condizioni climatiche temperate calde a stagione contrastata (Marchesoni, 1957).

A partire dal V millennio B.P. si ha una rapida espansione di consorsi boschivi caratterizzati da Faggio e Abete nel piano montano e querceti di Cerro e Roverella con Tiglio, Acero, Castagno e Faggio in quello basale (Marchesoni, 1957; Brugiapaglia, 1995). L'affermazione

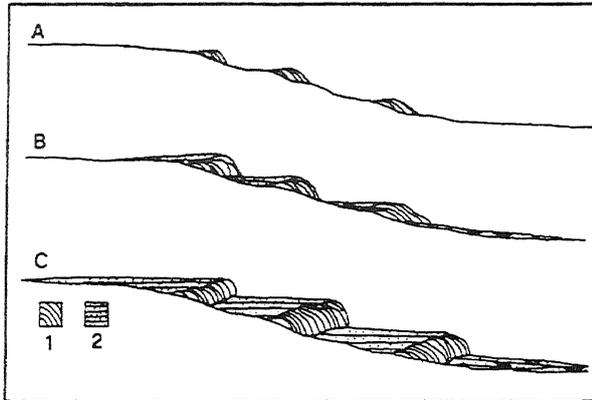


Fig. 6 - Schema rappresentante il principale meccanismo deposizionale. Legenda: 1 = travertino fitoermale; 2 = travertino fitoclastico.

*Sketch of the main depositional mechanism. Legend: 1 = phytohermal travertine; 2 = phytoclastic travertine.*

di questi consorsi, registrata anche in altri siti dell'Italia centrale, viene messa in relazione con una maggiore umidità dell'aria e una più equa distribuzione delle piogge durante l'anno (Marchesoni, 1957; Magri & Follieri, 1989). Sul finire del IV millennio B.P. il querceto misto subisce una diminuzione, il Faggio sparisce dagli spettri pollinici e il Pino nero si attesta (Marchesoni, 1957; Brugiapaglia, 1995). Durante questo periodo si registra negli Appennini una fase secca (Cruise, 1990) e un forte calo della vegetazione forestale, legato a variazioni ambientali piuttosto che ad attività antropica (Magri & Follieri, 1989). A partire dalla metà del II millennio B.P., si osserva un'incremento del querceto termofilo associato a Frassino, Olmo e Nocciolo costituenti principali dell'attuale boscaglia.

La presenza di indicatori antropici, quali cereali, si registrano negli spettri pollinici a partire dalla metà del V millennio B.P. (Brugiapaglia, 1995), cariossidi di cereali sono state rinvenute nel livello B di Figura 2A (Esanatoglia) datato 4840±65 yr B.P.

Gli studi pollinici effettuati da Paganelli (1959) sul deposito torboso e fitoclastico di Gelagna Bassa (F. Chienti) e da Vinken (1968) sul deposito lacustre di Triponzo (F. Nera) ci permettono di avere anche un quadro delle associazioni vegetali presenti nei pressi delle aree caratterizzate da deposizione di travertino.

Nella parte basale del deposito di Gelagna Bassa, datato tra 8260±100 yr. e 7740±80yr. B.P., Paganelli riconosce un'associazione vegetale caratterizzata dalla prevalenza del Querceto con Carpino e Tiglio, testimoni di un clima temperato a carattere caldo umido.

Lungo la valle del fiume Nera (Triponzo) Vinken osserva che durante il "Boreale" (dopo 8240±175 yr B.P.) i versanti sono ricoperti da una foresta a Olmo, Tiglio, Frassino, accompagnati da Quercia. Durante l'"Atlantico" il querceto costituisce il 70% delle essenze arboree, ma verso i 6275±90 yr B.P. si riduce al 35% a beneficio del Faggio, Nocciolo, Carpino nero. Alla fine dell'"Atlantico" e all'inizio del "Sub-Boreale", riappare il Pino, le graminacee riprendono importanza e il Faggio scompare. Durante questo periodo compaiono nei diagrammi, pollini di cereali e di piante ruderali che testimoniano la presenza umana.

## 6. MECCANISMI DEPOSIZIONALI

La formazione di travertino, che coincide con lo sviluppo nell'area di una estesa copertura forestale tipica di un clima temperato umido, può essere messa in relazione con la maggiore quantità di CO<sub>2</sub> di origine biologica disciolta nelle acque percolanti nei suoli che si andavano sviluppando su substrati prevalentemente carbonatici, con una temperatura ed un'umidità dell'aria in aumento e una accresciuta fotosintesi delle piante acquatiche.

La precipitazione di CaCO<sub>3</sub> sui supporti vegetali viene favorita dalla diminuzione della pressione parziale della CO<sub>2</sub> delle acque freatiche: in corrispondenza delle sorgenti, per agitazione lungo le irregolarità del profilo dei corsi d'acqua, per la presenza di alghe e muschi che la utilizzavano per il loro metabolismo e per un'aumento della temperatura delle acque a contatto con l'aria libera (Gullentops & Mullenders, 1972; Nicod, 1986; Golubic *et al.*, 1993; Cilla *et al.*, 1994).

Gli studi morfologici e l'analisi delle numerose sezioni stratigrafiche hanno permesso di comprendere i meccanismi deposizionali che hanno portato alla edificazione delle principali strutture sedimentarie (Fig. 6).

L'edificazione inizia con la deposizione di facies fitoermali in corrispondenza di rotture del profilo del corso d'acqua quali rapide e cascate (Fig. 6A).

La progressiva crescita dei corpi fitoermali verso valle provoca la formazione verso monte di piccole "depressioni" lacustri o palustri (Fig. 6B).

All'interno di queste depressioni si ha la deposizione delle facies fitoclastiche provenienti dalla degradazione di corpi fitoermali che si andavano formando più a monte e più raramente, di argille e torbe.

L'ulteriore accrescimento delle soglie porta alla sovrapposizione delle facies fitoermali su quelle fitoclastiche sottostanti (Fig. 6C).

L'altezza delle cascate varia da uno fino ad una decina di metri, mentre in corrispondenza delle soglie più elevate, i bacini si estendono lateralmente anche per molte decine di metri.

All'interno dei bacini e soprattutto alla base delle cascate, l'energia è comunque discreta, tanto che si ha la deposizione di sedimenti fitoclastici delle dimensioni delle ghiaie; solamente allontanandosi dalla base delle cascate le acque divengono più tranquille e può avvenire la deposizione di sedimenti argilloso-limosi. Nei momenti in cui la crescita delle soglie è ridotta, si ha il prosciugamento dei bacini e lo sviluppo di sottili suoli, le aree a monte delle cascate vengono percorse da canali poco profondi all'interno dei quali si ha la deposizione di fitoclasti grossolani a stratificazione incrociata concava e la formazione di piccole fitoerme e croste stromatolitiche, accresciute su macroresti vegetali e tappeti algali. Depositi fitoermali e fitoclastici di modesto spessore sono presenti a valle delle soglie dove il profilo del corso d'acqua diviene più regolare. Questi ultimi, spesso associati a depositi clastici grossolani e a suoli alluvionali, risultano confinati all'interno di canali sinuosi profondi 2-3 m (con rapporto L/H inferiore a 10) e debolmente incisi nei depositi alluvionali ghiaiosi del Pleistocene superiore. La formazione delle piccole fitoerme e delle croste stromatolitiche, che frequentemente incrostano le barre

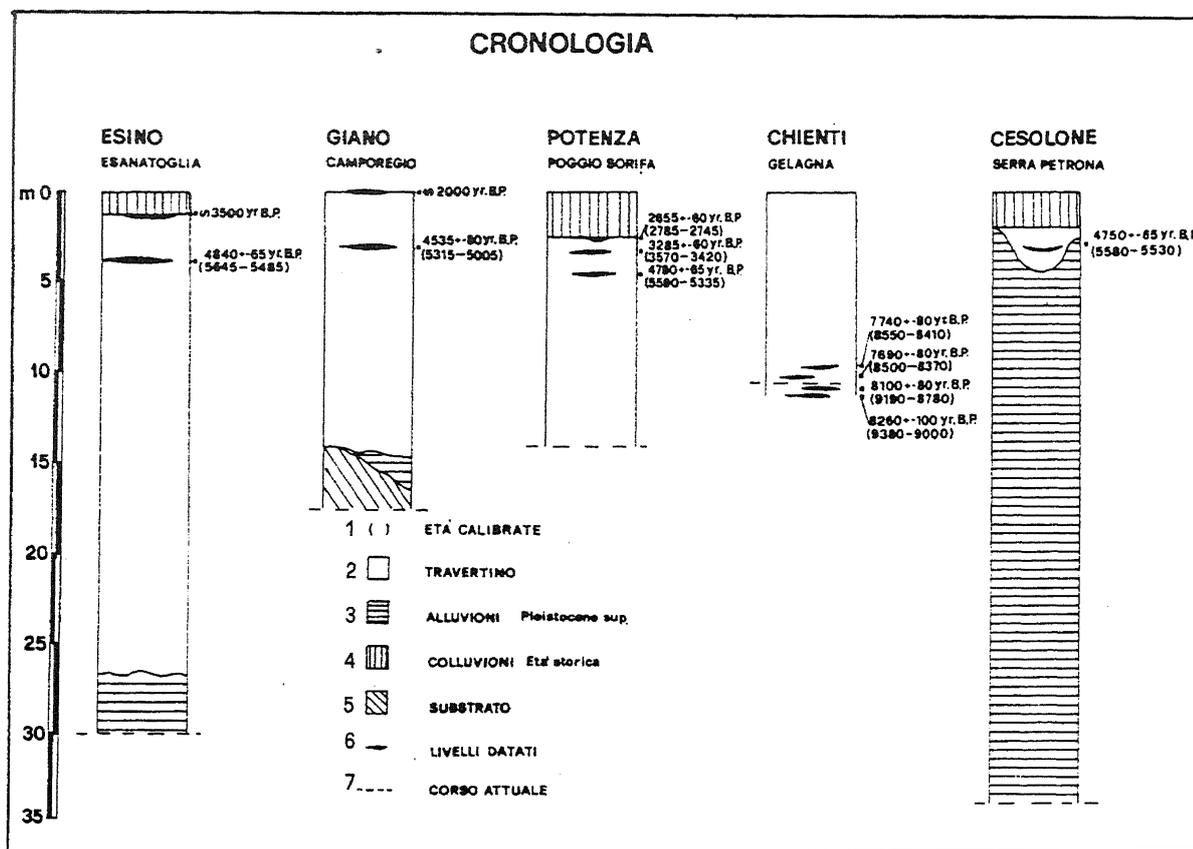


Fig. 7 - Cronologia dei depositi. Legenda in figura.

*Cronology of the deposits. Legend: 1 = calibrated age; 2 = travertine; 3 = alluvial deposits (Upper Pleistocene); 4 = colluvial deposits (historical age); 5 = bedrock; 6 = dated horizon; 7 = present riverbed.*

ghiaiose, si realizza durante i periodi di magra. Le facies fitoclastiche sigillano talora i canali o formano, ai lati degli stessi, dei corpi tabulari di spessore generalmente inferiore al metro e discreta estensione laterale (depositi di esondazioni).

## 7. CRONOLOGIA DEI DEPOSITI E CORRELAZIONI

Le numerose datazioni al  $^{14}\text{C}$  di macroresti vegetali e la presenza di manufatti antropici hanno permesso un inquadramento cronologico abbastanza puntuale (Fig. 7).

La deposizione era già in atto prima di  $8240 \pm 175$  yr B.P. (Chienti) ed è proseguita, senza evidenti interruzioni, almeno fino alla metà del V millennio B.P. (Esino,  $4840 \pm 60$  yr B.P.; Giano,  $4535 \pm 60$  yr B.P.; Potenza,  $4780 \pm 60$  yr B.P.; Cesolone,  $4750 \pm 60$  yr B.P.). A partire dalla metà del V millennio la sedimentazione diviene più lenta ed è caratterizzata dall'accumulo di sedimenti più grossolani, talora non fitoclastici, frequentemente canalizzati (Potenza, Fig. 4 e Chienti). Prima della metà del IV millennio B.P. la sedimentazione di travertino era già terminata lungo il corso dell'Esino mentre lungo il corso del Potenza dopo  $3285 \pm 60$  yr B.P. si depongono solamente 50-60 cm di sedimenti.

Lungo la valle del fiume Nera nei pressi di Tri-

ponzo, un'area posta alcuni chilometri a occidente di quella studiata, numerose datazioni al  $^{14}\text{C}$  di materiale organico rinvenuto in un deposito lacustre posto a monte di uno sbarramento di travertino hanno fornito dei risultati simili (Vinken, 1968). La sedimentazione lacustre era in atto prima di  $8240 \pm 175$  yr B.P. ed è proseguita sino a circa  $3085 \pm 75$  yr B.P. A partire da  $4120 \pm 85$  yr B.P. la sedimentazione diviene dapprima fluvio-lacustre e negli ultimi 4-5 m chiaramente fluviale come testimonia la presenza di sedimenti prevalentemente ghiaioso-ciottolosi.

Nel bacino di Rieti (Italia centrale) alla confluenza dei fiumi Velino e Nera, in località le Marmore, si depongono prima del Bronzo finale (fine del IV millennio B.P.) circa 20 m di sedimenti fitoclastici. Questi depositi sono stati associati dagli autori (Carrara *et al.*, 1995) ad una fase precedente l'edificazione dei corpi fitoermali sovrastanti, datati con il metodo U/Th tra  $2500 \pm 300$  yr B.P. e  $5000 \pm 500$  yr B.P.

Nella Francia meridionale (Vaudour, 1994) la gran parte degli edifici travertinosi si sono sviluppati tra la fine del X e la fine del IV millennio B.P. mentre, in tempi più recenti, si è avuta solo l'edificazione di micro-sbarramenti. Una situazione analoga viene osservata in Belgio (Gullentops & Mullenders, 1972) dove la gran parte degli edifici travertinosi si sono formati tra la fine del X e al fine del IV millennio B.P.

## 8. DISCUSSIONE

Con l'inizio dell' Olocene, in seguito al graduale miglioramento delle condizioni climatiche ed alla progressiva stabilizzazione dei versanti per effetto della rinnovata copertura vegetale, si è prodotta una generale fase di approfondimento dei corsi d'acqua che attraversano la dorsale umbro-marchigia. Durante questa fase i materiali detritici e alluvionali, accumulati nel Pleniglaciale würmiano, venivano rimaneggiati e risedimentati più a valle.

Durante il IX millennio B.P., sicuramente prima di  $8260 \pm 100$  yr B.P., nella gran parte dei corsi d'acqua, in corrispondenza di rotture del profilo longitudinale, ha avuto inizio la deposizione di travertino. Le valli erano ormai ricoperte da una fitta vegetazione costituita da boschi termofili, sotto la cui copertura si sviluppavano suoli bruno, bruno-calcici, talora profondamente lisciviati. La deposizione di travertino è proseguita velocemente, senza evidenti interruzioni e con meccanismi analoghi, per gran parte del V millennio B.P., formando depositi fino a oltre 25 m. Tra la fine del V e l'inizio del IV millennio B.P., l'accrescimento dei corpi travertinosi ha subito un generale rallentamento. In conseguenza di ciò, i bacini lacustri o palustri posti a monte degli sbarramenti fitoermali si prosciugavano e nella parte sommitale dei depositi ivi presenti, si produceva l'incisione di canali al cui interno si sedimentavano materiali ghiaiosi e fitoclastici grossolani. Nel corso del V millennio B.P. una importante modifica delle associazioni vegetali, sembra indicare condizioni climatiche più umide con una distribuzione delle piogge più regolare cui potrebbero essere correlati i maggiori valori di energia idrodinamica rilevati nella parte alta delle sequenze. Alla fine del IV millennio B.P. la sedimentazione del travertino si era ormai esaurita e aveva inizio un graduale approfondimento dei corsi d'acqua. La fine delle deposizioni sembra avvenire in modo sincrono in tutti i contesti studiati; questa si esaurisce nello stesso periodo anche in altre valli dell'Italia centrale e in molti siti dell'Europa centro occidentale.

Alcuni autori indicano tra i fattori più importanti che hanno condotto alla fine della deposizione, l'impatto provocato dall'occupazione antropica dei versanti (Gullentops & Mullenders, 1972; Goudie, 1981; Weisrock, 1986; Vaudour, 1994); altri autori fanno invece riferimento agli effetti di variazioni climatiche (Geurts, 1976; Bonifay, 1986; Preece et al., 1986)

Un quadro generale delle possibili cause naturali e antropiche del fenomeno è stato presentata da Goudie et al. (1993).

La presenza anche all'interno delle sequenze studiate di materiali antropici, indica una frequentazione di questi tratti vallivi sin dalle prime fasi della deposizione. Frammenti di carbone di legna sono infatti presenti alla base del deposito di Esanatoglia (Esino) mentre materiali fittili e litici si rinvenivano all'interno di suoli alluvionali posti alla base di alcuni canali che solcano il tratto posto più a valle. Le numerose datazioni al  $^{14}\text{C}$  fatte su carbone di legna proveniente da suoli contenenti materiali antropici, hanno messo in evidenza come in tutte le valli studiate già all'inizio del V millennio B.P. gli insediamenti umani erano molto frequenti (Esanatoglia, Poggio Sorifa,

Serrapetrona). Si tratta in genere di piccoli stanziamenti all'aperto, posti in prossimità dei bacini lacustri che si sviluppavano a monte degli sbarramenti fitoermali o lungo l'asta fluviale. La presenza all'interno dei suoli, di sedimenti clastici angolari grossolani provenienti dai versanti, cariossidi di graminacee e resti di ovini suini e bovini e la malacofauna, indicano la presenza di aree aperte atte al pascolo e all'agricoltura. Durante tutto il V millennio B.P. l'attività antropica non interrompe comunque la deposizione del travertino che prosegue con meccanismi analoghi, come testimonia la presenza, al di sopra di uno di questi insediamenti, di circa 6 m di sedimenti travertinosi.

In ogni caso, la contemporaneità della fine o forte riduzione della deposizione in molti contesti italiani e Centroeuropei sembra ridimensionare il ruolo avuto dall'impatto antropico. Se il fattore antropico fosse la causa principale, dovremmo infatti immaginare una degradazione delle aree montane di gran parte dell'Europa nello stesso momento e con la stessa intensità. E' dunque ragionevole ipotizzare che la fine della deposizione del travertino possa essere stata determinata principalmente da modificazioni climatiche alle quali si sarebbero sommati gli effetti provocati dalla degradazione antropica dei versanti.

## BIBLIOGRAFIA

- Alessio M., Allegri L., Coltorti M., Cortesi C., Deiana G., Dramis F., Improta S. & Petrone V., 1979 - *Depositi tardo-würmiani nell'alto bacino dell'Esino (Appennino marchigiano), datazioni al  $^{14}\text{C}$* . Geogr. Fis. Dinam. Quat., **10**, 307-312.
- Anselmi S., 1985 - *Una storia dell'agricoltura marchigiana*. Cassa Risparmio Jesi, Consorzio Librai Marchigiani Ancona, 295 pp.
- Boccaletti M., Calamita F., Centamore E., Chiocchini U., Deiana G., Moratti G., Micarelli A., & Potetti M., 1986 - *Evoluzione Neogenico-Quaternaria dell'Appennino Tosco-Umbro-Marchigiano durante il Neogene*. Gior. Geol., **48**, 227-233.
- Bonifay E., 1986 - *Origine et âge de formation travertineuses de la Vallée de l'Huveaune entre Roquevaire et Auriol (Bouches-du Rhône)*. Méditerranée, n° 1-2, 101-104.
- Brugiapaglia E., 1995 - *Etude de la dynamique végétale Tardiglaciaire et Holocène en Italie centrale: le marais de Colfiorito (Ombrie)*. C.R. Ac. Sci. Paris, **321**, série IIa, 617-622.
- Calamita F. & Deiana G., 1986 - *Evoluzione strutturale Neogenico-Quaternaria dell'Appennino Umbro-Marchigiano*. In: "La Geologia delle Marche", Studi Geol. Camerti Vol. Spec., 91-98.
- Calamita F. & Deiana G., 1995 - *Correlazione tra gli eventi deformativi neogenico-quatarnari nel settore Tosco-Umbro-Marchigiano*. Riass. Conv. Sc. "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino". Camerino 9-10 Febbraio 1995, 54-56.
- Calderoni G., Coltorti M., Dramis F., Magnatti M. & Cilla G., 1991 - *Sedimentazione fluviale e variazioni climatiche nell'alto bacino dell'Esino durante il Pleistocene*

- superiore. In: Tazioli G.S. (a cura di) "Fenomeni di erosione ed alluvionamento degli alvei fluviali", Dip. Sc. dei Mater. Terra, Univ. Ancona, 171-190.
- Cantalamesa G., Dramis F., Chiocchini U., Micarelli A. & Potetti M., 1986a - *Il Miocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. "La Geologia delle Marche", 35-55.
- Cantalamesa G., Centamore E., Chiocchini U., Colalongo M.L., Micarelli A., Nanni T., Pasini G., Potetti M. & Ricci Lucchi F. (con la collaborazione di Cristallini C. & Di Lorito L.), 1986b - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. "La Geologia delle Marche", 61-81.
- Carrara C., Esu D. & Ferrelli L., 1995 - *Lo sbarramento di travertino delle Marmore (Bacino di Rieti, Italia Centrale): Aspetti geomorfologici, faunistici e ambientali*. Il Quaternario, 8, 111-118.
- Centamore E., Deiana G., Micarelli A. & Potetti M., 1986 - *Il Trias-Paleogene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. "La geologia delle Marche", 9-27.
- Cilla G., Coltorti M. & Dramis F., 1994 - *Holocene fluvial dynamics in mountain areas: The case of the river Esino (Appennino umbro-marchigiano)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 17, 163-174.
- Coltorti M., Consoli M., Dramis F., Gentili B. & Pambianchi G., 1991 - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14, 87-100.
- Coltorti M. & Dramis F., 1988 - *The significance of stratified slope-waste deposits in the Quaternary of Umbria-Marche Apennines, Central Italy*. Zeit. Geom., N.F. suppl., 71, 59-79.
- Cruise G. M., 1990 - *Pollen stratigraphy of two Holocene peat sites in the Ligurian Apennines, northern Italy*. Rev. Paleob. Palynol., 63, p.299-313.
- Dramis F., 1983 - *Morfogenesi di versante nel Pleistocene superiore in Italia: i depositi detritici stratificati*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 38-45.
- Dramis F., 1992 - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a ampio raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 9-16.
- Dufaure J.J., Bossoyt D. & Rasse M., 1988 - *Deformations quaternaires et morphogénèse de l'Apennin Central Adriatique*. Phisio-Géo, 18, 9-46
- Geurts M.A., 1976 - *Genèse et stratigraphie des travertins de fond vallée en Belgique*. Acta Geographica Lovaniensia, 16, 66.
- Golubic S., Violante C., Ferreri V. & D'Argenio B., 1993 - *Algal control and early diagenesis in Quaternary travertine formation (Rocchetta a Volturno, Central Apennines)*. Boll. Soc. Paleont. It., 1, 231-247.
- Goudie A.S., 1981 - *The human impact. Man's role in environmental changes*. Blackwell, Oxford, 326 pp.
- Goudie A.S., Viles H.A. & Pentecost A., 1993 - *The late-Holocene tufa decline in Europe*. Holocene, 3, 181-186.
- Gullentops F. & Mullenders W., 1972 - *Age et formation des dépôts de tuf calcaire Holocène en Belgique*. In: *Processus périglaciaire étudiés sur le terrain*. Simp. Inter. Géomorphol., Congrès et Colloques de l'Univ. de Liège, 67, p.113-135.
- Lollini D. G., 1965 - *Il Neolitico nelle Marche alla luce delle nuove scoperte*. Atti VI Congr. Intern. di Scienze Preistoriche e Protostoriche, II, 309-315.
- Lozek V., 1964 - *Quartärmollusken der Tschechoslovakei*. Rozpr. Ustr. Ust. Geol., 31, 1-374.
- Magri D. & Follieri M., 1989 - *Caratteri della biostratigrafia pollinica dell'Olocene in Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., 42, 147-153.
- Marchesoni V., 1957 - *Storia climatico-forestale dell'Appennino Umbro-Marchigiano*. Ann. Bot., XXV, fasc. 3, 459-497.
- Nicod J., 1986 - *Facteurs physico-chimiques de l'accumulation des formations travertineuses*. Méditerranée, n°1-2, 161-164.
- Paganelli A., 1956 - *Analisi pollinica dei depositi torbosi e lacustri del piano di Colfiorito*. Boll. Soc. Eustachiana, 49, 47-69.
- Paganelli A., 1959 - *Analisi pollinica del deposito pleistocenico di Gelagna Bassa (Appennino umbro-marchigiano)*. Boll. Serv. Geol. It., 81, 257-278.
- Preece R.C., Thorpe P.M. & Robinson J.E., 1986 - *Confirmation of an interglacial age for the Condat tufa (Dordogne, France) from biostratigraphic and isotopic data*. J. Quater. Sci., 1, 57-65.
- Puisségur J.J., 1976 - *Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne*. Mém. Geol. Univ. Dijon, 3, 1-241.
- Stuiver M. & Reimer P., 1993 - *Extended <sup>14</sup>C data base revised calib. 3.0 <sup>14</sup>C age calibration program*. Radiocarbon, 35(1), p.215-230.
- Vaudour J., 1994 - *Evolution Holocène des travertins de vallée dans le Midi méditerranéen française*. Géogr. phys. et quater., 48, 315-326.
- Vinken R., 1968 - *Zur Entstehung und Altersstellung der travertine limnischen Sedimente fluviatelen terrassen in gebiet der mittleren Nera und des Corno (Umbrien, Mittelitalien)*. Eiszeitalter und Gegenwart, 19, 5-30.
- Weisrok A., 1986 - *Variations climatiques et period de sedimentation carbonatè a l'Holocène. L'ages des dépôts*. Méditerranée, n°1-2, 165-167.

Ms. ricevuto: 30 maggio 1996  
 Inviato all'A. per la revisione: 15 ottobre 1996  
 Testo definitivo ricevuto: 29 novembre 1996

Ms received: May 30, 1996  
 Sent to the A. for a revision: Oct. 15, 1996  
 Final text received: Nov. 29, 1996