

## SEDIMENTOLOGIA DELLA PARTE DISTALE DI UNA CONOIDE ALLUVIONALE DEL PLIOCENE SUPERIORE (BACINO TIBERINO, UMBRIA)

G. Basilici

Dip.to di Scienze della Terra, Università di Perugia

**RIASSUNTO** - *Sedimentologia della parte distale di una conoide alluvionale del Pliocene superiore (Bacino Tiberino, Umbria)* - Il Quaternario, 8(1), 1995, 37-52 - Il Bacino Tiberino è un bacino intermontano distensivo dell'Italia centrale (Umbria). Il suo riempimento sedimentario è formato da quattro unità litostratigrafiche: Unità di Fosso Bianco (UFB - Pliocene medio-superiore), Unità di Ponte Naja (UPN - Pliocene superiore), Unità di S.Maria di Ciciliano (USMC - Pleistocene inferiore), Unità di Acquasparta (UA - Pleistocene inferiore). In questo lavoro sono considerati gli aspetti sedimentologici e pedologici dell'Unità di Ponte Naja (UPN). Studi sedimentologici hanno permesso di interpretare l'Unità di Ponte Naja come formata nella parte distale di una conoide alluvionale di ambiente umido, probabilmente al passaggio con una piana fangosa. Quattro facies costituiscono la successione sedimentaria esaminata: depositi di canale nastriformi (facies A), flussi non incanalati ghiaioso-sabbiosi (facies B) o costituiti da limi argilloso-sabbiosi (facies C) e strati con indizi di pedogenesi in condizioni di idromorfia, in questo lavoro indicati come "paleosuoli", (facies D). Sono stati riconosciuti due tipi di "paleosuoli": uno (I tipo), mostrante un bassissimo grado di evoluzione ed un altro (II tipo), mostrante un maggiore grado di evoluzione. Le facies C e D costituiscono il 98% dell'intera successione sedimentaria e per tutto il suo sviluppo esse si alternano ciclicamente. Poiché il tempo di evoluzione dei paleosuoli è molto basso, queste alternanze costituiscono un esempio di sequenze cicliche di alta frequenza. La parte alta della successione sedimentaria mostra: a) un aumento del numero dei canali (facies A); b) una diminuzione dello spessore dei "paleosuoli"; c) una diminuzione del numero dei "paleosuoli" del II tipo ed un aumento di quelli del I tipo. Tali caratteri permettono di riconoscere una megasequenza deposizionale, prodotta dall'aumento dei processi deposizionali rispetto quelli pedogenetici ed interpretabile come effetto della progradazione della conoide.

**ABSTRACT** - *Sedimentology of the distal part of an Upper Pliocene alluvial fan (Tiber Basin, Umbria, central Italy)* - Il Quaternario, 8(1), 1995, 37-52 - The Tiber Basin is a Plio-Quaternary intermontane basin in Umbria (central Italy). It is made up of 4 lithostratigraphic units: the Fosso Bianco Unit (FBU - Lower Pliocene), Ponte Naja Unit (PNU - Upper Pliocene), S. Maria di Ciciliano Unit (SMCU - Lower Pleistocene), and the Acquasparta Unit (AU - Lower Pleistocene). This paper deals with the sedimentological and pedogenetic features of four facies recognized in the Ponte Naja Unit. Facies A corresponds to ribbon-shaped, fluvial channel gravel and gravelly sand deposits. Facies B is composed of gravel and sandy gravel produced by sheet floods. Facies C is predominant in the sedimentary succession; it consists of clayey sandy silts formed by sheet flood depositions. Facies D corresponds to strata with clues of hydromorphic pedogenesis, identified by the term "paleosols" in this paper. Two main types of "paleosols" have been recognized: one (Type I) having low evolution; and the other (Type II) which is a more evolved "paleosol". Facies characteristics, data on paleocurrents, and composition of gravel channel deposits (facies A) allow PNU to be interpreted as the distal part of a humid muddy alluvial fan probably passing to mud flat. Facies C (sheet flood deposits) and facies D ("paleosols") form 98% of the sedimentary succession and are cyclically alternating. The possible short development time of the "paleosols" makes it possible to identify each couplet (facies C/ facies D) as a high frequency cyclical depositional sequence. Towards the upper part of the succession statistical data shows: a) an increase in channel deposits (facies A); b) a decrease of "paleosol" thickness; c) a decrease of Type II "paleosol" and an increase of the Type I "paleosol" deposits. These characteristics support a variation in the depositional environment, linked to the deposition of a megasequence where the bearing of sedimentologic phenomena was greater than that of pedogenetic processes, and are interpreted as the effect of an alluvial fan progradation.

**Parole chiave:** Bacino Tiberino, conoide alluvionale, flussi non incanalati, paleosuoli idromorfi, ciclo di alta frequenza, megasequenza  
**Key-words:** Tiber Basin, alluvial fan, sheet flood, hydromorphic paleosols, high frequency cycles, megasequence, central Italy

### 1. INTRODUZIONE

In una successione sedimentaria continentale è possibile distinguere i differenti episodi di sedimentazione legati ad alluvione e riconoscerne la frequenza?

E' possibile mettere in relazione la frequenza degli episodi sedimentari con lo sviluppo dell'intero sistema deposizionale di cui fanno parte?

Per cercare una risposta a questi quesiti è stato studiato un esempio fossile corrispondente alla deposizione della parte distale di una conoide alluvionale del Pliocene superiore, dove sono stati presi in considerazione i rapporti intercorrenti tra sedimenti e strati con indizi di pedogenesi, in questo lavoro indicati anche come "paleosuoli".

Di recente (Yaalon, 1971; Allen, 1974; Bown & Kraus, 1981; 1987; Ferrari & Magaldi, 1983; Machette, 1985; Kraus, 1987; Gardner *et al.*, 1988; Retallack, 1988; 1990; Besley & Fielding, 1989; Kraus & Aslan, 1993) è nato un interesse sui paleosuoli compresi nelle successioni sedimentarie continentali e sui complessi rapporti che intercorrono con i sedimenti che li ospitano. Ci si è accorti che essi possono fornire informazioni relative alla registrazione di fenomeni naturali e alla loro variazione nel tempo durante periodi di non sedimentazione.

In successioni sedimentarie continentali i paleosuoli sono anche un mezzo estremamente utile per separare i differenti eventi deposizionali e per stabilirne un tempo relativo di ricorrenza; i paleosuoli infatti testimoniano momenti di emersione della superficie topografica,

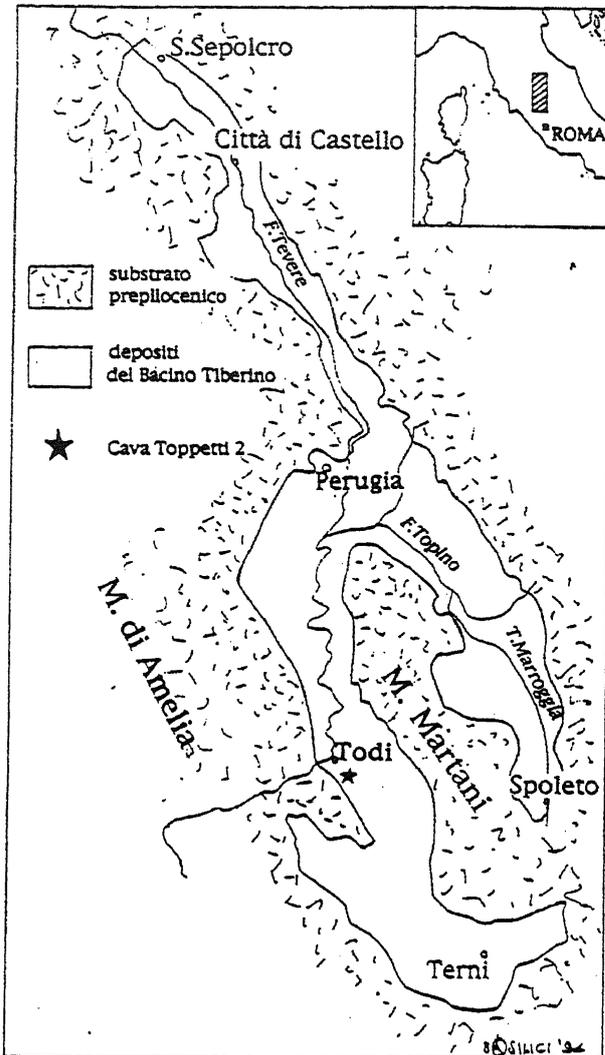


Fig. 1 - Localizzazione del Bacino Tiberino di età Plio-Quaternaria. Con la stella è indicata l'area oggetto di questo studio.

Location of the Plio-Quaternary Tiber Basin (Umbria, central Italy). The star indicates the study area.

arresto o più basso tasso di sedimentazione ed il loro grado di sviluppo (maturità) è funzione anche del tempo trascorso.

Questo lavoro descrive i sedimenti e gli strati soggetti ad una iniziale fase di pedogenesi ("paleosuoli") di una Unità litostratigrafica clastica, chiamata Unità di Ponte Naja (Basilici, 1992), formatasi in un ambiente deposizionale di conoide alluvionale durante il Pliocene superiore. Il primo scopo di questo lavoro è di interpretare l'ambiente di formazione della Unità di Ponte Naja, tramite l'analisi dei sedimenti e dei "paleosuoli". Il secondo scopo si propone di indagare i rapporti tra sedimenti e "paleosuoli", in particolare sull'influenza della sedimentazione sulla pedogenesi, e di verificare se e come "paleosuoli" e sedimenti registrino la variazione dell'ambiente deposizionale.

Lo studio dei sedimenti è stato condotto mediante il metodo dell'analisi di facies; i "paleosuoli" sono stati stu-

diati esaminando i caratteri macroscopici riconoscibili (spessore dei profili, presenza e caratteristiche degli orizzonti, contenuto paleontologico, etc.) e confrontandoli con le informazioni provenienti dalla letteratura.

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

I depositi presi in considerazione fanno parte del riempimento sedimentario del Bacino Tiberino, un bacino intramontano originatosi in seguito alle deformazioni distensive plio-pleistoceniche responsabili dell'apertura del Mar Tirreno (Lavecchia, 1988; Sartori, 1989). Il Bacino Tiberino taglia in direzione N-S tutta l'Umbria, in pianta ha una forma ad Y rovesciata (Fig. 1). A nord si estende, lungo il corso del fiume Tevere, fino a S. Sepolcro (Arezzo) e nella parte meridionale è suddiviso in due rami, divergenti all'altezza di Perugia: uno che segue la valle del Tevere fino a Todi e che poi si spinge fino a Narni; l'altro, più ad est, che comprende le valli del Topino e del Maroggia, fino a Spoleto.

I primi studi sui depositi del Bacino Tiberino risalgono alla fine dell'800 (Verri, 1879; 1880; 1884; 1901).

Le prime sintesi stratigrafiche in chiave moderna dei depositi del Bacino Tiberino sono di Conti & Girotti (1977) e successivamente di Ambrosetti *et al.* (1987); gli autori descrivono quattro unità litostratigrafiche di età variabile dal Pliocene superiore al Pleistocene inferiore. La più antica (*argille grigie inferiori*) è costituita prevalentemente da depositi fini e da ghiaie. Una superficie di discordanza angolare separa quest'ultima da una unità del Pleistocene inferiore, sovrastante, chiamata *complesso argilloso-sabbioso*, caratterizzata da alternanze di depositi sabbiosi e argillosi. L'unità ancora sovrastante è costituita da sabbie e da ghiaie ed è stata chiamata *complesso detritico superiore*, separato dall'unità sottostante ancora da una superficie erosiva. L'ultima unità è eteropica al complesso detritico superiore ed alla parte alta del complesso argilloso sabbioso ed è formata da depositi calcarei che gli autori hanno chiamato *travertini*. Anche il complesso detritico superiore ed i travertini sono stati attribuiti al Pleistocene inferiore.

Nell'area compresa tra Todi e Narni, Basilici (1992) ha messo in evidenza una successione litostratigrafica costituita da quattro unità radicalmente differenti da quelle dei precedenti autori. Dalla più antica alla più recente le Unità sono: *Unità di Fosso Bianco (UFB)*, *Unità di Ponte Naja (UPN)*, *Unità di S.Maria di Ciciliano (USMC)* ed *Unità di Acquasparta (UA)* (Fig.2).

L'UFB è stata attribuita al Pliocene, probabilmente medio e superiore, e corrisponde alla deposizione di un sistema lacustre profondo, con margini acclivi e piccoli delta. L'UPN, oggetto di questo lavoro, è attribuita al Pliocene superiore ed è stata interpretata come depositata in una conoide alluvionale ai margini del sistema lacustre; questa unità affiora solo nei pressi della città di Todi. L'USMC è separata dall'UFB da una superficie di

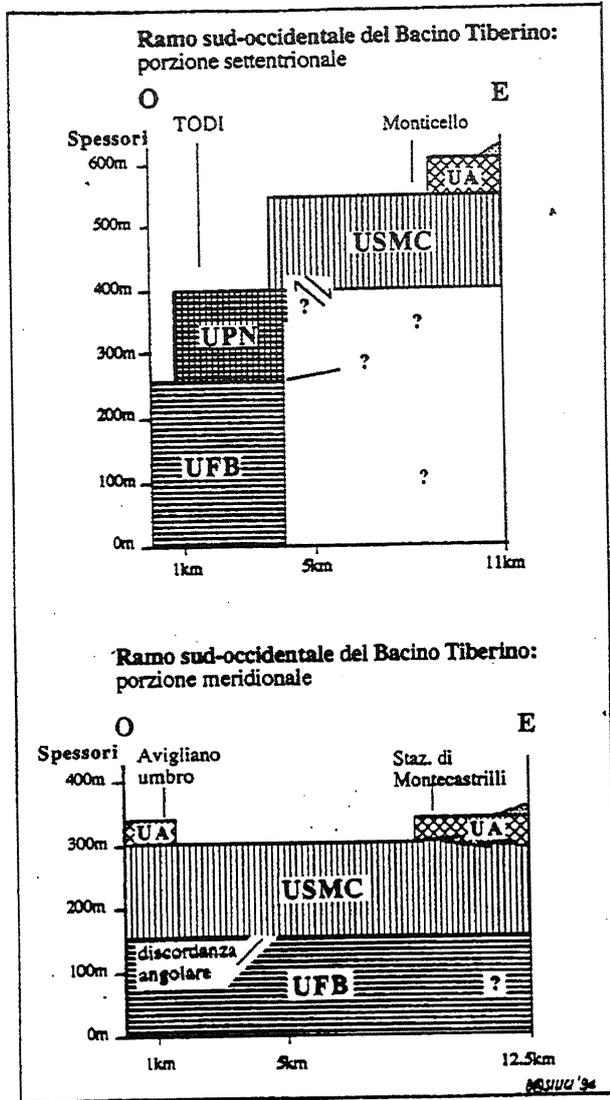


Fig. 2 - Relazioni litostratigrafiche del tratto sudoccidentale del Bacino Tiberino. UFB = Unità di Fosso Bianco (Pliocene medio e superiore); UPN = Unità di Ponte Naja (Pliocene superiore); USMC = Unità di S. Maria di Ciciliano (Pleistocene inferiore); UA = Unità di Acquasparta (Pleistocene inferiore). I punti interrogativi sono legati a mancanza di dati.

*Lithostratigraphic relationship in the southwestern part of the Tiber Basin. UFB = Fosso Bianco Unit (Medium and Upper Pliocene); UPN = Ponte Naja Unit (Upper Pliocene); USMC = S. Maria di Ciciliano Unit (Lower Pleistocene); UA = Acquasparta Unit (Pleistocene Unit). Question marks indicate lack of data.*

discordanza angolare; questa unità si è formata durante il Pleistocene inferiore in una piana alluvionale, caratterizzata da fiumi ad alta sinuosità, che trasportavano prevalentemente sabbia, e da una piana di inondazione fangosa, a luoghi allagata. In continuità di sedimentazione sull'USMC si sovrappone bruscamente l'UA, anch'essa del Pleistocene inferiore, affiorante soprattutto nella parte orientale dell'area esaminata e costituita da depositi carbonatici formati in piccoli laghi o aree palustri.

L'area di studio è localizzata in Umbria (Italia centrale), circa 2.5 km a SSE dalla città di Todi (PG), in corrispondenza della cava per laterizi Toppetti 2 (Fig. 3). La

zona di affioramento è estesa circa 0.18 km<sup>2</sup> e corrisponde ad un fronte di scavo alto 130 m e largo circa 200 m; la continua attività di estrazione ha permesso un'accurata analisi della sezione affiorante.

### 3. STRATIGRAFIA DELL'UNITÀ DI PONTE NAJA (UPN)

Oggetto di questo studio sono i depositi dell'Unità di Ponte Naja (UPN). Questa unità è caratterizzata da limi argilloso-sabbiosi e da argille limose, che costituiscono circa il 98.5% del volume totale; il restante 1.5% è formato da litologie più grossolane: ghiaie con matrice sabbioso argillosa o sabbie ghiaiose. Lo spessore massimo affiorante dell'UPN corrisponde a circa 140 m.

Nell'area considerata (Fig. 3) i limiti di questa Unità con la UFB o USMC sono di natura tettonica. Nella cava Toppetti il contatto tettonico con l'UFB è rappresentato da una faglia normale immergente verso NE. In affioramento non è stato mai possibile verificare il contatto tra UPN e USMC; tuttavia sulla base dei rapporti geometrici tra le due unità e sull'esclusione, per motivi di tipo biostratigrafico, di una loro eteropia si suppone che le due unità siano separate da superfici tettoniche di tipo distensivo.

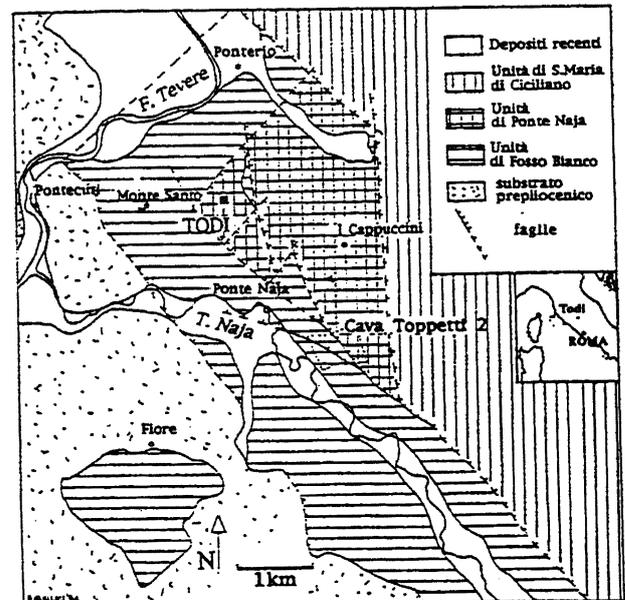


Fig. 3 - Localizzazione e carta geologica dell'area studiata. (La carta geologica è tratta da un rilevamento originale alla scala 1:10.000 dell'autore).

*Location and geological map of the studied area (the map is from a 1:10,000 original geological map by the author).*

Resti ossei di mammiferi hanno permesso di caratterizzare biostratigraficamente questa unità. I più importanti fossili rinvenuti corrispondono a numerosi frammenti di palchi attribuibili a *Pseudodama* cf. *P. lyra* e ad un frammento scapolare di *Equus* cf. *E. livenzovens*. Entrambe queste due specie sono tipiche del Villafranchiano inferiore: *P. lyra* è sostituito, per esempio, da altre forme già nel

Villafranchiano medio (Azzaroli *et al.*, 1988). Questi reperti permettono di attribuire l'UPN all'Unità biocronologica (o Unità faunistica a vertebrati) di Montopoli (Torre, 1987; Masini & Torre, 1990) corrispondente all'incirca al Pliocene superiore (*sensu*, Rio *et al.*, 1994).

#### 4. SEDIMENTOLOGIA

Nella UPN sono state riconosciute quattro facies: due di granulometria grossolana (facies A e B) e due fine (facies C e D). Le facies fini sono predominanti rispetto a quelle grossolane, infatti costituiscono il 98.5% in volume.

Le facies grossolane si intercalano a diverse altezze nella sezione stratigrafica esaminata con l'associazione di facies fine; i limiti tra le differenti facies sono ben distinti.



Fig. 4 - Facies A, Cava Toppetti 2. Litosoma ghiaioso con base erosiva a forma di nastro. Si notino ai lati le "ali" che lateralmente si congiungono con i depositi della facies B. Il corpo costituisce il riempimento di un canale; in tal caso è stato prodotto da un solo evento deposizionale, piuttosto veloce e con alta percentuale di sedimento trasportato.

*Facies A, Toppetti 2 quarry. Gravel lithosome with a ribbon shaped erosion bottom. Note the lithosome lateral "wings" joining facies B deposits. The body is the filling of a channel, and is the product of a single rapid depositional event carrying a high percent-age of sediment.*

#### 4.1 Facies A

##### 4.1.1 Descrizione

La facies A è costituita da ghiaie sabbiose o sabbie ghiaiose, con prevalenza delle prime (Fig.4).

Le ghiaie sono polimodali, di dimensioni comprese tra quelle dei ciottoli grossolani e quelle dei granuli, sebbene a volte siano contenuti clasti delle dimensioni dei massi; la matrice è sempre abbondante, a volte la sua distribuzione può raggiungere valori del 30%, ed è costituita da sabbia, da media a grossolana, con un alto contenuto in argilla. I ciottoli hanno uno scarso grado di arrotondamento, sono subangolosi o subarrotondati, nonostante la loro natura litologica sia prevalentemente calcarea. Una semplice indagine statistica (Fig. 5B) ha messo in evidenza che questi sono costituiti quasi esclusivamente da calcari micritici della Formazione della

Scaglia (46%) e da calcareniti delle Formazione delle Arenarie di M.Cervarola-M.Falterona (37%), le quali affiorano estesamente subito a sud ovest della cava Toppetti (Fig. 5A).

Le unità della facies A prevalentemente sabbiose sono meno frequenti; sono costituite da sabbie medio grossolane con ciottoli medio fini.

La facies A è formata da corpi di geometria lenticolare, aventi in sezione una base erosiva spiccatamente concava ed una sommità piatta o leggermente convessa; in ottimali condizioni di affioramento è stato osservato che questi sono allungati secondo una direzione preferenziale. Questi litosomi sono contenuti all'interno dei depositi delle facies C e D. Le loro dimensioni sono variabili: lo spessore è tra circa 1 m e 5 m, ma più comunemente è tra 1.5 m e 2 m, la larghezza, misurata in direzione perpendicolare alle paleocorrenti, è compresa tra 1.5 m a circa 38 m, in

media è 4-5 m. Il rapporto larghezza/altezza (L/H) è comunque in tutti i litosomi molto basso, inferiore ad 8, ed in molti è intorno a 2. A volte ai lati dei corpi più grossolani e con più basso rapporto L/H sono state osservate due sottili "ali" di sedimenti, che possono avere una grande continuità laterale (Fig. 4).

I litosomi di natura prevalentemente ghiaiosa sono di norma massivi con clasti a contatto reciproco e a volte embricati, secondo l'asse *b*, codificabile come *a(t) b(i)* (*sensu* Harms *et al.*, 1975); solo raramente le ghiaie mostrano appena visibili stratificazioni incrociate. Alla base di qualche corpo ghiaioso si osservano grandi massi accumulati insieme, che formano strutture del tipo *cluster bedforms*, simili a quelle descritte da Brayshaw (1984).

I corpi ghiaiosi con più alto contenuto in sabbia o quelli sabbiosi ghiaiosi hanno una maggiore organizzazione dei costituenti; le sabbie mostrano spesso stratificazioni incrociate di tipo concavo, con *set* non più alti di 20 cm.

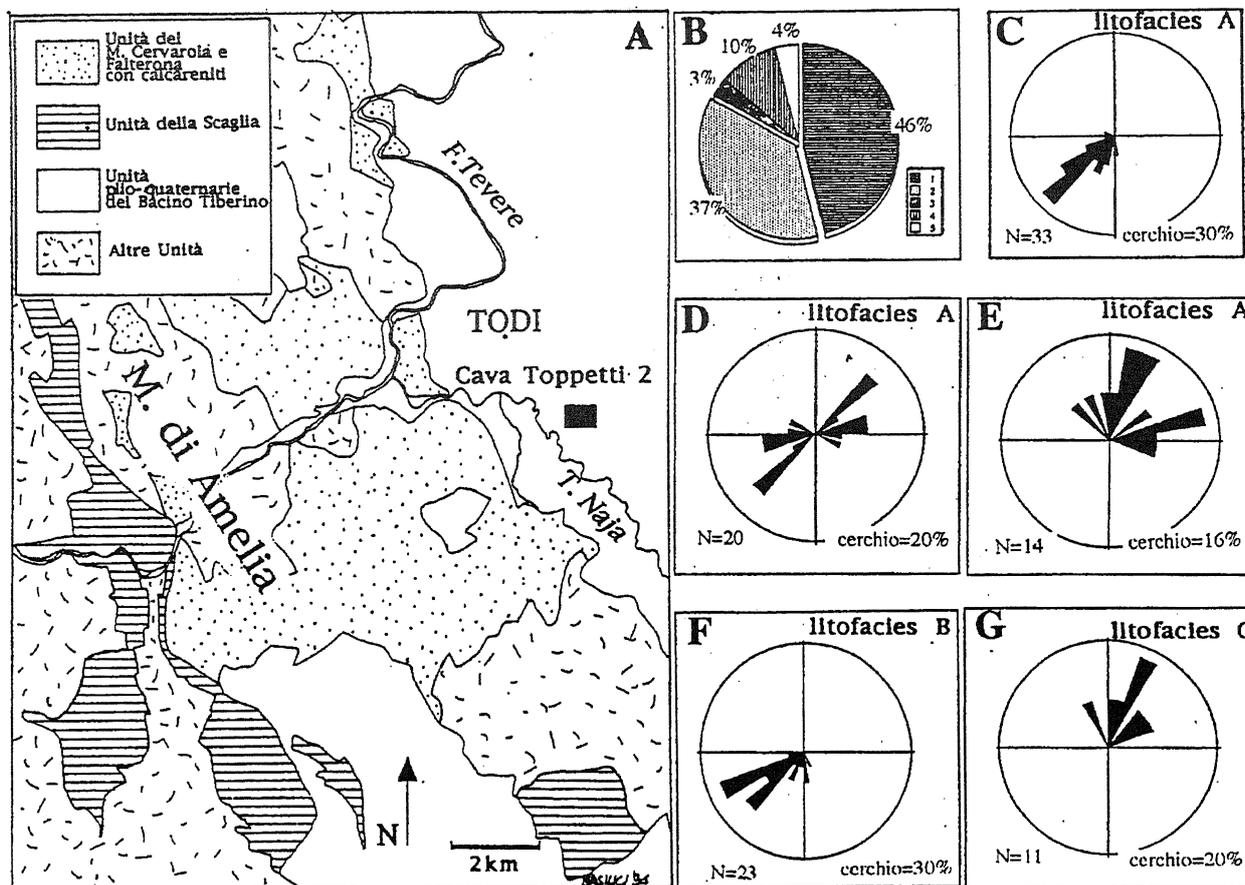


Fig. 5 - Schema mostrante la composizione ghiaiosa dei depositi di canale (facies A), i valori delle paleocorrenti dei depositi di canale (facies A) e dei flussi non incanalati (facies B e C) in relazione alla litologia e localizzazione del vicino substrato prepliocenico. **A:** Carta geologica dell'area vicina alla Cava Toppetti 2, mostrante i sedimenti del Bacino Tiberino e le principali litologie che costituiscono le ghiaie dei depositi dei canali (facies A). **B:** Composizione statistica delle ghiaie dei depositi dei canali (1: Unità della Scaglia; 2: Unità di M. Cervarola e M. Falterona con calcareniti; 3: selce; 4: Unità della Corniola e della Maiolica; 5: altri.). **C:** Valori delle paleocorrenti registrate dalla embriatura dei ciottoli dei depositi di canale (facies A). **D:** Assi dei depositi dei canali (facies A). **E:** Valori delle paleocorrenti dalle stratificazioni incrociate dei depositi sabbiosi di canale (facies A). **F:** Valori delle paleocorrenti dai ciottoli embriati dei depositi da flussi non incanalati (facies B). **G:** Valori delle paleocorrenti dalle laminazioni incrociate nei depositi di flusso non incanalato (facies C). Si noti che gli istogrammi C ed F indicano l'immersione della embriatura delle ghiaie e gli istogrammi E e G indicano l'immersione delle stratificazioni incrociate o delle laminazioni.

Sketch showing 1) gravel composition of channel deposits (facies A); 2) palæocurrent data from channel deposits (facies A) and sheet flood deposits (facies B and C) related to lithology and location of the near prepliocenian substratum. **A:** Geological map of the area near Toppetti 2 quarry, showing the Tiber Basin sediments and main rock types in channel gravel deposits (facies A). **B:** Statistical composition of gravel of channel deposits (1: Scaglia Unit; 2: Mt. Cervarola-Mt. Falterona Unit with calcarenites; 3: chert; 4: Corniola and Maiolica Units; 5: other deposits). **C:** Paleocurrent data from gravel imbrications in channel deposits (facies A). **D:** Axes of channel deposits (facies A). **E:** Paleocurrent data from the sand cross bedding in channel deposits (facies A). **F:** Paleocurrent data from gravel imbrications in sheet flood deposits (facies B). **G:** Paleocurrents data from cross-lamination in sandy sheet flood deposits (facies C). Histograms C and F indicate the imbrication dip of gravel and histograms E and G indicate the dip of cross beddings or laminations.

I litosomi della facies A sono costituiti comunemente da più di un evento deposizionale. In uno stesso corpo i differenti episodi di sedimentazione non mostrano comunque tendenze particolari.

I valori delle paleocorrenti sono stati misurati dalle stratificazioni incrociate concave, dalle embriature dei ciottoli piatti o allungati e dalla direzione di allungamento dei corpi. Le misure registrate più o meno coincidono tra loro e mostrano direzioni dei paleoflussi, con leggera dispersione, verso NE (Fig. 5C, D ed E).

#### 4.1.2 Interpretazione

La geometria della facies A (Fig.6), la sua base erosiva e le differenze granulometriche tra questa facies e le facies C e D circostanti permettono di interpretarla, come riempimento di un canale. Questo tipo di canali, stretti ed allungati, può essere geometricamente classificato come nastrofornite (*ribbon*) (Potter, 1962, in Potter & Pettijohn, 1963; Friend *et al.*, 1979) oppure come anche fisso (Miall, 1985).

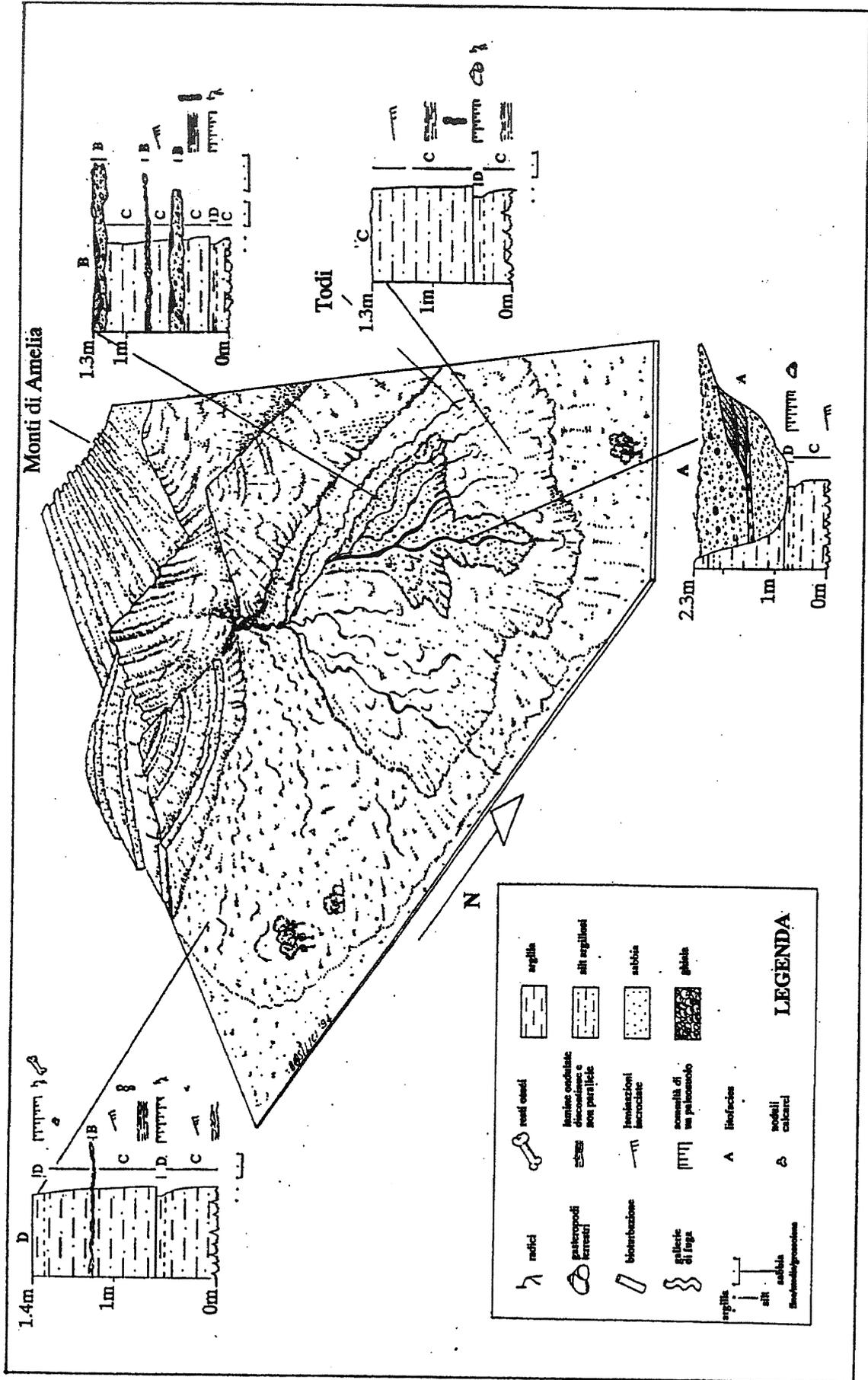


Fig. 6 - Ricostruzione paleogeografica dell'Unità di Ponte Naja, nei pressi della città di Todi. Con le lettere sono indicate le rispettive facies. Vedi il testo per la loro descrizione ed interpretazione. L'assetto strutturale dei M. di Amelia non corrisponde a quello reale. *Paleogeographical reconstruction of the Ponte Naja Unit, near the town of Todi. A, B, C and D indicate the respective facies (see text). The structural setting of the Amelia Mountains is indicative.*

La maggior parte dei sedimenti accumulati all'interno dei canali sono costituiti da depositi mal classati, con un alto contenuto in matrice e massivi; essi suggeriscono una deposizione molto rapida, prodotta da flussi con alta concentrazione di sedimento, tali da non generare nessuna forma di selezione, gradazione o struttura sedimentaria durante la deposizione. Gli accumuli di grandi massi, formanti strutture analoghe a *cluster bedforms*, potrebbero essere il risultato dei maggiori eventi di piena (Brayshaw, 1984).

I depositi qui descritti sono simili a quelli che Morison & Hein (1987) chiamano "ghiaie disorganizzate" e che gli autori associano a flussi aventi un'alta percentuale di sedimento in sospensione, analoghi ai flussi iperconcentrati di Smith (1986). Tuttavia, benchè i caratteri tessiturali dei depositi contenuti nella facies A siano analoghi a quelli dei flussi iperconcentrati descritti da Smith (1986), non è stata riscontrata in essi bimodalità nella orientazione dei ciottoli.

Dove i flussi non avevano originariamente un'alta concentrazione di sedimento oppure durante la fase di abbassamento della piena, quando la maggior parte del carico trasportato era stato depositato, si potevano formare stratificazioni incrociate concave, prodotte da piccole dune ed indicanti deposizione da meccanismi dominati da trazione sul fondo.

I canali sono stati riempiti in genere da più di un evento deposizionale. In nessuno di essi è stata osservata una progressiva diminuzione verso l'alto dei caratteri granulometrici, escludendo così che questi fossero stati abbandonati gradualmente; è più probabile infatti che l'abbandono del canale fosse stato brusco e causato dal suo completo riempimento, come osservano Rust *et al.* (1984) in facies analoghe. L'avulsione di questi canali era perciò un fenomeno istantaneo e legato alla ostruzione degli stessi, durante le piene, da parte dei sedimenti da questi trasportati.

L'asse dei canali, le stratificazioni incrociate ed l'embriciatura dei ciottoli indicano concordemente una direzione di provenienza dei flussi dal quadrante sudoccidentale. La maggior parte dei ciottoli contenuti nei canali è costituita da calcareniti delle Arenarie di M. Cervarola-M. Falterona e calcari micritici della Scaglia; poichè nella direzione di provenienza dei paleoflussi, circa a 10 km dall'affioramento della cava Toppetti, queste litologie affiorano estesamente (Fig. 5A e 5B), è plausibile pensare che quest'area poteva costituire il bacino di alimentazione dei clasti contenuti nella facies A. La vicinanza di quest'area spiega anche lo scarso grado di arrotondamento dei ciottoli, causato ovviamente dal breve trasporto subito.

## 4.2 Facies B

### 4.2.1 Descrizione

La facies B è costituita da ghiaie sabbiose o sabbie ghiaiose con granulometria appena inferiore a quelle della facies A. Gli elementi più grossolani hanno dimensioni che vanno dalle sabbie grossolane ai ciottoli medio grossolani, la matrice è sempre molto abbondante ed è di tipo limoso argilloso o in qualche caso limoso

sabbioso; il grado di selezione dei depositi è cattivo o pessimo ed i ciottoli calcarei sono subarrotondati o subangolosi, questi ultimi appartengono principalmente alla Scaglia e alle calcareniti delle Arenarie di M. Cervarola-M. Falterona; in minor misura si riconoscono clasti intraformazionali: clasti di argilla, resti vegetali, carbone bruciato (*charcoal*) ed oncoliti algali.

Lo spessore dei litosomi della facies B è variabile, da pochi centimetri ad un massimo di 50 cm, ma in genere è tra 20 e 30 cm. Gli strati sono molto continui lateralmente, pur se con frequenti interruzioni: uno strato, costituito da lenti piano concave o concavo convesse, larghe da poche decine di centimetri fino a una decina di metri è stato seguito per 80 m. La base degli strati è brusca e spesso erosiva.

Le ghiaie sabbiose sono di norma disorganizzate, ma a volte le ghiaie, i cui ciottoli sono sempre a contatto reciproco, mostrano una debole embriciatura secondo l'asse *b*, indicando un effetto trattivo dei flussi. Localmente le sabbie, specie dove la granulometria è più fine, mostrano delle stratificazioni incrociate concave con *set* non più alti di 10 cm.

Le misure delle paleocorrenti sono state effettuate sulle stratificazioni incrociate concave e sulle embriciature; esse mostrano valori analoghi a quelli osservati nella facies A diretti verso NE (Fig. 5F).

I litosomi della facies B hanno anche una stretta relazione con quelli della facies A: entrambi hanno una simile granulometria e ciottoli formati dalle stesse unità litostratigrafiche; le "ali" dei corpi ghiaiosi della facies A lateralmente passano a ghiaie sabbiose della facies B (Fig. 4).

### 4.2.2 Interpretazione

I caratteri sedimentari della facies B permettono di interpretarla come prodotta da flussi con relativamente alta energia, alta concentrazione di carico sedimentario e alta velocità di sedimentazione, identificabili come flussi violenti e rapidi (Fig. 6). La geometria tabulare, anche se con frequenti soluzioni di continuità, testimonia che i flussi erano molto estesi e non incanalati (*sheet flows*).

E' indubbio che i depositi di questa facies provengono dai canali della facies A. Analoghe caratteristiche granulometriche, stessa natura dei ciottoli e soprattutto levigato legame che esiste con le "ali" di alcuni corpi della facies C testimoniano che la facies B è stata prodotta per esondazione di acqua e sedimento dai canali, specialmente quando questi ultimi erano stati completamente riempiti da detriti (Stear, 1983).

## 4.3 Facies C

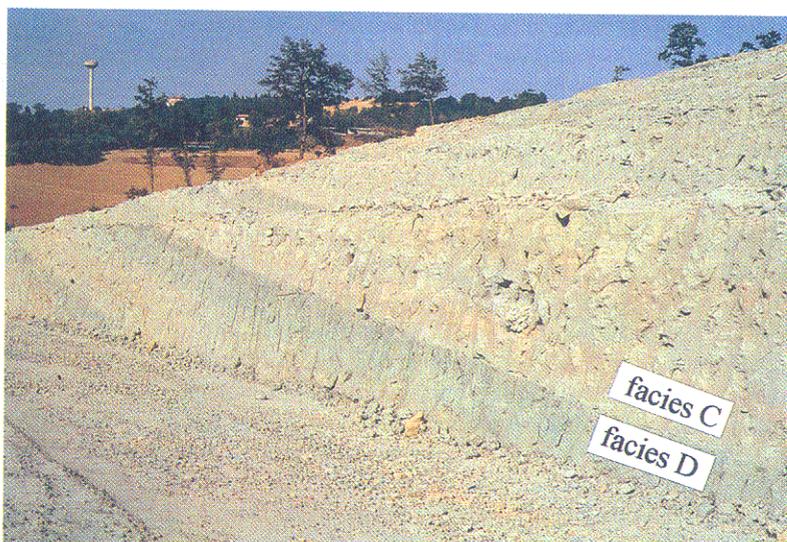
### 4.3.1 Descrizione

La facies C è quella volumetricamente più importante della unità di Ponte Naja, la sua distribuzione si aggira intorno al 90%.

La facies C è costituita da limi argilloso-sabbiosi, mal classati, grigio verdastri (7.5GY5/1), mostranti una

Fig. 7 - Strati con indizi di pedogenesi o "paleosuoli" (facies D). La mancanza di strutture sedimentarie, la presenza di tracce di radici, di gasteropodi terrestri, di bioturbazione, di noduli calcarei e, più raramente, di screziature e forse di orizzonti pedogenetici sono i principali elementi che permettono di identificare i "paleosuoli". Il martello al centro della foto è lungo 30 cm.

*Strata with traces of pedogenesis or "paleosol" (facies D). Lack of sedimentary features, presence of root traces, terrestrial Gastropoda, bioturbations, calcareous nodules, occasional mottling with probable pedogenic horizons are typifying characteristics of the "paleosols". The hammer in the centre of the photograph is 30 cm high.*



leggera diminuzione di granulometria nella parte alta; a volte la porzione inferiore è costituita da sabbia fine.

Lo spessore degli strati della facies C è variabile da 30 cm a circa 5 m, ma in media è di poco superiore al metro. Gli strati hanno forma rettangolare (*sensu* Bridge, 1993) e ciascuno di essi mantiene, su distanze laterali superiori ai 50 m, uguale spessore e caratteristiche sedimentarie. In pochi casi e su grandi distanze è stato comunque anche osservato che questi possono avere un aspetto triangolare (*sensu* Bridge, 1993), con base piatta e sommità inclinata di circa 1°. La base è sempre brusca, ma mai erosiva.

Le strutture sedimentarie sono concentrate nella parte inferiore degli strati; queste sono costituite da lamine di limo grossolano o di sabbia molto fine, spesse tra 0.5 mm e 3 mm, alternate ad argille limose; le lamine sono piane o leggermente ondulate, di norma parallele fra loro, discontinue, frequentemente interrotte da gallerie verticali di organismi bioturbanti interpretate come gallerie di fuga. A volte sono state osservate anche laminazioni incrociate, isolate, alte fino ad 1 cm, attribuibili ad increspature da corrente, in pochi casi queste ultime sono raggruppate in *set* rampicanti. Sono state osservate anche laminazioni convolute e contorte.

Nella parte alta di ciascuno strato di questa facies le strutture sedimentarie diventano progressivamente più rare, fino a scomparire completamente al tetto; in concomitanza alla progressiva rarefazione delle strutture sedimentarie si riscontrano indizi di pedogenesi rappresentati da tracce di radici, gasteropodi terrestri e noduli calcarei.

Pochi elementi a disposizione hanno permesso la misurazione delle paleocorrenti: i valori raccolti mostrano sensi di movimento di increspature da corrente dirette verso NE (Fig.5).

Per tutta la successione studiata (circa 130 m), la facies C si alterna alla facies D. Ben definibili e diagnostici sono i passaggi con gli strati della facies D: il contatto inferiore è sempre di tipo netto, lineare, benchè localmente disturbato da deboli depressioni e protuberanze,

legate soprattutto a bioturbazione (Fig. 7); il contatto superiore è invece in genere più sfumato e definibile come chiaro o graduale (*sensu* Birkeland, 1984).

#### 4.3.2 Interpretazione

Caratteri granulometrici e strutture sedimentarie permettono di interpretare i meccanismi idraulici che hanno formato la facies C. Le dimensioni granulometriche del deposito attestano che i flussi possedevano una bassa competenza e le strutture sedimentarie testimoniano che il regime idraulico del flusso era caratterizzato da processi di sedimentazione soprattutto per decantazione ed in minima parte per trazione sul fondo (Fig.6).

Una serie di indizi mostrano che questa facies si è formata in condizioni di alta velocità di sedimentazione ed è stata prodotta da flussi deceleranti, che possedevano un'alta concentrazione di sedimento fine in sospensione:

a) Fitte alternanze di lamine sabbiose o limose e lamine di argille limose, si sviluppano in condizioni di alta velocità di decantazione del materiale in sospensione, unite a locali variabilità della velocità del flusso (vedi per esempio, Hubert & Hyde, 1982).

b) La formazione di laminazioni incrociate di tipo rampicante è favorita da un'alta velocità di caduta del sedimento in sospensione (Jopling & Walker, 1978).

c) Le laminazioni convolute sono strutture sin o appena post-deposizionali, queste in genere si formano quando il sedimento è ancora soffice e saturo in acqua (vedi per esempio, Ray, 1975).

d) Le gallerie verticali attribuibili a tracce di fuga di organismi, si spingono verso l'alto dalla superficie sommitale della facies D, che è stata interpretata come "paleosuolo" (vedi § 5). Tenendo conto di queste considerazioni e della geometria delle gallerie di bioturbazione è possibile pensare che esse possano essere state tracciate da organismi (gasteropodi, insetti, aracnidi, anellidi, etc.), che tentavano di sfuggire al rapido seppellimento della superficie sulla quale vivevano.

Nella facies C non sono state mai osservate variazioni brusche di granulometria o superfici erosive, è quindi possibile pensare che ciascuno strato corrisponda ad un unico evento deposizionale, oppure a più eventi poco distanziati nel tempo.

Come testimoniato dalla facies D e dall'assenza di resti di organismi di ambiente acquatico, i depositi della facies C si formavano su di una superficie emersa, soggetta ad iniziale pedogenesi.

L'estensione, la continuità laterale delle strutture sedimentarie e la base non erosiva assicurano che i flussi deposizionali non erano incanalati. Essi hanno prodotto strati di forma tabulare, molto estesi lateralmente; in pochi casi e su grandi estensioni è stato osservato che questi corpi hanno un aspetto cuneiforme, con base piatta e sommità inclinata non più di 1°, ciò fa supporre che gli strati della facies C avessero su larga scala forma di lobi appiattiti.

I meccanismi deposizionali che hanno prodotto la facies C erano costituiti da flussi non incanalati (*sheet flows*), diretti in genere verso NE, non aventi capacità erosiva, ma con un'alta quantità di sedimento fine in sospensione.

Di rado la facies C mostra anche delle piccole forme di canalizzazione costituite da piccole tasche erosive, non più profonde di 35 cm e riempite da *set* di stratificazioni incrociate concave, che possono essere interpretate come locali e temporanee concentrazioni del flusso in uno più vasto non incanalato.

Poiché sia la facies B che la facies C sono state prodotte da flussi non incanalati e poiché a volte entrambe sembrano sfumare l'una nell'altra, è possibile ritenere che possano essere state prodotte durante fasi di alluvioni per tracimazione delle acque dei canali.

## 4.4 Facies D

### 4.4.1 Descrizione

La facies D è costituita da argilla limosa, più raramente da limo argilloso, di colore grigio bluastrato scuro (10BG3/1 o 4/1); questa forma corpi di geometria rettangolare, spessi tra 60 e 2 cm, in media 15 cm, che mantengono inalterati il proprio spessore e le proprie caratteristiche su estensioni superiori a 50 m. La facies D rappresenta volumetricamente l'8.5% dell'intera successione sedimentaria (Fig. 7).

Gli aspetti principali di questa facies sono la mancanza di strutture sedimentarie, la presenza di radici e di tracce di bioturbazione. Le tracce di radici sono costituite da resti organici vegetali filiformi di spessore non superiore a 3 mm, con sviluppo verticale e ramificazione ad angolo acuto verso il basso; in alcuni casi sono state rinvenute radici di dimensioni maggiori, con spessore fino a 5 cm, attribuibili ad organismi vegetali arborei di grande taglia. Si osservano anche piccole strutture tubulari, cave, biancastre, di diametro non superiore al millimetro, di natura

carbonatica, sviluppate sulla superficie esposta come una fitta trama e distribuite in percentuali variabili con un massimo del 40%; queste strutture, chiamate pedotubuli (*sensu* Brewer, 1976), sono attribuibili alla attività di radici ed interpretabili come concrezioni intorno a radici.

Noduli carbonatici, di dimensioni comprese tra 1 mm e 2 cm, sono concentrati nella parte inferiore dei corpi di questa facies (in percentuali non superiori al 10%). Screziature (*mottles*), di colore giallo oliva (7.5Y6/3) o marrone rossastro (5YR4/8), ed orizzonti di differente colore o granulometria sono molto rari nella facies D.

I resti fossili sono comuni e rappresentati da gasteropodi terrestri, spesso in frammenti; con relativa frequenza si rinvengono anche resti di vertebrati. Le parti anatomiche più comuni dei vertebrati sono costituite da palchi di Cervidi, denti, frammenti di ossa lunghe e vertebre. La superficie esterna di questi resti ossei non mostra tracce di usura da trasporto; i resti ossei sono sempre disarticolati, in frammenti e accumulati senza apparente ordine. Alcuni di questi conservano tracce di masticazione, costituite da piccoli solchi, uno vicino all'altro, non più lunghi di 1.5 cm e larghi 1 mm, attribuibili all'attività di piccoli roditori.

### 4.4.2 Interpretazione

La facies D è stata interpretata come uno strato soggetto alle prime fasi di pedogenesi, indicata in questo lavoro come "paleosuolo" (Fig. 6). Questa interpretazione è basata sui seguenti caratteri: mancanza di strutture sedimentarie, presenza di radici, bioturbazioni, noduli carbonatici, screziature, probabili orizzonti e resti fossili di organismi terrestri.

Le principali cause della mancanza di strutture sedimentarie sono legate a processi pedogenetici di tipo fisico, chimico o biologico, che rimescolano il sedimento appena formato, distruggendone tutte le eventuali strutture sedimentarie (Wright, 1989). Le tracce di bioturbazione possono essere state prodotte dalle stesse radici o da una vasta gamma di organismi animali che vivevano al disotto della superficie topografica e che, per esigenze fisiologiche o etologiche, scavavano e rimescolavano la porzione sommitale del suolo.

I noduli carbonatici si sono formati per migrazione verso il basso o laterale di soluzioni ricche di carbonato di calcio e riprecipitazione di quest'ultimo. La loro presenza nella facies D indica l'esistenza di un drenaggio, almeno temporaneo. Le screziature rosse sono legate probabilmente a locali concentrazioni di ferro determinate dalla ossidazione, mentre rari orizzonti A e B dipendono invece dalla riorganizzazione dei sedimenti prodotta da differenti processi pedogenetici.

Il colore (grigio bluastrato scuro) della parte sommitale della facies D può essere attribuito alla presenza di ferro allo stato ridotto e all'accumulo di sostanza organica in condizioni chimiche riducenti (Duclaufour, 1977). Sono state eseguite analisi del contenuto organico con il

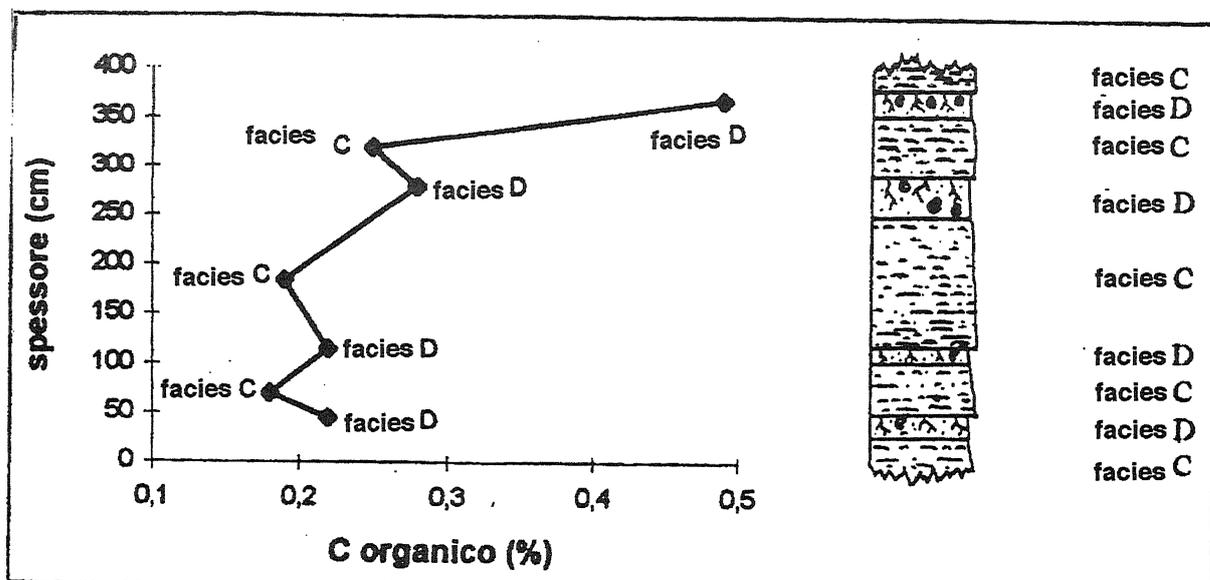


Fig. 8 - Diagramma della distribuzione del carbonio organico nelle facies C e D in un intervallo stratigrafico di circa 4 m. Si noti come per ogni coppia facies C/facies D (con facies D sovrastante) il contenuto di C organico sia maggiore nella facies D.

*Organic Carbon distribution within facies C and D for a stratigraphic interval of about 4 m. Note that for each couple facies C/facies D (facies D overlying facies C) the organic C content is higher in facies D than in facies C.*

metodo detto "a freddo" per un intervallo stratigrafico di circa 4 m, dove si alternano quattro facies D con tre facies C (Fig. 8): i risultati hanno mostrato, per ogni coppia facies C / facies D, sempre un maggiore contenuto di C organico nella facies D, con valori compresi tra 0.22-0.49%.

I resti fossili appartengono tutti ad organismi che vivevano sulla superficie del suolo. Bown & Kraus (1981) descrivono nella formazione di Willwood (Eocene inferiore, Wyoming, USA) una facies di argille grigie, che essi interpretano coincidente con l'orizzonte A di paleosuoli, mostrante una concentrazione relativamente alta di resti ossei. Gli autori notano che i resti fossili sono disarticolati, in frammenti, mostrandoci tracce di masticazione e appartenenti a specie di diversa taglia, analogamente con quanto osservato nella facies D; essi sostengono che la concentrazione di questi resti ossei non è legata a motivi di tipo idraulico, ma è semplicemente il risultato del progressivo accumulo di resti ossei sulla superficie di un suolo. La dispersione, lo stato di frammentazione, la disarticolazione, la selezione dei resti ossei trovati nella facies D sarebbero quindi tutti fenomeni strettamente legati a quei processi di tipo biologico, fisico e chimico che può subire una carcassa sulla superficie di un suolo.

Nella successione studiata si sono distinti due principali tipi "paleosuoli".

Il I tipo (Fig. 9) ha colore grigio bluastro scuro (10BG4/1), spessori non superiori a 15 cm, in media intorno ai 10 cm, è privo di screziature; la percentuale di gasteropodi terrestri nella parte sommitale del profilo e di noduli calcarei nella parte inferiore è bassa; le tracce di radici, sottili e fitte, sono attribuibili esclusivamente a vegetazione erbacea. Questo tipo di "paleosuolo" mostra uno scarso sviluppo dei caratteri pedogenetici.

Il II tipo (Fig. 9) mostra uno spessore maggiore, fino a 80 cm, in media 40 cm, un probabile sviluppo di orizzonti A e B, a volte screziature e noduli calcarei nella parte inferiore del profilo. Questo tipo di "paleosuolo" mostra un orizzonte superiore di colore grigio bluastro scuro (10BG3/1), probabilmente ricco di sostanza organica, spesso non più di 20 cm, in media 10 cm. L'orizzonte inferiore è più chiaro (grigio bluastro scuro -10BG4/1- o grigio bluastro -10BG5/1), ha noduli carbonatici in percentuale di poco inferiore al 10% e sporadici "reliitti" di strutture sedimentarie. Il contenuto di resti paleontologici (gasteropodi e resti di vertebrati) è maggiore in questo tipo di "paleosuolo" che nel I tipo e sono presenti sia tracce di radici di specie erbacee che arboree. Tali caratteri suggeriscono nel II tipo di "paleosuolo" una maggiore evoluzione pedogenetica.

Carattere comune ad entrambi i tipi di "paleosuoli" è il colore scuro attribuibile alla presenza di sostanza organica e di ferro allo stato ridotto ed è tipico di quei suoli nei quali, almeno per gran parte dell'anno, rimane acqua stagnante al loro interno; questo tipo di suoli sono detti di tipo idromorfo o *gley soil* o *waterlogged soil* (Duchaufour, 1977). Le condizioni di saturazione di acqua nei pori, facilitate anche dalla finezza del sedimento, non dovevano tuttavia essere costanti e, per almeno alcuni periodi dell'anno, la superficie soggetta a pedogenesi doveva essere almeno parzialmente drenata, come testimoniato dalla presenza di noduli carbonatici, che indicano una migrazione dei fluidi, o dalle rizocrezioni, che indicano variazioni biochimiche attorno alla radice, legate anche a variazioni di umidità del terreno. Anche la mancanza di depositi di lignite, la debole morfologia cuneiforme, osservata in alcuni depositi della facies C, ed il contesto deposizionale testimonierebbero indirettamente temporanee condizioni di drenaggio.

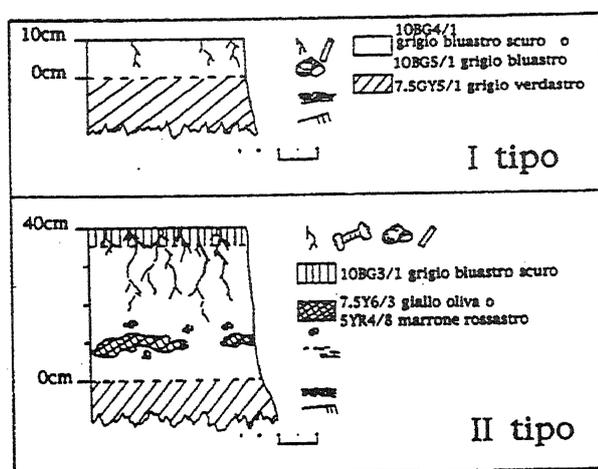


Fig. 9 - Nella successione stratigrafica sono stati riconosciuti due tipi di facies D con indizi di pedogenesi ("paleosuoli"). Il I tipo ha uno scarso sviluppo della pedogenesi, mostra uno spessore inferiore e scarsi resti di radici e malacofauna terrestre. Il II tipo ha un maggiore sviluppo della pedogenesi rispetto al I tipo, mostra uno spessore maggiore, maggiore quantità di radici e resti di malacofauna terrestre, screziature, noduli calcarei e presumibili orizzonti pedogenetici A e B.

*Two stratum types with traces of pedogenesis ("paleosols") have been recognized in stratigraphic succession. Pedogenesis in Type I is low, as is thickness and quantity of root traces and terrestrial gastropods. Pedogenesis in Type II is higher than in Type I, thickness is greater, and there are larger quantities of root and terrestrial gastropod traces, as well as mottling, calcareous nodules and probably A and B pedogenic horizons.*

## 5. INTERPRETAZIONE DELL'AMBIENTE DEPOSIZIONALE

Numerosi indizi fanno sospettare che la zona di provenienza dei flussi sedimentari era localizzata e non molto lontana dall'area di sedimentazione della UPN:

a) Le direzioni delle paleocorrenti, registrate nei canali (facies A) o nei depositi da flussi non incanalati, grossolani o fini (facies B o C), sono tra loro omogenee ed indicano direzioni di scorrimento dal quadrante SO verso il quadrante NE, cioè all'incirca perpendicolari al margine occidentale del Bacino Tiberino nella zona di Todi (diretto N320-140) (Fig. 5).

b) I ciottoli che costituiscono i depositi di canale o di flussi non incanalati grossolani (facies A e B), sono costituiti per la maggior parte (circa l'80%) da elementi appartenenti alle calcareniti delle Arenarie di M.Cervarola-M.Falterona e ai calcari micritici della Scaglia (Fig. 5B), che affiorano estesamente nell'area posta a SO dell'affioramento studiato. Le calcareniti delle "Arenarie di M.Cervarola-M.Falterona" sono presenti esclusivamente sul margine occidentale del Bacino Tiberino.

c) I ciottoli contenuti nelle facies A e B, nonostante siano prevalentemente di natura calcarea, mostrano un basso grado di arrotondamento (subangolosi o subarrotondati); poichè il fattore principale che controlla il grado di arrotondamento dei ciottoli è il trasporto, è lecito pensare che dal punto di produzione al luogo di sedimentazione vi sia stato un tragitto relativamente breve.

Le informazioni raccolte permettono di attribuire l'ambiente deposizionale dell'Unità di Ponte Naja ad una conoide alluvionale (Fig.6), probabilmente di ambiente umido e al passaggio con una piana fangosa.

I paleosuoli attestano condizioni di emersione e forse la presenza di terreni umidi, vegetati, mostrandoci una falda acquifera alta, ma mai in corrispondenza o al di sopra della superficie paleotopografica, indicando una debole pendenza di quest'ultima.

Il bacino di alimentazione degli elementi clastici non era lontano dal punto di deposizione finale, probabilmente la sua maggiore distanza non era superiore a 10 km e la sua estensione poteva non essere superiore ai 100 km<sup>2</sup>. Bacini di alimentazione di ridotte dimensioni sono tipici delle conoidi alluvionali, se confrontati per esempio con i bacini dei maggiori sistemi fluviali (Bull, 1972).

Il sistema deposizionale dell'UPN era dominato da flussi non incanalati (*sheet flows*), come quelli che si producono sulle conoidi attuali dopo intensi acquazzoni. Questo sistema deposizionale era anche caratterizzato da canali piccoli e relativamente numerosi, nei quali scorrevano, principalmente durante le piene, flussi idrici con alta concentrazione di sedimento trasportato. Analogamente una conoide alluvionale attuale possiede, nella sua parte media e distale, una serie di canali di piccole dimensioni e di tipo nastriforme, che si ramificano da quello principale, localizzato nella parte prossimale della conoide, e che progressivamente verso la parte distale diminuiscono di profondità e frequenza (Nilsen, 1982). Come conseguenza dei flussi, rapidi e violenti, che si sviluppano sulla conoide, il riempimento di questi canali è spesso mal classato, privo o quasi di strutture sedimentarie e più grossolano dei sedimenti circostanti. Flussi rapidi e violenti non sono conseguenza esclusivamente o principalmente del regime meteorologico, ma sono anche legati alle dimensioni del bacino imbrifero della conoide e al tempo di corrivazione delle acque; infatti nei bacini imbriferi di piccole dimensioni, dopo rovesci di una certa intensità, le acque velocemente raggiungono il canale principale, aumentandone altrettanto velocemente la portata e producendo così flussi rapidi e violenti. Alternanze di depositi limoso sabbiosi, prodotti da flussi non incanalati, con intervalli mostrandoci pedogenesi, sono stati spesso osservati nelle parti medie e distali delle conoidi (Mack & Rasmussen, 1984).

L'affioramento della cava di Toppetti costituisce solo una minima parte della conoide alluvionale rappresentata da questa unità, che originariamente poteva avere una estensione superiore ai 5 km<sup>2</sup>. Dai dati a disposizione e da osservazioni fatte su conoidi antiche ed attuali (vedi Nilsen, 1982) è possibile sostenere che l'affioramento della cava Toppetti corrisponda alla parte distale o media-distale di una conoide sviluppata in un ambiente umido, probabilmente al passaggio con una piana fangosa. Il predominio di facies fini prodotte principalmente da flussi non incanalati, la relativa frequenza e le piccole dimensioni delle strutture canalizzate sono gli elementi principali su cui è stata basata questa interpre-

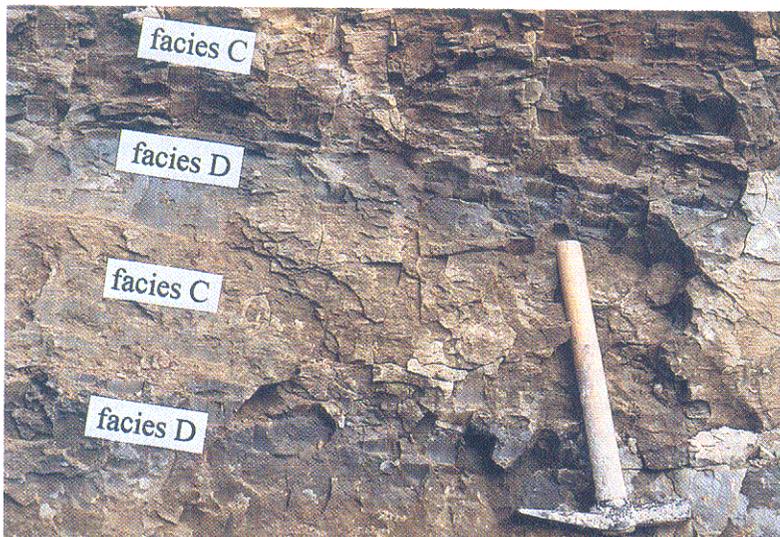


Fig. 10 - Contatto tra strati con indizi di pedogenesi o "paleosuoli" (facies D) e depositi da flussi non incanalati (facies C). Il contatto facies D/facies C è brusco, perchè il flusso non incanalato ha improvvisamente coperto la superficie topografica soggetta a pedogenesi, annullandone ogni forma di pedogenesi. Il martello è lungo 30 cm.

*Contact between strata with traces of pedogenesis ("paleosols") (facies D) and sheet flood deposits (facies C). The contact (facies D/facies C) is sharp because sheet flood deposits suddenly covered the topographic surface undergoing pedogenesis; any form of pedogenesis immediately ceased. The hammer is 30 cm high.*

tazione. Lo scarso drenaggio dei suoli e la presenza di depositi formati quasi esclusivamente da correnti fluide testimonierebbero che questo sistema deposizionale si era sviluppato in condizioni ambientali umide.

ne esaminata le condizioni deposizionali, morfologiche, climatiche ed ecologiche rimasero costanti.

I dati sedimentologici suggeriscono inoltre che il breve tempo di pedogenesi può essere stato causato da un alto tasso di sedimentazione. I fenomeni sedimentari dovevano essere sta-

## 6. SEQUENZE DEPOSIZIONALI

### 6.1 Sequenze cicliche di alta frequenza

La facies D è stata formata da iniziali processi pedogenetici sviluppati sulla parte superiore di depositi della facies C e le alternanze tra gli strati delle due facies indicano alternanze di processi di sedimentazione (facies C) e momenti di stasi di quest'ultima con pedogenesi degli stessi depositi (facies D) (Fig. 10).

I contatti tra le due facies sono conseguenza dei processi che rappresentano. Il contatto alla base della facies C è brusco perchè i processi di sedimentazione erano improvvisi e seppellivano velocemente la parte sommitale del suolo, costringendo gli animali che vi vivevano dentro a sfuggire verso l'alto (gallerie di fuga). Il contatto alla base della facies D è chiaro o graduale perchè i processi pedogenetici si sviluppano dall'alto smorzandosi gradualmente verso il basso (Fig. 10).

Nella sezione studiata la facies D si alterna per circa 95 volte con la facies C. Ciascuna coppia di facies rappresenta un esempio di sequenza ciclica, prodotta dall'alternanza di un evento di sedimentazione seguito dalla pedogenesi più o meno parziale dei suoi depositi (Fig. 11).

La facies D mostra un limitato sviluppo dei processi pedogenetici. Benchè teoricamente differenti fattori possano aver concorso a ciò (tempo, materiali originari, morfologia, clima, associazione biologica; Jenny, 1941), in questo caso è possibile attribuire lo scarso sviluppo dei paleosuoli solo al tempo; dati sedimentologici e paleontologici indicano infatti che per tutta la successio-

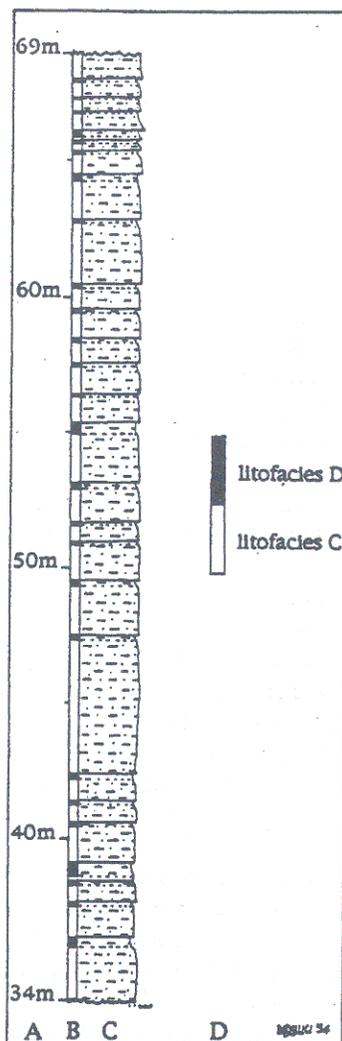


Fig. 11 - Porzione della successione stratigrafica della UPN affiorante presso la cava Toppetti 2. Per tutta la successione (spessa circa 130 m) i depositi di flussi non incanalati (facies C) e gli strati con indizi di pedogenesi (facies D) si alternano l'uno con l'altro ciclicamente. Il breve tempo di sviluppo dei "paleosuoli" permette di identificare ogni coppia (facies C/facies D), come sequenza deposizionale di alta frequenza.

*Stratigraphy of part of the Ponte Naja Unit in Toppetti 2 quarry. Throughout the stratigraphic section (130 m thick in total) sheet flood deposits (facies C) and strata with traces of pedogenesis (facies D) alternate cyclically. The short time of "paleosols" development allows the attribution of each couple (facies C/facies D) to a high frequency depositional sequence.*

ti rapidi e i loro depositi tanto spessi da interrompere irreversibilmente la pedogenesi della superficie sottostante. Il brusco contatto sommitale della facies D con strati fittamente laminati (facies C), la presenza di gallerie di fuga di organismi, che partono dalla sommità del "paleosuolo" e si estendono all'interno dei depositi della facies C, e l'assenza di tracce di pedogenesi in questi ultimi strati sono elementi che giustificano questa asserzione.

Poichè la maggior parte dei "paleosuoli" studiati mostra pochi caratteri pedogenetici si potrebbe supporre che ciascuna sequenza ciclica di sedimentazione/pedogenesi possa essersi formata in tempi brevi, ipoteticamente inferiori ai  $10^3$  anni (Wright, 1989). In tal caso ciascun evento di sedimentazione (facies C) e pedogenesi (facies D) rappresenterebbe un ciclo di alta frequenza.

## 6.2 Megasequenza progradazionale della conoide

Le sequenze cicliche di alta frequenza sono ulteriormente ordinate secondo una sequenza di ordine maggiore (megasequenza).

Nella successione esaminata sono stati osservati dalla parte inferiore alla parte superiore variazioni dei caratteri sedimentari e pedogenetici, che consistono in un aumento dei processi sedimentari a scapito di quelli pedogenetici.

La cava Toppetti mostra una esposizione dei depositi dell'UPN per una larghezza costante lungo tutta la successione sedimentaria; in tali condizioni è stato possibile contare i depositi di canale (facies A) dalla base alla sommità. Tali valori sono stati riportati in un diagramma in forma cumulativa ed in funzione della quota stratigrafica (Fig.12A); la curva risultante mostra un brusco aumento del numero dei canali nella metà superiore della sezione stratigrafica.

La progressiva minore di importanza dei processi pedogenetici verso l'alto della sezione studiata è indicata da due grafici.

Il primo di questi (Fig.12B) mostra la diminuzione di spessore, verso l'alto stratigrafico, dei "paleosuoli" (facies D); questa suggerisce una diminuzione di importanza dei processi pedogenetici.

Il secondo grafico (Fig. 12C) illustra la distribuzione dei due tipi di "paleosuoli" riconosciuti nella successione sedimentaria. Si osserva che gli strati della facies D con maggiori indizi pedogenetici ("paleosuoli" del II tipo) si distribuiscono prevalentemente nella parte inferiore della sezione, mentre gli strati della facies D con minori indizi

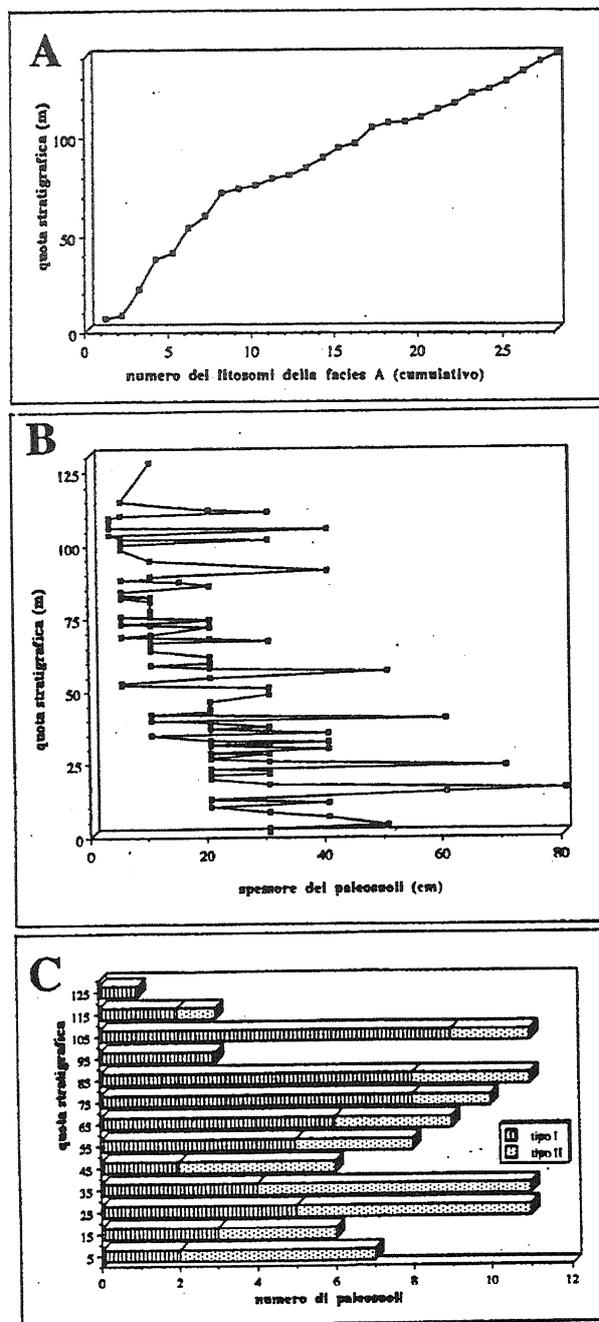


Fig. 12 - A - Numero (cumulativo) dei depositi di canale (facies A) in funzione della quota stratigrafica. Il numero dei depositi di canale aumenta verso l'alto della sezione stratigrafica. B - Spessore dei "paleosuoli" (facies D) in funzione della quota stratigrafica. Lo spessore dei "paleosuoli" decresce verso l'alto stratigrafico. C - Distribuzione dei tipi di paleosuoli in funzione della quota stratigrafica. Si noti la diminuzione del II tipo (più evoluto) e l'aumento del I tipo (meno evoluto) verso l'alto stratigrafico. Questi aspetti permettono di ricono-

(cont.) scere una variazione dell'ambiente deposizionale legata alla maggiore influenza dei fenomeni sedimentari rispetto quelli pedogenetici nella parte alta della sezione stratigrafica. Tutte queste variazioni sono state interpretate come una megasequenza prodotta dalla progradazione della conoide alluvionale.

A - Cumulative number of channel deposits (facies A) versus stratigraphic position. Channel deposits increase toward the upper part of the stratigraphic section. B: "Paleosol" (facies D) thickness versus stratigraphic position. "Paleosol" thickness decreases towards the upper part of the stratigraphic section. C: Distribution of "paleosol" (facies D) types versus stratigraphic position. Note the decrease of the more evolved Type II "paleosol" towards the upper part of the stratigraphic section while the less evolved Type I "paleosol" increases. These peculiarities suggest a variation in the depositional environment linked to a greater influence of sedimentological phenomena with respect to the pedogenic ones, which support the hypothesis of a megasequence formed by alluvial fan progradation.

(segue) →

pedogenetici ("paleosuoli" del I tipo) prevalgono nella parte superiore. Questo grafico suggerisce che la frequenza degli eventi deposizionali era più alta nella parte superiore della sezione.

La variazione verso l'alto dei caratteri pedogenetici e degli aspetti sedimentari ha permesso di riconoscere un cambiamento nel sistema deposizionale che può essere sintetizzato in una maggiore incidenza dei fenomeni sedimentari rispetto a quelli pedogenetici nella parte alta della successione affiorante.

Questo insieme di variazioni costituisce una megasequenza che si sovrappone alle sequenze cicliche di alta frequenza (alternanze sedimenti/paleosuoli). L'intera megasequenza, dello spessore di 130 m, può essere stata prodotta dalla migrazione della conoide: la parte inferiore della sezione, che mostra un numero inferiore di canali ed una maggiore importanza dei processi pedogenetici su quelli deposizionali, può essere infatti identificata come parte più distale della conoide al passaggio con una piana fangosa, caratterizzata da depositi fini e da un intervallo più lungo tra un evento sedimentario e l'altro; la parte superiore, che mostra un maggiore numero di canali, eventi di sedimentazione più frequenti nel tempo e meno marcato sviluppo della pedogenesi, può invece corrispondere alla parte medio distale della conoide, dove gli eventi sedimentari e la canalizzazione sono più frequenti. La sovrapposizione di queste due parti del sistema deposizionale è connessa alla progradazione dell'intera conoide alluvionale.

Questo ultimo fenomeno è stato probabilmente causato da fenomeni estrinseci al sistema deposizionale, forse di origine tettonica. Poiché infatti le conoidi si sviluppano spesso al margine di sistemi montuosi è in genere frequente che esse siano localizzate in corrispondenza di discontinuità tettoniche attive e che i loro depositi siano quindi sintettonici. Due maggiori discontinuità tettoniche allineate NO-SE, poste a SO della Cava Toppetti, possono essere state attive durante la sedimentazione della UPN ed aver causato il progressivo sollevamento del margine montuoso, una maggiore produzione di detriti, una sovraescavazione della parte prossimale della conoide e la progradazione di quest'ultima.

## 7. CONCLUSIONI

Lo studio comparato delle facies con indizi di pedogenesi (o "paleosuoli") e dei sedimenti ha fornito importanti informazioni paleoambientali che hanno permesso l'interpretazione del sistema deposizionale che ha prodotto l'Unità di Ponte Naja (UPN).

Lo studio sedimentologico ha indicato l'esistenza di depositi ghiaioso sabbiosi di canali di tipo nastriforme (facies A), riempiti da flussi sedimentari rapidi e violenti, le cui paleocorrenti erano dirette verso il quadrante NE. L'UPN è stata formata quasi esclusivamente da flussi non canalizzati, che per la maggior parte producevano

depositi di limi argilloso-sabbiosi (facies C) e secondariamente di ghiaie sabbiose (facies B). I "paleosuoli" (facies D) indicano brevi periodi di stasi dei processi sedimentari; la pedogenesi si è sviluppata in un ambiente che, per almeno gran parte dell'anno, aveva il terreno saturo d'acqua (condizioni di idromorfia).

L'ambiente deposizionale corrispondeva ad una conoide alluvionale, probabilmente al passaggio con una piana fangosa.

I "paleosuoli" separano i differenti eventi deposizionali, la cui rapidità e spessore era tale da sigillare la superficie topografica soggetta a pedogenesi. Dati sedimentologici e paleoecologici suggeriscono che le condizioni paleoambientali erano rimaste costanti durante tutta la deposizione dell'UPN e fanno quindi supporre che lo scarso sviluppo della pedogenesi negli strati della facies D sia legata esclusivamente al fattore temporale; è stato così possibile ipotizzare che il tempo di ricorrenza dei fenomeni sedimentari doveva essere breve. Ciò ha anche permesso di definire che le coppie sedimenti/"paleosuoli" (facies C/D) costituiscono un esempio di sequenze cicliche di alta frequenza.

La minore evoluzione dei "paleosuoli" nella parte alta della sezione esaminata ha messo in evidenza che la ricorrenza dei fenomeni sedimentari (facies C) era maggiore che nella parte inferiore della sezione. Anche il numero di canali per unità di sezione stratigrafica aumenta nella parte alta, suggerendo una maggiore importanza dei processi sedimentari su quelli pedogenetici. Questo ultimo aspetto è stato messo in relazione ad una progradazione della conoide alluvionale verso il centro del bacino.

L'utilizzo dei "paleosuoli" e l'esame dei rapporti che intercorrono tra sedimenti e "paleosuoli" ha permesso di rispondere ai quesiti iniziali: è stato possibile distinguere differenti episodi di sedimentazione, ipotizzarne qualitativamente la frequenza e verificare la variazione dell'ambiente deposizionale.

## RINGRAZIAMENTI

Ringrazio il Prof. Pierluigi Ambrosetti (Università di Perugia) ed il Professor Franco Ricci Lucchi (Università di Bologna) per gli insegnamenti; il Professor Federico Masini (Università di Palermo) per la determinazione dei reperti fossili di mammiferi. Utilissimi consigli per la stesura finale di questo lavoro sono stati dai Dottori Marcello Raglione, Paolo Lorenzoni e Claudio De Simone (Istituto Sperimentale per lo Studio e Difesa del Suolo di Rieti). Ringrazio infine la direzione e gli impiegati della Società Toppetti per avermi dato libero accesso alla cava.

Il lavoro è stato svolto con fondi MURST 60% e C.N.R. (comitato 05), Responsabile P. Ambrosetti.

## BIBLIOGRAFIA

- Ambrosetti P., Carboni M.G., Conti M.A., Esu D., Girotti O., La Monica G.B., Landin, B. & Parisi, G., 1987 - *Il Pliocene ed il Pleistocene inferiore del bacino del fiume Tevere nell'Umbria meridionale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **10**, 10-33.
- Allen J.R.L., 1974 - *Studies in fluvial sedimentation: implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop*. Geol. J., **9**, 181-208.
- Azzaroli A., De Giuli C., Ficarelli G. & Torre, D., 1988 - *Late Pliocene to early mid-Pleistocene mammals in Eurasia: faunal succession and dispersal events*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **66**, 77-100.
- Basilici G., 1992 - *Il Bacino continentale Tiberino (Plio-Pleistocene, Umbria): analisi sedimentologica e stratigrafica*. Tesi di Dottorato, Univ. di Bologna, 323 pp. (non pubblicata).
- Besly B.M. & Fielding C.R., 1989 - *Paleosols in Westphalian coal-bearing and red-bed sequences, central and northern England*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **70**, 303-330.
- Birkeland P.W., 1984 - *Soil and geomorphology*. Oxford University Press, New York.
- Bown T.M. & Kraus, M.J., 1981 - *Vertebrate fossil-bearing paleosol units (Willwood Formation, Lower Eocene, northwest Wyoming, U.S.A.): implications for taphonomy, biostratigraphy and assemblage analysis*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **34**, 31-56.
- Bown T.M. & Kraus, M.J., 1987 - *Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols*. J. Sedim. Petrol., **57**, 587-601.
- Brayshaw A.C., 1984 - *Characteristics and origin of cluster bedforms in coarse-grained alluvial channels*. In: Koster E.H. & Steel R.J., *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Canadian Soc. Petrol. Geol., Mem. **10**, 77-85.
- Brewer R., 1976 - *Fabric and mineral analysis of soil*. 2nd ed., Krieger, N.Y.
- Bridge J.S., 1993 - *Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective*. Sedimentology, **40**, 801-810.
- Bull W.B., 1972 - *Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record*. In: Righy J.K. & Hamblin, W.K., *Recognition of ancient sedimentary environments*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **16**, 63-83.
- Conti M.A. & Girotti O., 1977 - *Il Villafranchiano nel "lago Tiberino", ramo sud-occidentale: schema stratigrafico e tettonico*. Geologica Romana, **XVI**, 67-80.
- Duchauffour P., 1977 - *Pédologie*. I Vol., 477 pp. Masson & Cie., Paris-New York-Barcelona-Milan.
- Ferrari G.A. & Magaldi, D., 1983 - *Significato ed applicazioni della paleopedologia nella stratigrafia del Quaternario*. Boll. Mus. Civ. St. Nat. Verona, **X**, 315-340.
- Friend P.F., Slater M.J. & Williams R.C., 1979 - *Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain*. J. Geol. Soc. Lond., **136**, 39-46.
- Gardner T.W., Williams E.G. & Holbrook P.W., 1988 - *Pedogenesis of some Pennsylvanian underclays: ground-water, topographic and tectonic controls*. In: Reinhardt J. & Sigleo W.R. (eds.), *Paleosols and weathering through geologic time: principles and applications*. Geol. Soc. Am., Spec. Pap. n. **216**, 81-101.
- Harms J.C., Southard J.B., Spearing D.R. & Walker R.G. (1975) - *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short course, **2**, 161 pp.
- Hubert J.F. & Hyde M.G., 1982 - *Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia*. Sedimentology, **29**, 457-474.
- Jenny H., 1941 - *Factors of soil formation: a system of quantitative pedology*. McGraw-Hill, N. Y.
- Jopling A.V. & Walker R.G., 1968 - *Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts*. J. Sedim. Petrol., **38**, 971-984.
- Kraus, J.M. & Aslam, A., 1993 - *Eocene Hydromorphic paleosols: significance for interpreting ancient flood plain processes*. J. Sedim. Petrol., **63**, 453-463.
- Kraus J.M., 1987 - *Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relation of alluvial paleosols*. J. Sediment. Petrol., **57**, 602-612.
- Lavecchia, G., 1988 - *The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296.
- Machette M.N. 1985 - *Calcic soil of the southwestern United States*. In: Weide D.L. (ed.), *Soil and quaternary geology of the Southwestern United States*. Geol. Soc. Am., Spec. Pap. n. **203**, 1-21.
- Mack G.H. & Rasmussen K.A., 1984 - *Alluvial-fan sedimentation of the Cutler Formation (Permo-Pennsylvanian) near Gateway, Colorado*. Geol. Soc. Amer. Bull., **95**, 109-116.
- Masini F. & Torre D., 1990 - *Large mammal dispersal events at the beginning of the late Villafranchian*. In: Lindsay E.H., Fahlbusch, V. & Mein P. (eds.), *European Neogene Mammal Chronology*. NATO ASI Series A, **180**, 131-138, Plenum Press New York.
- Miall A.D., 1985 - *Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. In: Flores R.M., Miall A.D., Galloway W.E. & Fouch, T.D. (eds.), *Recognition of fluvial depositional systems and their resource potential*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course, **19**, 33-81.
- Morison S.R. & Hein F.J., 1987 - *Sedimentology of the White Channel Gravels, Klondike Area, Yukon ter-*

- ritory: fluvial deposits of a confined valley.* In: Ethridge F.G., Flores R.M. & Harvey, M.D. (eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Spec. Publ. **39**, 205-216.
- Nilsen T.H., 1982 - *Alluvial fan deposits.* In: Scholle P.A. & Spearing D. (eds.), *Sandstone depositional environments.* Mem. Am. Ass. Petr. Geol., **31**, 49-86.
- Potter P.E. & Pettinjon F.J., 1963 - *Palæocurrents and basin analysis.* Springer-Verlag, 296 pp.
- Ray P.K., 1976 - *Structure and sedimentological history of the overbank deposits of a Mississippi River point bar.* J. Sedim. Petrol., **46**, 788-801.
- Retallack, G.J., 1988 - *Field recognition of paleosols.* Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. **216**, 1-20.
- Retallack G.J., 1990 - *Soils of the past. An introduction to paleopedology.* Unwin Hyman, Boston, 520 pp.
- Rio D., Sprovieri, R. & Di Stefano, E., 1994 - *The Gelasian Stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series.* Riv. It. Paleont. Strat., **100**(1), 103-124.
- Rust B.R., Gibling M.R. & Legun A.S., 1984 - *Coal deposition in an anastomosing-fluvial system: the Pennsylvanian Cumberland Group south of Joggins, Nova Scotia, Canada.* In: Rahamani R.A. & Flores R.M. (eds.), *Sedimentology of coal and coal-bearing sequences.* Int. Ass. Sediment., Spec. Publ., **7**, 105-120.
- Sartori R., 1989 - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti.* Giorn. Geologia, **51**(2), 1-39.
- Smith G.A., 1986 - *Coarse-grained nonmarine volcaniclastic sediment: terminology and depositional processes.* Geol. Soc. Amer. Bull., **97**, 1-10.
- Stear W.M., 1983 - *Morphological characteristics of ephemeral stream channel and overbank splay sandstone bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karoo Basin, South Africa.* In: Collinson J.D. & Lewin J. (eds.), *Modern and ancient fluvial systems.* Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., **6**, 405-420.
- Torre D., 1987 - *Pliocene and Pleistocene marine continental correlations.* Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., **LXX**, 71-77.
- Verri A., 1879 - *Avvenimenti nell'interno del Bacino del Tevere antico durante e dopo il periodo pliocenico.* Atti Soc. It. Sc. Nat., **21**, 1-33.
- Verri A., 1880 - *Le valli antiche moderne dell'Umbria.* Boll. Reg. Com. Geol. d'It., **1/2**, 1-14.
- Verri A., 1884 - *Di alcune divergenze col Dott. Carlo de Stefani sulla geologia dell'Umbria superiore.* Boll. Soc. Geol., **3**(2), 1-16.
- Verri A., 1901 - *Un capitolo della geografia fisica dell'Umbria.* Atti 4 Congr. Geogr. It., 24 pp.
- Wright V.P., 1989 - *Geomorphic and stratigraphic relationships of alluvial soils: a guide for interpreting ancient paleosol-bearing sequences.* In: Allen J.R.L. & Wright V.P., *Paleosols in Siliciclastic Sequences.* P.R.I.S. Univ. Reading, 49-69.
- Yaalon D.H. (ed.), 1971 - *Paleopedology: origin, nature and dating of paleosols.* Int. Soil Sci. Soc. & Israel Univ. Press, Jerusalem, 350 pp.

Manoscritto ricevuto il 31. 3. 1994  
 Inviato all'Autore per la revisione il 7. 12. 1994  
 Testo definitivo ricevuto il 19. 5. 1995