

GILBERTO CALDERONI (*), GIUSEPPE CILLA (**), FRANCESCO DRAMIS (***) & PIERO FARABOLLINI (**)

DINAMICA FLUVIALE OLOCENICA NELLA MEDIA VALLE DEL FIUME POTENZA (ITALIA CENTRALE)

ABSTRACT: CALDERONI G., CILLA G., DRAMIS F. & FARABOLLINI P., *Holocene fluvial dynamics in the middle valley of the Potenza River (Central Italy)*. (IT ISSN 0391-9838, 1996).

This paper reports on the geomorphological and stratigraphical evolution of the middle Potenza river valley since the last Pleniglacial up to modern times. The modelling process, developed through five main phases, begun during the last Pleniglacial with the deposition of a thick layer of gravels. During the second phase, likely lasted from the Late Glacial up to before 7210 ± 90 yr B.P., the coarse sediments previously laid down were deeply cut (down to 20 m). Then, since before 7210 ± 90 and at least up to 4680 ± 100 yr B.P., an alluvial cover, mostly consisting of sandy-clayey sediments and averaging 13 m in thickness was deposited, likely at the time of the maximum postglacial sealevel highstand. A fourth phase, subsequent to 4680 ± 100 yr B.P., produced a progressive deepening of the river bed possibly because of a significant change of the climatic conditions. Finally, during the last phase, which developed during historical times (mostly following the Renaissance), the incisions resulting from the erosion during the previous phases were filled up by gravels.

KEY WORDS: Fluvial sedimentation, Fluvial morphology, Radiocarbon dating, Marchean Apennines, Holocene.

RIASSUNTO: CALDERONI G., CILLA G., DRAMIS F. & FARABOLLINI P., *Dinamica fluviale olocenica nella media valle del Fiume Potenza (Italia Centrale)*. (IT ISSN 0391-9838, 1996).

Il presente lavoro considera l'evoluzione geomorfologico-stratigrafica della media valle del fiume Potenza (Italia Centrale, versante adriatico) dall'ultimo Pleniglaciale al presente. Delle cinque principali fasi di modellamento riconosciute la prima, riferibile all'ultimo Pleniglaciale, ha prodotto la deposizione di una spessa coltre di alluvioni ghiaiose. Questi depositi hanno subito una profonda incisione (fino a 20 m) nel corso della

seconda fase, iniziata probabilmente nel Tardiglaciale e protrattasi fino a prima di 7210 anni dal Presente. Nell'intervallo da prima di 7210 ± 80 fino ad almeno 4680 ± 100 anni dal presente, durante la terza fase, è avvenuta la deposizione di una coltre di sedimenti alluvionali spessa ca. 13 m, essenzialmente di natura sabbiosa ed argillosa. Tale aggradazione si è verosimilmente verificata in concomitanza con la massima risalita del livello marino nel postglaciale. La fase successiva, posteriore a 4680 ± 100 anni dal presente, ha comportato l'abbassamento graduale del letto fluviale, probabilmente a causa di una significativa variazione del regime climatico. Infine nell'ultima fase evolutiva, occorsa in tempi storici, è avvenuto il riempimento delle forme di erosione da parte di sedimenti prevalentemente ghiaiosi.

TERMINI CHIAVE: Sedimentazione fluviale, Morfologia fluviale, Datazioni radiocarbonio, Marche, Olocene.

INTRODUZIONE

Le conoscenze sull'evoluzione dei corsi d'acqua marchigiani durante l'ultimo Pleniglaciale e nell'Olocene, sono venute ampliandosi nel corso degli ultimi anni grazie al contributo di numerose ricerche che hanno affrontato questa tematica sia sotto l'aspetto stratigrafico sia sotto quello geomorfologico. Nell'ultimo Pleniglaciale una generale fase di aggradazione ha portato alla formazione di estesi e potenti corpi alluvionali prevalentemente ghiaiosi, depositi da corsi d'acqua a canali intrecciati. Durante l'Olocene si è avuta invece una fase di graduale approfondimento dei reticoli fluviali, caratterizzati da canali meandriformi e nei tratti distali di alcuni fiumi (Foglia, Metauro), si verificava la deposizione di pianure alluvionali sabbiose, mentre, nelle aree di sorgente, all'interno o al margine delle dorsali calcaree, si disponevano limitati corpi travertinosi (CILLA & alii, 1994).

A partire dal III millennio B.P., in seguito ad una progressiva e sempre più intensa occupazione antropica dell'area, si sono verificati sui versanti diffusi processi di erosione cui hanno fatto riscontro fenomeni di aggradazione negli alvei fluviali e nelle aree di foce, particolarmente importanti dopo il Rinascimento (COLTORTI, 1991). Interventi di diversa natura e finalità, quali la messa in opera di arginature a protezione delle sponde, l'impianto di invasi artifi-

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma «La Sapienza», piazzale Aldo Moro, 1, 00100 Roma

(**) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino, via Gentile III da Varano, 62032 Camerino

(***) Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di «Roma Tre», via Ostiense 169, 00154 Roma

Si ringrazia il dr. A. Piloto, collaboratore presso il Centro Studio per il Quaternario e l'Evoluzione Ambientale (C.N.R.), per l'aiuto fornito nelle misure di cronologia radiometrica ed il Comitato 05 (Scienze Geologiche e Minerarie) del C.N.R. per il supporto finanziario al laboratorio 14C presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Roma.

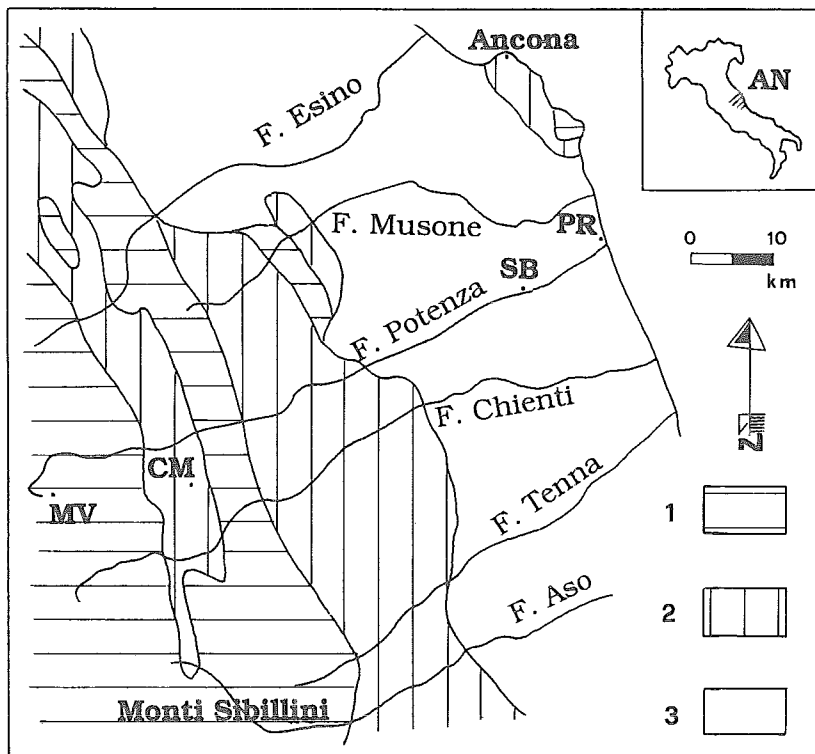


FIG. 1 - Schema morfostrutturale delle Marche e andamento del corso del Fiume Potenza. 1) Dorsali umbro-marchigiana, marchigiana e dorsali minori; 2) Bacino marchigiano interno e bacini minori; 3) Bacino marchigiano esterno: AN - Ancona; SB - Sambucheto; PR - Porto Recanati; CM - Camerino; MV - Monte Vermenone.

FIG. 1 - Morphostructural sketch of the Marchean area depicting the Potenza river watercourse. (1) Umbro-Marchean, Marchean and subordinate ridges, (2) Inner Marchean and subordinate basins, (3) Outer Marchean basin: AN - Ancona, SB - Sambucheto, PR - Porto Recanati, CM - Camerino, MV - Mt. Vermenone.

ciali, l'estrazione di inerti, effettuati sui fiumi marchigiani negli ultimi 50 anni, hanno indotto vistosi fenomeni di erosione lungo gli alvei (CONTI & *alii*, 1983; BISCI & *alii*, 1992).

Recenti ricerche condotte dagli scriventi lungo il tratto mediano del Fiume Potenza, hanno messo in evidenza una importante e rapida fase di incisione dei depositi alluvionali del Pleistocene superiore già a partire dal Tardigliale. È stata inoltre documentata una fase di aggradazione olocenica, iniziata almeno a partire dal VIII millennio B.P. e perdurata fino a tutto il V millennio B.P., alla quale ha fatto seguito una ulteriore fase di approfondimento dell'alveo.

INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

Il fiume Potenza presenta un'andamento che, nei suoi caratteri generali, ricalca quello di numerosi corsi d'acqua marchigiani. Il fiume prende origine dal versante occidentale del M. Vermenone (1 364 m s.l.m.) e dopo una brusca deviazione, scorrendo da occidente ad oriente attraversa la dorsale umbro-marchigiana, il bacino marchigiano interno, la dorsale marchigiana e il bacino marchigiano esterno per poi sfociare nel Mare Adriatico, poco a Sud di Porto Recanati (fig. 1). In corrispondenza delle dorsali affiorano sedi-

menti prevalentemente calcarei e calcareo-marnosi di età giurassico-oligocenica. Nel bacino marchigiano interno affiorano litotipi arenacei, pelitici e, più raramente, gessi, di età miocenica mentre in quello esterno la sedimentazione marina, dapprima torbida e poi litorale, estesa dal Miocene al Pleistocene medio, ha portato alla deposizione di potenti corpi arenaceo-pelitici (CANTALAMESSA & *alii*, 1986).

L'assetto strutturale nell'area è stato controllato, a partire dal Miocene fino al Pliocene inferiore, dalla propagazione da ovest verso est di un campo di sforzi compressivi che ha provocato la deformazione progressiva delle coperture sedimentarie triassico-pleioceniche, che risultano spesso interessate da vistosi piegamenti e sovrascorrimenti a vergenza orientale (CALAMITA & *alii*, 1991). L'area appenninica ha iniziato ad emergere tra il Miocene e il Pliocene inferiore, nel corso dell'acme compressivo. Successivamente, dopo un periodo di relativa quiete tettonica, l'area è stata interessata, nella porzione centro-occidentale, da un primo fenomeno di sollevamento, probabilmente di tipo isostatico (DRAMIS, 1992) e da una fase distensiva tuttora attiva che, ha dato origine a imponenti gradinate di faglia normali, a direzione appenninica e degradanti verso il Tirreno, oltre a depressioni tettoniche intermontane. A partire dalla fine del Pleistocene inferiore tutta l'area è stata coinvolta in un fenomeno di rapido sollevamento differenziato, sia in senso trasversale, con valori massimi fino a oltre 1500 m. in corrispondenza dell'asse della catena ap-

penninica, sia in senso meridiano, con produzione di «dorsali» trasversali differenzialmente sollevate (DRAMIS & *alii*, 1991). Per effetto di questo fenomeno, si è avuta l'emersione dei depositi di chiusura della successione marina plio-pleistocenica, fino a quote di circa 500 m s.l.m. nei pressi dell'abitato di Ripatransone (CANTALAMESSA & *alii*, 1986; COLTORTI & *alii*, 1991; DRAMIS, 1992).

La rete idrografica marchigiana ha iniziato a svilupparsi durante le prime fasi di emersioni; essa è caratterizzata dalla presenza di tratti vallivi trasversali alle dorsali, la cui origine è stata spiegata con un meccanismo complesso caratterizzato da fenomeni di antecedenza e sovrainposizione (CICCACCI & *alii*, 1985). L'approfondimento dei corsi d'acqua ha dato luogo, in corrispondenza delle rocce affioranti nelle dorsali, ad un paesaggio abbastanza aspro, caratterizzato da rilievi con ripidi versanti e solcati da valli molto strette che divengono vere forre in corrispondenza delle litologie più competenti. Nei bacini terrigeni, il paesaggio è caratterizzato da rilievi più dolci, che divengono tuttavia più aspri in corrispondenza dell'affioramento di rocce arenacee massive e conglomeratiche e da ampie valli ad andamento antiappenninico che in prossimità della costa hanno una larghezza sugli spartiacque superiore ai 10 km.

Nel Pleistocene medio e superiore l'area marchigiana è stata interessata da ripetute oscillazioni climatiche, responsabili dell'attivazione di processi di modellamento differenti. Sono state riconosciute almeno tre fasi morfogenetiche principali, caratterizzate da un clima generalmente freddo, alternate ad altrettante fasi temperato-calde. Durante le fasi fredde, in condizioni più umide, si stabilivano nelle parti più elevate dell'Appennino condizioni morfoclimatiche di tipo glaciale (delle quali rimangono tutt'oggi importanti evidenze quali circhi, valli ad U, depositi morenici) mentre, in condizioni più aride, si attivavano processi periglaciali, responsabili soprattutto della produzione di imponenti accumuli detritici stratificati fino a quote prossime al livello del mare (COLTORTI & DRAMIS, 1988).

I materiali detritici che raggiungevano il fondovalle, venivano rielaborati da sistemi fluviali a canali intrecciati, formando estese conoidi alluvionali che si spingevano fino al mare (CALDERONI & *alii*, 1991; COLTORTI & *alii*, 1991). Talvolta, intercalati alle sequenze detritiche o al disopra di antichi depositi di fondovalle, sono stati osservati banchi di loess (CREMASCHI & *alii*, 1989; CHIESA & *alii*, 1990) che marcano altrettante fasi aride ma non così fredde come quelle che hanno favorito la produzione dei detriti. Il ritorno verso condizioni climatiche più temperate favoriva la rifeostazione dei versanti e l'arresto dei processi di degradazione meccanica. Lungo le valli, le acque non più cariche di detriti e spesso organizzate in un'unico canale sinuoso, incidevano i depositi alluvionali precedentemente depositi che venivano in tal modo terrazzati.

Per effetto del progressivo sollevamento dell'area e del conseguente approfondimento dei sistemi vallivi, l'alternarsi delle oscillazioni climatiche ha dato così origine a diversi ordini di terrazzi, disposti a quote progressivamente decrescenti sui fondivalle attuali. Altra conseguenza mor-

fologica delle oscillazioni climatiche è stata la formazione di depositi travertinosi che si è realizzata più volte, all'interno o al margine delle dorsali calcaree, in concomitanza con lo sviluppo di dense coperture boschive (CILLA & *alii*, 1994).

Durante la fase temperata attuale, accanto ai fattori morfogenetici naturali si è aggiunta, con intensità progressivamente crescente, anche l'attività antropica e, in particolare, l'occupazione dei versanti a fini agro-pastorali cui si associava una estesa riduzione della copertura vegetale naturale. Ad essa hanno fatto seguito intensi fenomeni erosivi ai quali erano collegati rapidi processi di aggradazione nelle parti medio terminali delle valli (BIONDI & COLTORTI, 1982; COLTORTI, 1991).

Anche i movimenti gravitativi hanno svolto un ruolo importante nel modellamento quaternario del rilievo. La loro evoluzione è stata fortemente favorita, oltre che dall'assetto lito-strutturale del substrato, dal sollevamento generalizzato che ha interessato l'area nel Pleistocene recente, determinando, come già accennato, l'approfondimento veloce dei sistemi fluviali, e dall'attività sismica che si manifesta con forte intensità soprattutto in corrispondenza della dorsale appenninica.

GEOMORFOLOGIA DELL'AREA DI STUDIO

La valle del Fiume Potenza, compresa tra gli abitati di S. Egidio (84 m s.l.m.) e S. Firmano (46m s.l.m.), mostra una larghezza di circa 8 chilometri. In questo tratto il fiume presenta una moderata sinuosità dovuta alla presenza di meandri poco evoluti che mostrano un raggio di curvatura di circa 350 m, un'ampiezza di circa 700 metri e una lunghezza di circa 2.000 metri. Il letto di magra, che ha una larghezza media di circa 40 metri, è caratterizzato dallo sviluppo di canali multipli intrecciati, separati da barre ghiaiose della larghezza di alcuni metri.

I rilievi collinari, che fanno da spartiacque con il Fiume Musone a nord e il Fiume Chienti a sud, raggiungendo una altezza di poco superiore ai 200 m s.l.m., sono costituiti principalmente da sedimenti pelitici e, in modo subordinato, arenacei e arenaceo-pelitici, riferibili al Pleistocene inferiore-Pliocene medio (CANTALAMESSA & *alii*, 1986). Nel complesso, il paesaggio risulta fortemente antropizzato: tanto sui rilievi collinari che lungo le piane alluvionali, le colture agricole hanno sostituito quasi totalmente le antiche coperture vegetali naturali, innescando intensi processi di erosione dei versanti.

Lungo il fondovalle si osservano depositi alluvionali terrazzati, disposti in almeno cinque ordini altimetrici, fino a oltre 150 m di quota. Immediatamente a ridosso del fiume, il cui corso naturale è stato modificato dalla costruzione di argini e la cui portata è notevolmente ridotta dall'impianto di canali artificiali, si estende una piana alluvionale (fig. 2, unità A) di larghezza superiore al chilometro, che degrada debolmente verso il letto del fiume e che, in occasione dei maggiori eventi di piena, viene interessata da fenomeni di esondazione. Immediatamente al disopra, si rinvia un'altra superficie di accumulo alluvionale (fig. 2, unità B), ben conservata lungo la sinistra idrografica e

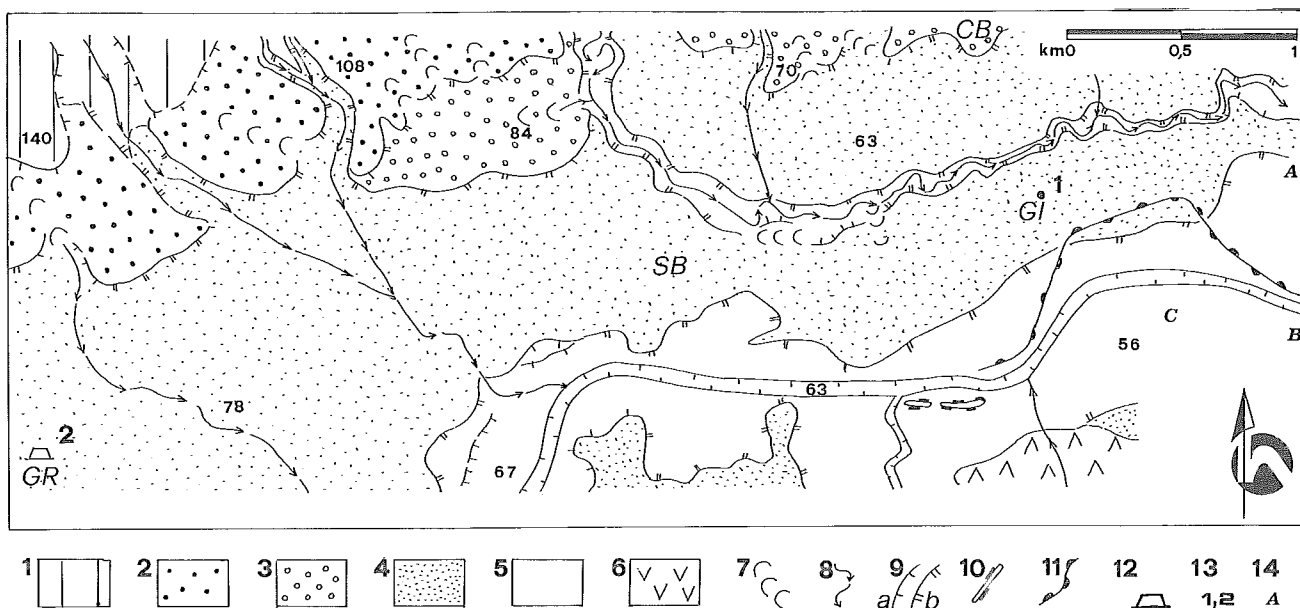


Fig. 2 - Carta geomorfologica dell'area studiata. 1) Peliti (Pleistocene inferiore); 2) Depositi alluvionali del Pleistocene medio-superiore (Unità D); 3) Depositi alluvionali del Pleistocene superiore (Unità C); 4) Depositi alluvionali dell'Olocene (Unità B); 5) Depositi alluvionali dell'Olocene (Unità A); 6) Corpo di frana; 7) Vallecola a conca; 8) Fosso di erosione concentrata; 9) Scarpata di erosione fluviale: a- $h < 10m$; b- $5m < h < 10m$; 10) Argine artificiale; 11) Canale artificiale; 12) Cava; 13) Ubicazione sezioni; 14) Ubicazione sondaggi: SB - Sambucheto; GI - Guzzini illuminazioni; GR - Cava Smorlesi; CB - Casa Busilacchi.

Fig. 2 - Geomorphologic map of the study area. (1) Early Pleistocene pelites, (2) Middle-Late Pleistocene alluvial deposits (Unit D), (3) Late Pleistocene alluvial deposits (Unit C), (4) Holocene alluvial deposits (Unit B), (5) Holocene alluvial deposits (Unit A), (6) Landslide, (7) Small intermontane basin (8) Trench resulting from concentrated erosion, (9) Scarp from fluvial erosion (a: $h > 10m$, b: $5m > h > 10m$), (10) Man-made banking, (11) Man-made channel, (12) Quarry, (13) Section locations, (14) Drilling locations: SB - Sambucheto; GI - Guzzini Illuminazioni plant; GR - Smorlesi quarry; CB - Busilacchi house.

ridotta in piccoli lembi sulla destra. Essa si estende lateralmente per una larghezza superiore ai 1.500 metri e si raccorda a quella di quota più bassa tramite scarpate subverticali ad andamento sinuoso di circa 5-6 metri di altezza. Sulla sinistra idrografica del fiume, e in modo più esteso nei pressi di Casa Busilacchi, si osserva un'altra unità alluvionale (fig. 2, unità C) che si estende in alcuni tratti per una larghezza superiore a 500 metri e si raccorda con l'unità B tramite scarpate subverticali ad andamento rettilineo. Il tetto dell'unità, sospeso di circa 20 metri sul fondovalle, presenta una morfologia appiattita ed è localmente solcato da vallecole a fondo concavo, talvolta riattivate dall'erosione recente. Oltre a quelli descritti, sono stati osservati altri depositi alluvionali ridotti in piccoli lembi, terrazzati a quote progressivamente crescente dal fondovalle e posti talora a ridosso degli attuali spartiacque. Questi ultimi, indicati in fig. 2 con unità D, non sono stati oggetto di studio.

STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ

In questo paragrafo, per la descrizione delle facies fluviali sono state utilizzate le metodologie e le simbologie proposte da MIALI (1985).

Unità A - La mancanza di affioramenti, legata al fatto che in questo tratto della valle il fiume non si è approfondito a sufficienza, non ha consentito di analizzare in modo

diretto i depositi che la costituiscono. Attraverso alcuni sondaggi (fig. 2) è stata evidenziata la presenza di una coltre alluvionale di circa 20 metri di spessore (fig. 3, A-B-C). Quest'ultima, nella parte inferiore, è costituita da grossi banchi ghiaiosi spessi fino a 6-8 metri alternati a livelli argillosi e argilloso-limosi di 1-2 metri di spessore; nella parte alta della sequenza prevalgono le argille limose che possono raggiungere uno spessore superiore ai 7 metri.

Unità B - Le osservazioni fatte nei pressi del complesso industriale «I Guzzini Illuminazioni» (fig. 2, GI) durante una campagna di scavi condotta dalla Soprintendenza Archeologica delle Marche e, più recentemente, in una cava per l'estrazione di inerti (fig. 2, GR), hanno consentito l'osservazione dettagliata dei sedimenti che costituiscono l'unità B, al cui interno sono state messe in luce strutture antropiche neo-eneolitiche ricoperte da sedimenti fluviali. Nel sito archeologico, ubicato circa 2 km ad est dell'abitato di Sambucheto, lungo la S.S. della Valle del Potenza, sono stati eseguiti numerosi sondaggi meccanici che hanno raggiunto una profondità di circa 3 metri consentendo di elaborare alcune sezioni stratigrafiche di dettaglio. In tutti i sondaggi è stata osservata una sequenza alluvionale costituita da sedimenti sabbioso-limosi e talora argillosi oltre che da rari e sottili livelli e lenti ghiaiosi. La sezione 1 di fig. 4, interessa i sedimenti compresi dal piano di campagna fino a -210 cm. Al tetto della sequenza, tra 0 cm e -50 cm, si osserva un suolo alluvionale (Sa) a tessitura

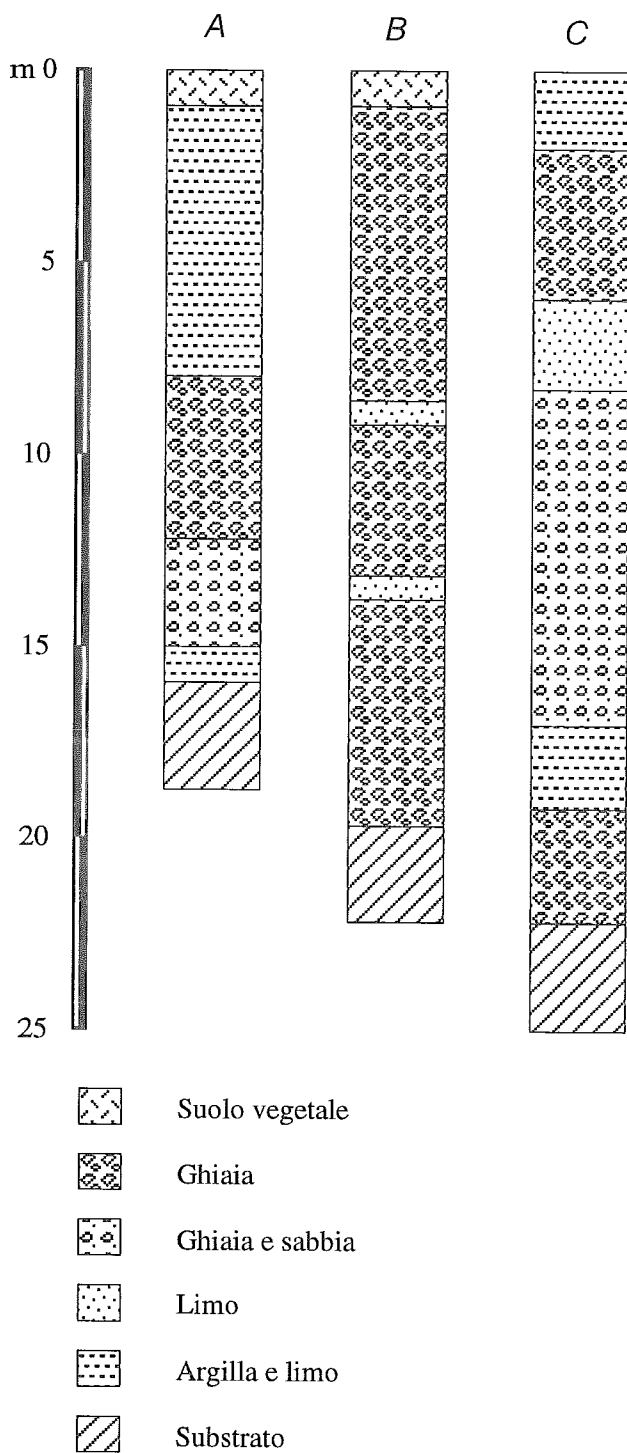


FIG. 3 - Stratigrafie dei sondaggi effettuati nell'unità A.

Fig. 3 - Stratigraphic columns for the drillings in Unit A.

francamente argillosa, struttura grumosa grossolana sviluppata, carattere moderatamente plastico e adesivo, debole effervescenza e colore nero oliva (5Y 2.5/2); il deposito è disturbato nella porzione sommitale da pratiche agricole. Tra -50 cm e -210 cm la sequenza risulta costituita da

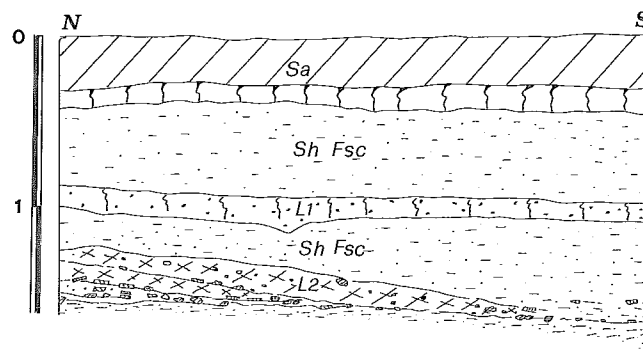


FIG. 4 - Sezione stratigrafica (sez. 1) di «I Guzzini Illuminazioni» (parte sommitale dell'unità B). Per la descrizione vedi testo.

Fig. 4 - Stratigraphic section (Section 1) of the exposure at Guzzini Illuminazioni plant for the uppermost portion of Unit B. A comprehensive description is given in the text.

sedimenti sabbioso-limosi, talora argillosi, di aspetto massivo (Sh, Fsc). Tra -120 cm e -140 cm e tra -195 cm e -205 cm sono presenti due livelli (L1, L2) di spessore decimetrico, di colore marrone grigiastro scuro (2.5Y 4/2) il primo e bruno grigiastro molto scuro (2.5Y 5/2) il secondo, contenenti materiali antropici. La leggera inclinazione verso sud dei livelli sembra indicare una loro deposizione all'interno di un canale.

Nella cava per inerti (fig. 2, GR), posta circa un chilometro a monte dell'abitato di Sambucheto, è stato possibile osservare affioramenti molto più estesi. L'area, interessata dai lavori di sbancamento, copre una superficie di circa due ettari raggiungendo una profondità di circa 12 metri dal piano di campagna. Nella sezione 2 di fig. 5, sono rappresentate la geometria e la tessitura dei corpi sedimentari la cui sequenza è alterata al tetto da un suolo alluvionale (Sa) spesso circa 40 cm, a luoghi profondamente disturbato dalle pratiche agricole e del tutto simile a quello descritto nella sezione I di fig. 4. Un'altro sottile suolo alluvionale, di colore bruno oliva chiaro (2.5Y 4/2) e contenente frammenti ceramici e carbone, è riconoscibile a -70 cm. Tra -40 cm e -200 cm il deposito risulta costituito in prevalenza da sabbie medio-fini, massive (Sh) o a stratificazione incrociata (Sl), e limi argillosi massivi (Fsc). Si osservano anche alcuni canali larghi 4-7 metri e profondi 2-5 metri il cui riempimento è costituito da sabbie medio-grossolane e ghiaie fini a stratificazione incrociata concava (Gt, St), sabbie medio fini a stratificazione incrociata planare o concava (Sl, Sr) e sabbie fini argilloso-limose (Fl). Tra quota -200 cm e -1150 cm il deposito risulta costituito in massima parte da limo e argilla massivi (Fsc), sabbia fine, limo e argilla finemente laminati (Fl) e, nella parte più bassa, tra -1000 cm e -1150 cm, da argilla e limo massivi (Fm); abbastanza frequenti sono comunque i livelli di sabbia medio-fine massiva, talora grossolana in sottili lenti (Sh) o a stratificazione incrociata (Sl, Sr). Nella sequenza si osservano canali larghi oltre 10 metri e profondi 1-3 metri, frequenti nella

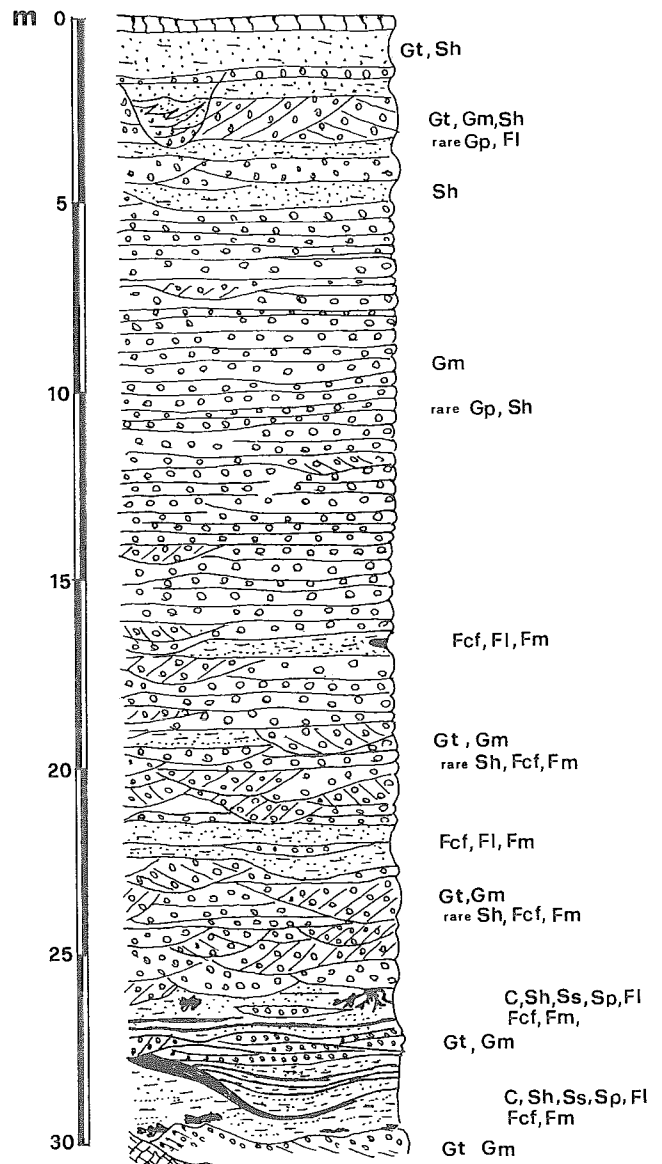
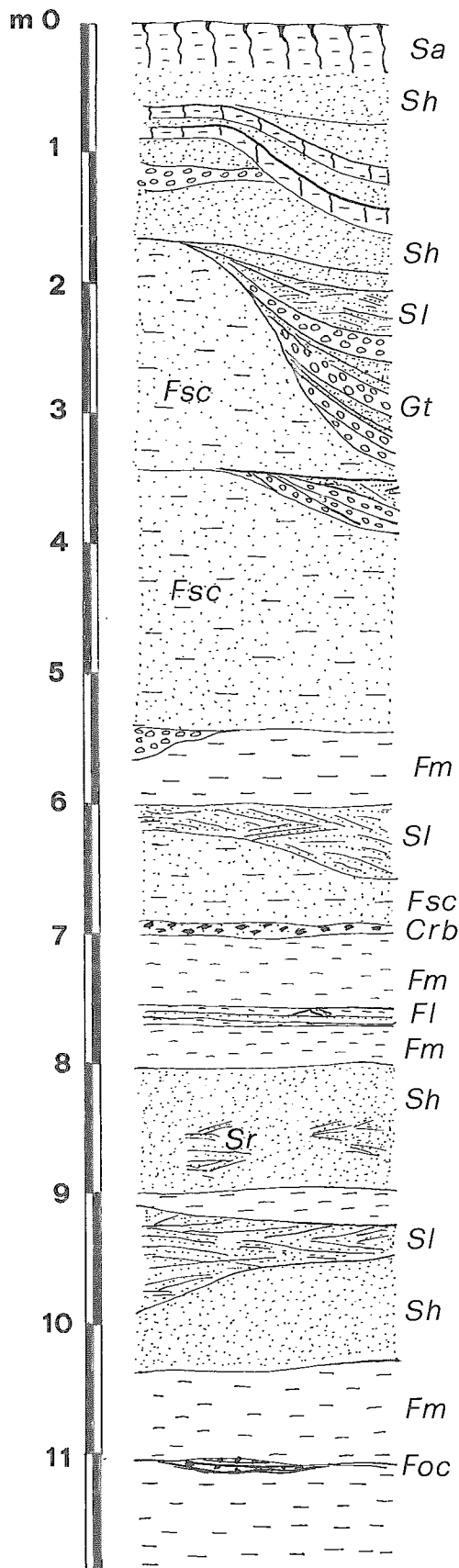


FIG. 5 - Sezione stratigrafica (sez. 2) di «Cava Smorlesi» (Unità B). Per la descrizione vedi testo.

FIG. 6 - Overall stratigraphic sequence of Unit C. A full description is provided in the text.

FIG. 5 - Sezione stratigrafica (sez. 2) di «Cava Smorlesi» (Unità B). Per la descrizione vedi testo.

FIG. 5 - Stratigraphic section (Section 2) of the showing at Smorlesi quarry (Unit B). Details in the text.

parte mediana e più rari alla base. Il riempimento di questi ultimi è costituito da ghiaie arrotondate in abbondante matrice sabbiosa, massive o a stratificazione incrociata planare e concava (Gp, Gt), e da sabbia medio-fine massiva o a stratificazione incrociata (Sh, Sr). Nel sedimento si rinvenivano frammenti di carbone sparsi (Crb), come a quota -700 cm o, concentrati in sottili livelli (Foc), come a quota -1080 cm. Frequente è anche la presenza di manufatti antropici (soprattutto ceramica) e di gusci di gasteropodi polmonati.

Unità C - Attraverso le osservazioni fatte su depositi alluvionali posti alcuni chilometri più a monte e a questa correlabili, oltre che sulla base di dati bibliografici, è possibile delineare un quadro abbastanza realistico delle caratteristiche sedimentologiche e strutturali che caratterizzano l'unità (fig. 6). Gli affioramenti osservati hanno messo in evidenza come il corpo alluvionale abbia uno spessore superiore a 20 metri e sia costituito in massima parte da sedimenti ghiaiosi massivi o mal stratificati (Gm) e, subordinatamente, a stratificazione concava o planare (Gt, Gp) ai quali si intercalano lenti o livelli di spessore decimetrico costituiti da sabbia fine, limo e argilla, generalmente massivi (Sh, Fl, Fcf, Fsc). Anche in alcuni fiumi marchigiani (Esino, Chienti, Metauro), alla base dei sedimenti prevalentemente ghiaiosi, è stata segnalata la presenza di sedimenti fini sabbioso-limosi finemente laminati (Sh, Sl, Ss, Sp, Fl), talora argillosi massivi (Fcf, Fr, Fsc), con intercalazioni di sottili livelli torbosi (C) che raggiungono complessivamente spessori talora superiori a 3 m (ALESSIO & *alii*, 1987; CALDERONI & *alii*, 1991).

DINAMICA FLUVIALE

Unità A - A causa della assenza di affioramenti risulta assai difficoltoso comprendere i meccanismi deposizionali che hanno caratterizzato la formazione dell'unità; alcune indicazioni possono comunque essere tratte sia dall'analisi delle forme di erosione legate all'approfondimento dell'alveo che dalle caratteristiche morfologiche del letto di magra. In particolare la presenza di superfici di erosione marcatamente concave lungo le scarpate di raccordo con la sovrastante unità B sembrano indicare che il modellamento di queste forme sia stato operato da un fiume sinuoso in cui erano abbastanza sviluppati i processi di erosione laterale di sponda. Lo stile fluviale può essere paragonato, entro certi limiti, a quello che ha caratterizzato la formazione delle piane alluvionali recenti nelle aree prossimali di molti corsi d'acqua marchigiani (COLTORTI, 1991). La morfologia del letto di magra, caratterizzato dallo sviluppo di canali multipli e le opere di arginatura sembrano comunque indicare come in tempi «recenti» siano divenuti predominanti i fenomeni di aggradazione.

Unità B - Sulla base dei dati raccolti è possibile effettuare una prima analisi dei processi fluviali che hanno caratterizzato la formazione dell'unità. Per quanto è stato possibile osservare, il deposito mostra uno spessore che varia da alcuni metri a 13-14 metri e poggia al disopra di una superficie di erosione che tronca i depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi che costituiscono l'unità C o diretta-

mente sul substrato. Nella sua parte medio-basale prevalgono le facies argillose e argilloso-limose (Fm, Fsc, Fcf) associabili a fenomeni di *overbank deposition*; meno frequenti sono le *litofacies* sabbiose (Sh, Sl, St, Sr) associate a forme di fondo. Nella parte alta del deposito si nota un considerevole aumento della profondità dei canali e le forme di fondo divengono più frequenti. Il forte sviluppo dei depositi di piana inondabile, unitamente all'assenza di strutture sedimentarie associabili a accrezioni laterali, indicano come la deposizione della parte medio-inferiore del corpo alluvionale sia stata operata da un fiume a bassa sinuosità ed in fase di rapida aggradazione. Il considerevole aumento, nella parte superiore del deposito, delle forme di fondo sabbiose e del numero dei canali, che divengono tra l'altro più profondi e stabili, sembra infine indicare una variazione del regime fluviale.

Unità C - L'analisi di facies del corpo sedimentario ha evidenziato una storia deposizionale complessa. L'associazione delle facies fini poste a circa 25-30 metri dal tetto del deposito, non osservate nell'area in esame ma presenti in moltissimi fiumi marchigiani, è stata messa in relazione con la presenza di stagni e paludi periodicamente interessate da fenomeni di tracimazione. La mancanza di sequenze di *point bar*, suggerisce la presenza di una piana alluvionale a canali anastomizzati discretamente stabili, con aree periodicamente o permanentemente stagnanti (CALDERONI & *alii*, 1991). L'associazione delle facies grossolane, che costituiscono la parte medio alta del deposito, formata dalla sovrapposizione di barre ghiaiose, è tipica dei fiumi a canali intrecciati (NESCI & SAVELLI, 1986; CALDERONI & *alii*, 1991).

SUCCESSIONE CRONOLOGICA DEGLI EVENTI

Unità C - La datazione radiometrica dei numerosi frammenti di legno rinvenuti nei livelli torbosi contenuti nei depositi alluvionali terrazzati dei fiumi Chienti, Metauro ed Esino (ALESSIO & *alii*, 1987; CALDERONI & *alii*, 1991), posti a 25-30 m dalle superfici sommitali di unità alluvionali correlabili all'unità C (Fig. 6), ha permesso di riferire la deposizione di quest'ultima a 40.000-30.000 anni dal presente, durante gli Interstadiali di Hengelo e Denekamp-Arcy. In particolare, in base alle età ^{14}C di frammenti di legno provenienti dalla parte medio-sommitale dei depositi del fiume Esino (ALESSIO & *alii*, 1979; CALDERONI & *alii*, 1991), l'aggradazione delle *facies* grossolane risulta essere avvenuta nell'ultimo Pleniglaciale (dunque da 30.000 a 13.000 anni dal presente). All'interno di vertisol e di suoli bruni, spesso erosi o sepolti, sviluppatisi alla sommità dell'unità in prossimità dei fiumi Chienti ed Esino, si sono rinvenuti materiali ceramici e litici di tipologia Neolitica datati dal 5760 al 5225 a.C. (LOLLINI, 1965).

Unità B - L'unità ha potuto essere esaurientemente collocata cronologicamente tanto in base alla tipologia dei manufatti che alle datazioni ^{14}C dei resti vegetali carbonizzati in essa contenuti. Alla base della successione esposta a cava Smorlesi (fig. 5, -1.080 cm) compare un'area di focolare (Foc), estesa lateralmente per ca. 140 cm. Questa pre-

senta 3 livelli di spessore centimetrico, ricchi in frammenti di carbone (età ^{14}C 7210 ± 90 anni B.P.) di dimensioni fino a 3-4 cm, separati da livelletti argillosi sterili. Le argille alla base del focolare sono arrossate per uno spessore di 40 cm, verosimilmente per fenomeni di alterazione termica. La parte alta della sequenza contiene manufatti fittili che per tipologia sono riferibili al Neolitico. Ulteriori riferimenti cronologici sono rappresentati delle età ^{14}C per livelli antropici presenti nella parte alta del deposito e rese disponibili dalla Sovrintendenza Archeologica delle Marche (SILVESTRINI & *alii*, 1992-1993). In particolare i campioni provenienti dalla base dei livelli L1 ed L2 (Fig. 4) hanno fornito, rispettivamente, le età di 4680 ± 100 e 4700 ± 100 anni B.P.. Le età radiometriche e la tipologia dei ritrovamenti archeologici sono consistenti per concludere che la deposizione dell'unità B, già in corso 7210 ± 90 anni B.P. è continuata almeno fino a 4680 ± 100 anni dal presente.

Unità A - Per questa unità mancano dati di cronologia radiometrica e pertanto la sua collocazione nel tempo può solo essere desunta con criteri di campagna, quali l'analisi geomorfologica e la correlazione con depositi, litostratigraficamente analoghi, meglio conosciuti. Da questi elementi risulta che l'unità è sicuramente posteriore a 4680 ± 100 anni B.P., tale essendo il limite cronologico di deposizione della sovrastante unità B. Evidenze di campagna, quali la scarsa modellazione delle scarpate di erosione che delimitano l'unità, l'ubicazione prossima al corso attuale del fiume Potenza ed i processi esondativi che ancora la interessano indicano concordemente che il deposito, almeno per la parte sommitale, si è formato in tempi recenti. Infine, la correlazione dell'unità con analoghi depositi circostanti di età nota affina la collocazione cronologica in quanto suggerisce una deposizione in tempi storici.

EVOLUZIONE DEL CORSO D'ACQUA DURANTE L'OLOCENE

La sedimentazione fluviale del fiume Potenza durante l'ultimo Pleniglaciale (30.000-13.000 B.P.) è stata caratterizzata dall'accumulo di un'estesa coltre alluvionale prevalentemente ghiaiosa (unità C), deposta da un fiume a canali intrecciati (fase a).

In seguito all'abbassamento del livello marino di oltre 100-120 metri questi sedimenti si depositavano fino a diversi chilometri più a oriente della costa marchigiana. Sedimenti alluvionali ghiaiosi correlabili con questa fase deposizionale sono stati segnalati alla foce del fiume ad una profondità di circa 30-35 metri dal livello del mare (CAPORALLETTI, *com pers*). L'accumulo della coltre alluvionale è strettamente collegato con le condizioni climatiche fredde e aride di tipo periglaciale perdurate a lungo durante l'ultimo Pleniglaciale e responsabili di intensi ed estesi processi di degradazione fisica dei versanti (COLTORTI & DRAMIS, 1988).

Quanto detto è in accordo con i risultati delle analisi polliniche eseguite su diversi siti archeologici dell'Italia settentrionale, del Sud della Francia (CATTANI & RENAULT-

MISKOSKY, 1989), che hanno evidenziato come, durante l'ultimo Pleniglaciale, queste regioni, poste poco a nord dell'area in esame, fossero caratterizzate da una vegetazione di tipo steppico cui si alternavano brevi fasi boscate con pino e caducifoglie termofile.

A partire dal Tardiglaciale è probabile che l'area in esame sia stata interessata da un progressivo miglioramento climatico (Alleröd), sia pure interrotto da periodi ancora caratterizzati da una vegetazione di tipo steppico (Drias antico e recente). Il miglioramento delle condizioni climatiche, cui corrispondeva altresì un aumento delle coperture arboree (soprattutto a caducifoglie), determinava un rallentamento dei processi di degradazione sui versanti e di alluvionamento nei fondivalle. Durante questo periodo, nel tratto medio distale della valle, la forte diminuzione degli apporti grossolani provenienti dalle dorsali calcaree, favoriva la rapida incisione dei depositi costituenti l'unità C (fase b). Nel bacino marchigiano interno continuava invece l'aggradazione di estesi corpi alluvionali sabbioso-ghiaiosi (COLTORTI & *alii*, 1991).

Con l'inizio dell'Olocene si assiste alla installazione di una vegetazione di tipo mediterraneo, caratterizzata da querceti misti e noccioli (che nelle fasi più calde si spingevano fino a quote elevate) e foreste miste di abete e faggio nel piano montano (CATTANI & RENAULT MISKOSKY, 1989). L'approfondimento dell'alveo, che si era esteso anche lungo gli affluenti minori della fascia collinare periadriatica, era già terminato prima 7.210 ± 90 anni B.P. con la sedimentazione dei materiali prevalentemente fini che costituiscono l'unità B (fase c) tendenti a colmare le precedenti incisioni. La sedimentazione suddetta è proseguita almeno fino a 4.680 ± 100 anni B.P. ed ha prodotto, in un intervallo di tempo di circa 2.500 anni, una coltre alluvionale spessa oltre 13 metri.

I materiali che costituiscono l'unità, erano riversati nella valle principale dagli affluenti che si andavano approfondendo nei terreni a forte componente pelitica del bacino marchigiano esterno. La deposizione sembra essere stata favorita dal graduale innalzamento del livello marino che ha raggiunto il suo massimo alla fine dell'*optimum* climatico (Atlantico) anticipando di poco la fine della deposizione dell'unità.

Il corso d'acqua si raccordava verso la foce con stagni e paludi costiere, separati dal mare da cordoni di dune (ORTOLANI, 1967; COLTORTI, 1991). Tracce di antiche linee di riva, poste alcuni metri al di sopra di quella attuale che, marciano la fase di massima espansione marina (Trasgressione flandriana), sono state segnalate nell'immediato retroterra di Pesaro e Ravenna (VEGGIANI, 1967; GORI, 1988) e lungo il litorale adriatico marchigiano, sino alla foce del Fiume Potenza (ELMI & *alii* 1994). Depositati alluvionali sabbioso-limosi, spessi fino a 20 metri, sono stati anche riconosciuti alla foce del Fiume Foglia, al di sopra di superfici di erosione che troncano sedimenti alluvionali ghiaiosi del Pleistocene superiore. La messa in posto di questi ultimi depositi ha avuto inizio prima di 10.000 anni B.P. e si è esaurita intorno a 4.000 anni dal presente (BEDOSTI, 1985; GORI 1988).

Piane alluvionali sabbiose, poste a circa 50 metri sul livello del mare, sono segnalate ai piedi dell'Appennino emi-

liano, subito a monte delle città di Bologna, Modena e Reggio Emilia (CREMASCHI, 1979). La datazione al ^{14}C di un suolo isoumico posto alla base di un deposito, ha fornito un'età di 11.600 anni dal presente, mentre nella parte superiore sono stati rinvenuti materiali antropici «medioevali». Piane alluvionali argilloso-sabbiose di circa 16 metri di spessore, ubicate a circa 50 metri sul livello del mare e in posizione stratigrafica simile a quella dei depositi precedenti, sono state riconosciute ai piedi dell'Appennino romagnolo, a monte delle città di Faenza e Forlì. All'interno di alcuni paleosuoli posti a circa 2,5 m dal piano di campagna (paleosuolo di Vecchiuzzano), sono stati rinvenuti manufatti antropici riferiti al 6.000-5.000 anni B.P. (MARABINI & *alii*, 1987).

Durante l'Olocene e più precisamente a partire dal Boreale, nei tratti di valle del fiume Potenza che solcano le dorsali calcaree, ha avuto inizio la deposizione di estesi corpi di travertino costituiti da *facies* fitoermali, che si sviluppavano in prossimità di irregolarità del profilo longitudinale (*facies* di cascata), alternate a *facies* fitoclastiche e argille, che si deponevano all'interno di piccoli bacini lacustri posti a monte delle soglie (CILLA & *alii*, 1994). Nei rilievi collinari del bacino marchigiano interno e in quelli della fascia periadriatica più lontani dalla costa iniziava solo allora un lento approfondimento del reticolo fluviale, caratterizzato da canali marcatamente sinuosi (CALDERONI & *alii*, 1991). La deposizione dell'unità B ha avuto termine verso la fine del V millennio B.P. in coincidenza con una graduale variazione climatica (MAGRI & FOLLIERI, 1989) cui ha anche fatto seguito un limitato abbassamento del livello del mare. A partire da questo momento è iniziato un graduale approfondimento dell'alveo nei depositi dell'unità (fase d).

Durante il IV millennio ha cominciato a manifestarsi in Italia e in gran parte del bacino del Mediterraneo, un sistematico disboscamento cui si associavano generalizzati processi di erosione dei suoli (VITA FINZI, 1969; CILLA & *alii*, 1994). La forte antropizzazione dei versanti non sembra comunque aver influenzato in modo determinante la dinamica fluviale dato che, nelle aree medio distali della valle, continuava il graduale approfondimento dell'alveo. Una evoluzione diversa ha caratterizzato le aree prossimali dove la formazione dei corpi travertinosi è proseguita fino ad esaurirsi tra la fine del IV e l'inizio del III millennio B.P. Il progressivo rallentamento della formazione di travertino è stato da molti autori associato alla deforestazione antropica (VANDUR, 1986; CILLA & *alii*, 1994) ed alla conseguente riduzione della produzione di CO_2 , all'interno dei suoli, ma non è da escludere che abbiano giocato un ruolo importante anche variazioni delle condizioni climatiche.

A partire dalla fine del IV millennio, e in modo sempre più evidente in epoca storica, si è andata intensificando l'antropizzazione dei versanti alla quale si collegavano diffusi fenomeni di erosione del suolo con formazione di piccoli conoidi pedemontani e di estese coltri colluviali. Tale dinamica non ha prodotto evidenti fenomeni di alluvionamento nel tratto di valle posto a monte della dorsale marchigiana dove si è avuto anzi l'ulteriore approfondimento dell'alveo (COLTORTI, 1991; CILLA & *alii* 1994).

Nella sua parte più prossima alla foce il fiume Potenza, come del resto anche altri fiumi marchigiani quali l'Esino, l'Aspio e il Musone, risultava navigabile fino al XV secolo (COLTORTI, 1991). Questo sembra indicare che anche nella porzione esterna del bacino l'antropizzazione non aveva ancora prodotto importanti fenomeni di alluvionamento. Solo dopo il Rinascimento e fino al XIX secolo si è avuta una forte intensificazione dei processi di degradazione dei versanti (ANSELMINI, 1985) che, nel tratto medio distale della valle, hanno determinato la deposizione di estese coltri prevalentemente ghiaiose, da parte di un fiume poco sinuoso ad alto indice di intrecciamento (fase e), conducendo ad un parziale riempimento delle incisioni prodotte nella fase precedente. La datazione di resti lignei, rinvenuti nella parte basale di sedimenti prevalentemente ghiaiosi, di alcuni metri di spessore, depositi da un fiume a canali intrecciati, lungo la media valle dell'Esino, ha fornito età più recenti di 2.000 anni B.P. (BIONDI & COLTORTI, 1982). Importanti fenomeni di sovralluvionamento vengono segnalati anche nei tratti distali dei fiumi Misa e Cesano (COLTORTI, 1991).

Durante il XX secolo, ed in modo particolare dopo l'ultimo conflitto mondiale, tanto nel tratto prossimale che, più limitatamente, in quelli medio e distale, si è verificato un veloce approfondimento dell'erosione in alveo. Questo fenomeno, registrato anche negli altri fiumi marchigiani, ha causato numerosi e importanti danni a ponti e l'abbassamento dei livelli freatici dei pozzi ubicati nelle adiacenti piane alluvionali oltre ad un vistoso arretramento delle spiagge (GENTILI & PAMBIANCHI, 1987; BISI & *alii*, 1992).

Le principali cause che hanno condotto allo sviluppo dei processi di erosione, sono da ricercarsi nelle profonde modifiche operate dall'uomo in tempi recenti nei bacini idrografici e negli alvei fluviali. La diminuzione dell'apporto del carico solido, sembra essere legata sia al progressivo abbandono dei coltivi, particolarmente intenso nelle aree montane, che alla costruzione di numerosi invasi artificiali. Oltre a questi fattori, anche l'escavazione in alveo dei materiali alluvionali, sembrano aver favorito i fenomeni di erosione (CONTI & *alii*, 1983; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987; VITTORINI, 1991).

CONCLUSIONI

Nell'area di studio sono state identificate cinque principali fasi di modellamento fluviale. La più antica (Fase a) si è sviluppata nell'ultimo Pleniglaciale ed ha comportato, in analogia a quanto già riportato per altre valli marchigiane, l'aggradazione di una spessa coltre alluvionale prevalentemente ghiaiosa (Unità C) per deposizione da un corso d'acqua a canali intrecciati.

Una fase erosiva (Fase b), probabilmente iniziata nel Tardiglaciale e protrattasi fino a prima di 7210 anni dal presente, ha comportato il terrazzamento per ca. 20 m dell'Unità C precedentemente deposta. Tale evento, ragionevolmente determinato dalla notevole diminuzione di apporti detritici grossolani dalle dorsali calcaree e compatibile con l'ancora basso livello marino, è altresì comune lungo l'Appennino emiliano-romagnolo e presso la foce dei fiumi Foglia e Metauro.

La Fase c comporta nuovamente la formazione di un'ampia copertura alluvionale (Unità B), differente da quella della Fase a per essere di composizione argilloso-sabbiosa e pertanto di deposizione da un corso d'acqua ora a prevalente regime esondativo. Il tempo di aggradazione dell'unità, spesso ca. 13 m, è valutabile a ca. 2500 anni in base a datazioni radiometriche (7210 ± 90 e 4680 ± 100 anni B.P.) che ne delimitano la maggior parte. La velocità media di accumulo dell'unità risulta di ca. 50 cm/100 anni e la mancanza di orizzonti pedogenetici al suo interno indicherebbe esondazioni tanto frequenti da precludere la formazione di suoli.

Circa l'origine dei sedimenti del deposito è verosimile che essi fossero trasportati nella valle principale dai tributari che approfondivano il proprio corso nel substrato terrigeno del bacino marchigiano esterno. La sedimentazione di questo trasporto solido è stata anche favorita dal concomitante progressivo innalzamento del livello del mare, che raggiunge il massimo pressoché al termine dell'aggradazione dell'unità.

Posteriormente a 4680 ± 90 anni B.P. si verifica (Fase d) un approfondimento del corso d'acqua nelle alluvioni dell'unità B. Le forme di erosione marcatamente concave sulle scarpate indicherebbero che l'approfondimento è stato operato da un fiume ad andamento sinuoso. Tale variazione di regime fluviale può essere messa in relazione a variazioni climatiche globali, riflesse anche da una modesta diminuzione del livello del mare, e, almeno nell'ultimo periodo di questa fase, dall'inizio dell'antropizzazione dei versanti.

Infine in tempi storici, particolarmente in epoca post-rinascimentale, si registra un'ulteriore aggradazione (Fase e) di sedimenti alluvionali prevalentemente ghiaiosi, che tendono a riempire le forme di erosione lasciate dalla precedente Fase d.

BIBLIOGRAFIA

- ALESSIO M., ALLEGRI L., CALDERONI G., CORTESI C., IMPROTA S., NESCI O., PETRONI V., & SAVELLI D. (1987) - *Successioni alluvionali terraziate nel bacino del Metauro (Appennino marchigiano) - Datazione con il C¹⁴*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10, 307-312.
- ALESSIO M., ALLEGRI L., COLTORTI M., CORTESI C., DEIANA G., DRAMIS F., IMPROTA S., & PETRONI V. (1979) - *Depositi tarso-urmiati nell'alto bacino dell'Esino (Appennino marchigiano). Datazione al C¹⁴*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2, 203-205.
- ANSELMINI S. (1985) - *Una storia dell'agricoltura marchigiana*. Cassa di Risparmio di Jesi, Consorzio Librai Marchigiani, Ancona, 206 pp.
- BEDOSTI E. (1985) - *Il tronco fossile pleistocenico di Villa S. Martino (PS)*. Riassunti Convegno «Morfogenesi e Stratigrafia dell'Olocene», Bari, 29-30 Maggio 1989, 40-41.
- BIONDI E. & COLTORTI M. (1982) - *The Esino flood plain during the Holocene*. Abstracts XI International Congress INQUA, Mosca, III, 45.
- BISCI C., DRAMIS F. & GENTILI B. (1992) - *Recent and present geomorphological evolution of river beds and mouths in central-southern Marche (Italy)*. Geobio Plus, 3, 83-96.
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1991) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, num. spec. 1991/1, 295-314.
- 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 «Fenomeni di Erosione e Alluvionamento degli alvei fluviali», Dipartimento di Scienze dei Materiali e della Terra, Università di Ancona, 171-190.
- CANTALAMESSA 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. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, num. spec. «La Geologia delle Marche», 61-81.
- CATTANI L. & RENAULT MISKOSKY J. (1989) - *La réponse des végétations aux variations climatiques quaternaire autour des sites archéologique du sud de la France et du nord de l'Italie*. Il Quaternario, 2, 147-160.
- CHIESA S., COLTORTI M., CREMASCHI M., FERRARIS M., FLORIS B. & PROSPERI C. (1990) - *Loess and Quaternary deposits in the Marche province*. In «The loess in northern and central Italy». Quad. Geol. Alpina, 1, 103-130.
- CICCACCI S., D'ALESSANDRO C., DRAMIS F., FREDI P. & PAMBIANCHI G. (1985) - *Geomorphological evolution of the Umbria-Marche Ridge Northern sector*. Studi Geol. Camerti, 10, 7-15.
- CILLA G., COLTORTI M. & DRAMIS F. (1994) - *Holocene fluvial dynamics in mountain areas: the case of the Esino river*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 17, 163-174.
- COLTORTI M. (1991) - *Modificazioni morfologiche oloceniche nelle piane alluvionali marchigiane: Alcuni esempi nei fiumi Misa, Cesano e Musone*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14, 13-86.
- 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. Bd., 71, 59-79.
- CONTI A., DI EUSEBIO L., DRAMIS F. & GENTILI B. (1983) - *Evoluzione geomorfologica e processi in atto nell'alveo del Tenna (Marche meridionali)*. Atti XXIII Congresso Geografico Italiano, Catania, vol. 2, t. 3, 53-66.
- CREMASCHI M. (1979) - *Alcune osservazioni sul paleosuolo delle conoidi «urmiati», poste al piede dell'Appennino Emiliano*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2, 187-195.
- CREMASCHI M., COLTORTI M. & DRAMIS F. (1989) - *Loess sedimentation along the eastern side of Umbria-Marche Apennines during the upper and middle Pleistocene*. Abstract International Geological Congress, Washington DC, vol. 1, 339.
- DRAMIS F. (1992) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a ampio raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1992/1, 9-16.
- DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI O. & CONSOLI M. (1991) - *Il ruolo di elementi strutturali trasversali nell'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., CROP 11, 287-293.
- ELMI C., FANUCCI F., NESCI O., BEER G. & PIGNOCCHI A. (1994) - *Evoluzione olocenica della linea di riva adriatica dal F. Reno al F. Potenza (Italia Centrale)*. Il Quaternario, 7 (1b), 305-309.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) - *Morfogenesi fluviale e attività antropica nelle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10, 204-217.
- GORI U. (1988) - *Contributo alla conoscenza della sedimentazione delle alluvioni quaternarie del fiume Foglia (Marche)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., II, 121-122.
- LOLLINI D.G. (1965) - *Il Neolitico nelle Marche alla luce delle nuove scoperte*. Atti VI Congresso Internazionale di Scienze Preistoriche e Protostoriche, 309-314.
- MAGRI D. & FOLLIERI M. (1989) - *Caratteri della biostratigrafia pollinica dell'Olocene in Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., 42, 147-153.
- MARABINI S., LENAZ R. & VAI G. B. (1987) - *Pleistocene superiore e Olocene del margine appenninico romagnolo: rapporto preliminare*. Rend. Soc. Geol. It., 10, 33-37.
- MIALI A.D. (1985) - *Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Sci. Review, 22, 261-308.
- NESCI O. & SAVELLI D. (1986) - *Cicli continentali tarso-quaternari lungo i tratti vallivi mediani delle Marche settentrionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 9, 192-211.
- ORTOLANI M. (1967) - *Studi recenti sul litorale dell'Alto Adriatico*. Riv. Geogr. It., 94, 245-250.
- SILVESTRINI M., CILLA G. & PIGNOCCHI G. (1992-93) - *La necropoli eneolitica di Fontenoce (Recanati)*. Picus, 12-13, 127-185.
- VAUDOUR J. (1986) - *Travertines holocènes et pression anthropique*. Médierrané, 1-2, 168-173.
- VEGGIANI A. (1967) - *La linea di spiaggia tra Ravenna e Pesaro all'inizio dell'era volgare e considerazioni sul ciclo sedimentario olocenico*. Atti Convegno Internazionale di Studi sulle Antichità di Classe, Ravenna, 14 ottobre 1967, 115-133.
- VITA FINZI C. (1969) - *The Mediterranean valleys. Geological changes in historical times*. Cambridge University Press, 433 p.
- VITTORINI S. (1991) - *La diminuzione del trasporto torbido nei fiumi italiani tra il periodo prebellico e quello attuale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14, 251-258.