

MAURO COLTORTI (*), MAURIZIO CONSOLI (*),
FRANCESCO DRAMIS (*), BERNARDINO GENTILI (*) & GILBERTO PAMBIANCHI (*)

EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA DELLE PIANE ALLUVIONALI DELLE MARCHE CENTRO-MERIDIONALI

Abstract: COLTORTI M., CONSOLI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G., *Geomorphological evolution of the alluvial plain of the central-southern Marche region* (IT ISSN 0391-9838, 1991).

The present paper describes the Pleistocene-Holocene geomorphological evolution of the alluvial plains of the southern-central area of the Marche. The oldest among the continental deposits examined (Sicilian-Crotonian), consisting of fluvial-deltaic gravel and sand, are preserved at different elevations on hilltops near the Adriatic Sea. Four orders of strictly alluvial deposits at progressive elevations on the valley floor, following the former, characterize the fluvial basins considered. The differences in elevation among the terraced deposits show the intercalation, with the depositional phases, of erosional phases which are characterized by a different rate of subsidence during the Quaternary tectonic uplift. The most important among these, enclosed between Sicilian-Crotonian and Mid-Pleistocene deposits, coincides with an important stage of Pleistocene tectonic uplifting. Of particular significance for the Quaternary sedimentary tectonic evolution is the transverse tectonics which produced a topography characterized by undulations crosswise to the Apennines. In the most depressed zones, deposits of fan-delta type for the coastal belt (Sicilian-Crotonian deposits) and of alluvial fans (first order terraces) produced the thickest and most extensive deposits.

KEY WORDS: Alluvial terraces, Geomorphological evolution, Neotectonics, Quaternary, Marche (Italy).

Riassunto: COLTORTI M., CONSOLI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G., *Geomorphological evolution of the alluvial plain of the central-southern Marche region* (IT ISSN 0391-9838, 1991).

Il presente lavoro mette in evidenza l'evoluzione geomorfologica pleistocenico-olocenica delle pianure alluvionali dell'area marchigiana centro-meridionale.

I più antichi depositi continentali osservati (Siciliano-Crotoniano), rappresentati da ghiaie e sabbie di ambiente fluvio-deltizio, sono conservati a quote diverse, alla sommità di rilievi prossimi al mare Adriatico.

Quattro ordini di depositi alluvionali s.s., posti a quote progressive sull'attuale fondovalle, caratterizzano i bacini fluviali considerati. Le differenze di quota tra i depositi terrazzati evidenziano l'intercalarsi, alle fasi deposizionali, di fasi erosive manifestatesi con diverso tas-

so di approfondimento durante il sollevamento tettonico quaternario. Alla più importante di esse, da collocare fra i depositi siciliano-crotoniani ed il Pleistocene medio, corrisponde un momento importante del sollevamento tettonico pleistocenico.

Particolarmente significativo per l'evoluzione del rilievo è stato il ruolo della tettonica trasversale quaternaria che ha prodotto un paesaggio contraddistinto da ondulazioni trasversali alla catena appenninica. Nelle zone più depresse di tali ondulazioni, depositi di deltaconoide per la fascia costiera (siciliano-crotoniani) e di conoidi pedemontane (terrazzo di 1° ordine), davano origine ai più potenti ed estesi depositi.

TERMINI CHIAVE: Depositi alluvionali, Evoluzione geomorfologica, Neotettonica, Quaternario, Marche.

STUDI PRECEDENTI

Diversi autori hanno messo in evidenza per i sistemi fluviali marchigiani la caratteristica presenza di quattro ordini di terrazzamento principali, posti a quote diverse sul fondovalle (fig. 1), la loro diversa distribuzione sui fianchi vallivi (sequenza incompleta o assente sulla destra, completa e generalmente ben conservata sulla sinistra idrografica) e la ricorrenza di deviazioni fluviali per tracimazione o per cattura. La genesi dei terrazzi veniva da questi autori collegata essenzialmente a fenomeni glacio-eustatici (CASTIGLIONI, 1933; LIPPARINI, 1939; VILLA, 1942).

Il fenomeno della deviazione degli alvei veniva per lo più attribuito a motivi di ordine tettonico (CARLONI & alii, 1975; NANNI & alii, 1986) anche se non mancavano interpretazioni diverse, quale quella di CRESCENTI (1972), che attribuiva il fenomeno all'effetto Coriolis, in analogia con quanto proposto da GILBERT (1884). Studi più recenti (COLTORTI & NANNI, 1987; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987) confermano l'esistenza dei quattro principali ordini di terrazzi, che localmente possono anche aumentare di numero per l'influenza diretta o indiretta dell'attività neotettonica, e i cui dislivelli, rispetto all'alveo, variano entro fasce altimetriche generalmente limitate.

Le frequenti interdigitazioni di materiali alluvionali con depositi stratificati di versante, riferibili a condizioni pe-

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino.
Comunicazione presentata al «2° Seminario sulle Pianure minori italiane» (Urbino, 9-10 Gennaio 1991) nell'ambito del Progetto del M.P.I. (fondi 40%) «Genesi ed evoluzione geomorfologica delle pianure dell'Italia peninsulare ed insulare» (Resp. Naz. prof. P.R. Federici; Resp. U.O. prof. B. Gentili).

riglaciali, permettono di attribuire la genesi degli stessi ad ambiente freddo (COLTORTI & *alii*, 1979; DRAMIS, 1984). La deposizione delle alluvioni del 1° e 2° ordine viene collocata nel Pleistocene medio e quella del 3° ordine nel Pleistocene superiore, sulla base di datazioni radiometriche e di considerazioni pedostratigrafiche ed archeologiche (DAMIANI & MORETTI, 1969; ALESSIO & *alii*, 1979; COLTORTI, 1979).

Diversa è l'origine dei depositi terrazzati del 4° ordine la cui messa in posto, avvenuta in tempi storici, è legata essenzialmente al diffuso smantellamento della copertura boschiva operato dall'uomo per usi agro-pastorali e per l'utilizzo del legname, non seguito, almeno fino agli inizi del XX secolo, da opere tendenti alla conservazione del suolo (BIONDI & COLTORTI, 1982; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987). Importante risulta inoltre il fattore antropico nell'evoluzione, recente ed in atto, degli alvei fluviali (BUCCOLINI & GENTILI, 1986; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987), ed il ruolo morfogenetico dei fenomeni franosi di grandi dimensioni che attivatisi, in più casi, in corrispondenza di strette vallive, hanno temporaneamente sbarrato i corsi d'acqua, dando origine ad intercalazioni di depositi lacustri e fluvio-lacustri nelle alluvioni del Pleistocene medio e superiore (DRAMIS & *alii*, 1988; GENTILI & PAMBIANCHI, 1988).

L'AREA STUDIATA

Lineamenti geografici, climatici e idrologici

I corsi d'acqua studiati, tutti drenanti verso l'Adriatico, hanno per lo più origine dai rilievi dell'Appennino umbro-marchigiano (Esino, Musone, Potenza, Chienti, Tenna ed Aso) e laziale-abruzzese (Tronto), ad eccezione del Tesino le cui sorgenti sono ubicate nell'alta collina delle

Marche meridionali (Monte dell'Ascensione). I loro bacini, di dimensioni comprese tra i 115 km² del Tesino ed i 1 294 km² del Tronto, sono scolpiti nelle formazioni sedimentarie marine, che si estendono cronologicamente dal Lias al Pleistocene inferiore (CENTAMORE & DEIANA, 1986) e si sviluppano con forma piuttosto allungata, in direzione circa WSW-ENE, ad eccezione del Tesino orientato ovest-est. Dati e parametri caratteristici di bacini, aste fluviali e reticolati sono riportati in GENTILI & PAMBIANCHI (1987).

Le condizioni climatiche dell'area sono comprese tra quelle tipiche dell'Adriatico centro-meridionale e quelle appenniniche (MORI, 1957). Le prime sono contraddistinte da temperature moderatamente elevate in estate e relativamente rigide in inverno, con precipitazioni nel complesso modeste; le seconde sono caratterizzate da temperature più basse e precipitazioni piuttosto abbondanti. Essenzialmente pluviale risulta il regime dei corsi d'acqua; analoghi sono infatti gli andamenti delle curve degli afflussi e dei deflussi (GENTILI & PAMBIANCHI, 1987).

Dai dati del Ministero dei Lavori Pubblici (1927-1972) disponibili per cinque degli otto bacini considerati (Musone, Aso e Tesino, esclusi) risultano portate medie annue comprese tra i 17,60 m³/s del Tronto (a Tolignano) ed i 2,83 m³/s del Tenna (ad Amandola); le portate minime variano tra 0,5 m³/s (Tenna) e 1,42 m³/s (Potenza a Cannuciaro); le portate massime hanno fatto registrare valori di 1 320,0 m³/s (Tronto) e 92,5 m³/s (Tenna).

Geolitologia

I corsi d'acqua considerati incidono più o meno profondamente, i terreni calcarei, calcareo-marnosi e marnosi, della successione umbro-marchigiana (Lias inf.-Tortoniano); le associazioni essenzialmente torbiditiche date

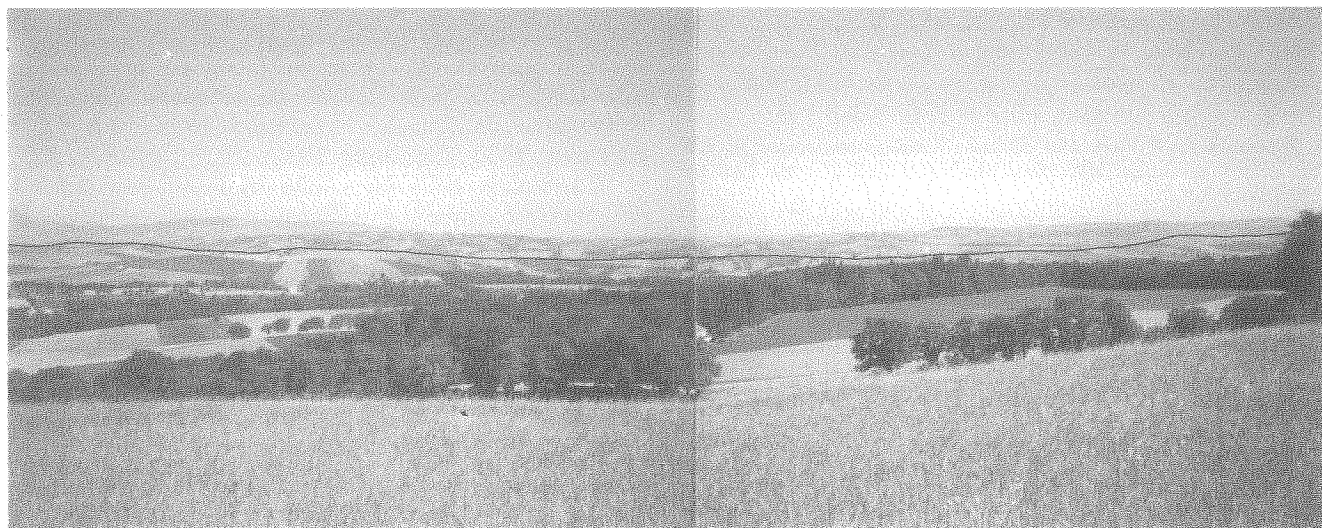


Fig. 1 - Successione degli ordini di terrazzamento in località Abbadia di Fiastra (Media Valle del Chienti).

FIG. 2 - Veduta panoramica dei depositi siciliano-crotoniani nei pressi di Cupramarittima (Marche Meridionali).



da facies marnose ed arenacee variamente alternate (bacino di Camerino e bacino della Laga-Messiniano) ed infine, nella parte più esterna, le litofacies argilloso-sabbioso-conglomeratiche del ciclo trasgressivo plio-pleistocenico (CENTAMORE & DEIANA, 1986).

Il più antico termine della serie è rappresentato da calcari micritici biancastri, in strati spessi e massicci (Calcarea massiccio). Sempre da calcari micritici biancastri sono costituite le formazioni della Corniola e della Maiolica; di potenza più limitata la prima (250-300 m), più potente la seconda (400-500 m). Tra le due formazioni sono comprese, nella serie completa, altre tre formazioni (formazione dei Calcari e marne del Sentino formazione del Bosso, distinta in due unità: Rosso ammonitico e Marne a Posidonia; formazione dei Calcari Diasprini umbro-marchigiani) dello spessore complessivo di 200 m circa, costituite da calcareniti, calcari micritici e/o silicei e selce in liste e noduli, calcari marnosi e marne. Alla Maiolica seguono le emipelagiti marnose della formazione delle Marne a Fucoidi alla quale si sovrappongono i calcari e calcari marnosi ben stratificati delle «scaglie» (Scaglia bianca, Scaglia rosata e Scaglia variegata) il cui spessore complessivo supera spesso i 300 metri.

La sedimentazione marina successiva è costituita in prevalenza da terreni marnosi (Scaglia cinerea, Schlier, Marne con Cerrognana e Marne a Pteropodi) di spessore piuttosto variabile. Tra Scaglia cinerea e Schlier si intercala la formazione più francamente calcarea del Bisciario.

Ai terreni descritti succedono i sedimenti torbiditici dati da alternanze di livelli (di spessore estremamente variabile) arenacei, arenaceo-conglomeratici, arenaceo-pelitici, pelitico-arenacei e pelitici, ai quali si intercalano talora litofacies evaporitiche e lagunari (Formazione della Laga). Arenarie, conglomerati, calcareniti, peliti e sequenze pelitico-arenacee ed arenaceo-pelitiche, costituiscono i se-

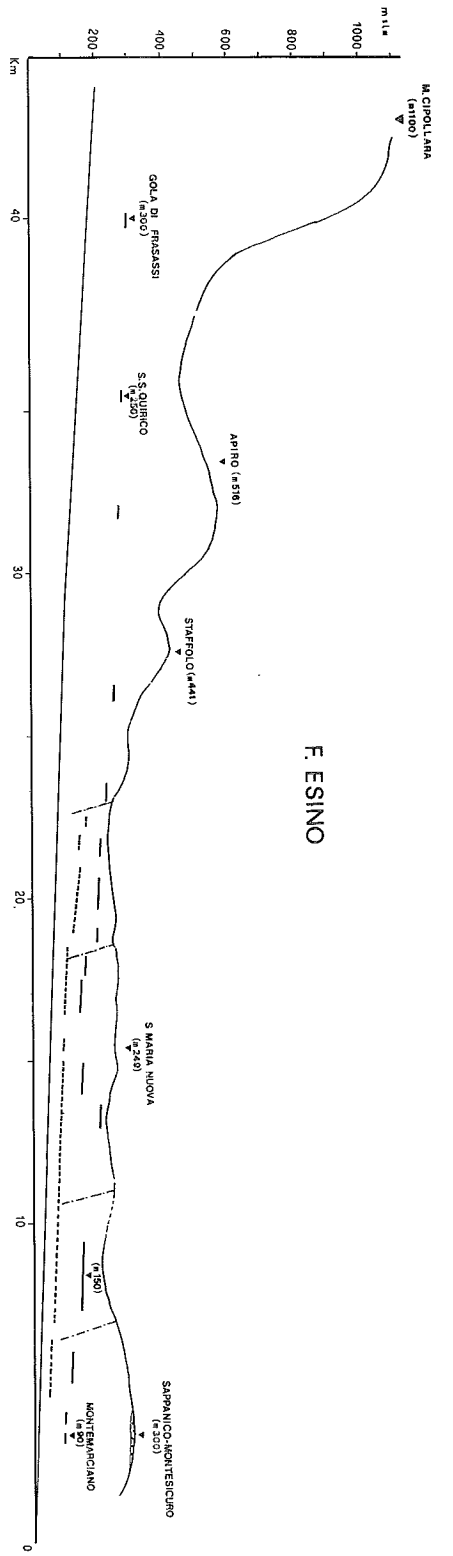
dimenti marini del ciclo plio-pleistocenico sovrapposti in netta discordanza sui depositi precedenti.

Lineamenti tettonico-strutturali

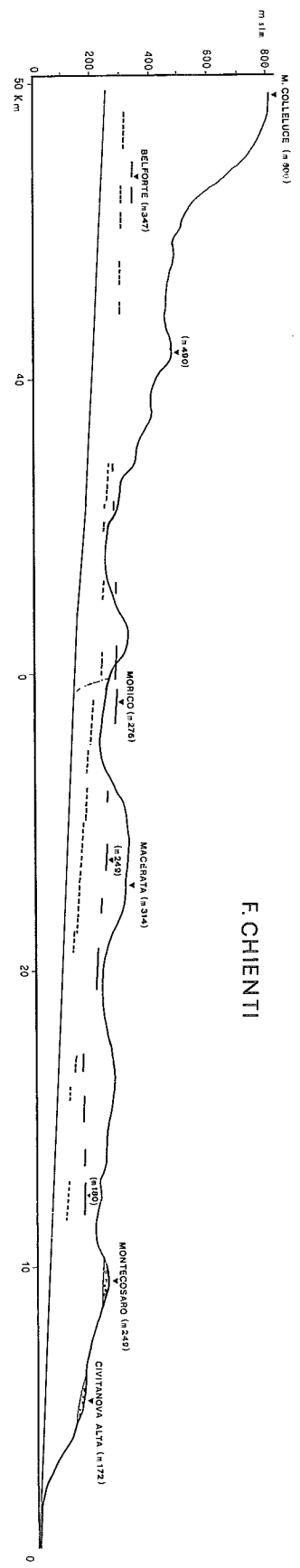
Le formazioni calcaree, calcareo-marnose e marnose, affioranti nella porzione occidentale delle Marche, interessate da pieghe a diverso raggio di curvatura, pieghe-faglie e sovrascorrimenti danno luogo a due dorsali calcaree (Appennino umbro-marchigiano ed Appennino marchigiano) subparallele, orientate circa NW-SE, che si fondono verso sud in un unico massiccio dove ricadono i più elevati rilievi della regione (M. ti Sibillini). Esse sono prodotte, in profondità, dalla sovrapposizione di più scaglie tettoniche (CALAMITA & DEIANA, 1986). Tra le due dorsali è compresa una stretta depressione dove affiorano terreni prevalentemente torbiditici (bacino di Camerino). La fascia esterna a tali strutture (bacino della Laga) è contraddistinta da un assetto plicativo, con pieghe più o meno fitte e serrate, vergenti ad oriente.

I sedimenti plio-pleistocenici formano generalmente un'estesa monoclinale, blandamente inclinata verso NE; pieghe ad ampio raggio di curvatura ne complicano talora il regolare assetto strutturale.

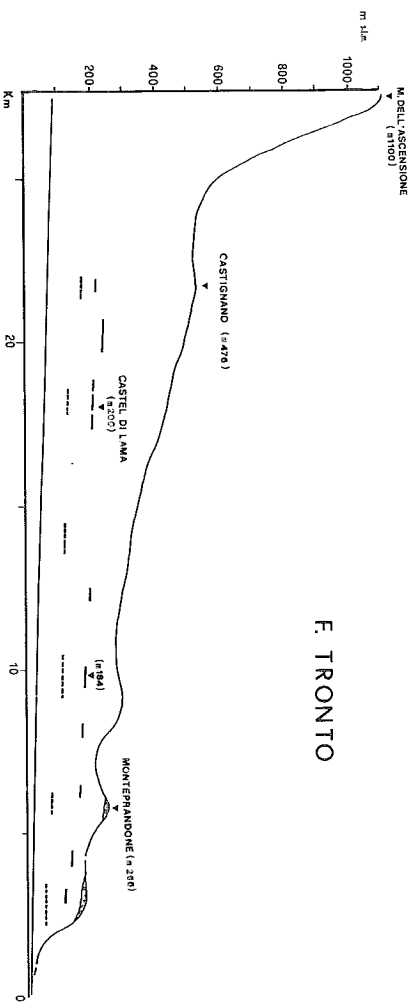
Tale disposizione spaziale dei corpi sedimentari è stata interpretata come il risultato di più eventi deformativi (CENTAMORE & DEIANA, 1986). Nell'intervallo Tortoniano-Pliocene medio la tettonica compressiva ha dato luogo a pieghe, pieghe-faglie e sovrascorrimenti associati a faglie trascorrenti. Nel Pliocene superiore la catena inizia ad essere interessata da un generale sollevamento a cui segue una fase tettonica distensiva con faglie dirette prevalentemente appenniniche. Tale sollevamento ha subito, a partire dalla fine del Pleistocene inferiore, un forte incremento



F. ESINO



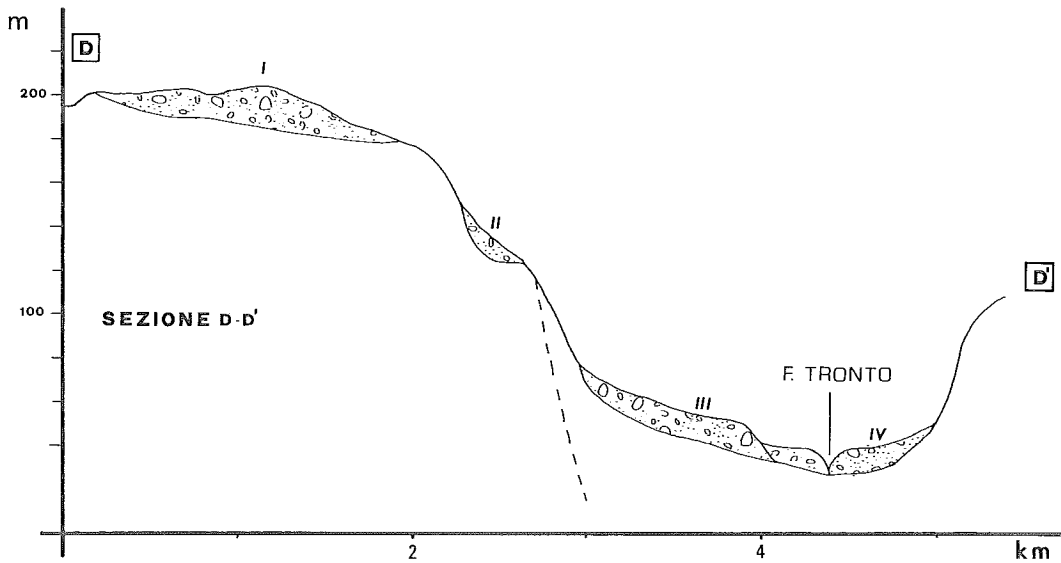
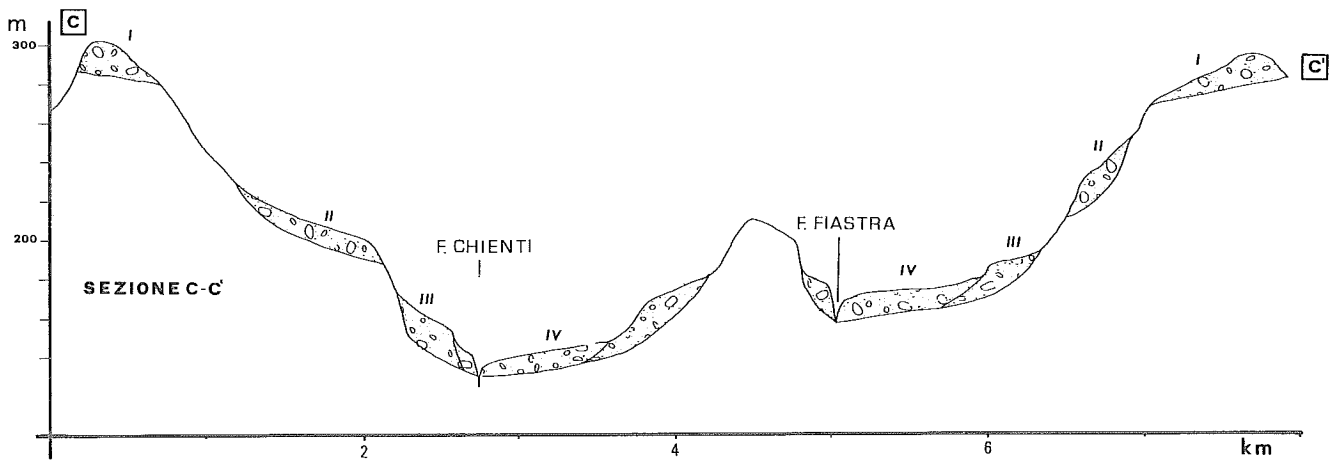
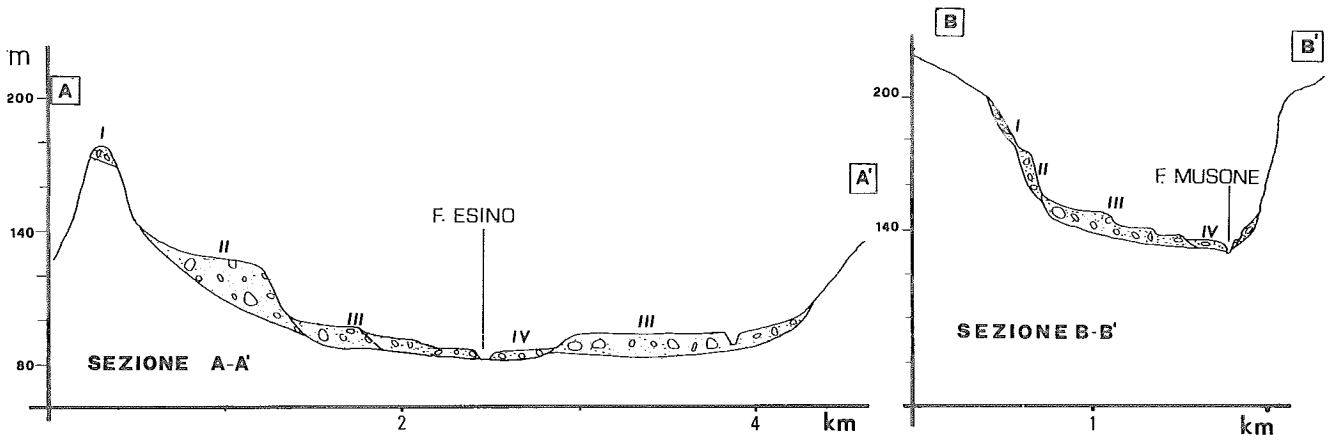
F. CHIEN TI



F. TRONTO

- 1 [stippled pattern]
- 2 [solid line]
- 3 [dashed line]
- 4 [dash-dot line]
- 5 [dotted line]

Fig. 3 - Profili longitudinali (a) e profili trasversali (b) delle porzioni medio-basse dei fiumi Esino, Chienti e Tronto con la posizione dei terrazzi di I e II ordine (a) e della sequenza completa (b). 1. Depositi di transizione sicliano-crotoniani; 2. Terrazzo di 1° ordine; 3. Terrazzo di 2° ordine; 4. Faglia; 5. Profilo longitudinale del fiume.



(b)

che ha dato luogo, in particolare nelle aree più interne, a marcati dislivelli rispetto all'area pedemontana e costiera (AMBROSETTI & *alii*, 1982) e a differenziazioni di quote lungo fasce trasversali.

I DEPOSITI FLUVIALI

I depositi siciliani e crotoniani

Sedimenti ciottolosi e sabbiosi appartenenti a facies di spiaggia, di laguna costiera, deltizi o più decisamente continentali sono ubicati sia nei pressi della costa (fig. 2) che in alcune delle «depressioni tettoniche» appenniniche delle Marche centro-meridionali (tav. 1). I primi, oggetto di numerosi studi di carattere stratigrafico e sedimentologico (COLALONGO & *alii*, 1979; CANTALAMESSA & *alii*, 1986; NANNI & *alii*, 1986), sono stati interpretati come «depositi di chiusura» della sequenza deposizionale marina siciliana (fase finale del Pleistocene inferiore).

L'unità presenta al tetto chiare evidenze di emersione attribuite alla «regressione romana», rappresentate da un paleosuolo di tipo fersiallitico, sepolto talora da sedimenti lagunari crotoniani e/o tirreniani (CANTALAMESSA & *alii*, 1986). L'attribuzione di questi depositi al Tirreniano non può essere condivisa per la loro maggior altezza rispetto ai depositi alluvionali terrazzati del Pleistocene medio. È dunque probabile che essi rappresentino sedimenti trasgressivi di un interglaciale pre-Tirreniano. Infatti anche su questi sedimenti è stata segnalata la presenza di un paleosuolo di tipo fersiallitico con orizzonte argillico, alla cui sommità, nei pressi di Cupramarittima, sono stati rinvenuti manufatti acheuleani attribuibili almeno alla fase finale del Pleistocene medio (COLTORTI & *alii*, 1980).

A sud del Musone i sedimenti siciliano-crotoniani costituiscono ampi terrazzi che sovrastano la costa. A nord essi si spingono maggiormente verso l'entroterra generando limitate superfici suborizzontali prossime ai 300 m di quota (Montesicuro, Offangna, M. della Crescia). Le quote decrescono progressivamente verso sud raggiungendo 265 m ad Osimo, 199 m a Castelfidardo ed appena 137 m a Crocette e 44 m a Case Agostinelli nei pressi di Marcelli, sulla costa (NANNI & *alii*, 1986). Nella zona compresa tra il Musone e l'Ete Vivo, i depositi si rinvengono a quote progressivamente più elevate, comprese tra i 122 m di Montarice ed i 163 m di Torre di Palme.

Le variazioni di quota sono da attribuire in parte all'originaria articolazione delle superfici deposizionali ed in parte a differenziazioni più marcate legate all'attività neotettonica di faglie antiappenniniche (CENTAMORE & *alii*, 1982; NANNI & *alii*, 1986).

Questi depositi risultano particolarmente estesi verso l'entroterra dove passano a facies francamente fluviali. Nelle zone poste a sud del Tenna essi raggiungono quote di 463 m a M. Rubbiano, 412 m a Montefiore dell'Aso, 494 m a Ripatransone, 359 m ad Acquaviva Picena. Viste le distanze comparabili di detti depositi dalla costa attuale, dislivelli così marcati tra gli stessi sono da attribuire, oltre

all'originaria morfologia della superficie di deposizione finale, all'azione della tettonica recente manifestatasi con basculamenti e faglie distensive. L'assottigliamento verso monte dei depositi e la mancanza di lembi di sedimenti coevi sul resto del bacino periadriatico permette di ipotizzare come nell'entroterra questi dovevano presentare spessori relativamente limitati ed andavano gradualmente a raccordarsi alla «superficie di spianamento villafranchiana», ondulata e debolmente inclinata verso oriente, di cui restano frequenti tracce sui rilievi collinari e nella fascia pedemontana calcarea dell'Italia centro-meridionale (DEMANGEOT, 1965; CICCACCI & *alii*, 1985). Da tale superficie emergeva l'*inselberg* del M. dell'Ascensione (DEMANGEOT, 1965) e, con ogni probabilità, gli omologhi rilievi arenaceo-conglomeratico-calcarentici di Force, Montefalcone, M. San Martino e Penna S. Giovanni. Ciò dimostra come l'area compresa tra gli affioramenti più interni di questi sedimenti e l'Appennino sia stata interessata da intensa erosione nel periodo compreso tra il Crotoniano e la deposizione dei più antichi terrazzi fluviali s.s.

All'interno dell'Appennino sedimenti continentali di età comparabile affiorano solamente nella depressione di Colfiorito dove, nell'estrema porzione meridionale, sono state segnalate faune fossili a grandi mammiferi, preliminarmente attribuite al Villafranchiano finale (BORSELLI & *alii*, 1988). Tali reperti sono contenuti all'interno di sedimenti fluvio-lacustri, sovrastati da sedimenti più francamente fluviali alla cui sommità si rinviene un paleosuolo di tipo tropicale.

I depositi alluvionali antichi (Pleistocene medio)

Le prime testimonianze di depositi alluvionali riferibili ad un sistema idrografico non troppo dissimile dall'attuale, sono diffusi in tutta la regione. Si tratta generalmente di ridotti lembi di ghiaie medio-grossolane depositate da corsi d'acqua a canali intrecciati. Le rare intercalazioni sabbiose, si fanno più frequenti nei pressi delle confluenze di valli minori i cui bacini sono per lo più sviluppati in terreni pelitici ed arenacei. In un solo caso (Case Giovacchini, sulla sinistra idrografica dell'Esino), alla sommità di detti materiali sono stati osservati sedimenti argillosi (6 m ed oltre) di stagni e paludi costiere legate ad un probabile episodio trasgressivo (COLTORTI & NANNI, 1987).

La distribuzione delle alluvioni non è omogenea; generalmente nei diversi bacini sono ben rappresentate sulla sinistra idrografica, in quanto dopo la loro deposizione si sarebbe verificata la già citata progressiva migrazione verso sud dei corsi d'acqua marchigiani. I lembi più estesi si rinvengono lungo l'Esino, il Chienti ed il Tronto (tav. 1).

Lo spessore dei depositi è molto variabile in quanto sono presenti marcate irregolarità nella superficie di contatto tra gli stessi ed il sottostante substrato. L'attuale superficie sommitale è generalmente ubicata a quote variabili sul fondovalle da 80 a 200 metri. Sebbene questa superficie sia nel complesso parallela all'alveo attuale, il suo profilo (fig. 3) mostra variazioni altimetriche significative



FIG. 4 - Deposito lacustre nel corpo alluvionale del II ordine presso Esanatoglia, bacino dell'Esino.

generalmente associate alla presenza di faglie antiappenniniche ed appenniniche con apprezzabili rigetti verticali (CENTAMORE & *alii*, 1982; COLTORTI & NANNI, 1987). A sud del Musone, come nei pressi delle foci del Chienti, del Tenna o del Tronto, questi terrazzi sono sempre incassati nei depositi siciliano-crotoniani.

All'interno della fascia collinare compresa tra l'Esino ed il Tenna, alcuni lembi dell'unità sono posti sugli spartiacque (ad esempio a nord-ovest di Jesi, ad ovest di Macerata, ad Urbisaglia e a nord-est di Sarnano), mentre risultano notevolmente incassati sui più ripidi versanti dell'appennino calcareo. Nell'atrio della Grotta di Frasassi, a circa 100 m sul *tahweg*, è presente uno spesso deposito alluvionale, riferibile a questa unità e incassato per oltre 600 m nel rilievo di M. Valmontagnana (BOCCHINI & COLTORTI, 1990). Altri affioramenti di estensione molto limitata si rilevano nel bacino del Chienti (loc. Valdiea e a sud di Fiastra), all'interno della dorsale calcarea, rispettivamente a circa m 140 e m 80 sul letto fluviale.

Depositi della stessa unità, posti a 100-150 m sul fondovalle si rilevano nel bacino di Camerino (località: M. S. Vito; ad ovest di Matelica; a sud di Fabriano).

Sul fianco orientale della dorsale marchigiana, in corrispondenza delle valli minori, sono talora preservati lembi terrazzati anche a quote elevate (località Palazzo, nell'Esino; Chigiano, nel Musone e S. Liberato, nel bacino del Chienti). Si tratta verosimilmente dei resti di apparati di conoidi che si collegavano ai depositi alluvionali del fondovalle anche se autori francesi attribuiscono alcuni di questi depositi a fasi di modellamento più antiche (DUFAURE & *alii*, 1988).

Numerosi indizi di tettonica recente sono stati osservati in più bacini: nell'Esino, a nord di Jesi, per effetto di faglie antiappenniniche, i depositi alluvionali antichi ri-

sultano dislocati in più blocchi; nel medio Chienti (a nord-ovest di Macerata ed Urbisaglia) l'unità terrazzata risulta disarticolata in due lembi, separati da scarpate nette e rettilinee. Altre evidenze di dislocazioni neotettoniche si osservano nel Tenna, dove lembi adiacenti ed estremamente limitati di alluvioni, posti a quote diverse, appaiono dislocati da probabili riattivazioni di faglie, a direzione nord-sud, riconosciute nel substrato. Faglie antiappenniniche disarticolano infine i depositi dell'unità in parola posti nella porzione medio-bassa della valle del Tronto.

I depositi alluvionali del Pleistocene medio, finale

Gli affioramenti di questa unità, notevolmente più estesi dei precedenti, sono posti a quote variabili tra 40 e 80 m sul fondovalle (tav. 1) ed individuano reticoli di drenaggio quasi del tutto simili a quelli attuali.

Nell'alto Esino, all'interno dei depositi, sono stati rinvenuti sedimenti argillosi di origine lacustre spessi vari metri (Esanatoglia, Fabriano, Sassoferrato) (fig. 4). Sedimenti analoghi sono stati osservati a San Ruffino, nel bacino del Tenna. La loro genesi sembra legata essenzialmente allo sbarramento, in corrispondenza delle strette vallive, operato da grandi eventi franosi (GENTILI & PAMBIANCHI, 1988). Sui versanti calcarei, durante questa fase deposizionale, si producevano estesi e potenti depositi detritici che in più casi, come alla confluenza del Fosso di Valleremita nel Giano o nell'Alto Chienti (fig. 5) si intercalavano ai depositi alluvionali (COLTORTI & DRAMIS, 1988).

Uno degli aspetti distintivi di questa unità è la presenza, alla sua sommità, di un paleosuolo di tipo fersiallitico, il cui orizzonte inferiore petrocalcico costituisce spesso un livello dal caratteristico risalto morfologico. Il raccordo con

il terrazzo più antico è marcato da una scarpata ad orlo generalmente arrotondato e con basso angolo di pendio che talora corrisponde ad un vero e proprio glacis d'erosione. Nella porzione medio bassa dei bacini, i depositi terrazzati di questa unità sono ubicati, quasi esclusivamente sulla sinistra idrografica. Gli indizi di neotettonica sono più rari: evidenze si riscontrano nella conca di Fabriano, dove l'unità risulta scomposta in due livelli separati da una netta ed estesa scarpata orientata in senso antiappenninico. Anche il passaggio con l'unità terrazzata successiva è marcato da una dislocazione tettonica che trova corrispondenza con fagliazioni del substrato. Analoghe evidenze di neotettonica sono state osservate nel bacino del Chienti, in località P.so San Ginesio.

I depositi alluvionali del Pleistocene superiore

Ghiaie medio-fini a stratificazione piano-parallela caratterizzano la porzione superiore dei depositi che risulta incisa localmente da canali discretamente sinuosi; stratificazioni piano-parallele, rare strutture canalizzate e talora sottili livelli argillosi e torbosi ne contraddistinguono la parte inferiore.

In corrispondenza delle dorsali calcaree, sono state osservate numerose interdigitazioni con detriti di versante e con depositi di conoide alluvionale riferiti all'ultimo periglaciale (COLTORTI & DRAMIS, 1988; CHESA & *alii*, 1990). In nessun caso è stata osservata la sequenza di eventi descritta da NESCI & SAVELLI (1986) per le Marche settentrionali.

Estesi lembi di questi depositi affiorano nei bacini montani e nei tratti medi delle valli, mentre nei loro tratti medio-terminali e nei pressi della costa i depositi sono stati se-

polti al di sotto delle alluvioni attuali (BIONDI & COLTORTI, 1982; GORI, 1988). La loro attribuzione al Pleistocene superiore è documentata oramai da numerose datazioni al ^{14}C e dalla presenza, sia al tetto che all'interno dei depositi, di manufatti del Paleolitico superiore (DAMIANI & MORETTI, 1969; ALESSIO & *alii*, 1979; COLTORTI & *alii*, 1980).

Le sommità dei depositi terrazzati sono generalmente alternate da suoli bruni sovente contenenti, nella parte alta del profilo, industrie epi-paleolitiche e neo-eneolitiche che suggeriscono come la sedimentazione cessi durante il Tardiglaciale.

I depositi alluvionali olocenici

Tali depositi sono molto estesi, fino a qualche chilometro, nei pressi della costa e più limitati verso l'entroterra, dove raramente superano alcune centinaia di metri. Nel tratto medio-alto dei corsi d'acqua il corpo alluvionale risulta spesso articolato in più ripiani separati da scarpate di erosione alte sino a qualche metro.

I depositi sabbiosi e ciottolosi, talora a stratificazione incrociata, sono di esiguo spessore e sono associati ad una sequenza meandriforme. Nelle zone prossime alla foce sono presenti numerose intercalazioni sabbiose e limoso-argillose di spessore anche cospicuo (fino a circa 10 metri) attribuibili a sequenze di canale abbandonato in regime meandriforme. Lungo l'Esino, oltre 20 tronchi fossili rinvenuti in tali sequenze, hanno fornito date più recenti comprese tra i 2 000 anni B.P. ed il secolo scorso (BIONDI & COLTORTI, 1982). I sedimenti ghiaiosi sono talora associati a depositi di fondo canale o alla deposizione di barre all'interno degli alvei stessi o nella piana alluvionale. Nella parte alta dei depositi è stata osservata la progressiva



FIG. 5 - Interdigitazione tra detriti stratificati di versante e alluvioni del II ordine dell'Alto Chienti.

TABELLA 1a - Fiume Tronto: indice di appiattimento (dim. 16/32)

Località	Calcareniti				Scaglie				Micriti			
	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°
Monteprandone	1.68	3.25	2.63	2.12		3.3	2.4		1.73	2.62	1.86	2.0
Venarotta	2.19	3.55	3.04	2.17	1.96		2.91	2.29	1.93	4.7	1.93	1.6

TABELLA 1b - Fiume Tronto: indice di appiattimento (dim. 32/64)

Località	Calcareniti				Scaglie				Micriti			
	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°
Monteprandone	2.00	2.88	2.03	1.70	2.69	1.86	1.57		1.73	2.62	1.86	2.0
Venarotta	2.30	1.92	2.18	1.81	2.15		2.18	2.86	1.93	1.8	2.21	1.50

TABELLA 1c - Fiume Tronto: indice di smussamento (dim. 16/32)

Località	Calcareniti				Scaglie				Micriti			
	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°
Monteprandone	390	381	333	388		432	419		502	324	443	481
Venarotta	299	384	175	274	218		498	333	203	340	360	348

TABELLA 1d - Fiume Tronto: indice di smussamento (dim. 32/64)

Località	Calcareniti				Scaglie				Micriti			
	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°
Monteprandone	451	350	448	468	215	321	479		433	332	391	295
Venarotta	414	232	268	449	459		292	325	574	205	239	381

comparsa di canali, di debole estensione laterale e bassa profondità, in regime a canali intrecciati. S'individua dunque una fase di aggradazione che è perdurata sino al 1950 (GENTILI & PAMBIANCHI, 1987).

Nei pressi della foce i sedimenti in parola possono presentare spessori molto variabili, anche fino a m 40-50 (BASSI & COLOMBETTI, 1972). Più a nord, alla foce del Foglia, tronchi di *Ulmus*, datati $10\ 090 \pm 80$ anni B.P., sono stati rinvenuti a circa m 11 di profondità (GORI, 1988) testimoniando come solo una parte di questi sedimenti appartenga all'Olocene. Nei pressi dell'alveo attuale è stata ovun-

que osservata una progressiva diminuzione degli spessori dei depositi che risultano frequentemente più grossolani alla loro base con ciottoli di dimensioni anche decimetriche. La messa in posto di questi materiali è da connettere con il corazzamento dell'alveo in conseguenza della diminuita sezione dello stesso ed il conseguente aumento della velocità di flusso. Negli ultimi decenni si sono innescati fenomeni di incisione, fino a 10 m ed oltre, talora a spese anche del substrato, da attribuire prevalentemente al massiccio prelievo in alveo di inerti (GENTILI & PAMBIANCHI, 1987)

TABELLA 2a - Fiume Tenna: indice di appiattimento (dim. 32/64)

Località	Calcareniti				Scaglie				Micriti				Dist. dalla sorgente
	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	
S. Elpidio a Mare		3.34	3.14	2.34		6.74		2.55		4.55	3.15	1.91	63 km
Montegiorgio		4.03	2.40	1.96		3.01	2.56	2.11		2.15	2.33	1.4	38 km
Lago S. Ruffino		2.19	1.32			1.72	2.11	4.12		1.55	1.85	2.50	21 km
Amandola	1.79				2.98					1.90			16 km
Montefortino		3.32	2.48			2.19	2.28			2.83	1.90		6 km

TABELLA 2b - Fiume Tenna: indice di appiattimento (dim. 16/32)

Località	Calcareniti				Scaglie				Micriti				Dist. dalla sorgente
	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	
S. Elpidio a Mare		1.70	2.06	2.63		3.11	3.02	2.77		2.04	2.10	2.38	63 km
Montegiorgio		2.94	5.00	2.50		2.70	4.29	2.48		2.25	5.02	2.08	38 km
Lago S. Ruffino		2.05	2.75			2.60	1.94	3.93		2.13	2.45	3.03	21 km
Amandola	2.07				2.64					2.32			16 km
Montefortino		2.68	2.04			2.21	2.17			1.56	2.37		6 km

TABELLA 2c - Fiume Tenna: indice di smussamento (dim. 32/64)

Località	Calcareniti				Scaglie				Micriti				Dist. dalla sorgente
	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	
S. Elpidio a Mare		250	473	373		155		260		357	338	380	63 km
Montegiorgio		259	372	417		318	359	424		502	400	556	38 km
Lago S. Ruffino		286	255			290	295			377	313		21 km
Amandola	263				215					286			16 km
Montefortino		390	219			334	247			381	272		6 km

TABELLA 2d - Fiume Tenna: indice di smussamento (dim. 16/32)

Località	Calcareniti				Scaglie				Micriti				Dist. dalla sorgente
	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	
S. Elpidio a Mare		476	234	500		499	323	500		400	273	529	63 km
Montegiorgio		400	421	425		455	275	429		400	398	364	38 km
Lago S. Ruffino		360				325	375			324	424		21 km
Amandola	315				303					317			16 km
Montefortino		240	242			305	325			377	313		6 km

DATI SEDIMENTOLOGICI

Ad integrazione delle indagini geomorfologiche sono state effettuate analisi morfometriche e litologiche dei materiali alluvionali relativi a tre bacini rappresentativi (Esino, Tenna e Tronto) utilizzando le metodologie proposte da CALLEUX & TRICART (1959).

Pur disponendo di un limitato numero di dati, con la loro descrizione ed interpretazione si intende fornire un primo contributo alla conoscenza dei caratteri sedimentologici dei depositi alluvionali delle Marche centro-meridionali per i quali non si conoscono tuttora riferimenti bibliografici.

L'indice di appiattimento (tab. 1 e 2) presenta valori più elevati nei calcari marnosi delle scaglie rispetto ai calcari micritici. Tale differenza è da associare essenzialmente al diverso comportamento a gelificazione di questi due litotipi (COLTORTI & *alii*, 1979). L'appiattimento dei ciottoli diminuisce rispetto a suoi valori originari, generalmente

nei primi 10 km, in seguito alla frammentazione dei clasti conseguente ai regimi torrentizi dei corsi d'acqua in questi tratti. Il progressivo aumento registrato verso valle può essere interpretato, in accordo con DAL CIN & SPERANDIO (1966), come conseguenza della diminuita turbolenza delle acque e dall'azione di smerigliamento sulla faccia superiore dei ciottoli da parte del materiale sabbioso in sospensione.

I valori di appiattimento, sensibilmente più elevati nei depositi terrazzati del II ordine, come risulta soprattutto nel bacino dell'Esino, potrebbero essere connessi con più intense azioni crioclastiche verificatesi, in condizioni di clima freddo, nel corso della sedimentazione fluviale.

L'indice di smussamento (tab. 1, 2 e 3) mette in evidenza una maggiore usura dei litotipi calcareo-marnosi («scaglie») rispetto a quelli micritici. Si registra, come era da attendersi, un incremento dell'indice con il procedere da monte a valle. L'indice mostra valori più bassi in corrispondenza dei depositi del II ordine suggerendo anche in que-

TABELLA 3a - Fiume Esino: indice di smussamento (dim. 32/64)

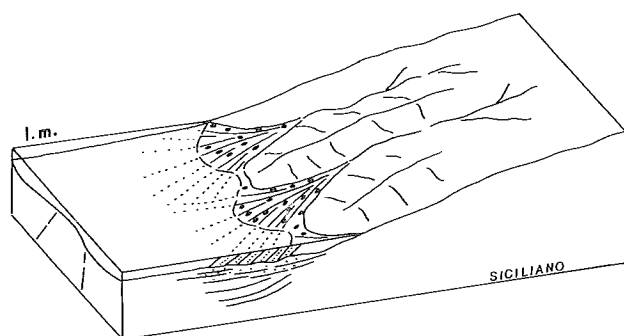
Località	Micriti				Scaglie				Distanza dalla sorgente
	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	
Esanatoglia	341	316	383	336	398	345	400	494	5 km
Matelica	376	366	343	397	393	374	359		10 km
Borgo Tufico				385				446	20 km
Cerreto d'Esino		283	350						20 km
S. S. Quirico				378	264				35 km
Jesi	373	371	349	429				524	50 km
Chiaravalle	435	363		410	448	468		533	60 km

TABELLA 3b - Fiume Esino: indice di smussamento (dim. 16/32)

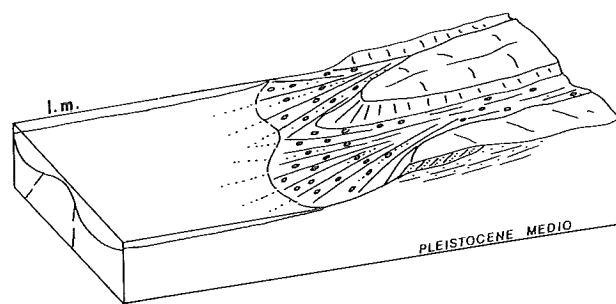
Località	Micriti				Scaglie				Distanza dalla sorgente
	1°	2°	3°	4°	1°	2°	3°	4°	
Esanatoglia	357	338	327	317	409	362	406	405	5 km
Matelica	410	343	366	384	422	400	390		10 km
Borgo Tufico				375				466	20 km
Cerreto d'Esino		293	378						20 km
S. S. Quirico				424	274				35 km
Jesi	440	399	393	403			538	455	50 km
Chiaravalle	450	454		408	462	502		496	60 km

TABELLA 4. Composizione litologica delle alluvioni

	1 Ordine F. ESINO	2 Ordine F. ESINO	3 Ordine F. ESINO	4 Ordine F. ESINO	1 Ordine F. TENNA	2 Ordine F. TENNA	3 Ordine F. TENNA	4 Ordine F. TENNA	1 Ordine F. TRONTOF.	2 Ordine F. TRONTOF.	3 Ordine F. TRONTOF.	4 Ordine F. TRONTOF.
(Alto bacino)												
Micrite	33%	34%	49%	48%	63%	33%	47%		17%	7%	20%	9%
Scaglia	51%	52%	26%	42%	17%	27%	20%		10%			17%
Marne	7%	3%	10%	5%		13%	10%				17%	37%
Calcareniti					14%	27%	20%		57%	50%	33%	27%
Arenarie										43%		10%
Selce			3%	3%								
Travertino											23%	
Accessori	9%	11%	5%	5%					6%		7%	
(Foce)												
Micrite	40%	80%				13%	17%	27%	53%	20%	13%	13%
Scaglia	50%	32%				30%	17%					
Marne						10%		7%			13%	17%
Calcareniti						20%	37%	57%	30%	60%	43%	57%
Arenarie									7%	7%	20%	
Calcari detritici						17%	17%	9%				
Selce							10%					
Accessori	10%	8%				10%	2%		10%	13%	11%	



(a)



(b)

FIG. 6 - Schema geomorfologico dell'area nel Siciliano-Crotoniano (a) e nel Pleistocene medio (b).

sto caso condizioni di clima freddo (TRICART & SHEEFER, 1950). Le composizioni litologiche dei materiali mettono in evidenza per lo più un aumento progressivo della componente micritica man mano che si passa dalle alluvioni più antiche a quelle più recenti (tab. 4). L'approfondimento del reticolo idrografico si è sviluppato infatti in rocce sempre più antiche, arricchendosi dei litotipi micritici della serie umbro-marchigiana. Tale tendenza non sembra verificarsi nel F. Tronto sia perché incide essenzialmente depositi terrogeni miocenici e plio-pleistocenici sia per un apporto, esclusivamente micritico e calcarenitico, che si verifica dopo la confluenza con il T. Fluvione, dovuto allo smantellamento dei conglomerati pliocenici del M. dell'Ascensione.

Nell'Esino e nel Tenna si nota un aumento delle litologie micritiche relativamente alle «scaglie» nella direzione della foce. La spiegazione di ciò potrebbe essere cercata nella diversa forma originaria dei clasti micritici rispetto a quelli di scaglia. I clasti arenacei, molto frequenti nelle granulometrie superiori a 128 mm specialmente nel terrazzo olocenico, ma anche nei terrazzi più antichi, provengono essenzialmente da apporti locali.

Quanto detto va considerato come caratteristica generale della sedimentazione fluviale date le variazioni anche notevoli registrate in prossimità delle più importanti confluenze.

CONCLUSIONI

Nell'area esaminata sono presenti almeno 5 fasi alluvionali principali. La prima di esse, attribuita al Siciliano-Crotoniano, segna la chiusura del ciclo sedimentario marino plio-pleistocenico (fig. 6a). I corrispondenti depositi, presenti quasi esclusivamente nella fascia costiera in facies fluvio-deltizia, sono posti ad altitudini diverse, generalmente più elevate verso sud, e più depresse nella parte centrale dell'area, tra il Musone ed il Tenna, in conseguenza di sollevamenti differenziali lungo strutture trasversali.

Le successive tre fasi (I, II e III ordine), sono la conseguenza di un'importante produzione detritica, durante i periodi freddi pleistocenici, che ha indotto aggradazione sui fondi vallivi, contrastando così la generale tendenza all'approfondimento lineare.

I dislivelli osservati fra i depositi del Siciliano-Crotoniano e le successive alluvioni del Pleistocene medio (terrazzo di 1° ordine), generalmente cospicui nella porzione settentrionale e meridionale dell'area, dimostrano un elevato tasso di approfondimento della rete idrografica nell'intervallo considerato. Nella parte centrale dell'area, interessata da sollevamenti tettonici meno intensi, tali dislivelli sono meno accentuati ed i depositi del I ordine si rinvengono, in alcuni casi, sullo spartiacque (fig. 6b).

I minori dislivelli tra le successive unità terrazzate del Pleistocene medio-finale (2° ordine) e del Pleistocene superiore (3° ordine), testimoniano verosimilmente tassi di sollevamento inferiori a quello descritto.

La distribuzione spaziale dei terrazzi mostra come la rete idrografica del Pleistocene medio-superiore non fosse

dissimile all'attuale. L'incisione valliva ha prodotto elevate energie del rilievo con conseguente innesco di imponenti movimenti franosi che, in più casi, hanno sbarrato i corsi d'acqua, originando bacini fluvio-lacustri i cui sedimenti s'intercalano localmente ai depositi del II e III ordine.

In tempi storici è avvenuta la deposizione del terrazzo olocenico, legata essenzialmente a fattori antropici, la cui forte incisione verificatasi negli ultimi decenni è da attribuire prevalentemente alla massiccia attività estrattiva praticata negli alvei fluviali.

BIBLIOGRAFIA

- ALESSIO M., ALLEGRI G., COLTORTI M., CORTESI C., DEIANA G., DRAMIS F., IMPROTA S. & PETRONE V. (1979) - *Depositi tardowurmiani nell'alto bacino dell'Esino (Appennino marchigiano). Datazione al 14C.* Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2, 203-205.
- AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio.* C.N.R. Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 356, 219-223.
- BASSI G. & COLOMBETTI A. (1972) - *Indagine geoelettrica nella valle del F. Esino.* Centro St. e Ric. Economico Sociali della Un. Reg. Camere di Commercio delle Marche, 11, 21 pp.
- BIONDI E. & COLTORTI M. (1982) - *The Esino flood-plain during the Holocene.* Proc. XI Int. Congr. INQUA, Mosca, 111, 45.
- BOCCHINI A. & COLTORTI M. (1990) - *Il complesso carsico Grotta del Fiume-Grotta Grande del Vento e l'evoluzione geomorfologica della Gola di Frasassi.* In «Il carsismo della Gola di Frasassi». Mem. Ist. It. Speleol., 2, 4, 155-180.
- BORSELLI V., FICCARELLI G., LANDUCCI F., MAGNATTI M., NAPOLEONE G. & PAMBIANCHI G. (1988) - *Segnalazione di mammiferi pleistocenici nell'area di Colfiorito (Appennino umbro-marchigiano) e valutazione delle potenzialità del giacimento con metodi geofisici.* Boll. Soc. Paleont. It., 27, 253-257.
- BUCCOLINI M. & GENTILI B. (1986) - *Variazioni della foce in relazione all'evoluzione morfodinamica recente nei fiumi Chienti e Tenna (Marche centro-meridionali).* Mem. Soc. Geol. It., 35, 827-831.
- CAILLEUX A. & TRICART J. (1959) - *Initiation à l'étude des sables et des galets.* Centre Doc. Univ., Paris, 3 voll.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) - *Evoluzione strutturale neogenico-quaternaria dell'Appennino umbro-marchigiano.* In: CENTAMORE E. & DEIANA G., *La geologia delle Marche.* St. Geol. Camerti, Num. Spec., 91-98.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI-LUCCHI F. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche.* In: CENTAMORE E. & DEIANA G., *La geologia delle Marche.* St. Geol. Camerti, Num. Spec., 61-81.
- CARLONI G.C., FRANCAVILLA F. & TONI G. (1975) - *Considerazioni geomorfologiche sui terrazzi fluviali dell'Aso e del Tenna (Marche meridionali).* L'Ateneo Parmense, Acta Nat., 11, 649-660.
- CASTIGLIONI B. (1933) - *Valli sovralluvionate e deviazioni fluviali in Abruzzo e Piceno.* Boll. R. Soc. Geogr. It., ser. 6, 10, 642-660.
- CENTAMORE E., COLTORTI M., DRAMIS F., CANTALAMESSA G., D'ANGELO S., DI LORITO L., SACCHI L. & SPOSATO A. (1982) - *Aspetti neotettonici e geomorfologici del Foglio 133-134 Ascoli Piceno-Giulianova.* C.N.R. Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 513, 371-386.
- CENTAMORE E. & DEIANA G. (1986) - *La geologia delle Marche.* St. Geol. Camerti, Num. Spec., 145 pp.
- CHIESA S., COLTORTI M., CREMASCHI M., FERRARIS M., FLORIS B. & PROSPERI L. (1990) - *Loess and quaternary deposits in the Marche province.* In: «The loess in northern and central Italy», Quad. Geol. Alpina Quat., 1, 103-130.

- CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., DRAMIS F., FREDI P. & PAMBIANCHI G. (1985) - *Geomorphological evolution of the Umbria-Marche Ridge, northern sector*. St. Geol. Camerti, 10, 7-15.
- COLALONGO M.L., NANNI T. & RICCI-LUCCHI F. (1979) - *Sedimentazione ciclica nel Pleistocene anconetano*. Geol. Romana, 18, 71-92.
- COLTORTI M. (1979) - *Reperti litici del Paleolitico inferiore come contributo alla datazione delle alluvioni terrazzate del F. Esino (Ancona)*. St. Geol. Camerti, 5, 7-16.
- COLTORTI M., CREMASCHI M., PERETTO C. & SALA B. (1980) - *Il Paleolitico inferiore nella Lombardia orientale, nel Veneto, nell'Emilia-Romagna e nelle Marche*. Atti XXIII Riun. Sc. I.I.P.P., 123-145.
- 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, 59-70.
- COLTORTI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1979) - *Stratified slope deposits in the Umbria-Marche Apennines*. Proc. 15th Meeting «Geomorphological Survey and Mapping», I.G.U. - UNESCO, Modena, 205-212.
- COLTORTI M. & NANNI T. (1987) - *La bassa valle del fiume Esino: geomorfologia, idrogeologia e neotettonica*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 35-51.
- CRESCENTI U. (1972) - *Sulla deviazione dei fiumi marchigiani*. Geol. Appl. Idrogeol. 7, 45-55.
- DAL CIN R. & SPERANDIO A. (1966) - *Su alcune caratteristiche sedimentologiche e tessiturali delle ghiaie del Piave*. St. Trent. Sc. Nat., sez. A, 43 (2).
- DAMIANI A.V. & MORETTI A. (1969) - *Segnalazione di un episodio würmiano nell'alta valle del Chienti (Marche)*. Boll. Soc. Geol. It., 87, 171-181.
- DEMANGEOT J. (1965) - *Geomorphologie des Abruzzes adriatiques*. C.N.R.S., Paris, 403 pp.
- DRAMIS F. (1984) - *Morfogenesi di versante nel Pleistocene superiore in Italia: i depositi detritici stratificati*. Convegno AIQUA, Como 1982, Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6, 180-182.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1988) - *Deformazioni gravitative profonde e grandi frane in un tratto di valle trasversale dell'Appennino marchigiano (F. Chienti)*. Boll. Mus. St. Nat. Lunigiana, Atti Conv.: I corsi d'acqua minori dell'Italia appenninica. Aulla 22-24 Giugno 1987, 29-33.
- DAFAURE J.J., BOSSUYT D. & RASSE M. (1988) - *Deformations quaternaires et morphogenese de l'Appennin central adriatique*. Phisio-Géo, 18, 9-46.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) - *Morfogenesi fluviale ed attività antropica nelle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10, 204-217.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1988) - *Segnalazione di alcuni episodi fluvio-lacustri nelle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 11, 59-60.
- GILBERT G.K. (1884) - *The sufficiency of terrestrial rotation for the deflection of streams*. Ann. Journ. Sc., ser. 3, 27, 427-432.
- GORI U. (1988) - *Contributo alla conoscenza della sedimentazione delle alluvioni quaternarie del fiume Foglia (Marche)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 11, 121-122.
- LIPPARINI T. (1939) - *I terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol., ser. 2, 13, 5-22.
- MINISTERO LAVORI PUBBLICI - SERVIZIO IDROGRAFICO (Sezione di Bologna) - *Bacini con foce al litorale adriatico dal Reno al Tronto*. Annali idrologici 1927-1972, parte II.
- MORI A. (1957) - *L'Italia fisica. Cap. Il Clima*. In: *Conosci l'Italia*, 1, TCI, Milano, 320 pp.
- NANNI T., PENNACCHIONI E. & RICCI-LUCCHI F. (1986) - *Il bacino quaternario marchigiano*. Atti Riun. Gruppo Sedimentologia del C.N.R., Ancona 5-7 Giugno, 13-44.
- NESCI O. & SAVELLI D. (1986) - *Cicli continentali tardo quaternari lungo i tratti vallivi mediani delle Marche settentrionali*. Geogr. Fis. Din. Quat., 9, 2, 192-211.
- TRICART J. & SCHAEFFER R. (1950) - *L'indice d'éroussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion*. Rev. Géomorph. Dynam., 1, 151-178.
- VILLA G.M. (1942) - *Nuove ricerche sui terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol., ser. 2, 16, 5-73.