

OLIVIA NESCI & DANIELE SAVELLI (*)

CICLI CONTINENTALI TARDO-QUATERNARI LUNGO I TRATTI VALLIVI MEDIANI DELLE MARCHE SETTENTRIONALI (**)

ABSTRACT: NESCI O. & SAVELLI D., *Late Quaternary continental cycles in the intermediate valley reaches of the Northern-Marchean area* (IT ISSN 0084-8948, 1986).

The results of geological and geomorphological studies on the continental deposits of the intermediate reaches of the Northern-Marchean valleys are exposed. In particular, the stratigraphic relation between alluvial and detritic sequences and among these and the main erosional phases are examined. Three major continental cycles related to the main valley terraces (T_1 , T_2 , T_3) have been recognized. Each cycle can be subdivided into an erosive hemicycle and into a depositional one. The *erosive hemicycle* starts with the re-incision of the deposits of the preceding cycle (stage R) and terminates with the entrenchment of the valley-stream into the bedrock (stage E), which creates on the valley floors complex alternations of ridges and depressions. During the stage R , thin sandy-pebbly alluvial sequences (F_s) are deposited by sinuous-meandering streams. The *depositional hemicycle* consists of various stages (alluvial and slope-waste depositional sequences), each one characterized by a typical "guide-deposit". The alluvial successions start with pebbly fluvial sequences of braided streams (F_b) resting above the bedrock reliefs and depressions modelled during the preceding stage E . These deposits are followed by areally discontinuous alluvial-fan sequences (Ca). The slope-waste successions have been subdivided in stratified-slope deposits (D_s) (*grèzes litées* and *éboulis ordonnés*) and «chaotic deposits» (Dc). This latter group comprises various types of slope-waste deposits (among which the deposits known with the term of "paleofrana") produced by different mass-movement processes. The D_s sequences rest on the alluvial successions, close the depositional hemicycle and are related to wide rectifications of the landscape. The stratigraphic collocation of the Dc sequences is various and often uncertain. An important phase of Dc deposition seems however related to the $Ca \rightarrow D_s$ transition; a second phase could have taken place during the last phases of D_s deposition.

The main continental cycles, pointed out by the major valley terraces (T_1 , T_2 , T_3) can be interpreted as the result of the interaction between the regional tectonic uplift of the Northern-Marchean area and the main late-Quaternary climatic cycles (respectively Mindel, Riss, Würm glacial stages and relative interstages). The erosive hemicycle seems to start during late-glacial stages and to end at the beginning of the subsequent major glacial stage. In particular the erosive hemicycles can start (beginning of the stage R) independently of tectonic control and only as a result of the changed meteo-climatic conditions

in landscapes "over-alluviated" and covered with wide detritic sheets. Subsequently, the control of tectonic uplift should prevail in an environment characterized by a noteworthy decrease of the detritic production (end of stage R and stage E). The instauration of extremely cold climates during the following major glaciation is related to a gradual deforestation of slopes, a considerable increase in detritic production and a concomitant decrease of streams capacity. By the gradual intervening of these conditions deposition of $F_b \rightarrow Ca \rightarrow D_s$ successions is determined. In particular the D_s deposits represent the maximum glacial peaks, characterized in the Northern-Marchean area by very cold and arid climates. During the depositional hemicycle the effect of tectonic uplift was generally exceeded by the rate of continental and climate-controlled sedimentation.

RIASSUNTO: NESCI O. & SAVELLI D., *Cicli continentali tardo-quaternari lungo i tratti vallivi mediani delle Marche settentrionali* (IT ISSN 0084-8948, 1986).

Vengono esposti i risultati di ricerche geologiche e geomorfologiche sui depositi continentali dei tratti mediani delle valli nord-marchigiane. In particolare vengono esaminati i rapporti stratigrafici fra i diversi depositi detritici ed alluvionali, e fra questi e le principali fasi erosive.

Sono stati individuati tre maggiori cicli continentali legati ai principali terrazzamenti dei fondi vallivi (T_1 , T_2 , T_3). Ciascun ciclo è suddivisibile in un emiciclo erosivo e in uno deposizionale. L'*emiciclo erosivo* inizia con la re-incisione (fase R) dei depositi del precedente ciclo e termina con l'escavazione (fase E) del substrato creando morfologie complesse. Alla fase R si associa la deposizione di sottili sequenze alluvionali (F_s) di corsi d'acqua sinuoso-meandranti. L'*emiciclo deposizionale* si compone di fasi di accumulo sia alluvionale che di versante, ciascuna rappresentata da «depositi guida» caratterizzanti (sequenze F_b , Ca , D_s).

Nell'*emiciclo deposizionale* si accumulano per prime le successioni alluvionali: queste iniziano con sequenze alluvionali ghiaiose *braided* (F_b), poggianti su un substrato irregolare caratterizzato dalla alternanza di rilievi e paleovalvi modellati durante la precedente fase E e terminano con sequenze arealmente discontinue di conoide alluvionale (Ca). Ad esse seguono le successioni di versante che sono state suddivise in Detriti stratificati (D_s) (riferibili ai *grèzes litées* o *éboulis ordonnés*) e Detriti «caotici» (Dc). Questi ultimi comprendono vari tipi di accumulo (fra cui i depositi messi in posto da fenomeni noti con il termine generico di «paleofrana») prodotti da movimenti di massa e raggruppati sia per comodità di esposizione, sia perché nessuno di essi sembra rappresentare «depositi guida». Le sequenze D_s , suddivisibili in varie generazioni, poggiano sulle successioni alluvionali, chiudono gli emicicli deposizionali e sono legate ad ampie rettificazioni dei versanti. Le sequenze Dc hanno invece varie collocazioni stratigrafiche: un'importante fase di accumulo sembra coincidere col passaggio $Ca \rightarrow D_s$; una

(*) Istituto di Geologia, Via S. Chiara, 27, 61029 Urbino.

(**) Pubblicazione n. 106 dell'Istituto di Geologia dell'Università di Urbino. Lavoro stampato col contributo finanziario del M.P.I. - 60% (Responsabile: prof. WEZEL F.C.).

seconda fase sembra essersi verificata al termine della deposizione delle sequenze *Ds*.

I tre cicli principali riconosciuti sono stati interpretati come il risultato della interazione fra il sollevamento tettonico generalizzato dell'area nord-marchigiana e le principali fluttuazioni climatiche tardo-quadernarie (Mindel, Riss, Würm e relativi interglaciali) e sono evidenziati dai maggiori terrazzamenti. Gli emicicli erosivi sembrano iniziare durante i periodi tardoglaciali e terminare all'inizio del glaciale successivo. In particolare la re-incisione (fase *R*) può innescarsi durante i tardoglaciali indipendentemente dal controllo tettonico, unicamente in funzione di mutate condizioni climatiche in paesaggi sovralluvionati e ricoperti di estese coltri detritiche. Successivamente, durante gli interglaciali, interviene il controllo tettonico in un ambiente in cui la produzione detritica è notevolmente diminuita (termine fase *R* e fase *E*). Con l'instaurarsi delle severe condizioni climatiche della successiva fase glaciale si assiste al deterioramento delle coperture boschive sui versanti, ad un notevole aumento della produzione detritica e ad una concomitante diminuzione di capacità di carico dei corsi d'acqua. Il graduale instaurarsi di tali condizioni determina gli emicicli deposizionali e quindi la messa in posto delle successioni del tipo *Fb* → *Ca* → *Ds*. I *Ds* rappresentano i depositi delle fasi di massimo glaciale, caratterizzate nelle nostre aree da climi arido-freddi, forse periglaciali. Durante gli emicicli deposizionali il tasso di sedimentazione continentale, controllato dal deterioramento climatico, supera il ritmo del sollevamento tettonico mascherandone gli effetti.

TERMINI-CHIAVE: depositi continentali; fasi erosive; Quaternario; Marche.

INTRODUZIONE

L'area nord-marchigiana è morfologicamente caratterizzata dall'alternanza di rilievi e depressioni allungati in direzione appenninica (NW-SE), in genere coincidenti rispettivamente con anticlinali e sinclinali. La morfologia dei versanti ad orientazione appenninica riflette generalmente la giacitura media degli strati e le principali dislocazioni tettoniche. La presenza di formazioni facilmente degradabili (*Marna a Fucoidi*, *Scaglia Cinerea*, ecc.), intercalate a successioni prevalentemente calcaree ha favorito il modellamento di rilievi con sommità arrotondate e/o appiattite e creato morfologie che talvolta possono simulare resti di antiche superfici di spianamento, la cui presenza è stata ipotizzata da NESCI & *alii* (1983) in alcune aree della zona in esame e da CARRARO & *alii* (1979) e CALAMITA & *alii* (1982) nelle Marche meridionali e zone limitrofe. La morfologia dell'area esaminata riflette quindi, come in tutto l'Appennino Centrale (RAFFY, 1983), la struttura geologica del substrato ed esprime una intensa e recente mobilità tettonica.

L'attuale reticolo idrografico, caratterizzato da un andamento prevalentemente trasversale alle strutture tettoniche.

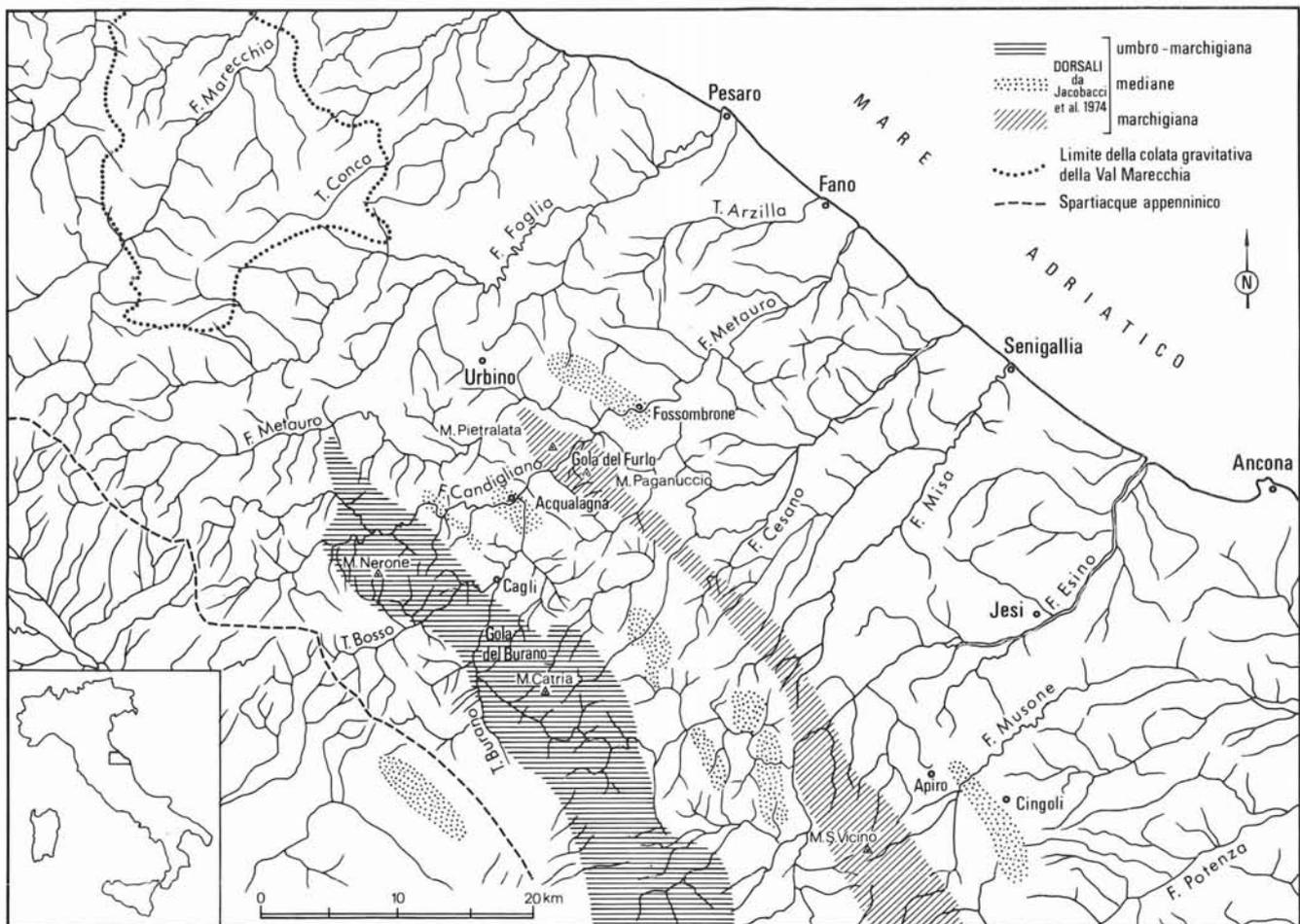


FIG. 1 - Reticolo idrografico dell'area nord-marchigiana ed ubicazione dei principali toponimi citati nel testo.

niche (fig. 1), è stato interpretato (MAZZANTI & TREVISAN, 1978) come il risultato di un meccanismo complesso di sovrapposizione seguita da antecedenza, guidato dalla progressiva deformazione tettonica del substrato. Più recentemente BOCCALETTI & *alii* (1984) e CICCACCI & *alii* (1985) hanno riferito l'impostazione delle principali valli marchigiane a fenomeni dapprima di antecedenza e poi di sovrapposizione favoriti dalla persistente attività di linee tettoniche trasversali dell'Appennino.

Le fluttuazioni climatiche pleistocenico-oloceniche hanno interferito con la recente evoluzione morfostrutturale dell'area nord-marchigiana dando origine a fasi cicliche di erosione e deposizione riconoscibili sia sui fondi vallivi che sui versanti. La presenza di una «*successione ritmica di cicli*» è stata messa in evidenza da LIPPARINI (1938) nel suo studio sui terrazzi fluviali delle Marche ed è stata praticamente accettata da tutti i successivi Autori che hanno esaminato le successioni alluvionali terrazzate di tale area riferendole a vari ordini. Infatti le alluvioni terrazzate delle valli nord-marchigiane vengono comunemente suddivise in

tre o quattro principali ordini (T₁- T₄ dal più antico al più recente) a seconda della loro altezza relativa sul fondovalle. Anche molti depositi di versante (in particolare i *Detriti stratificati*) mostrano l'alternarsi di più fasi erosive e deposizionali (COLTORTI & *alii*, 1979; 1983; CALAMITA & *alii*, 1982).

Recentemente, per i tratti mediani delle valli nord-marchigiane, è stata proposta una generale suddivisione dei maggiori cicli alluvionali in *emicicli erosivi e deposizionali* caratterizzati ciascuno da particolari sequenze e processi (SAVELLI & *alii*, 1984; SAVELLI, in prep.). Tuttavia, anche lungo i tratti mediani, i rapporti fra le fasi di erosione e di deposizione sui versanti e sui fondi vallivi e quindi fra le successioni alluvionali e quelle detritiche, non sono ancora definiti e i dati riportati in letteratura, spesso apparentemente contraddittori, lasciano spazio a diverse interpretazioni.

La presente nota costituisce un tentativo di ricavare un quadro evolutivo generale inserendo le principali fasi erosive e deposizionali «di versante» nei cicli continentali

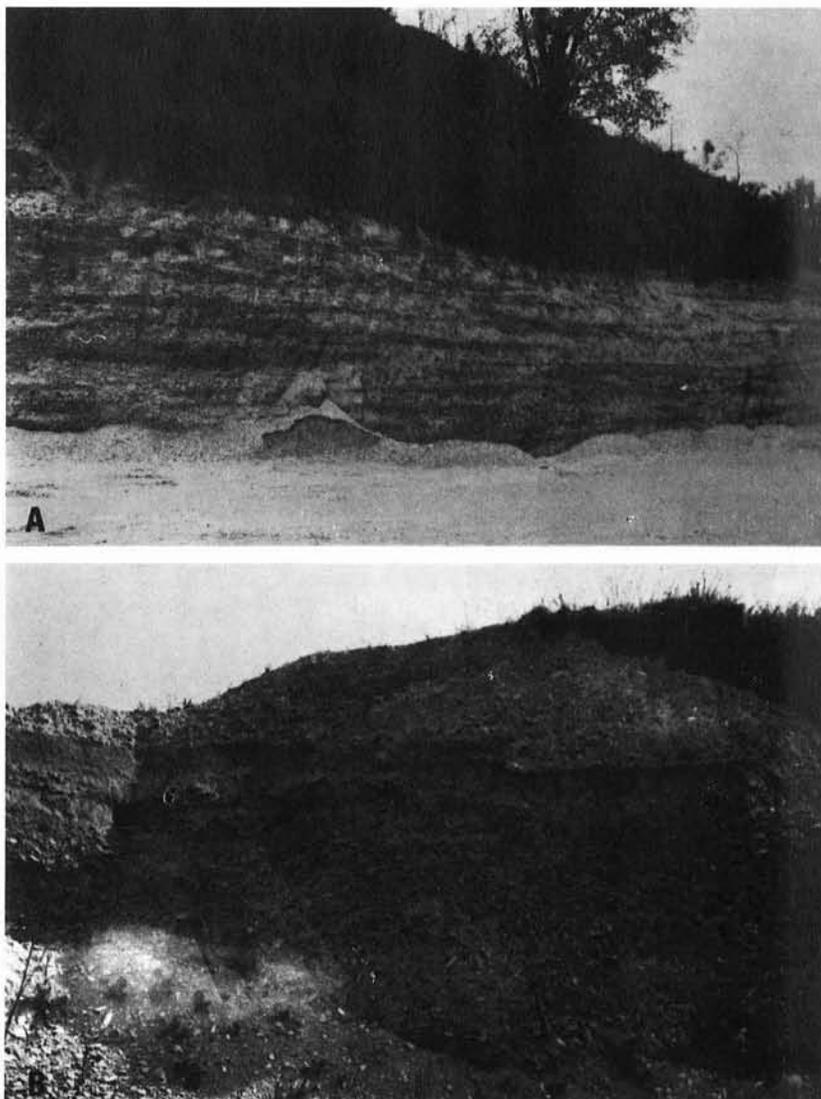


FIG. 2 - Alluvioni ghiaiose terrazzate lungo la valle del Metauro. A) Ghiaie fluviali poligeniche di *braided stream* (sequenza *Fb*) a valle di Fossombrone (unità terrazzata del 3° ordine). B) Depositi di conoide alluvionale (sequenza *Ca*) costituiti in prevalenza da clasti derivanti dalla *Scaglia Rossa*, a SE di Urbania (unità terrazzata del 2° ordine).

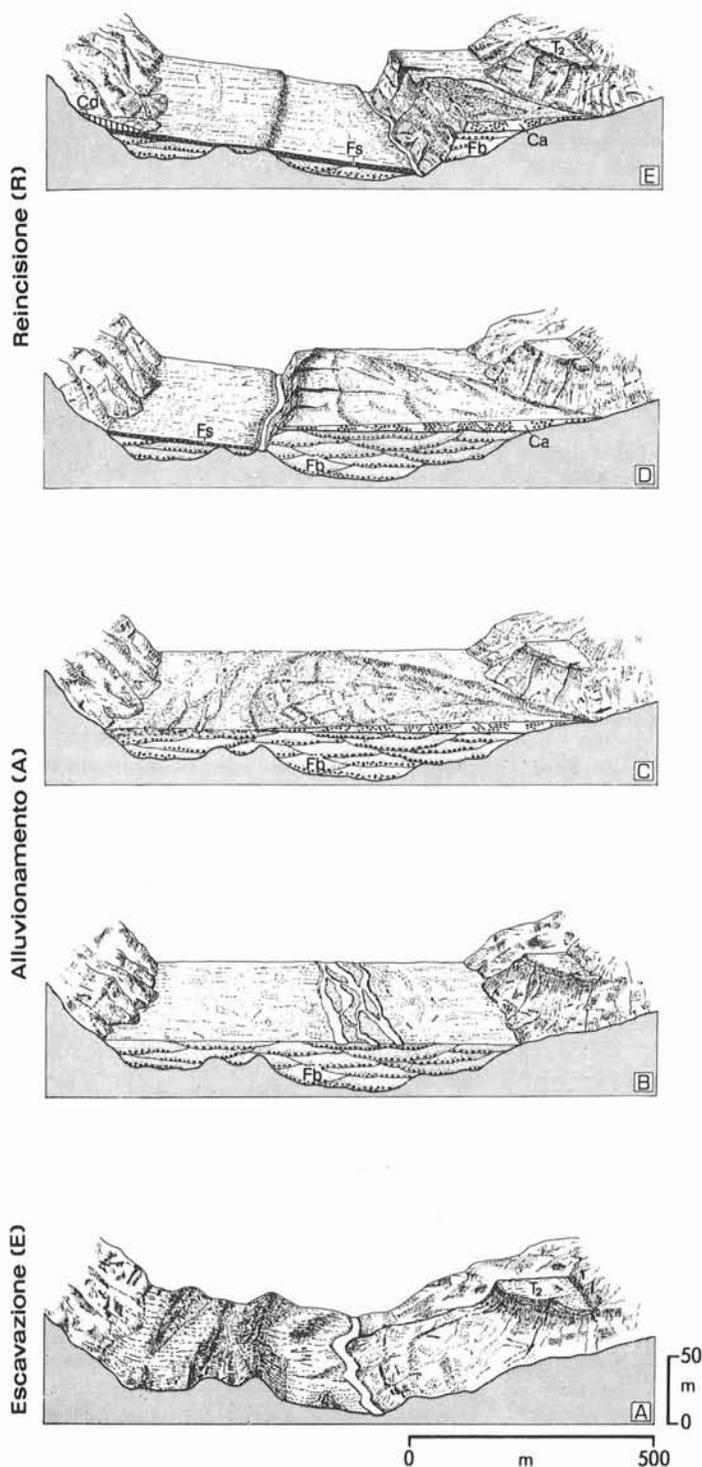


FIG. 3 - Schema mostrante le principali fasi evolutive di una successione alluvionale terrazzata del 3° ordine lungo il F. Metauro, a Fossombrone (da SAVELLI & alii, 1984, semplificato). Il substrato roccioso, inciso durante la fase di escavazione (E) è ricoperto da una successione alluvionale che inizia con ghiaie fluviali (sequenza Fb) e termina con conoidi alluvionali (sequenza Ca). L'alluvionamento è seguito dalla reincisione (fase R) dei depositi precedenti che determina la parziale rettificazione delle irregolarità del substrato, la creazione di terrazzi minori e/o superfici inclinate e la deposizione di sottili sequenze alluvionali (Fs) di corsi d'acqua sinuoso-meandranti.

evidenziati dalle successioni alluvionali terrazzate. Di queste ultime (trattate da SAVELLI & alii, 1984 e SAVELLI, in prep., cui rimandiamo), verrà fornita solo una sintetica descrizione, mentre verranno trattate più ampiamente le successioni detritiche.

SUCCESSIONI ALLUVIONALI TERRAZZATE

Le successioni alluvionali di maggior spessore ed estensione sono riferibili ai terrazzi del 2° e 3° ordine, ampiamente riconosciuti e documentati dagli Autori precedenti (LIPPARINI, 1938; VILLA, 1942; SELLI, 1954; 1962; ecc.) e parzialmente rappresentati dalla cartografia geologica ufficiale. Anche i più antichi terrazzamenti del 1° ordine, seppure smembrati ed estremamente discontinui, sembrano paragonabili a quelli del 2° e 3° ordine e quindi attribuibili ad un ciclo principale.

Le successioni alluvionali del 2° e 3° ordine poggiano su un substrato roccioso irregolare (figg. 3 e 18) caratterizzato da paleoalvei e rilievi modellati durante la fase di escavazione (E) e parzialmente rettificati dopo la principale fase di alluvionamento (A). Le successioni alluvionali sono costituite da sedimenti fluviali prevalentemente ghiaiosi di corsi d'acqua a canali multipli (sequenze Fb di *braided-stream*, fig. 2A) seguiti da depositi di *conoide alluvionale* (sequenze Ca, fig. 2B). Questi ultimi, arealmente discontinui e costituiti da clasti di «derivazione locale», sono stati depositati da modesti corsi d'acqua e da «fossi» al loro sbocco nelle valli principali. Le sequenze Fb e Ca sono state incise e rimodellate durante le fasi di reincisione (R) e di escavazione (E), che hanno prodotto i terrazzamenti. Il rimodellamento è stato inizialmente (fase R) operato da fiumi a canali singoli con andamento sinuoso-meandrante in graduale approfondimento che hanno creato numerosi terrazzamenti secondari e hanno depositato sottili sequenze alluvionali ghiaioso-sabbiose (sequenze Fs) spesso inclinate concordemente alla superficie topografica (fig. 3).

SUCCESSIONI DETRITICHE

Le successioni detritiche delle aree considerate sono state prodotte da movimenti in massa di varia natura ed origine. Insieme ai depositi alluvionali, costituiscono la maggioranza degli accumuli continentali dell'area in esame, dove sono poco diffusi o assenti sedimenti lacustri, eolici, morenici ecc.

Nella caratterizzazione dei cicli continentali tardo-quadernari assumono particolare importanza i *grèzes litées* o *éboulis ordonnés* di GUILLIEN (1964) e TRICART & CAILLEUX (1967) (*Detriti stratificati*, Ds), in quanto nelle aree esaminate possiedono precise collocazioni stratigrafiche e una chiara origine climatica. Tutti gli altri depositi di versante prodotti da movimenti in massa, compresi i *talus*, costituiscono un insieme molto eterogeneo di accumuli detritici di varia collocazione stratigrafica, natura ed origine che, per semplicità di esposizione, nel presente lavoro vengono definiti *Detriti caotici* (Dc).

DETRITI STRATIFICATI (*Ds*)

Sono i depositi di versante più caratteristici dell'area studiata, dove sono molto diffusi e legati al modellamento dei versanti calcarei e calcareo-marnosi. I *Ds* sono stati oggetto di studio sia nell'area umbro-marchigiana (CASTIGLIONI & *alii*, 1979; COLTORTI & *alii*, 1979; 1983; CALAMITA & *alii*, 1982; DRAMIS, 1983) sia nella Italia peninsulare (BERNINI & *alii*, 1978; CASTIGLIONI & *alii*, 1978; BOENZI, 1980) ed insulare (OZER & ULZEGA, 1979). Sono ben noti anche nell'intera area mediterranea dove sono stati studiati da numerosi Autori.

Lungo i tratti mediani delle valli esaminate, tutti i *Ds* sinora osservati appartengono all'*emiciclo deposizionale* del terzo ordine; in aree più meridionali sono stati tuttavia segnalati (COLTORTI & *alii*, 1979) *Ds* attribuibili al 2° ordine. Nelle aree esaminate sono presenti fino ad altitudini minime di circa 100 m s.l.m.; non sono stati osservati *Ds* sul solo rilievo calcareo di M. Conero, dove sono tuttavia presenti estesi accumuli di *Ca* del 3° ordine e di *Dc* di varia e difficile attribuzione cronologica. Sulle dorsali calcaree presentano attualmente spessori e distribuzioni estremamente variabili.

Lineamenti geomorfologici

I *Ds* al culmine della loro fase di accumulo costituivano coperture estese e pressoché continue lungo i versanti calcarei e calcareo-marnosi. Tendevano a colmare le valli minori e progradavano sia verso valle, ricoprendo e oltrepassando i terrazzamenti (fig. 16), sia verso monte sottraendo superfici via via maggiori all'erosione. Il risultato era una rettificazione e addolcimento crescente dei versanti (fig. 4) che si raccordavano attraverso profili concavi, sempre più regolari, alla superficie deposizionale delle successioni alluvionali dei fondi vallivi (sequenze *Fb* → *Ca*). Queste morfologie sono state quasi sempre smantellate e/o rimodellate durante la fase di reincisione (*R*); l'erosione, du-

rante tale fase è stata, in generale, tanto maggiore quanto più i versanti erano attivi, morfologicamente complessi e tettonicamente instabili. In alcune aree, comunque, sono ancora osservabili morfologie «relitte» quasi interamente preservate e solo debolmente interessate dalla reincisione regressiva dei corsi d'acqua (p. es. la valle dell'Inferno, sul versante destro della Gola del Furlo; parte della valle che da Cantiano si prolunga verso Chiaserna, sul fianco interno della dorsale calcarea di M. Catria; molte vallecole minori a Monte S. Vicino, fig. 4A; ecc.).

I principali accumuli di *Ds* delle aree studiate sono spesso legati a morfologie concave dei versanti riferibili a nicchie e circhi di nivazione. Tali morfosculture evidenti fino a quote relativamente basse (100-150 m s.l.m.), sono talvolta isolate e più o meno ampie (spesso superiori a 0,5 km²); in altri casi derivano dalla coalescenza di forme concave minori (da alcune decine ad un centinaio di m²) che si raccordano verso valle a vallecole incise in roccia. Alcune di queste forme, in particolare quelle minori quasi certamente di origine nivale, risalgono alla fase dei *Ds* del 3° ordine. Altre morfosculture concave, specialmente quelle di maggiori dimensioni ubicate di preferenza in aree montane, sono da ritenersi ereditate e solo in parte rimodellate durante le fasi deposizionali dei *Ds* del 3° ordine; in tal caso le sequenze *Ds* hanno spessori esigui se paragonati alle dimensioni delle morfosculture concave. In generale, inoltre, la presenza di morfologie concave (così come di valli preesistenti) sincrone o meno alla deposizione, ha guidato l'accumulo dei maggiori spessori di *Ds* favorendone, durante le prime fasi della sedimentazione, la concentrazione in aree limitate. Successivamente, man mano che la deposizione progrediva, i *Ds* ricoprivano superfici via via crescenti dei versanti dando origine a coperture estese e pressoché continue (fig. 4).

I *Ds* spesso ricoprono (o ricoprivano) i versanti fino al margine di spianate o terrazzamenti a debole inclinazione, più o meno ampi ed elevati, spesso associati a nicchie di nivazione di varie dimensioni e talvolta coalescenti. Frequentemente, in tali casi, i *Ds* non sono correlati ad

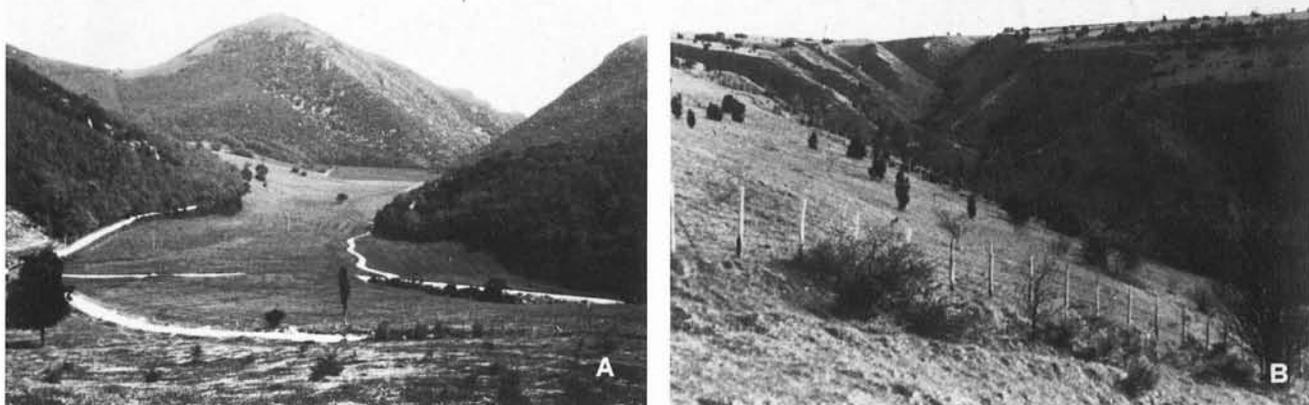
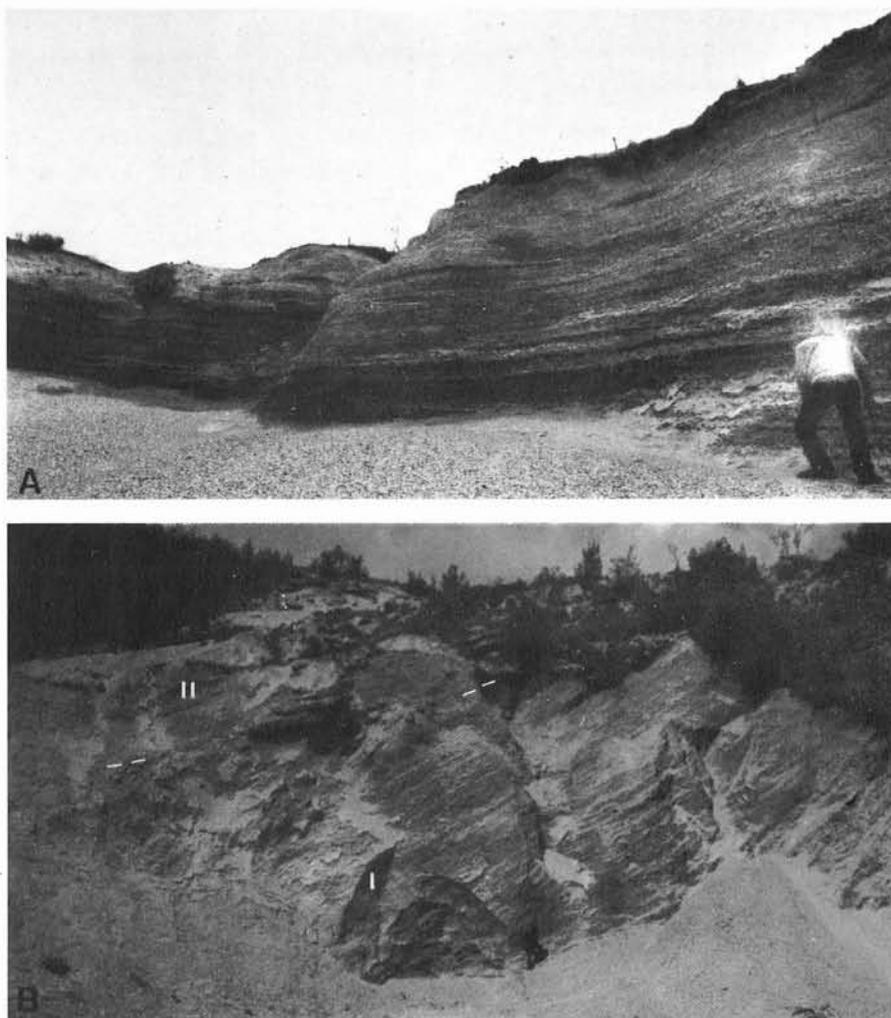


FIG. 4 - Morfologie relitte relative alle ultime generazioni dei Detriti stratificati (*Ds*) riferibili al 3° ordine e loro reincisione. A) Colmamento dei fondivalle da parte dei *Ds* e parziale rettificazione dei versanti a M.S. Vicino. B) La rettificazione prodotta dall'azione concomitante di erosione delle asperità rocciose e deposizione di *Ds* nelle depressioni è tuttora riconoscibile, anche se la reincisione ha interessato i *Ds* terrazzamenti; versante NE di M. Paganuccio.

FIG. 5 - Detriti stratificati (*Ds*) riferibili all'emiclo deposizionale del 3° ordine, sul versante NW di M. Paganuccio (A) e sul versante NE di M. Nerone (B). In questi ultimi sono ben riconoscibili due diverse generazioni (I e II) fra loro discordanti, separate da una superficie erosiva a tratti evidenziata da un livello più cementato; si noti il maggior spessore della prima generazione.



affioramenti di estensione tale da poter spiegare l'entità degli accumuli. Le «spianate» correlate ai *Ds* sono state modellate da una concomitanza di erosione sui rilievi sporgenti e debole accumulo di *Ds* (o depositi analoghi) nelle depressioni (NESCO & *alii*, 1983). In questo caso la produzione dei clasti di *Ds* è almeno in parte sincrona con la genesi delle suddette spianate. Meccanismi analoghi, a nostro avviso, hanno determinato il rimodellamento di parte dei terrazzi più antichi (p. es. i terrazzi più elevati lungo il F. Metauro, a SW di Fossombrone). Tali fenomeni sono stati maggiormente attivi sui terrazzi separati dai versanti principali da incisioni minori formatesi durante le fasi di reincisione ed escavazione (*R*, *E*) successive agli emicli deposizionali. I prodotti derivanti dalla degradazione dei versanti, in questi casi, venivano convogliati altrove e non creavano coperture protettive sui terrazzamenti stessi, che potevano quindi essere attivamente modellati durante la fase dei *Ds*.

I margini delle spianate legate ai *Ds* sono in genere solcati da vallecole a loro volta riempite da *Ds* terrazzato durante le fasi di reincisione. Questo fenomeno è sempre evidente nelle aree più elevate (800-1000 m) (p. es. M. Paganuccio, fig. 4B, e M. Pietralata). Il riempimento delle val-

lecole è costituito da *Ds* a basso angolo (generalmente non superiore a 10°) verosimilmente legati ad alte percentuali di depositi *water-laid*.

Caratteristiche sedimentologiche

I *Ds* dei tratti mediani delle valli nord-marchigiane sono riferibili a *grèzes litées* e a *éboulis ordonnés* (GUILLIEN, 1964; TRICART & CAILLEUX, 1967). Sono caratterizzati da sottile stratificazione (10-20 cm) generalmente piano-parallela immergente verso valle (fig. 5). I singoli strati presentano in genere notevole continuità laterale (decine di metri); sono talvolta presenti superfici erosive e più o meno diffusi livelli lenticolari, per lo più grossolani, che interrompono la regolarità della stratificazione. Quest'ultima è generalmente il risultato dell'alternanza ritmica di livelli costituiti da frammenti angolari relativamente grossolani (fino a 3-4 cm) poveri di matrice con livelli a clasti angolari di granulometria mediamente minore, ricchi di matrice. Sono stati osservati anche *Ds* in cui questa tipica alternanza è poca diffusa e dove la stratificazione è meno evidente e viene messa in risalto da compattazioni differenziate e/o da variazioni granulometriche.

Le caratteristiche sedimentologiche e la genesi dei *Ds* sono state ampiamente discusse già da Autori precedenti. In generale, sono stati messi in relazione con periodi freddi ed ambienti periglaciali (GUILLIEN, 1964; TRICART & CAILLEUX, 1967), anche se è possibile che si formino in ambienti diversi (WASSON, 1979). La genesi dei singoli livelli è stata messa in relazione sia a scivolamenti su superfici nivali o a ruscellamento e soliflusso, sia a prevalente dilavamento da parte di acqua di fusione dei manti nivali.

WASSON (1979) distingue nei *Ds* quattro tipi principali di livelli detritici (*openwork*, *partially openwork*, *clast-supported* e *matrix-supported*) riferendoli a differenti meccanismi deposizionali. In particolare attribuisce ai primi una deposizione per azione di dilavamento di versanti denudati, agli ultimi un'azione di soliflusso. Tale distinzione è valida per i *Ds* delle aree esaminate ed è stata adottata da COLTORTI & alii (1983) e DRAMIS (1983) anche per le Marche meridionali.

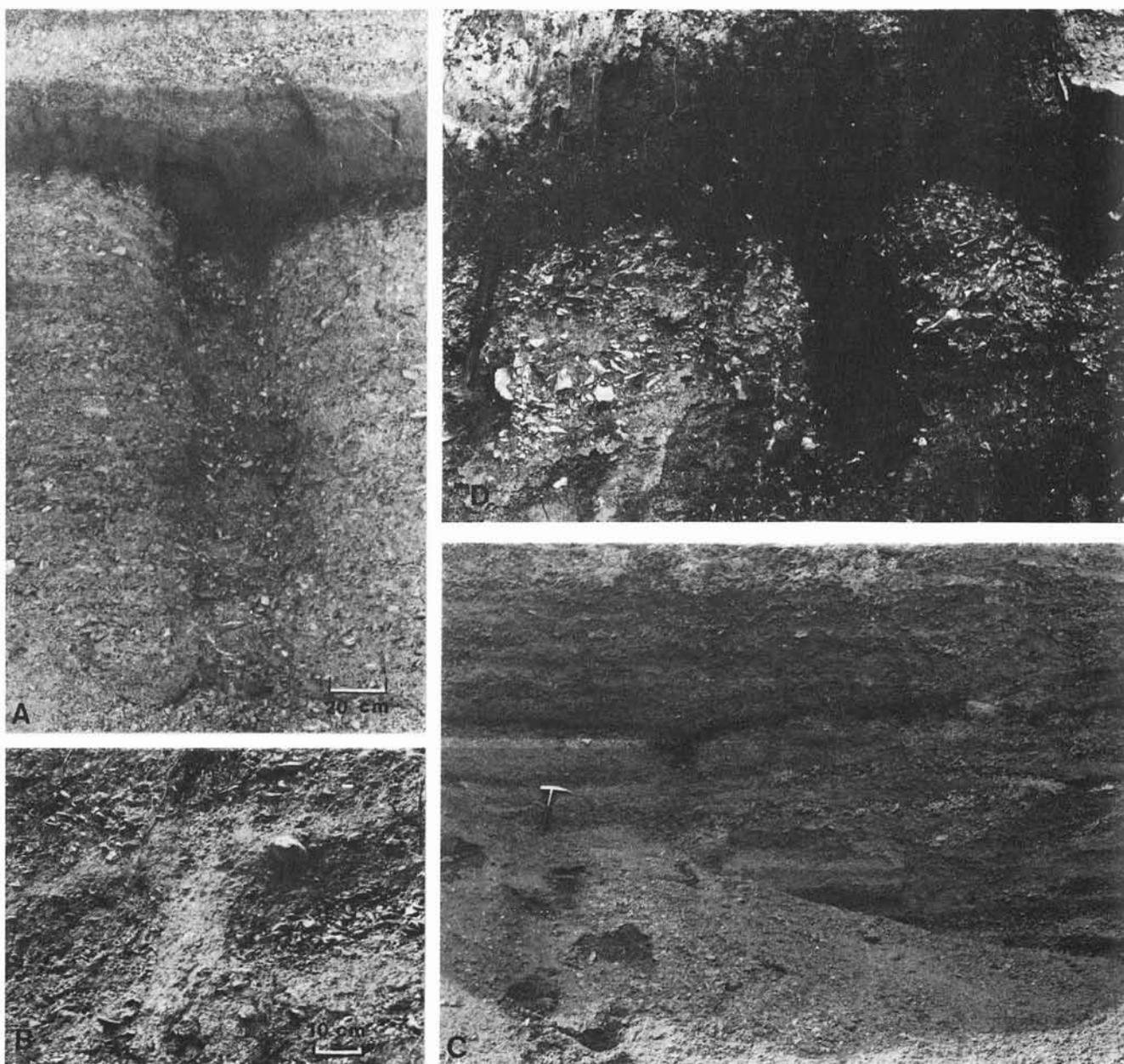


FIG. 6 - Strutture sinsedimentarie attribuibili a crioturbaazione e riferibili alle *fentes en coin* di TRICART & CAILLEUX, 1967 (A, B, C); e al *frost stirred ground* di FLINT, 1971 (D). A) La fratturazione, che ha determinato l'uncinatura verso il basso degli straterelli detritici sommitali, ha origine in corrispondenza della parte basale di un paleosuolo che indica una stasi locale della deposizione dei *Ds*; loc. Pozzo, nei pressi di Apiro; foto gentilmente concessa dal dott. E. MORETTI. B) La frattura, che si trova in un piccolo cono di *Ds* parzialmente rimaneggiato (v. fig. 16), si origina in corrispondenza di un livello *matrix-supported* ed è riempita dal medesimo materiale; loc. S. Anna, circa 1 km a valle della Gola del Furlo. C) Modeste fratture a cono particolarmente evidenti in corrispondenza di un sottile orizzonte di paleosuolo a S. Anna del Furlo. D) Deformazioni sinsedimentarie in corrispondenza di un paleosuolo bruno-rossiccio nei pressi di S. Anna del Furlo.

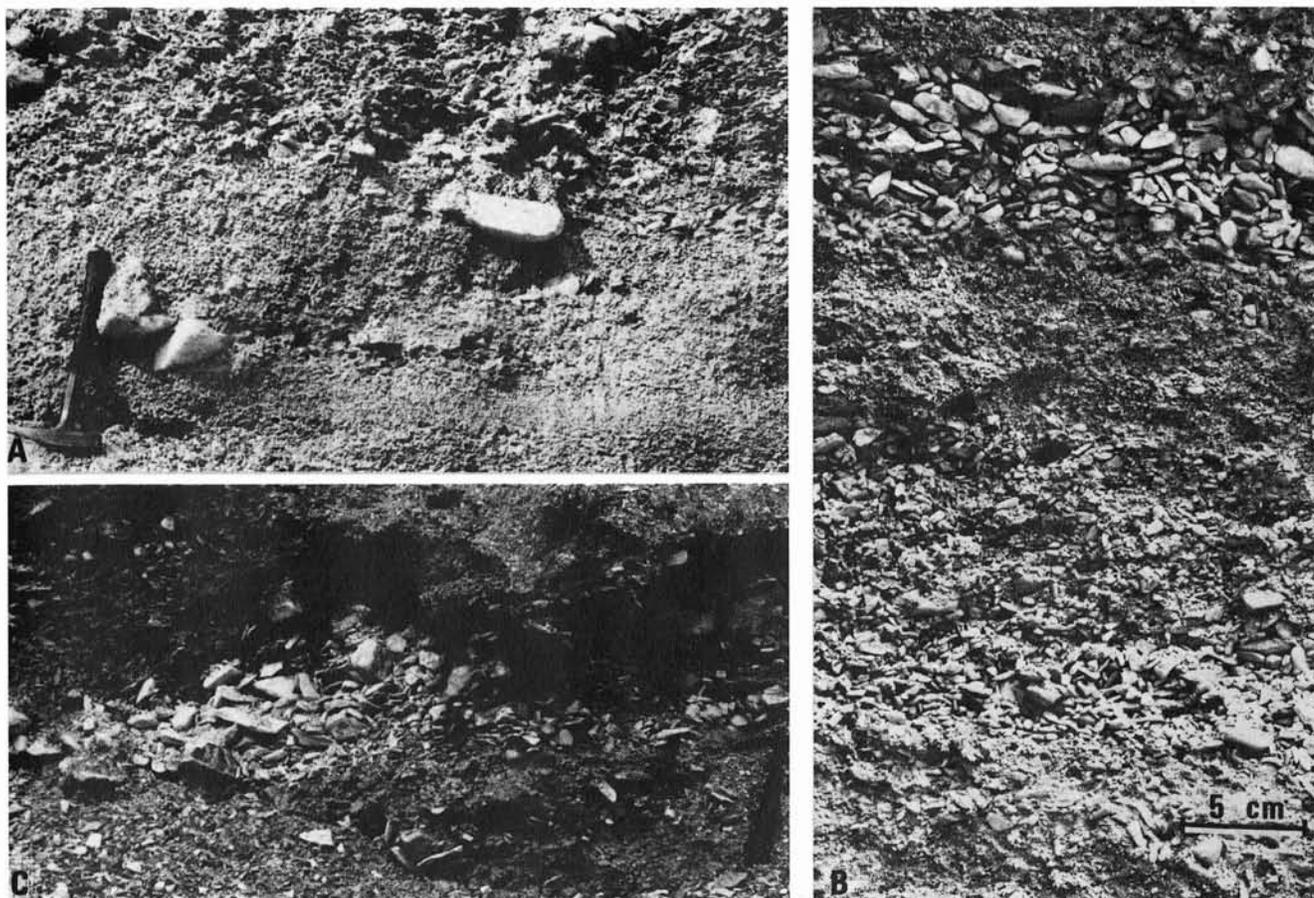


FIG. 7 - Parte alta di una sequenza di conoide alluvionale (*Ca*) del 3° ordine, immediatamente a monte della Gola del Furlo (loc. Pelingo), alimentata in prevalenza da *Scaglia Rossa* (membri calcareo-selciferi). A) Alternanza di livelli a diversa granulometria e con diverso contenuto in matrice in parte paragonabili a quelli descritti da WASSON (1979), che caratterizzano i Detriti stratificati (cf. figg. 5, 6); sono inoltre presenti lenti a granulometria relativamente più grossolana ed occasionali clasti di dimensioni decimetriche. B) Particolare della foto precedente mostrante l'alternanza di livelli a diversa granulometria e diverso contenuto in matrice; si noti il maggior arrotondamento dei clasti rispetto a quelli dei Detriti stratificati s.s., che testimonia un maggior trasporto ed una migliore elaborazione. C) Lenti ghiaiose ad elementi subangolari di dimensioni talvolta decimetriche, intercalate ai depositi illustrati nelle precedenti foto A, B; la forma piano-convessa o biconvessa delle lenti ghiaiose, l'assenza di matrice e la disposizione caotica dei clasti permettono di interpretarle come *sieve-deposits*.

In alcune località (p. es. S. Anna, a valle della Gola del Furlo, fig. 16) sono presenti piccoli cono detritici con superficie poco inclinata (non oltre 10°) costituiti in gran parte dalla alternanza ritmica di livelletti di ghiaia con o senza matrice, derivanti dal rimaneggiamento di alcuni grandi accumuli di *Ds*. Alle ghiaie possono intercalarsi livelli di spessore variabile (generalmente da 5 a 30 cm) di paleosuolo bruno-rossiccio, spesso erosi al tetto in concomitanza della ripresa della sedimentazione ritmica delle ghiaie. Ai paleosuoli, che indicano (locali?) stasi deposizionali, si associano talvolta evidenti strutture singenetiche riferibili a crioturbazioni (fig. 6) come fratture a cuneo (*fentes en coin*) o «pseudoconvoluzioni» (cf. *frost stirred ground* di FLINT, 1971, p. 282). Questi con i detritici possono essere considerati forme morfologiche e sedimentarie a sé stanti, ma strettamente legate ai processi deposizionali dei *Ds*; la loro forma e la bassa inclinazione sia della superficie morfologica originaria che dei singoli livelletti detritici sembrano indicare un

maggior intervento di meccanismi deposizionali legati a flussi idrici. Le caratteristiche di tali depositi (stratificazione ritmica e caratteristiche dei clasti, strutture riferibili a crioturbazione, intercalazioni di paleosuoli verso l'alto, ecc.) permettono di associarli ai *Ds* del 3° ordine forse riferendoli ad uno o più cicli minori. I *Ds* attribuibili al più recente di tali cicli poggiano sulla superficie del T_3 (sequenze *Fb*) parzialmente rimodellata (fig. 16). Ciò mette in evidenza che durante la fase dei *Ds* sono avvenute parziali re-incisioni (cicli minori) che hanno interessato anche le sequenze *Fb* e verosimilmente *Ca*. Tali cicli pur essendo poco evidenti lungo i tratti mediani delle valli esaminate, sono spesso ben riconoscibili nelle aree montane (p. es. Gola del Burano, fig. 12). Qui, analogamente a quanto osservato nelle Marche centrali (COLTORTI & *alii*, 1979; MORETTI, 1982), grazie a ripetute erosioni ed accumuli evidenziati da superfici erosive e discordanze angolari, sono individuabili due o tre generazioni di *Ds* del 3° ordine.

La parte alta di molte sequenze di conoide alluvionale (*Ca*), anche in aree distali, è spesso costituita da tipiche alternanze ritmiche di ghiaie fini alternativamente ricche e prive di matrice, talora associate a lenti ghiaiose relativamente più grossolane riferibili a *sieve deposits* (fig. 7). Anche tali ghiaie, analogamente a quelle dei coni sopra descritti, sembrano legate agli stessi meccanismi deposizionali che producevano i *Ds* veri e propri e potevano in parte provenire dalla redistribuzione verso valle, attraverso vallecole laterali, dei *Ds* che iniziavano a depositarsi lungo i versanti.

I *Ds* fin qui considerati sono legati al modellamento dei versanti su cui affiorano formazioni calcaree e calcareo-marnose, fra cui le più tipiche e diffuse sono la *Maiolica* e terreni tipo *Scaglia* [le caratteristiche dei rispettivi clasti sono state discusse in dettaglio da CASTIGLIONI & *alii* (1979); COLTORTI & *alii* (1979; 1983); CALAMITA & *alii* (1982)]. Nell'area studiata modesti ma diffusi accumuli di *Ds* sono stati prodotti anche da versanti marnoso-calcarei e sono legati in generale alla formazione del *Bisciaro* (fig. 8) e alla *Scaglia Variegata* e base della *Scaglia Cinerea* (intese nel senso di JACOBACCI & *alii*, 1974). Tali *Ds* mostrano una netta prevalenza di livelli a granulometria finissima, cui si intercalano sottili orizzonti di clasti calcarei a spigoli vivi, di dimensioni mediamente variabili da pochi millimetri a 3-4 cm (con netta prevalenza dei livelli *matrix-supported* di WASSON, 1979). A tali *Ds* si associano, inoltre, più o meno frequenti livelli di *Dc* depositati da movimenti in massa (*debris-, earth- e mud-flow* prevalenti).

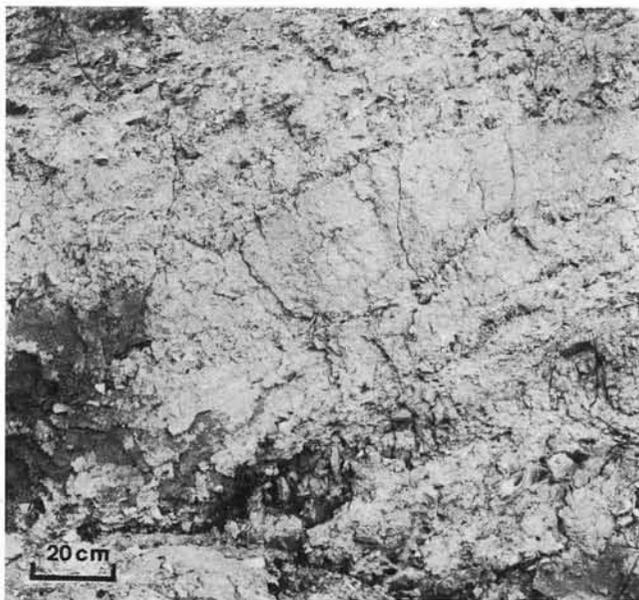


FIG. 8 - Detriti stratificati (*Ds*) riferibili al 3° ordine alimentati dalla formazione del *Bisciaro*, mostrandoti la tipica e netta prevalenza di livelli *matrix-supported*. Versante destro della valle del Metauro, a S di Fossombrone.

DETRITI CAOTICI (*Dc*)

Sotto il termine di «detriti caotici» (*Dc*) raggruppiamo un insieme molto eterogeneo di depositi di versante, diffusissimi nelle aree studiate, messi in posto da movimenti in massa di varia natura (scivolamento, colata, caduta, ecc.). I fenomeni che hanno determinato l'accumulo di tali depositi sono conosciuti in gran parte d'Italia e sono stati studiati, in particolare, in Piemonte da CARRARO & *alii* (1979); CARRARO & FORNO (1981); FORNO & MASSAZZA (1983) e nelle Marche meridionali, da COPPOLA & *alii* (1978); CARRARO & *alii* (1979); DRAMIS & *alii* (1976).

In generale i *Dc* nell'area nord-marchigiana, costituiscono accumuli di notevole estensione (anche alcuni km²) e spessore (alcune decine di metri). I *Dc* sono talvolta associati a grandi trincee e ad evidenze morfologiche di movimenti gravitativi di dimensioni imponenti («deformazioni gravitative profonde» di DRAMIS, 1984), la cui trattazione esula tuttavia dagli scopi del presente lavoro. I *Dc* qui considerati sono caratterizzati da clasti e/o blocchi rocciosi angolari notevolmente eterometrici, generalmente associati a matrice più o meno abbondante o in essa dispersi (fig. 9) talvolta invece la matrice può essere assente. L'assetto all'affioramento è tipicamente disordinato e difficilmente permette di riconoscere corpi sedimentari distinti e di definire *trends* verticali. Molto spesso estese coperture costituite da svariati corpi di *Dc* fra loro sovrapposti e/o coalescenti ricoprono interi versanti. Intervalli litologici particolari immergenti a franapoggio (p. es. unità marnose all'interno della *Scaglia Rossa*), costituendo vaste superfici di scivolamento, hanno talora favorito la messa in posto di grossi accumuli di *Dc*.

In molti casi, specialmente in corrispondenza delle formazioni calcaree, analogamente a quanto osservato in aree limitrofe (COPPOLA & *alii*, 1978; CARRARO & *alii*, 1979), i depositi in questione sono ricoperti da modesti spessori di *Ds*. Più spesso sono apparentemente indipendenti dagli altri depositi continentali o sono legati ad essi da rapporti variabili.

Dal punto di vista geomorfologico la presenza di questi depositi è spesso associata a terrazzamenti, talvolta caratterizzati da deboli contropendenze e trincee talora molto diffuse (p. es. versante NE della dorsale di M. Paganuccio - M. Pietralata).

Nelle aree esaminate i *Dc* più estesi e caratteristici sono paragonabili ad accumuli di paleofrana e derivano prevalentemente dalle formazioni del *Bisciaro* e della *Scaglia Rossa*. Tali accumuli sono particolarmente caratteristici e frequenti lungo la sinclinale del F. Metauro, fra Fossombrone e Fermignano, dove la morfologia, condizionata dai litotipi relativamente più competenti della formazione del *Bisciaro* (fig. 11) immergenti a franapoggio con angolo di poco inferiore al pendio, è caratterizzata da una serie di rilievi minori simmetrici sui due fianchi vallivi. In tale contesto morfostrutturale estesi lembi di *Bisciaro* si sono sciolati dai fianchi vallivi e sono scesi verso valle in maniera più o meno disorganizzata (fig. 10), creando accumuli che mostrano tutti i passaggi fra *debris-flow* e scivolamenti di

pacchi di strati non scompaginati, di spessore anche superiore a 10 m (fig. 11). Anche lungo i versanti delle dorsali calcaree e dei rilievi minori del Bacino Marchigiano (p. es. M. Pietralata e M. Paganuccio) si possono osservare estese coltri di *Dc* talora parzialmente cementato e caratterizzato dalla presenza di interi pacchi di strati non scompaginati. Le nicchie di distacco, in accordo con DRAMIS & alii (1976), sono talvolta ben conservate (p. es. versante orientale di M. Paganuccio), ma più spesso sono mal riconoscibili o completamente mascherate da fenomeni successivi di erosione e deposizione detritica.

Queste principali coltri detritiche, in accordo con DRAMIS & alii (1976) e CARRARO & alii (1979), pur potendo essersi accumulate durante fasi climatiche particolari, risentono sempre in modo determinante dei fattori struttu-

rali locali. Infatti, a volte, sono legate a substrati immergenti a franapoggio o, altre volte, sono associate a faglie o a fianchi rovesciati di pieghe. In entrambi i casi una profonda fratturazione del substrato e/o l'alternanza di litologie a diversa competenza potevano interagire con i fattori strutturali e favorire lo scivolamento di interi pacchi di strati, seguito da movimenti in massa più disorganizzati.

I grandi accumuli detritici, spesso ampiamente smantellati dall'erosione si associano ed alternano ad una moltitudine di depositi minori più recenti provocati da movimenti in massa, molto frequenti nei versanti delle aree esaminate. Sono rappresentati i vari processi già descritti per il vicino Bacino del Sentino da DRAMIS & alii (1976), cui rimandiamo. È tuttavia interessante notare che lungo i versanti calcarei predominano i *talus* e coni detritici, talvolta

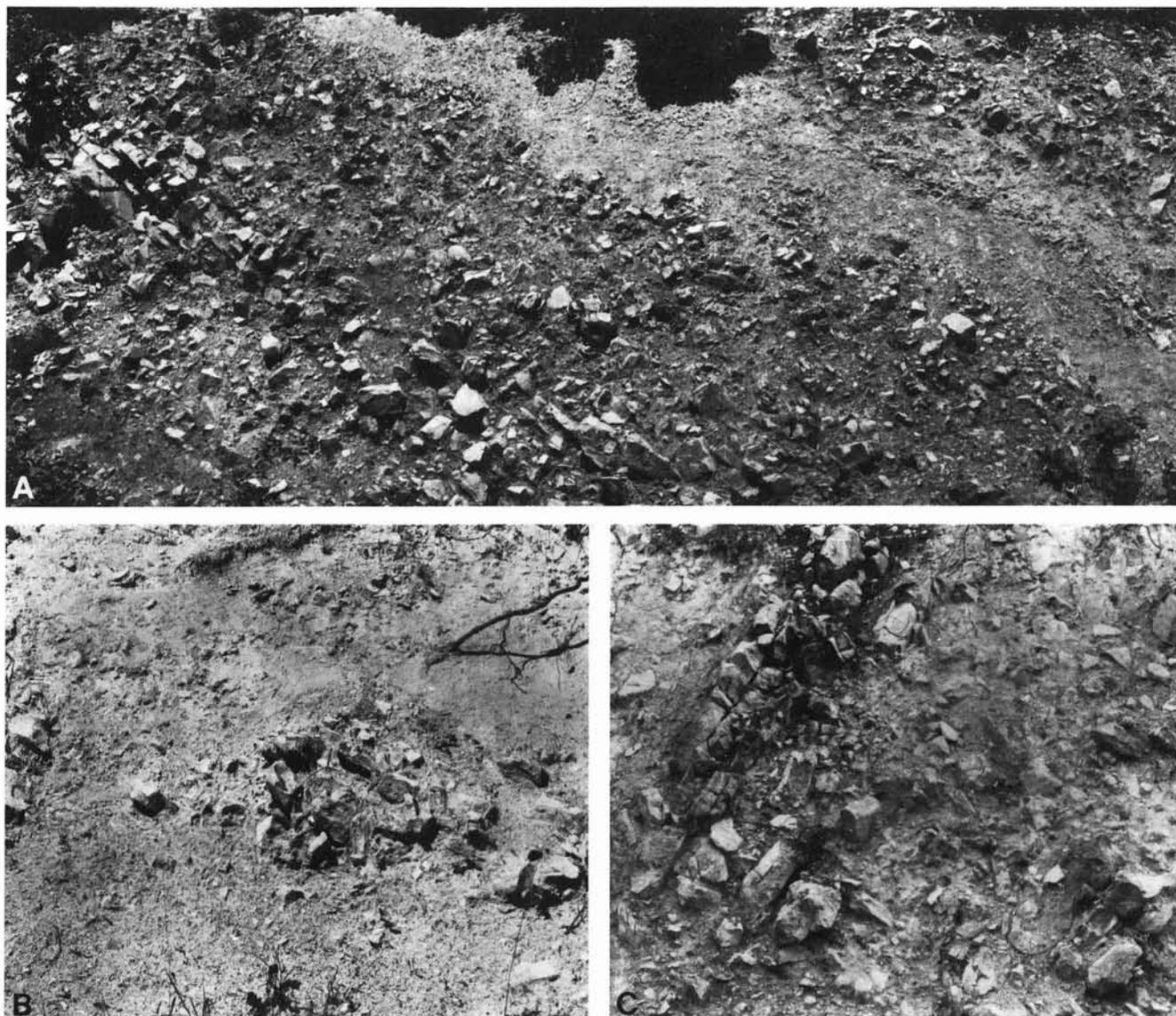


FIG. 9 - «Detriti caotici» (*Dc*) alimentati dalla *Scaglia Rossa* dell'anticlinale di M. Pietralata-M. Paganuccio. Si possono notare tutti i passaggi dai livelli *matrix-supported*, riferibili a *debris-flow* e contenenti rari clasti più o meno decalcificati, a pacchi di strati scivolati lungo il pendio e scarsamente scompaginati ed alterati.

FIG. 10 - «Detriti caotici» (*Dc*) alimentati dal *Bisciaro* sul versante destro della valle del Metauro, nei pressi di Fermignano. I *Dc* sono attribuibili a serie di «paleofrane» relativamente recenti (forse riferibili al termine dell'emiciclo deposizionale del 3° ordine) e con evidenti riscontri morfologici; ricoprono con contatto erosivo estremamente irregolare sia il substrato (*S*) che le sabbie e ghiaie fluviali (*F*) costituenti l'unità terrazzata del 2° ordine.



ampi e con spessori di oltre 10 m, che spesso caratterizzano morfologie controllate dalla tettonica recente e ripetutamente ringiovanite (p. es. Monti delle Cesane, cf. SAVELLI & *alii*, 1984). Tali coni e *talus* detritici sono generalmente costituiti da frammenti angolari di dimensioni centimetriche prodotti da gelifrazione; la matrice è per lo più scarsa o assente. I rari affioramenti non mostrano in genere strutture sedimentarie particolari, ad eccezione di poche nette superfici di stratificazione. La presenza di clasti relativamente più grossolani ed eterometrici, l'assenza di superfici di stratificazione ben evidenti e dei ritmi descritti da WASSON (1979), li rendono agevolmente distinguibili dai *Ds*.

IL PROBLEMA DEI RAPPORTI STRATIGRAFICI

Nelle aree esaminate sono state riconosciute fasi erosive (*E*, escavazione; *R*, re-incisione) e sequenze deposizionali continentali quaternarie (*Fb*, fluviale *braided*; *Fs*, fluviale sinuoso-meandrante; *Ca*, conoide alluvionale; *Ds*, detriti stratificati e *Dc*, detriti caotici) (figg. 3 e 18). Nei segmenti vallivi considerati, se esaminati singolarmente e in mancanza di indagini specialistiche, i depositi alluvionali e detritici, compresi i *Ds* (WASSON, 1979) non permettono sicure interpretazioni genetiche in chiave tettonica e/o climatica. La litostratigrafia delle sequenze detritiche e alluvionali ed i loro legami con le fasi erosive permettono tuttavia di individuare dei cicli (SAVELLI & *alii*, 1984; SAVELLI, in prep.) in cui ciascuna fase è contraddistinta e caratterizzata dalla predominanza di un determinato stile erosivo o di un particolare deposito («*depositi guida*»). Naturalmente ogni forma di deposito ed erosione può essere presente in maniera marginale e non caratterizzante in ciascuna altra fase. Il succedersi particolare e ripetitivo delle fasi erosive e deposizionali che contraddistinguono i cicli continentali in oggetto (1°, 2° e 3° ordine) non può essere casuale e deve fornire una chiave interpretativa non tra-

scurabile sia dei cicli stessi che delle singole fasi che li compongono.

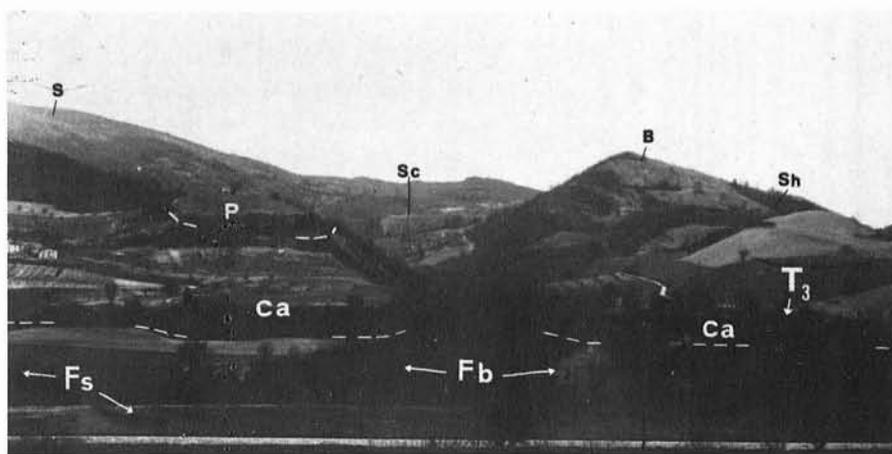
In tale ottica è particolarmente utile analizzare i rapporti stratigrafici fra depositi e fasi erosive «guida», allo scopo di individuare eventuali *trends* evolutivi di carattere più generale. I legami fra le sequenze alluvionali (*Fb*, *Ca* e *Fs*) e le principali fasi erosive (*R*, *E*) già descritti da SAVELLI & *alii* (1984), v. fig. 3, e SAVELLI (in prep.), cui rimandiamo, vengono solo brevemente riassunti. Vengono invece più ampiamente esaminati alcuni affioramenti e morfologie indicativi della posizione stratigrafica delle successioni detritiche e dei loro legami con le successioni alluvionali e con le maggiori fasi erosive. Vengono anche descritti alcuni casi «anomali» apparentemente discordi con l'uniformità e regolarità nella successione delle fasi erosive e deposizionali che costituiscono i maggiori cicli continentali nelle aree esaminate.

FASI EROSIVE E DEPOSITI ALLUVIONALI

Sulla base delle successioni alluvionali vengono riconosciuti (SAVELLI & *alii*, 1984; SAVELLI, in prep.) tre principali cicli (1°, 2° e 3° ordine), ciascuno dei quali è suddivisibile in un emiciclo erosivo e in uno deposizionale.

L'*emiciclo erosivo* inizia con la re-incisione (fase *R*) delle sequenze alluvionali del ciclo precedente e prosegue con la escavazione del substrato (fase *E*). Alla fase di re-incisione (*R*) si associa la deposizione di sottili sequenze alluvionali ghiaioso-sabbiose (*Fs*). L'*emiciclo deposizionale* inizia con sequenze ghiaiose (*Fb*) di corsi d'acqua a canali multipli (*braided-stream*) e termina con sequenze di conoide alluvionale (*Ca*) (figg. 3 e 11). Le sequenze *Fb* ricoprono e livellano il substrato modellato durante la precedente escavazione (*E*). Le sequenze *Ca*, arealmente discontinue e litologicamente eterogenee, poggiano su quelle *Fb* con rapporti di eteropia latero-superiore che interessano spessori di 4-5 m.

FIG. 11 - Depositi alluvionali terrazzati del 3° ordine (T_3) lungo la valle del Metauro a Canavaccio (circa 4 km a monte della confluenza col F. Candigliano). La successione alluvionale, profondamente reincisa, è costituita da ghiaie fluviali «braided» (sequenza Fb) su cui poggia una sequenza di conoide (Ca). La reincisione della successione $Fb \rightarrow Ca$ è stata accompagnata dalla deposizione di sottili sequenze fluviali (Fs) inclinate concordemente alla superficie topografica, depositate da canali sinuoso-meandranti in graduale approfondimento. A quote più elevate, si osserva inoltre un accumulo di «paleofrana» (P), verosimilmente più antica dei depositi del T_3 , costituito da pacchi di strati non scompagnati di *Bisciario* e apparentemente indipendente dall'attuale configurazione morfologica. S = *Scaglia Rossa e Variegata* (M. Pietralata); Sc = *Scaglia cinerea*; B = *Bisciario*; Sh = *Schlier*.



Depositi di versante

Gli emicicli deposizionali comprendono anche successioni detritiche (depositi «di versante»). Per chiarire i rapporti, spesso dubbi ed apparentemente vari, fra le maggiori fasi di accumulo detritico e le fasi erosive (E , R) e di alluvionamento (A), ci sembrano significative le seguenti osservazioni:

1 - Sul fianco destro della Gola del Burano, in una recente sezione, si osservano (fig. 12) due generazioni di Ds sovrapposte, con contatto brusco, a sabbie e ghiaie fini fluviali (sequenze Fb). Lungo il tratto vallivo considerato la quota topografica di tale contatto coincide con quella della superficie sommitale delle sequenze Fb del 3° ordine e, al passaggio tra i due «depositi guida», si rinvengono manufatti paleolitici. Tale affioramento dimostra che la sequenza Fb precede quella Ds . Quest'ultima, in particolare, è suddivisibile in una prima unità, alimentata dal versante settentrionale, che testimonia il «colmamento» del fondo vallivo, ed in una seconda unità, alimentata dal versante meridionale, su cui è ubicato l'affioramento.

2 - Nei pressi della confluenza fra i fiumi Burano e Candigliano, due modesti affioramenti mostrano una brusca sovrapposizione dei Ds sulla sequenza alluvionale Fb del 3° ordine. Tale sovrapposizione è confermata: a) dalla ricostruzione su basi geomorfologiche dell'antica superficie deposizionale sommitale della sequenza Fb ; b) dalla coincidenza della quota topografica del passaggio $Fb \rightarrow Ds$ con quella di un'adiacente transizione verticale $Fb \rightarrow Ca$ (cioè col termine della deposizione alluvionale lungo i corsi d'acqua principali e la migrazione della sedimentazione sui fianchi vallivi). Non si esclude che le sequenze Ds in questione possano poggiare su superfici parzialmente rimodellate della sequenza Fb e siano quindi attribuibili a cicli minori «tardivi».

3 - La parte alta di molte sequenze di conoide alluvionale (Ca) è spesso costituita da alternanze ritmiche di ghiaie fini alternativamente ricche e prive di matrice, tipiche dei Ds (fig. 7). In assenza delle sequenze Ca questi depositi poggiavano con contatto talora erosivo anche sulle sequenze

Fb . In generale, inoltre, anche in assenza di intervalli sommitali paragonabili ai Ds , le sequenze Ca mostrano verso l'alto una diminuzione generalizzata della granulometria e un incremento della percentuale di clasti morfometricamente paragonabili a quelli dei Ds . Questi trends litostratigrafici avvalorano l'ipotesi che i «depositi guida» Ca precedano i Ds .

4 - Sui versanti, alla base di molti accumuli di Ds , si osservano spesso lenti o livelli di Dc che diventano generalmente meno frequenti verso l'alto, fino a scomparire. I Ds sembrano quindi legati a parte dei Dc da rapporti di eteropia latero-superiore (fig. 13).

5 - Sia nelle aree esaminate che in aree limitrofe (COPPOLA & alii, 1978; CARRARO & alii, 1979), deboli spessori di Ds ricoprono corpi di «paleofrana» (equivalenti a parte dei Dc del presente lavoro). Ciò indica che un periodo caratterizzato da ampi movimenti in massa ha preceduto la chiusura della fase deposizionale contraddistinta dai Ds .

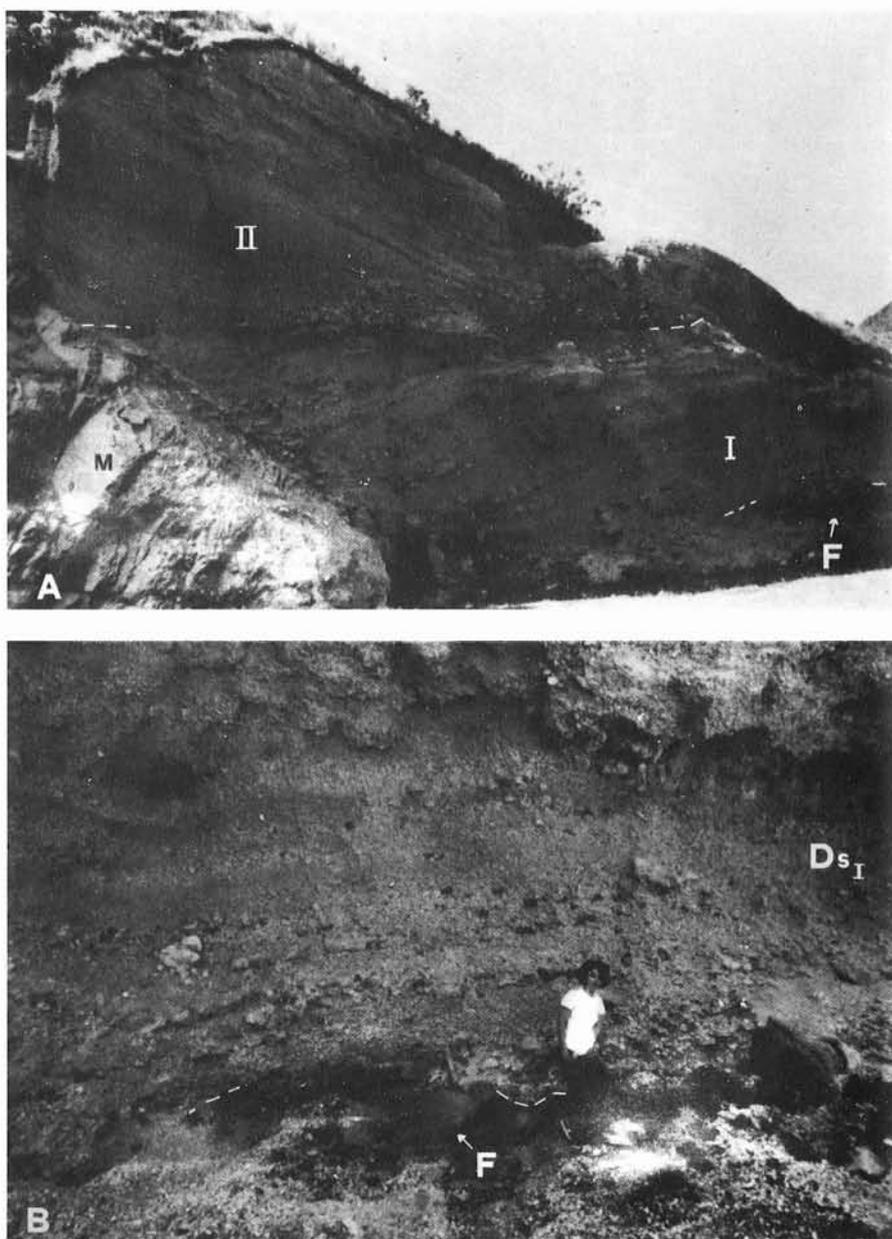
6 - Lungo il tratto intermedio del F. Metauro, i maggiori accumuli di Dc costituiscono corpi sedimentari bene identificabili, anche se quasi sempre parzialmente smembrati, che poggiano sulle successioni alluvionali del 3° ordine (T_3) e sono quindi ad esse successivi.

In base alle considerazioni sopra riferite gli emicicli deposizionali osservati lungo i tratti mediani delle valli nord-marchigiane risultano costituiti da una successione delle fasi deposizionali «guida» del tipo $Fb \rightarrow Ca \rightarrow Ds$ (figg. 3 e 18). I «Detriti caotici» (Dc) sembrano inserirsi in tale successione con due principali eventi di accumulo, il primo corrispondente al passaggio $Fb \rightarrow Ca$ e il secondo alle fasi finali della deposizione delle varie generazioni di Ds .

Esistono tuttavia numerosi affioramenti e dati bibliografici indicanti successioni e condizioni giaciture diverse che, almeno nelle aree esaminate, riteniamo indicativi di situazioni locali, di fasi minori, o di eventi più o meno accidentali, all'interno degli emicicli deposizionali. Gli esempi più significativi possono venire così schematizzati:

1 - Immediatamente a Sud di Fossombrone, sul versante destro della Valle del Metauro, i «Detriti caotici» (*debris-flow* associati a sottili livelli di detriti «di falda»)

FIG. 12 - Detriti stratificati (D_s) e alluvioni fluviali terrazzate (F) del 3° ordine poggianti sulla *Maiolica* (M) ed affioranti sul versante destro della Gola del Burano. A) Due generazioni (I, II) di D_s fra loro discordanti, separate da un contatto erosivo. La prima generazione poggia su sabbie ghiaiose fluviali; è stata alimentata dal versante opposto all'affioramento, è costituita in prevalenza da clasti derivanti da *Corniola*, *Rosso Ammonitico*, *Maiolica*, e rappresenta la principale fase di colmamento del fondo vallivo. La seconda generazione, meno potente ed estesa, è costituita da clasti di *Maiolica* ed è stata alimentata dal versante su cui è ubicato l'affioramento. B) Particolare mostrante i depositi fluviali, la prima generazione di D_s (i clasti più scuri derivano dal *Rosso Ammonitico* affiorante sul versante opposto) e il livello cementato associato al contatto fra la prima e seconda generazione.



in parte rimaneggiati dall'azione fluviale (fig. 14) e di spessore massimo di 7-8 m, si intercalano alla base della sequenza Fb del 2° ordine (base T_2). Depositi simili, ma di estensione e spessore molto più modesti, sono comunemente intercalati alle sequenze alluvionali specialmente in corrispondenza di gole o restringimenti delle valli. Tali fenomeni, anche se diffusi, sembrano riflettere solo situazioni locali senza fornire evidenti indicazioni su fasi erosive o deposizionali minori generalizzabili.

2 - In certe aree su uno stesso versante affiorano formazioni calcaree o calcareo-marnose e formazioni argilloso-marnose (p. es. terreni tipo *Scaglia* e *Marne a Fucoidi*). Le prime hanno prodotto Detriti stratificati, mentre le seconde

hanno dato origine a Detriti caotici che possono variamente intercalarsi alle sequenze D_s . Queste ultime, in particolare, sono assenti nelle aree in cui affiorano formazioni argillo-marnoso-sabbiose facilmente degradabili (p. es. bacino del F. Marecchia), dove i D_c dovevano quindi accumularsi estesamente anche durante la fase dei D_s .

3 - Nelle Marche centrali, lungo la valle del F. Musone (presso Pozzo, circa 5 km a E di Apiro), affiorano sequenze di D_s di notevole spessore, suddivisibili in almeno tre distinte generazioni separate da superfici erosive e discordanze angolari. In tale area i detriti stratificati sono associati alla conoide alluvionale del Fosso di S. Bonfiglio (affluente di destra del F. Musone) che poggia sulle allu-

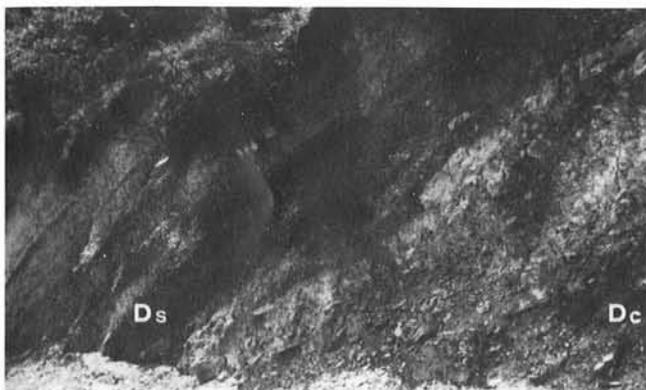


FIG. 13 - Detriti stratificati (*Ds*) del 3° ordine sovrapposti a «Detriti caotici» (*Dc*). Versante NE di M. Nerone.

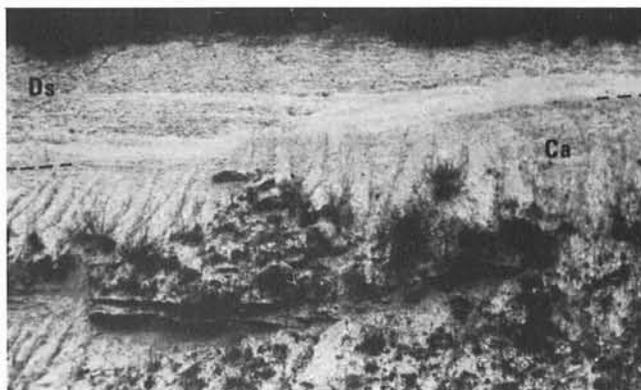


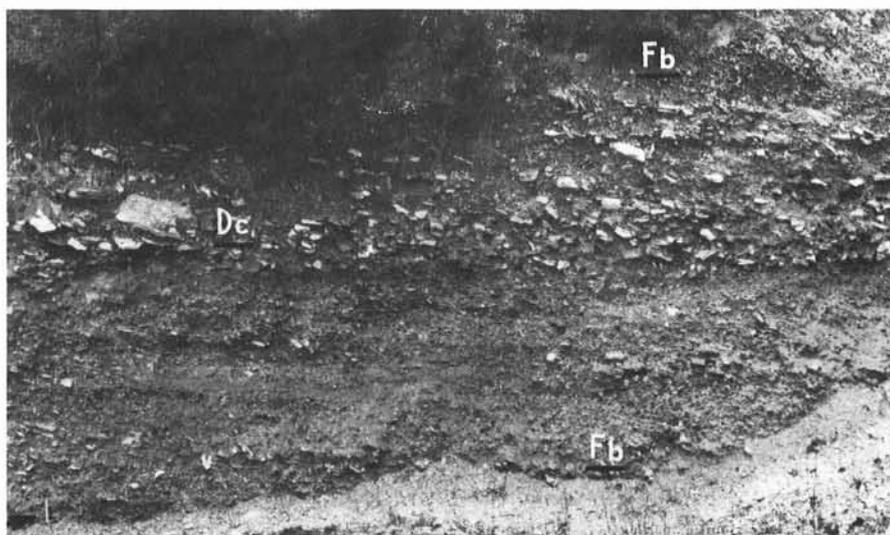
FIG. 15 - Detriti stratificati (*Ds*) del 3° ordine poggianti su una conoide alluvionale (*Ca*) del medesimo ordine, nei pressi di Apiro (loc. Pozzo). La convessità del contatto riflette l'andamento dell'antica superficie deposizionale sommitale della conoide; il maggior spessore dei *Ds* sul lato sinistro della foto corrisponde ad una maggiore dispersione dei livelli «*matrix-supported*» fra livelli granulometricamente più grossolani.

vioni fluviali del 3° ordine. I lavori di sbancamento in una grossa cava di ghiaia hanno messo in luce alcune sezioni, trasversali alle conoide, che incidono per 15-20 m l'attuale superficie topografica; quest'ultima non mostra evidenti tracce di fasi erosivo-deposizionali minori, ma appare generalmente omogenea e rettificata con un aspetto del tutto simile alle «morfologie relitte» relative alle ultime fasi deposizionali dei *Ds* del 3° ordine. Da monte a valle gli sbancamenti hanno messo in evidenza tre diverse situazioni: a) La sezione più «distale» mostra un modesto canale (profondità 3-4 m, ampiezza 8-10 m) inciso nei *Ds* e successivamente riempito da ghiaie monogeniche poco arrotondate, depositate dal Fosso di S. Bonfiglio. Tale situazione, già osservata da MORETTI (1982, p. 62), evidenzia una locale sovrapposizione, con contatto erosivo, dei depositi torrentizi sui *Ds*. Nello stesso affioramento sono presenti sporadiche e piccole lenti alluvionali, intercalate ai *Ds*, che testimoniano una debolissima attività dei corsi

d'acqua secondari durante la deposizione dei detriti stessi. b) Alcune decine di metri più a monte, in corrispondenza dello sbocco di una modesta incisione laterale, si osserva un affioramento di *Ds*, di cui non affiora la base, nel quale non sono presenti intercalazioni alluvionali. c) Un centinaio di metri più a monte del primo affioramento un esteso fronte di cava mostra per uno spessore di circa 10 m i *Ds* che ricoprono ad *onlap* la superficie deposizionale sommitale della conoide alluvionale del Fosso di S. Bonfiglio. Tale giacitura è confermata anche verso l'apice della conoide stessa sia dagli affioramenti (fig. 15) che dalla morfologia concava dei versanti, tipica dei *Ds* che si raccordano al fondovalle rettificando le asperità morfologiche.

Le sezioni ora descritte non sembrano contrastare con una successione delle fasi «guida» del tipo *Fb* → *Ca* → *Ds*. Infatti i *Ds* che ricoprono ad *onlap* le successioni alluvionali del 3° ordine (sezione c), non costituiscono un'unica generazione, ma si sono depositati in due-tre fasi mi-

FIG. 14 - Detriti caotici (*Dc*) rimaneggiati, intercalati alle ghiaie fluviali «*braided*» (sequenza *Fb*) del 2° ordine. Versante destro della Valle del Metauro, a Fossombrone.



norì separate da erosione sui versanti e da una certa riattivazione dei corsi d'acqua. Queste fasi erosive minori possono aver provocato, a piú riprese, ampie reincisioni delle precedenti sequenze D_s e di parte delle successioni alluvionali ed avere modellato nuove depressioni che venivano colmate da successive generazioni di D_s (sezione b). Deboli riprese dell'attività dei corsi d'acqua potevano determinare l'alternarsi di incisione e riempimento di canali minori (sezione a). Se è valida tale interpretazione, lungo la Valle del F. Musone, la successione delle fasi deposizionali «guida», pur presentando durante la fase dei D_s una certa complessità, non si discosta da quella osservata lungo i tratti mediani delle valli nord-marchigiane.

CICLICITÀ E SUCCESSIONI DELLE FASI EROSIVE E DEPOSIZIONALI

I versanti dell'area nord-marchigiana sono caratterizzati da serie di terrazzamenti poligenici tardo-quadernari determinati dal succedersi ed alternarsi di fasi di prevalente accumulo e fasi tipicamente erosive. Lo studio dei rapporti stratigrafici fra i depositi continentali e delle loro relazioni con le principali fasi erosive possono fornire utili informazioni sull'evoluzione neotettonica e climatica dell'area esaminata. Come punto di partenza per tali indagini sono stati scelti i tratti vallivi mediani: infatti (SAVELLI, in prep.), qualora non intervengano perturbazioni tettoniche e geomorfologiche locali, essi sembrano registrare meglio degli altri i maggiori eventi erosivi e deposizionali e possono permettere l'individuazione di depositi e fasi erosive «guida».

CICLI CONTINENTALI

Sono stati riconosciuti tre grandi cicli continentali tardo-quadernari (1°, 2° e 3° ordine) legati ai maggiori ordini di terrazzi dei fondi vallivi (T_1 , T_2 e T_3) (fig. 16). I cicli del 2° e 3° ordine sono ben riconoscibili; quello del primo ordine, essendo quasi completamente smantellato, è stato associato agli altri soprattutto in base alle caratteristiche geomorfologiche e dei depositi alluvionali.

Ciascun ciclo viene fatto convenzionalmente iniziare dalla re-incisione dei depositi del ciclo precedente. È composto da due emicicli, il primo erosivo e il secondo deposizionale, a loro volta costituiti da varie fasi e sequenze, ciascuna caratterizzata da stili erosivi particolari e da «depositi guida» (figg. 3 e 18).

Emiciclo erosivo

Inizia con la fase di re-incisione (R); sui fondi vallivi tale fase è caratterizzata dal rimodellamento della morfologia di accumulo delle sequenze $Fb \rightarrow Ca \rightarrow D_s$ e dalla creazione di terrazzi minori e superfici di rimodellamento inclinate. Anche parte delle irregolarità del substrato roccioso viene erosa e talora rettificata (fig. 3). La re-incisione dei fondi vallivi avviene principalmente ad opera di corsi d'acqua a canali singoli con andamento sinuoso-meandrante (SAVELLI, in prep.). La concomitanza fra incisione ed erosione laterale permette la deposizione e la conservazione di sottili sequenze sabbioso-ghiaiose di fiumi meandranti (sequenze F_s) che costituiscono i «depositi guida» di tale fase. Sui versanti le coltri detritiche vengono incise via via piú in profondità formando spesso terrazzamenti piú o me-

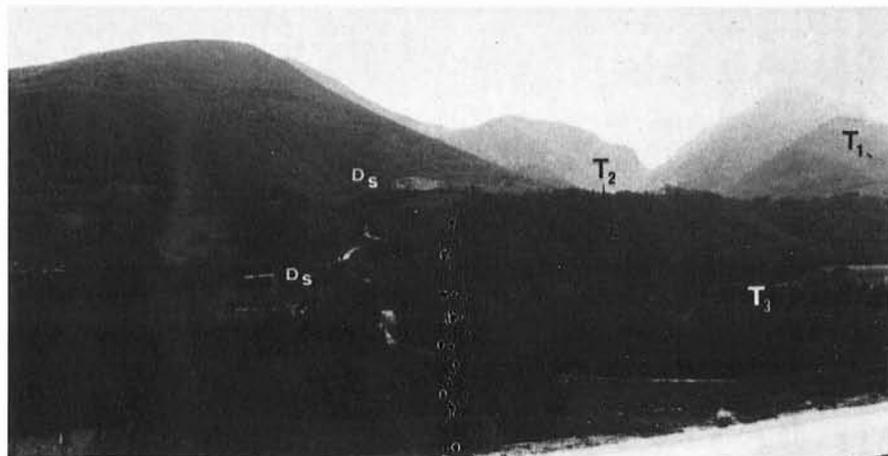


FIG. 16 - Unità terrazzate riferibili al 1°, 2° e 3° ordine (T_1 , T_2 , T_3) a valle della Gola del Furlo. In ciascuna unità sono state riconosciute le sequenze fluviali «braided». Nell'unità piú recente (T_3), sono riconoscibili sia sequenze di conoide alluvionale che sottili sequenze fluviali depositate durante la fase di re-incisione dei depositi; queste ultime sono localmente riconoscibili anche sull'unità terrazzata del 2° ordine (T_2). Si noti la parziale rettificazione dei versanti correlata con le ultime fasi deposizionali dei Detriti stratificati (D_s) del 3° ordine, che poggiano sulle unità terrazzate sia del 2° che del 3° ordine. In quest'ultimo caso, i D_s sono rappresentati da un piccolo cono (descritto nel testo e parzialmente rappresentato in fig. 6B) allo sbocco di una vallecchia che incide il T_2 permettendo il *bypassing* del materiale detritico; il cono è ben conservato, poggia verosimilmente sulla sommità di un deposito alluvionale (sequenza Fb del 3° ordine) già debolmente re-inciso e rimodellato e sembra rappresentare una fase deposizionale minore e tardiva.

no inclinati (fig. 4B). La fase *R* può essere fatta terminare convenzionalmente quando l'erosione raggiunge la base della sequenza inferiore (generalmente *Fb*) del ciclo precedente.

Durante la successiva fase di escavazione (*E*) l'erosione, oltre a smantellare i depositi del ciclo precedente, interessa estesamente il substrato. Tale fase è evidente soprattutto sui fondi vallivi, dove si vengono a creare alternanze di rilievi e depressioni (paleoalvei) che vengono preservate al di sotto delle successive sequenze detritico-alluvionali (fig. 3). Non si hanno dati sufficienti per riconoscere depositi particolari attribuibili a questa fase, né per risalire al pattern dei canali fluviali.

Emiciclo deposizionale

È costituito da successioni alluvionali e detritiche. La deposizione inizia con sequenze di alluvioni prevalentemente ghiaiose di corsi d'acqua a canali multipli del tipo *braided* (sequenze *Fb*) che iniziano a colmare i fondi vallivi principali (fig. 3). Successivamente la sedimentazione fluviale cessa quasi completamente e la deposizione alluvionale avviene a carico di affluenti minori che, al loro sbocco nelle valli principali, costruiscono conoidi alluvionali (fig. 11) spesso di notevoli dimensioni (sequenze *Ca*, arealmente discontinue). Alcuni affioramenti, rari e discontinui, dimostrano (ALESSIO & *alii*, in stampa) che fra il termine della fase *E* e la deposizione della sequenza *Fb* del 3° ordine si sedimentano sequenze fluviali limoso-sabbiose. Tali sequenze, contenenti resti vegetali e macrofaune, vengono quasi completamente smantellate prima della deposizione delle ghiaie e ghiaie sabbiose che costituiscono la sequenza *Fb*.

Le successioni alluvionali *Fb* → *Ca* del 3° ordine, in prossimità dei versanti calcarei sono ricoperte da spessori più o meno rilevanti di depositi detritici, sia stratificati (*Ds*) che «caotici» (*Dc*). Fra questi, i più tipici e quelli con una più precisa collocazione stratigrafica, sono i detriti stratificati (sequenza *Ds*) (fig. 5). Nelle Marche centrali e nelle fasce montane e pedemontane nord-marchigiane, si riconoscono diverse generazioni di *Ds* che sembrano rappresentare alcuni cicli minori separati da superfici erosive e da discordanze angolari (fig. 5B) o da paleosuoli. All'interno di tali cicli sono localmente presenti piccole lenti alluvionali che testimoniano modeste riprese dell'attività dei corsi d'acqua. Parte delle sequenze *Ca* e forse il tetto di quelle *Fb*, vengono verosimilmente reincise a più riprese durante la deposizione delle varie generazioni di *Ds*, ma in nessun caso l'incisione interessa estensioni e spessori paragonabili a quelli della fase *R* vera e propria. Nonostante la presenza di rare e modeste intercalazioni alluvionali, nelle aree esaminate non sono state osservate le tipiche alternanze di alluvioni fluviali e *Ds* già riconosciute nelle zone pedemontane dell'Appennino umbro-marchigiano (DRAMIS, 1983). Sono invece presenti, in accordo con il suddetto Autore, depositi dovuti alla rimobilizzazione dei *Ds* da parte dei corsi d'acqua (p. es. T. Giordano, versante SE di M. Nerone, fig. 17). Le sequenze di Detrito caotico

(*Dc*) non presentano rapporti stratigrafici altrettanto chiari con le sequenze detritiche ed alluvionali sopra descritte. Le considerazioni esposte nel precedente paragrafo permettono tuttavia di ipotizzare due principali eventi deposizionali, il primo coincidente al passaggio *Ca* → *Ds*, e il secondo di poco precedente il termine della deposizione di *Ds*. La deposizione dei *Ds* ha inoltre caratterizzato i versanti calcarei e calcareo-marnosi, mentre altrove hanno verosimilmente continuato ad accumularsi le sequenze di *Dc*.



FIG. 17 - Detriti stratificati (*Ds*) del 3° ordine troncati e in parte rimaneggiati dall'azione del T. Giordano (versante SE di M. Nerone). Si noti la presenza nella parte alta, rimaneggiata, di blocchi di *Ds* cementato, forse derivanti dalle generazioni più antiche, cui si alternano ciottoli calcarei mesozoici. I *Ds* in situ, alimentati dal versante opposto all'affioramento, testimoniano il colmamento del fondovalle al culmine della loro fase deposizionale.

INTERPRETAZIONE DEI CICLI

Al sollevamento generalizzato dell'area nord-marchigiana, cui è correlata la subsidenza del bacino padano-adriatico, si sovrappongono movimenti locali differenziati, più o meno intensi e continui. Questi ultimi hanno permesso la separazione, nello spazio e nel tempo, di settori variamente basculanti e di aree in relativo sollevamento, subsidenza o stabilità (CENTAMORE & *alii*, 1978; GUERRERA & *alii*, 1979; NESCI & *alii*, 1979; NESCI & SACCHI, 1979; 1980).

In tale contesto, con un clima simile all'attuale e corsi d'acqua a regime fluvio-torrentizio, l'area esaminata dovrebbe essere, in generale, caratterizzata dalla netta prevalenza della erosione sulla deposizione sia alluvionale che di versante, con conseguente approfondimento del reticolo idrografico, smantellamento dei rilievi, accumuli temporanei ai piedi dei versanti e nelle aree in locale subsidenza e trasporto dei clasti verso il bacino adriatico.

I cicli continentali riconosciuti mostrano tuttavia che i rapporti tra sollevamento e sedimentazione hanno subito vicende alterne e che si sono verificate almeno tre prin-

cipali fasi in cui le aree di prevalente erosione e trasporto si sono gradualmente trasformate in aree di accumulo (emici cicli deposizionali del 1°, 2° e 3° ordine). Durante queste fasi, le coperture sedimentarie continentali sottraevano all'erosione superfici via via maggiori, gli agenti di trasporto verso il bacino adriatico diventavano sempre meno attivi e la deposizione di versante migrava verso valle sostituendo la sedimentazione alluvionale.

Successioni alluvionali e detritiche

Il colmamento dei fondi vallivi con depositi alluvionali, prima fluviali (sequenze *Fb*) poi di conoide (sequenze *Ca*), sono spiegabili con un notevole e progressivo deterioramento climatico fino all'istaurarsi di condizioni arido-fredde. Esso avrebbe via via determinato la scomparsa della copertura boschiva sui versanti, un notevole incremento della produzione detritica, disponibilità d'acqua relativamente minore e notevoli diminuzioni della capacità di carico dei corsi d'acqua. Successivamente, con il ritorno verso climi temperati, i corsi d'acqua hanno riacquisito la loro capacità di carico e trasporto erodendo agevolmente i precedenti eccessi di accumulo. Nelle Marche centrali interpretazioni sostanzialmente simili sono state fornite da COLTORTI (1979) per le unità terrazzate del 2° e 3° ordine del basso corso del F. Esino; da ALESSIO & *alii* (1979) per un accumulo del 2° ordine della parte montana dello stesso fiume, dove si osserva un passaggio da ciottoli alluvionali verso clasti a spigoli vivi di derivazione locale; da SAVELLI & *alii* (1984) per le successioni alluvionali del 2° e 3° ordine della media Valle del Metauro. Conclusioni analoghe sembrano deducibili dalle faune fredde rinvenute nei depositi fluvio-lacustri attribuibili al 2° ordine del basso bacino del T. Conca (CONTI & *alii*, 1982). Su scala più generale VITA FINZI (1975, p. 338), interpreta l'accumulo dei principali depositi alluvionali di varie parti d'Italia come il risultato dell'istaurarsi di condizioni arido-fredde. Una evoluzione da un clima temperato ad arido-freddo, accompagnata da massiccio accumulo alluvionale, è stata inoltre riconosciuta da FAIRBRIDGE (1982) che, confermando l'idea di TREVISAN (1949a; 1949b), ha esteso tale interpretazione all'intera area mediterranea prospettando per i depositi alluvionali modelli «*of braided, semi-arid type*».

Dopo la deposizione delle successioni alluvionali *Fb* → *Ca*, col progredire del deterioramento climatico, è diminuita (e/o cessata) anche l'attività dei corsi d'acqua minori e i depositi di versante hanno quasi completamente sostituito quelli alluvionali (fig. 18); lungo i versanti calcarei questa fase è rappresentata dai *Ds* interpretati, nell'area marchigiana, come depositi di ambiente sostanzialmente più freddo di quello attuale (COLTORTI & *alii*, 1983), forse di tipo periglaciale (CASTIGLIONI & *alii*, 1979; COLTORTI & *alii*, 1979; CALAMITA & *alii*, 1982). Analoghe interpretazioni vengono fornite da numerosi Autori per l'intera area mediterranea. Le diverse generazioni di *Ds* del 3° ordine, talora discordanti, osservabili nelle aree montane e pedemontane (figg. 5B e 12), si inseriscono all'interno di un

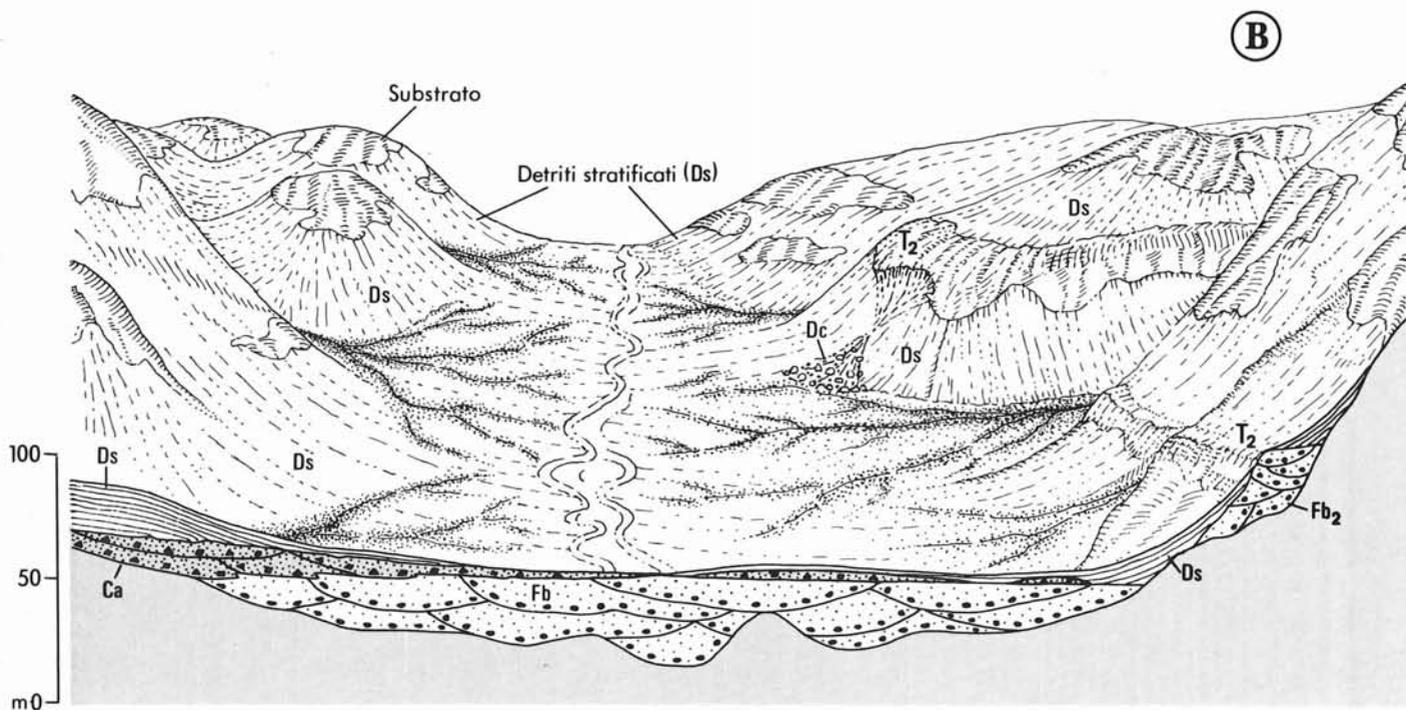
ciclo climatico principale e possono essere legate a fluttuazioni minori che hanno permesso una certa ripresa dell'attività dei corsi d'acqua.

Tentativo di inquadramento stratigrafico

L'osservazione di situazioni locali e la tendenza ad una eccessiva schematizzazione dei cicli quaternari possono condurre all'incasellamento di fenomeni estremamente complessi in schemi troppo rigidi e a correlazioni e generalizzazioni illusorie (BOWEN, 1978, pp. 8-9). Ci sembra tuttavia utile segnalare *trends* generali ricostruiti e ritenuti validi per i tratti vallivi mediani delle aree esaminate tenendo, ogni qualvolta possibile, di mettere in evidenza la complessa successione di fluttuazioni minori che si sovrappongono ed interferiscono con le fasi erosive e deposizionali principali (fasi «guida»). L'interpretazione conclusiva rappresenta quindi solo un tentativo di inserire i fenomeni osservati in un quadro più ampio e generale.

L'uso dei termini classici, diffusi e profondamente radicati, del modello glaciale alpino (Günz, Mindel, Riss, Würm) è stato giustamente criticato e messo in discussione a causa della mancanza di definizioni cronostatigrafiche e geocronologiche e della ambiguità e difficoltà di applicazione sia nelle aree in cui vennero definiti sia, a maggior ragione, in aree diverse. Riteniamo tuttavia che nella presente nota, che ha lo scopo di ricostruire su basi morfologiche e litostratigrafiche la successione ciclica delle maggiori fasi erosive e deposizionali, il riferimento ai termini classici alpini permetta un accettabile inquadramento delle fasi erosive e deposizionali descritte in cicli climatici principali. Il tentativo di interpretazione conclusivo, riguardante i due cicli più recenti (2° e 3° ordine) è ugualmente inquadrato in tale modello, anche se le «date» isotopiche di OROMBELLI (1983) sono riferite al modello nord-europeo (Saale - Eemian - Weichsel).

La presenza, lungo i tratti vallivi mediani esaminati, di successioni relativamente semplici delle fasi erosivo-deposizionali «guida» ($R \rightarrow E \rightarrow Fb \rightarrow Ca \rightarrow Ds \rightarrow R$) simula per ciascun ciclo principale una sorta di «monoglicialismo». Tuttavia osservazioni più dettagliate mostrano che alcune fasi minori vengono registrate anche in tali aree. Ad esempio, alla confluenza fra i fiumi Metauro e Candigliano, limi sabbiosi fluviali di età > 41 000 anni (ALESSIO & *alii*, in stampa) si depositano al termine della fase di escavazione (*E*) del 3° ordine, ma vengono quasi completamente smantellati prima della deposizione di queste ultime. Un altro esempio è dato da alcuni accumuli minori di *Ds* (p. es. a valle della Gola del Furlo), che sembrano poggiare su successioni *Fb* → *Ca* parzialmente rimodellate e che potrebbero indicare fasi minori analoghe a quelle riscontrate nelle aree «pedemontane». Si può quindi ritenere che, lungo i tratti vallivi mediani, la relativa semplicità della successione delle fasi «guida» rifletta in ciascun ciclo mutazioni climatiche maggiori e generalizzabili e che le fluttuazioni minori più accentuate si ripercuotano in maniera sensibile anche in tali aree. La deposizione delle suc-



0 250 500m

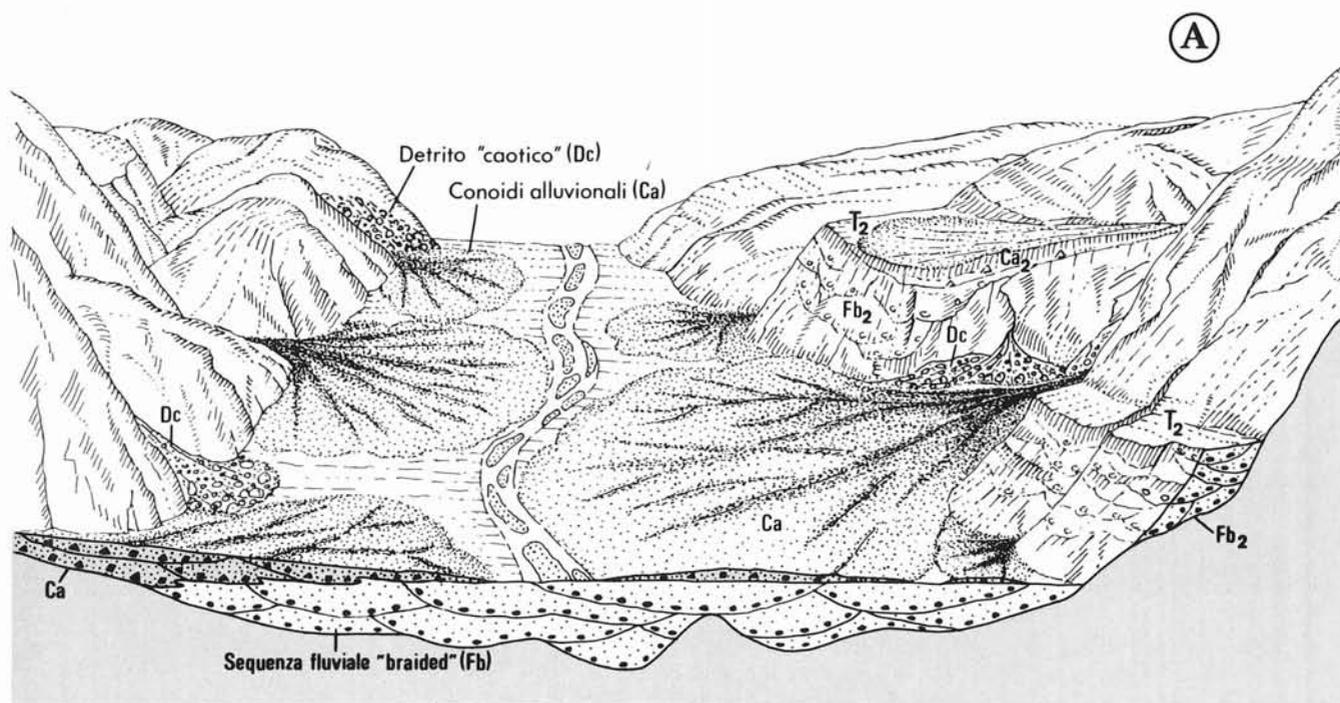


FIG. 18 - Evoluzione geomorfologica e litostratigrafica dei tratti vallivi calcarei all'inizio dell'emiciclo deposizionale del 3° ordine: A) termine della fase di alluvionamento; B) prima generazione di Detrito stratificato. Per una più dettagliata discussione e per il significato dei simboli, si veda il testo.

cessioni $Fb \rightarrow Ca (\rightarrow Ds)$, potrebbe quindi riflettere le maggiori fasi glaciali (Mindel, Riss, Würm, rispettivamente per il 1°, 2° e 3° ordine delle successioni terrazzate). Tali attribuzioni cronologiche delle successioni alluvionali terrazzate sembrano confermate da datazioni relative (p. es. COLTORTI, 1979) ed assolute (ALESSIO & *alii*, 1979; ALESSIO & *alii*, in stampa) che riferiscono la deposizione delle successioni terrazzate del 1°, 2° e 3° ordine rispettivamente al Mindel, Riss e Würm.

Tenendo conto delle principali fluttuazioni climatiche del Pleistocene superiore mostrate dalla Stratigrafia isotopica (OROMBELLI, 1983), si può tentare di inquadrarvi le fasi erosive e deposizionali «guida» del ciclo continentale più recente, che ha prodotto le successioni detritico-alluvionali terrazzate del 3° ordine.

La reincisione (R) delle successioni del 2° ordine e parte dell'escavazione (E) del substrato sarebbero riferibili allo Interglaciale Riss-Würm. Durante l'avvento del primo grande «massimo glaciale» würmiano (73 000 - 61 000 anni fa), si assisterebbe al termine della fase E e alla deposizione delle sequenze $Fb \rightarrow Ca \rightarrow Ds$ (prime generazioni, figg. 2C, 5B e 12); prima della sequenza Fb , verosimilmente durante una fluttuazione climatica minore, si depositerebbe una sequenza limoso-sabbiosa di età $> 41 000$ anni (ALESSIO & *alii*, in stampa). Durante la fase relativamente meno fredda che segue il primo grande «massimo glaciale» (61 000 - 29 000 anni fa), si sarebbe assistito a parziali riprese della capacità erosiva e di trasporto dei corsi d'acqua; ciò avrebbe condotto ad un complesso insieme di parziali reincisioni e rimaneggiamenti dei depositi (specialmente delle sequenze Ds e Ca) e prodotto complicazioni talora notevoli, specie nelle aree montane e pedemontane, nella successione apparentemente semplice delle fasi «guida». L'acme dell'ultimo grande «massimo glaciale» würmiano (29 000 - 11 000 anni fa) avrebbe nuovamente condotto alla massiccia deposizione di Ds (ultime generazioni) e ad una nuova rettificazione dei versanti, tuttora riconoscibile sotto forma di morfologie «relitte» (fig. 4). Al termine di quest'ultima fase si sarebbe assistito a notevoli movimenti in massa che avrebbero prodotto estesi accumuli di Dc («paleofrane»), talvolta ricoperti da sottili depositi di Ds forse relativi a fluttuazioni fredde minori e tardive. Successivamente all'ultimo grande acme glaciale, col graduale ritorno verso condizioni interglaciali, sarebbe iniziata la fase di reincisione (R) tardowürmiana-olocenica; l'età di 15 250 e 14 700 anni (ALESSIO & *alii*, 1979), ottenute da depositi già parzialmente reincisi sembra confermare quest'ultima ipotesi.

Considerazioni conclusive

Nelle aree esaminate gli emicicli deposizionali del 1°, 2° e 3° ordine rappresentano fasi glaciali durante le quali, in generale, sotto il controllo climatico, il tasso di sedimentazione supera il ritmo del sollevamento tettonico mascherandone l'effetto attraverso l'alluvionamento dei fondi vallivi, la deposizione di estese coltri detritiche e la tendenza

ad una rettificazione generalizzata dei versanti. All'interno delle maggiori fasi glaciali l'effetto della tettonica potrebbe venire registrato localmente, o in concomitanza di fluttuazioni climatiche minori meno fredde.

Le fasi R ed E che costituiscono gli emicicli erosivi, rappresentano i maggiori interglaciali e, in parte, le fasi rispettivamente finali ed iniziali dei principali periodi glaciali. La reincisione (R) può innescarsi per motivi solamente climatici (SAVELLI, in prep.), ma sembra successivamente controllata dai movimenti tettonici differenziati che si sovrappongono al sollevamento tettonico generalizzato, dando origine a distribuzioni asimmetriche, sui fianchi vallivi, delle principali unità terrazzate e al modellamento di terrazzamenti minori variamente distribuiti ed inclinati (GUERRERA & *alii*, 1978; SAVELLI & *alii*, 1984). Il sollevamento tettonico inoltre, creando dislivelli altimetrici, deve aver condizionato la fase di escavazione (E), che incide il substrato roccioso fino a 30-35 m al di sotto della base delle sequenze Fb del ciclo precedente e permette la conservazione delle successioni detritico-alluvionali precedenti sotto forma di depositi terrazzati.

BIBLIOGRAFIA

- ALESSIO M., ALLEGRI R., COLTORTI M., CORTESI C., DEIANA G., DRAMIS F., IMPROTA S. & PETRONE V. (1979) - *Depositi tardo-würmiani nell'alto bacino dell'Esino (Appennino marchigiano)*. Datazione con il 14C. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2, 203-205.
- ALESSIO M., ALLEGRI R., CALDERONI G., CORTESI C., IMPROTA S., NESCI O., PETRONE V. & SAVELLI D. (in stampa) - *Successioni alluvionali terrazzate del medio bacino del Metauro (Appennino marchigiano)*. Datazione con il 14C. Geogr. Fis. Dinam. Quat.
- BERNINI M., CARTON A., CASTALDINI D. & CREMASCHI M. (1978) - *Segnalazione di un deposito di versante di tipo grèzes litées a Sud di M. Prampa*. Gruppo Studio Quaternario Padano, 4, 153-162.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & DRAMIS F. (1984) - *The Umbria - Marche Apennine: an example of thrusts and wrenching Tectonics in a model of ensialic Neogenic-Quaternary deformation*. Boll. Soc. Geol., It., 102, 581-592.
- BOENZI F. (1980) - *Some evidence of Quaternary cold periods in Southern Italy: data and reflection*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 3, 16-20.
- BOWEN D.Q. (1978) - *Quaternary Geology (a stratigraphic framework for multidisciplinary work)*. Pergamon Press. 221 pp.
- CALAMITA F., COLTORTI M., DEIANA G., DRAMIS F. & PAMBIANCHI G. (1982) - *Neotectonic evolution of the Cascia and Norcia depressions (Umbria-Marche Apennine)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 263-276.
- CARRARO F., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1979) - *Large scale landslides connected with neotectonic activity in the Alpine and Apennine range*. «Proc. 15th Plen. Meet. Comm. Geomorph. Surv. Mapp. (Modena 7-15 Settembre 1979)», 213-230.
- CARRARO F. & FORNO M.G. (1981) - *Segnalazione di una «paleofrana» in Val Chisone presso Fenestrelle (Prov. di Torino)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 4, 48-54.
- CASTIGLIONI G.B., GIRARDI A., SAURO U. & TESSARI F. (1979) - *Grèzes litées e falde detritiche stratificate di origine crionivale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2, 64-82.
- CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F., MICARELLI A., CARLONI G.C., FRANCAVILLA F., NESCI O. & MORETTI E. (1978) - *Dati preliminari sulla Neotettonica dei F.116 (Gubbio), 123 (Assisi), 117 (Jesi) e 109 (Pesaro)*. Contr. Prelim. Realizz. Carta Neotett. It., 1, 113-148.

- CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., DRAMIS F., FREDI P. & PAMBIANCHI G. (1985) - *Geomorphological evolution of the Umbria-Marche Ridge Northern Sector*. Abstracts Papers, First Int. Conf. Geomorphology Manchester, 96.
- COLTORTI M. (1979) - *Reperti litici del Paleolitico inferiore come contributo alla datazione delle alluvioni terrazzate del Fiume Esino (Ancona)*. Studi Geol. Camerti, 5, 7-16.
- COLTORTI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1979) - *Stratified slope deposits in the Umbria-Marche Apennines*. «Proc. 15th Plen. Meet. Comm. Geomorph. Surv. Mapp. (Modena 7-15 Settembre 1979)», 207-212.
- COLTORTI M., DRAMIS F. & PAMBIANCHI G. (1983) - *Stratified slope deposits in the Esino River Basin, Umbria-Marche Apennines, Central Italy*. Polarforschung, 53, 59-66.
- CONTI G., CREMASCHI M., PERETTO C., SALA B. & UNGARO S. (1982) - *Deposito fluvio lacustre pre-würmiano con faune e industrie del Torrente Conca (Riccione, Forlì)*. Atti 23^a Riunione Ist. It. Preist. Protost. (Firenze 7-9 Maggio 1980), 307-328.
- COPPOLA L., DRAMIS F., GENTILI B. & PIERUCCINI U. (1978) - *Paleofrane nelle formazioni mesozoiche dell'Appennino Umbro-marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 99-109.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PIERUCCINI U. (1976) - *La degradazione dei versanti nel bacino del Sentino (Appennino Umbro-marchigiano)*. Studi Geol. Camerti, 2, 45-72.
- DRAMIS F. (1983) - *Morfogenesi di versante nel Pleistocene superiore in Italia: i depositi detritici stratificati*. In: «AIQUA, Ass. It. Studio Quat., Relazioni Convegno Autunnale 1982». Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6, 180-182.
- DRAMIS F. (1984) - *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde*. Boll. Soc. Geol. It., 103, 681-687.
- FAIRBRIDGE R.W. (1972) - *Quaternary sedimentation in the Mediterranean region controlled by Tectonics, paleoclimates and sea level*. In: STANLEY D.J. (ed.), *The Mediterranean Sea*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 47-62.
- FLINT R.F. (1971) - *Glacial and Quaternary Geology*. Wiley & sons, 892 pp.
- FORNO M.G. & MASSAZZA G. (1983) - *Segnalazione di un gruppo di «paleofrane» nel tratto della Valle d'Ayas compreso tra gli abitati di Lignod ed Extrepiera (Valle d'Aosta)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6, 137-147.
- GUERRERA F., RAINERI B. & WEZEL F.C. (1979) - *Eventi neotettonici quaternari nell'area nord-marchigiana*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 589-595.
- GUILLEN Y. (1964) - *Les grèzes litées comme depots cyclothémiques*. Zeitsch. Geomorph., 5, 53-58.
- JACOBACCI A., CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., Malferrari N., Martelli G. & Micarelli A. (1974) - *Note esplicative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 290-Cagli*, 41 pp.
- LIPPARINI T. (1938) - *I terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol., 13, 5-22.
- MAZZANTI R. & TREVISAN L. (1978) - *Evoluzione della rete idrografica nell'Appennino centro-settentrionale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1, 55-62.
- MORETTI E. (1982) - *Neotettonica della zona compresa tra i fiumi Esino e Musone (Marche centrali)*. Ateneo Parmense, Acta Nat. 18, 59-64.
- NESCI O., MORETTI E. & SACCHI G. (1979) - *Studio neotettonico della zona compresa tra i fiumi Foglia e Metauro (Marche settentrionali)*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 635-640.
- NESCI O. & SACCHI G. (1979) - *Dati preliminari sulla Neotettonica del Foglio 108 (Mercato Saraceno) Contr. Prel. Realizz. Carta Neotett. It., 2, 227-233.*
- NESCI O. & SACCHI G. (1980) - *Carta neotettonica dei Fogli 101 (Rimini), 110 (Senigallia) e 109 (Pesaro)*. Contr. Prel. Realizz. Carta Neotett. It., 3, 295-313.
- NESCI O., MORETTI E. & LALLI R.P. (1983) - *Ricerche preliminari sulle paleosuperfici sommitali delle Marche settentrionali*. Contr. Concl. Realizz. Carta Neotett. It., 4, 67-72.
- OROMBELLI G. (1983) - *Introduzione: Il Pleistocene superiore*. In: «AIQUA, Ass. It. Studio Quat., Relazioni sul Convegno Autunnale 1982», Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6, 178-179.
- OZER A. & ULZEGA A. (1979) - *Sur la répartition des éboulis ordonnés en Sardaigne*. Biuletyn Peryglacialny, 28, 259-265.
- RAFFI J. (1983) - *Le versant tyrrhénien de l'Apennin Central (Etude géomorphologique)*. Thèse Doct. Univ. Sorbonne, 6 Juin 1979, 696 pp.
- SAVELLI D., BARTOLE R. & MORETTI E. (1984) - *Caratteristiche litostrofiche con l'ausilio del sismografo di un terrazzo alluvionale del F. Metauro a Fossombrone (Marche settentrionali)*. Ateneo Parmense, Acta Nat., 55, 63-79.
- SAVELLI D. (in prep.) - *Osservazioni sulle alluvioni terrazzate delle valli nord-marchigiane*.
- SELLI R. (1954) - *Il bacino del Metauro*. Giorn. Geol., 24, 268 pp.
- SELLI R. (1962) - *Le Quaternaire marin du versant adriatique-ionien de la péninsule italienne*. Quaternaria, 6, 391-413.
- TREVISAN L. (1949a) - *Terrazzi glaciali o terrazzi interglaciali. I - Sui terrazzamenti fluviali determinati da oscillazioni climatiche*. Riv. Sc. Preist., 1, 197-207.
- TREVISAN L. (1949b) - *Terrazzi glaciali o terrazzi interglaciali. II - Sui terrazzamenti fluviali determinati da variazioni del livello marino e sui loro rapporti coi terrazzi climatici*. Riv. Sc. Preist., 4, 75-82.
- TRICART J. & CAILLEUX A. (1967) - *Le modelé des régions périglaciaires*. SEDES, Paris, 512 pp.
- VILLA G.M. (1942) - *Nuove ricerche sui terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol., 16, 5-75.
- VITA FINZI C. (1975) - *Late Quaternary alluvial deposits in Italy*. In: «SQUYRES C.H. (ed.), Geology of Italy, Petr. Expl. Soc. Libya, Tripoli, 2», 329-340.
- WASSON R.J. (1979) - *Stratified debris slope deposits in the Hindu Kush, Pakistan*. Zeitsch. Geomorph., 23, 301-320.