

CARLO ELMI (\*), OLIVIA NESCI (\*\*) & LUCIO VALGIMIGLI (\*)

## I TERRAZZI DELLA BASSA VALLE DEL FIUME LAMONE (ROMAGNA)

**Abstract:** ELMI C., NESCI O. & VALGIMIGLI L., *Lamone River valley terraces (Romagna, Italy)* (IT ISSN, 0391-9838, 1990).

The polygenic terraces of the Lamone River valley near Faenza (Romagna, Italy) and their geomorphological characters (convergence points and gradients, reciprocal relations) are analyzed in order to point out neotectonic aspects. The Lamone area represents a sector with a strong recent (Middle to Upper Pleistocene) tectonic activity: the tilting of the terrace surfaces is more than two times higher than in adjoining areas (Savio, Marecchia) along the Apennine thrust front.

KEY WORDS: Alluvial terraces, Neotectonics, Northern Apennines.

**Riassunto:** ELMI C., NESCI O. & VALGIMIGLI L., *I terrazzi della bassa valle del Fiume Lamone (Romagna)* (IT ISSN, 0391-9838, 1990).

L'esame dei terrazzi della bassa valle del F. Lamone nel Faentino (Ravenna) e dei relativi parametri geometrici (inclinazione, punti e gradiente di convergenza) rivela in quest'area un'attività neotettonica di particolare intensità: il sollevamento o meglio il basculamento rilevabile tra i terrazzi contigui risulta oltre due volte maggiore di quello di aree poste più a Sud lungo il fronte appenninico (Savio, Marecchia).

TERMINI CHIAVE: Terrazzi alluvionali, Neotettonica, Appennino settentrionale.

### INTRODUZIONE

In questa nota vengono presi in esame alcuni elementi e parametri geomorfologici della bassa valle del Fiume Lamone, tra Brisighella e Faenza (fig. 1), ossia i terrazzi intravallivi e i depositi di conoide dell'alta pianura ad essi raccordati, i punti ed i gradienti di convergenza dei terrazzi e l'andamento del loro substrato, allo scopo di ricostruire i movimenti tettonici tardo-pleistocenici ed olocenici.

Dal punto di vista geologico generale, nella zona in studio i depositi alluvionali ricoprono formazioni marine di età compresa tra il Tortoniano e il Pleistocene e che comprendono la parte terminale della Formazione Marnoso-arenacea romagnola, la Fm. Gessoso-solfifera, la Fm. a Colombacci, la Fm. delle Argille Azzurre plioceniche, la Fm. delle Sabbie gialle siciliano-milazziane.

All'interno di queste ultime si registra la chiusura del ciclo marino (Qm di RICCI LUCCHI & *alii*, 1982) e l'inizio di un ciclo continentale (Qc). A questo appartengono tutti i depositi, di tipo alluvionale, di conoide pedemontana o di piana intravalliva che compaiono a monte di Faenza. Formano una serie ben conservata di terrazzi poligenici, che a valle dei contrafforti di Brisighella si allargano considerevolmente fino ad una larghezza di poco inferiore ai 2,5 km; i terrazzi più antichi giungono ad occupare la sommità dei rilievi. Tutte le superfici deposizionali convergono marcatamente verso l'alta pianura, alla quale si raccordano con gradualità (terrazzi convergenti o decrescenti).

Sulla cronologia delle alluvioni terrazzate non vi è concordanza: il terrazzo più antico, qui indicato con F (fig. 1) viene attribuito da LIPPARINI (1935) al Mindel, all'interglaciale Mindel-Riss da RUGGIERI (1949). Infine VAI (1989) descrive questa unità con il nome di Formazione di Olmatello, cui attribuisce un'età più recente di 0,7 Ma, probabilmente 0,5 Ma. La Formazione di Olmatello è correlabile su base stratigrafica e sedimentologica all'unità Ca' di Sola, in gran parte successiva al limite Matuyama-Bruhnes, 0,73 Ma, e quindi ascritta al Pleistocene inf-medio (GASPERI & *alii*, 1989).

Nel nostro caso la datazione assoluta dei terrazzi è ininfluente, in quanto viene presa in esame l'intera successione delle superfici terrazzate a partire dal fondovalle (designate con le lettere da A a F) e vengono confrontati solo i terrazzi contigui, quindi con criteri di datazione relativa.

### ANALISI DEI DATI

I profili longitudinali dei diversi ripiani alluvionali, ossia della loro superficie deposizionale sommitale, sono ricostruiti in fig. 2 mentre in fig. 3 sono riportate due sezioni trasversali.

La ricostruzione è agevole per i terrazzi B e C, che sono ben rappresentati e continui su tutto il tratto in esame della valle e dove sono chiari i rapporti morfostratigrafici con gli apporti laterali di conoide; appare invece più complessa e meno sicura per i terrazzi alti (D, E), che sono presenti in lembi discontinui. Più continuo e conservato è il terrazzo più antico F o Formazione di Olmatello, data la sua posizione al culmine. Al di sopra dell'alveo attuale

(\*) Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Bologna.

(\*\*) Istituto di Geologia, Università di Urbino.

Lavoro eseguito con il contributo M.P.I. Fondi 60%.

(A in figg. 2 e 3), di recente reincisione, si individua un primo terrazzo (B), i cui dislivelli rispetto all'alveo stesso sono di poco superiori ai 5 m, senza apprezzabili differenze di quote sui due lati.

I depositi di questo terrazzo rappresentano il letto di esondazione in epoca storica: sono da considerarsi «terrazzi minori» di diversa e breve durata e non possono perciò essere confrontati in senso morfoclimatico con quelli degli ordini superiori, appartenenti a cicli sedimentari quaternari principali (cfr. NESCI & SAVELLI, 1986). Le pendenze di A e B sono di poco inferiori allo 0,5% e conservano tale valore anche nella conoide attuale, fuori dell'area considerata e a valle di Faenza.

La seconda superficie terrazzata (C) compare a quote sino a 30 m sopra il terrazzo precedente, con il quale converge verso valle. Il massimo gradiente di inclinazione è di circa l'1%. Sulla destra orografica sono presenti due terrazzamenti a quote superiori (fig. 2, C') che apparentemente creano delle anomalie positive nel profilo del terrazzo C. In effetti essi rappresentano le superfici deposizionali di due conoidi, stratigraficamente sovrapposte al deposito fluviale.

La superficie terrazzata D è presente con una certa continuità ed ampiezza tra il km 1 e 3 della sezione, in sinistra e soprattutto in destra, mentre si riduce a lembi più discontinui nel tratto superiore. Il dislivello massimo rispetto alla precedente superficie è di poco superiore ai 60 m e il gradiente è di 1,6%.

La superficie terrazzata E è difficilmente riconoscibile nel tratto inferiore della sezione valliva, mentre è evidente, con estesi depositi nella parte a monte (tra Monte della Siepe e Piolo) dove è in posizione sommitale. Il dislivello massimo rispetto al precedente è ancora di circa 60 m con gradiente del 2%.

Tra i km 1 e 5 del profilo di fig. 2 sono ben sviluppate altre superfici (F, ovvero il tetto della Formazione di Olmatello) che in sinistra sono meglio conservate e sovrappongono il livello inferiore fino ad un massimo di circa 50 m. La pendenza è invece molto più accentuata delle precedenti e raggiunge il 4,6%. Il terrazzo, ben continuo su tutto il margine esterno dei rilievi, rappresenta una antica conoide pedemontana, sollevata, basculata e reincisa. Nella zona di pianura antistante la conoide attuale del Lamone, caratterizzata da forte subsidenza, i terrazzi scompaiono sotto i depositi recenti ed attuali, a partire dai punti di convergenza. Le superfici E ed F sono interrotte verso la pianura da una scarpata verosimilmente di origine tettonica (ELMI & *alii*, 1990), interpretata da PAREA (1986) come una scarpata di erosione marina. Si propende verso la prima interpretazione per il fatto che nei depositi antistanti la scarpata non si rinvergono sedimenti litorali se non a profondità molto elevata.

Le convergenze dei terrazzi, limitatamente alle coppie contigue B-C e C-D, sono analizzate nei grafici di fig. 4 dove in ordinata compaiono i dislivelli tra i diversi ripiani terrazzati e in ascissa le distanze dal punto di convergenza (PDC, ELMI & *alii*, 1987). I punti così ottenuti sono interpolati con rette o curve di regressione, con origine al punto di convergenza.

*Superfici B-C (fig. 4-1):* in grafico sono riportate sia la retta di regressione lineare, sia la curva di regressione calcolata alla terza potenza. Dal PDC, che nel profilo di fig. 2 cade al km 0,5, i dislivelli aumentano sino ad un massimo di 30 m. Da notare la presenza di un tratto in cui i terrazzi divergono: tale fatto più che un evento deformativo può essere ascritto alla presenza di apporti laterali di conoide.

*Superfici C-D (fig. 4-2):* qui la convergenza è molto più netta, ossia i dislivelli raggiungono valori maggiori, pari a oltre 60 m a 7 km dal PDC. I PDC subiscono traslazioni verso valle passando da quello della coppia E-F a quello, più recente, D-E, mentre si sposta verso monte passando dalla C-D alla B-C. La variazione è compresa entro una fascia di 4 km.

Mediante l'esame di alcuni sondaggi è stato ricostruito l'andamento del substrato marino pre-alluvionale nella zona di conoide (fig. 2). La superficie erosiva che lo delimita subisce un brusco aumento di pendenza, fino al 4% in prossimità del PDC E-F. A differenza di quanto avviene nelle superfici terrazzate, il substrato non mostra sensibili differenze di inclinazione fra Lamone, Savio e Marecchia.

## INTERPRETAZIONE DEI DATI

Per l'interpretazione dei dati presentati, si segue l'ipotesi che nel Lamone i processi deposizionali relativi ai terrazzi di diverso ordine siano avvenuti in condizioni idrologiche tra loro abbastanza simili, con profili e regimi confrontabili nel tempo: ciò è giustificato tra l'altro dal fatto che i caratteri sedimentologici delle alluvioni sono analoghi in tutti gli ordini di terrazzi. In altri termini, le piane alluvionali più antiche e i relativi profili longitudinali avevano all'origine una pendenza uguale (o non molto diversa) a quelle del Lamone attuale. Si segue altresì l'ipotesi che la formazione dei terrazzi in questo settore dell'Appennino sia dovuta a fattori climatici (variazioni di trasporto solido e spostamenti del punto neutro), e a concomitanti oscillazioni glacioeustatiche del livello di base (COTTON, 1940; SELLI, 1962), interagenti con fattori tettonici. La convergenza dei terrazzi, ossia l'aumento progressivo della loro pendenza dai più recenti ai più antichi, sarebbe da attribuire al sollevamento o meglio al basculamento del margine appenninico (MARABINI & *alii*, 1987).

Ciò premesso, la forte inclinazione dei terrazzi (progressivamente e regolarmente in aumento dai terrazzi bassi B, C a quelli più alti D, E, F) porta ad individuare nel Lamone un settore a forte attività dinamica recente.

Rispetto ai terrazzi di altre valli, pur non essendo strettamente rigoroso un raffronto diretto in quanto le pendenze delle superfici deposizionali potevano essere diverse all'origine, le inclinazioni attuali delle varie superfici sono sensibilmente più elevate nel Lamone che non in altre valli del margine appenninico. Ciò può indicare che qui il sollevamento è stato più accentuato rispetto, per esempio, ad altri settori dell'area sud-padana (Savio, Marecchia) e nord-

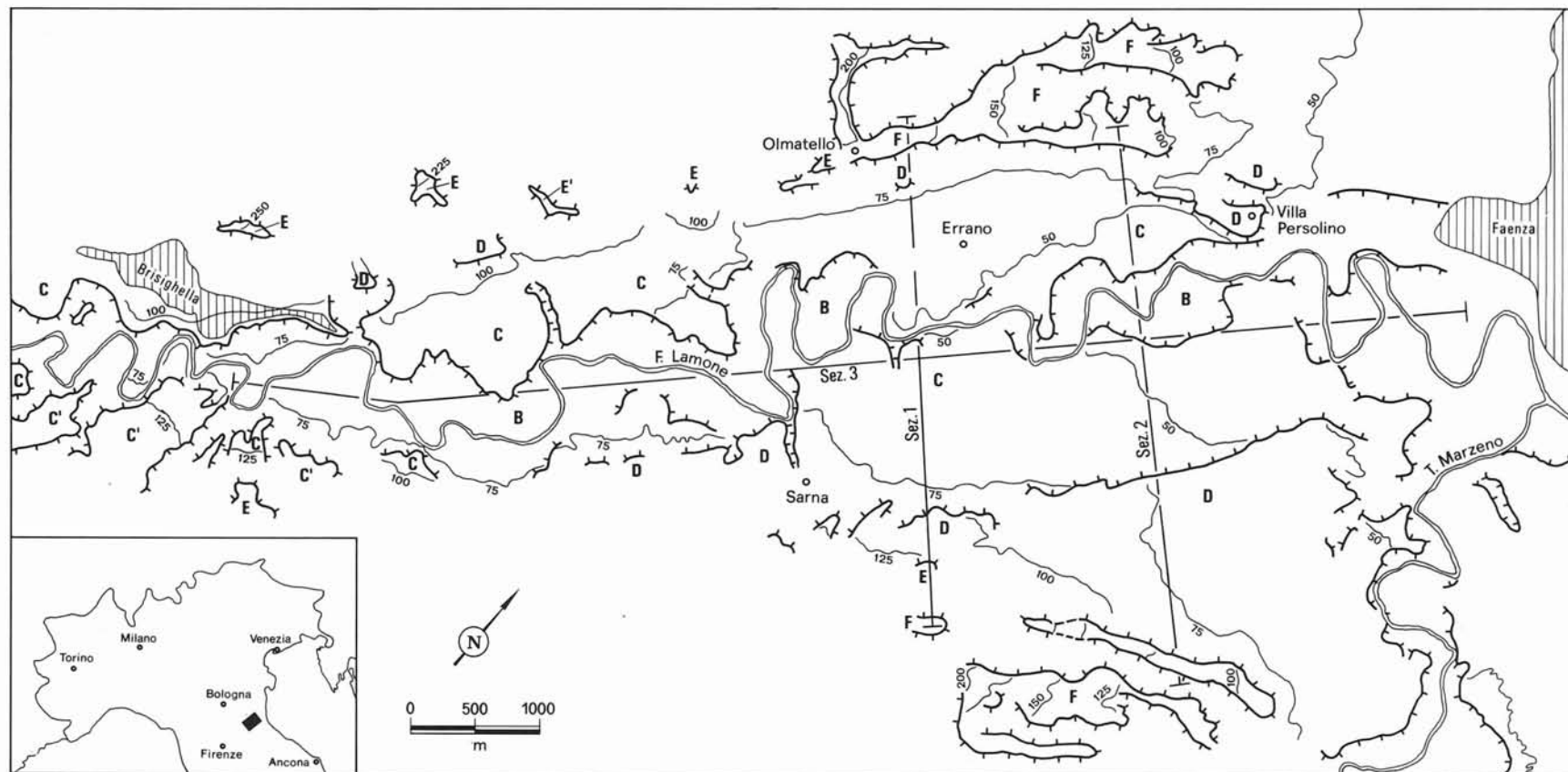


FIG. 1 - Schema geomorfologico della bassa valle del F. Lamone ed ubicazione delle sezioni. *Linea fine*: isoipse (eq. 25 m); *linea marcata con trattini*: scarpate di terrazzo; A: alveo attuale; B, C, D, E, F: terrazzi alluvionali.

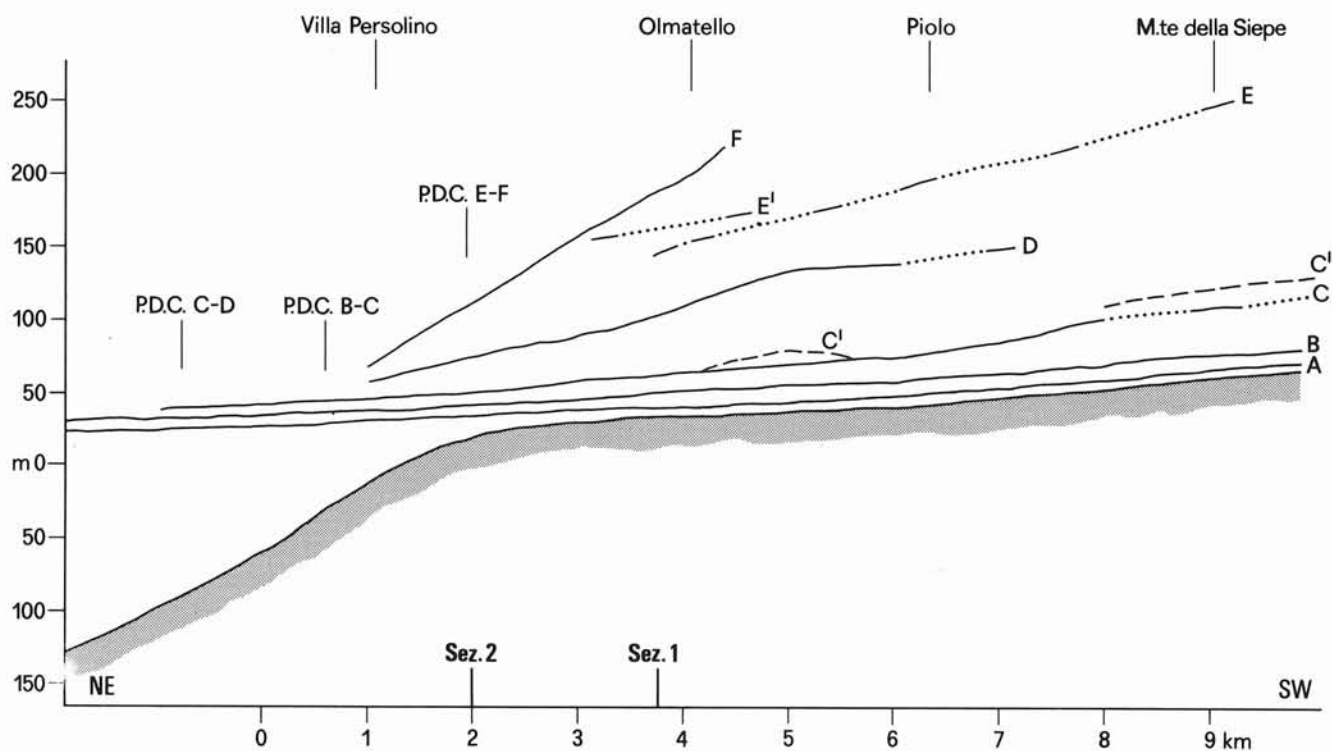


FIG. 2 - Profili longitudinali dell'alveo del F. Lamone (A) (v. sez. 3 di fig. 1), dei vari ordini di terrazzi (B, C, D, E, F) ed andamento del substrato pre-alluvionale. Il tratto continuo rappresenta l'effettiva ubicazione del deposito alluvionale, i tratti a puntini sono le correlazioni. C': superficie deposizionale di due conoidi stratigraficamente sovrapposte al terrazzo C. E': superfici discontinue e di problematica interpretazione, forse legate alla fase di alluvionamento E.

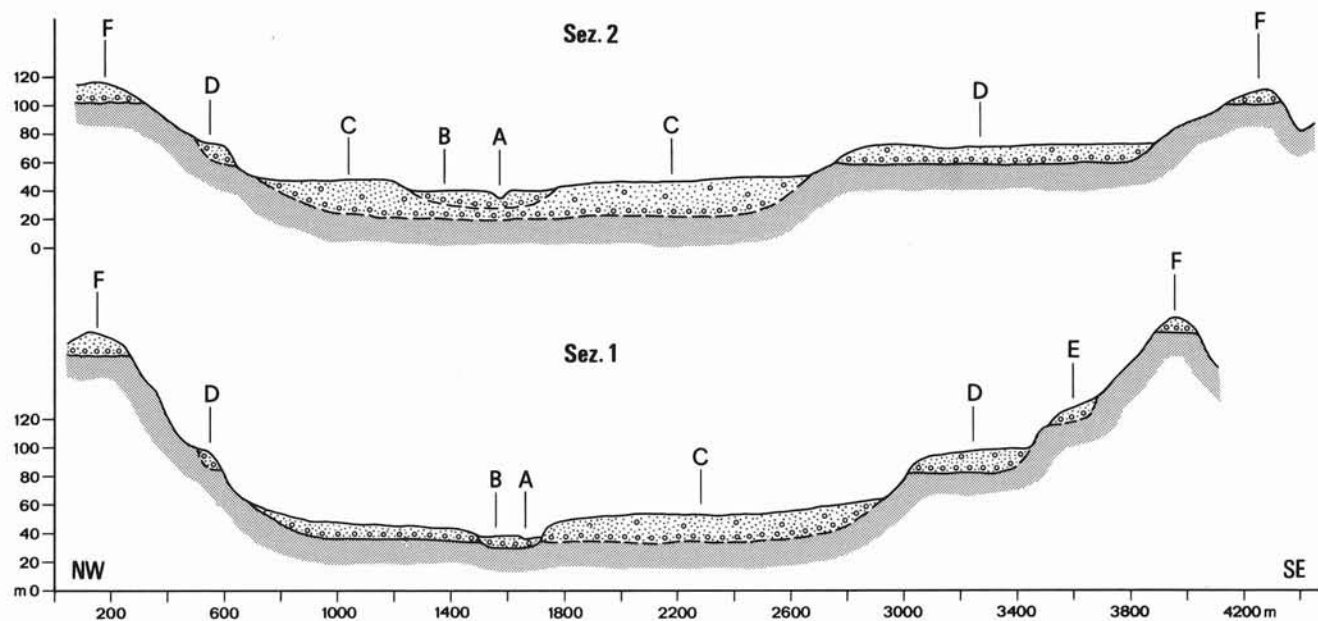


FIG. 3 - Profili trasversali della valle del F. Lamone e distribuzione verticale dei terrazzi. Le lettere che contrassegnano i depositi alluvionali sono le stesse riportate nel testo.

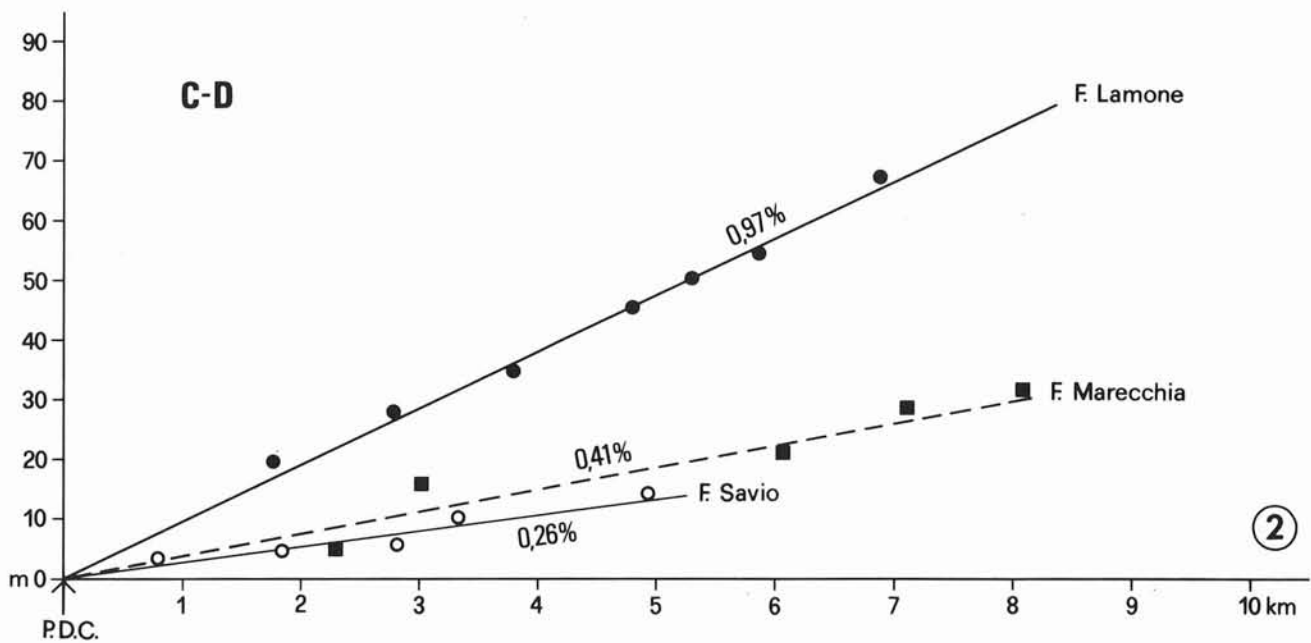
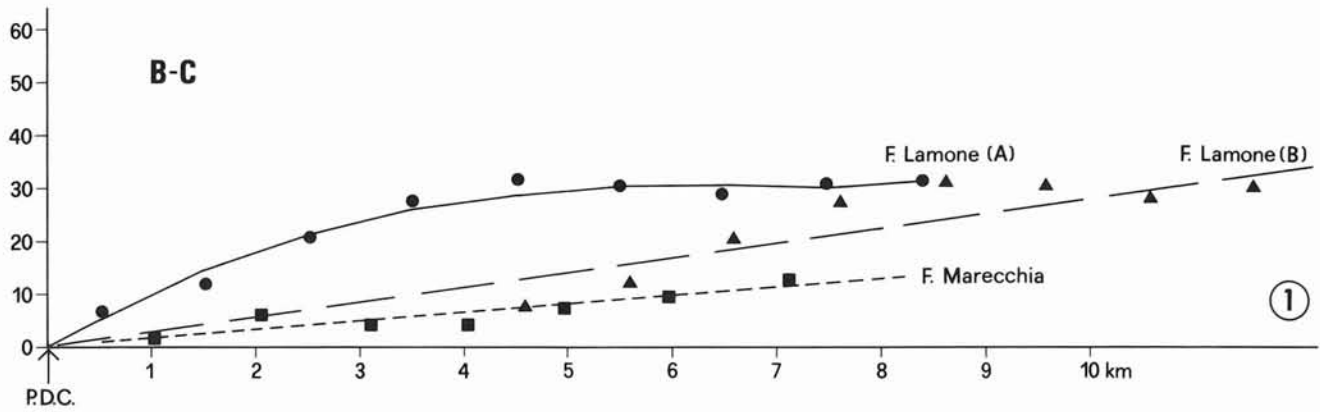


FIG. 4 - Convergenze dei terrazzi B-C (1) e C-D (2). In ordinata: dislivelli tra i terrazzi contigui; in ascissa: distanze dal punto di convergenza (P.D.C.). Nel grafico 1 (in alto), i dislivelli tra i terrazzi B e C del Lamone sono correlati sia mediante una regressione lineare (Lamone B, triangoli) sia mediante una regressione calcolata alla terza potenza (Lamone A, pallini neri). Il diverso sistema di calcolo porta ad una notevole variazione del punto di convergenza; infatti i punti correlati appaiono tra loro spostati nei due grafici.

marchigiana (Foglia, Metauro, Esino) (ELMI & *alii*, 1983, 1987). Questo fatto troverebbe conferma nella più accentuata sismicità dell'area faentina e forlivese rispetto a tutto il restante tratto del lineamento pedeappenninico emiliano-romagnolo.

Per eliminare dal raffronto le differenze dovute ai fattori topografici iniziali, cioè pendenze diverse per i vari corsi d'acqua e per le relative superfici deposizionali, si sono confrontati i «gradienti di convergenza», ossia le pendenze della curva che esprime i dislivelli tra i terrazzi contigui in funzione della distanza dal PDC (grafici di fig. 4).

*Convergenze tra superfici B e C:* il confronto con un analogo diagramma del F. Marecchia indica come in quest'ultimo corso d'acqua la convergenza delle stesse superfici sia molto minore, pari a circa la metà, rispetto al Lamone.

*Convergenze C-D:* il confronto tra analoghi valori dei fiumi romagnoli indica ancora che i gradienti di convergenza sono nel Lamone oltre due volte superiori a quelli del Marecchia e del Savio e precisamente 0,97% nel Lamone, contro 0,41 nel Marecchia e 0,26 nel Savio.

I gradienti di convergenza per le altre superfici non sono stati calcolati in quanto, in assenza di precise datazioni assolute, risultano più incerte le correlazioni tra i terrazzi di valli diverse, anche se prossime. Tuttavia una loro sommaria valutazione indica ancora una volta che nel settore del Lamone il basculamento è stato molto più forte che negli altri settori, anche rispetto a quello del F. Marecchia che risulta avere gradienti di convergenza in assoluto molto elevati (ELMI & *alii*, 1987).

Gli spostamenti dei punti di convergenza verso valle o verso monte non sono stati interpretati in chiave neotettonica perché la loro posizione, soprattutto dei più recenti, può essere fortemente influenzata da variazioni locali di quota e dal sistema di calcolo: ad esempio nel caso del Lamone A e Lamone B, il punto di convergenza è diverso a seconda che si usi una regressione lineare, più imprecisa, o una regressione alla terza potenza.

Sono in elaborazione dati riguardanti sia l'intera valle del Lamone, sia altre valli emiliano-romagnole: i confronti permetteranno di individuare variazioni nelle velocità di sollevamento sia lungo la valle sia nei settori a maggiore attività tettonica del fronte pedeappenninico.

Una valutazione sommaria della velocità di sollevamento dell'area a partire dall'età di deposizione della formazione dell'Olmattello (Pleistocene inferiore-medio), con le premes-

se sopra riportate, può essere tentata osservando che la base della formazione è nel punto più alto di affioramento a circa 150 m (fig. 2) al di sopra dell'alveo attuale: se il riferimento cronologico indiretto di cui si dispone (0,73 Ma) è corretto, la velocità raggiunta è stata per lo meno di 200 Bubbhoff o 0,2 mm/anno, o decisamente superiore se la formazione di Olmatello, come sostiene VAI (1984), è di età più recente (0,5 Ma o, addirittura, 0,2 Ma). Quest'ultimo dato costituisce un'ulteriore conferma delle conclusioni raggiunte.

## BIBLIOGRAFIA

- COTTON C.A. (1940) - *Classification and correlation of river terraces*. Journ. Geomorph., 3 (1), 26-37.
- ELMI C., DIDERO M., FRANCAVILLA F., GORI U., ORAZI U.S. (1983) - *Geologia e idrogeologia della bassa valle del Fiume Foglia (Marche settentrionali)*. Acta Nat. Ateneo Parmense, 19, 117-136.
- ELMI C., NESCI O., SAVELLI D. & MALTARELLO G. (1987) - *Depositi alluvionali terrazzati del margine adriatico appenninico: processi geomorfologici e neotettonica*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 717-721.
- ELMI C., NESCI O., GIORGI G. & ZECCHI R. (1990) - *Forme e movimenti recenti dell'alta pianura emiliano-romagnola*. Atti 2° Semin. di Cartografia Geologica (Bologna 22-23 Febbraio 1990) (in stampa).
- GASPERI G., CREMASCHI M., MANTOVANI UGUZZONI M.P., CARDARELLI A., CATTANI M. & LABATE D. (1989) - *Evoluzione plio-quadernaria del margine appenninico modenese e dell'antistante pianura. Note illustrative alla carta geologica*. Mem. Soc. Geol. It., 39 (1987), 375-431.
- LIPPARINI T. (1935) - *I terrazzi fluviali dell'Emilia*. Giorn. Geol., ser. II, 9 bis, 43-88.
- MARABINI S., LENAZ R. & VAI G.B. (1987) - *Pleistocene superiore e Olocene del margine pedeappenninico romagnolo: rapporto preliminare*. Rend. Soc. Geol. It., 10, 33-37.
- NESCI O. & SAVELLI D. (1986) - *Cicli continentali tardo-quadernari lungo i tratti vallivi mediani delle Marche settentrionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 9, 192-211.
- PAREA G.C. (1986) - *I terrazzi marini tardo-pleistocenici del fronte della catena appenninica in relazione alla geologia dell'Avanfossa Adriatica*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 913-936.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (Ed.), Guida alla Geologia del margine appenninico padano. Guide Geol. Regionali S.G.I., 17-46.
- SELLI R. (1962) - *Le Quaternarie marin du versant adriatique-ionien de la péninsule italienne*. Quaternaria, 6, 391-413.
- RUGGIERI G. (1949) - *Presupposti a una datazione dei terrazzi dell'Emilia*. Riv. Geogr. It., 56, 273-277.
- VAI G.B. (1984) - *Quando barrivano sul Castellaccio gli ultimi elefanti?* Pagine di vita e storia imolesi. CARS, Imola, 195-219.
- VAI G.B. (1989) - *A field trip guide to the Romagna Apennine geology. The Lamone valley*. Boll. Soc. Paleont. It., 28, 343-367.