

ROBERTO MORTARI

I TERRAZZI DELLA BASSA VALLE DEL TEVERE

Introduzione. – Il Fiume Tevere percorre due terzi dei suoi 405 km di lunghezza tra i rilievi della Romagna e, soprattutto, dell'Umbria; poi, tra Corbara e Baschi, esce dalle strutture dell'Appennino e si snoda per 140 km dapprima scorrendo alle spalle dei rilievi vulcanici dei Monti Vulsini, Cimini e Sabatini e infine, a valle di Passo Corese, puntando decisamente verso il mare attraverso la Campagna Romana.

In Umbria, a monte di Baschi, i terreni attraversati sono soprattutto sedimenti continentali appartenenti al Pliocene e al Pleistocene inferiore (Ambrosetti e altri, 1987); a valle della stessa località, dapprima al confine tra Umbria e Lazio e poi decisamente nel Lazio, affiorano invece sedimenti marini della stessa età, sormontati da depositi di natura vulcanica, mentre il fondovalle è occupato da depositi alluvionali datati dal Pleistocene inferiore all'Olocene (Accordi e altri, 1988; Girotti e Mancini, 2003; Mancini, Girotti e Cavinato, 2004).

Il presente studio si è soffermato sull'ultimo tratto della valle, di 135 km di lunghezza, che inizia 3 km a valle di Baschi. In questo tratto affiorano ampiamente depositi alluvionali, la cui larghezza oscilla tra 0,3 e 5 km in dipendenza dalla diversa erodibilità dei terreni che costituiscono i fianchi della valle. In senso longitudinale le distanze sono state misurate lungo una linea spezzata che collega punti distribuiti al centro della valle (fig. 1).

Una morfologia a terrazzi. – Nella prima metà del tratto analizzato, fino a Passo Corese, ma soprattutto a monte di Orte, troviamo un elemento del paesaggio abbastanza particolare, che può essere ben apprezzato da chi viaggia in treno: il fondovalle è spesso terrazzato e in molti punti sembra sviluppato a più ripiani, che in generale non hanno una grande continuità poiché sono stati soggetti a una massiccia erosione.

Alla superficie di alcuni di questi ripiani troviamo travertino, come ad Attigliano, a ovest di Orte, a sud di Torrita Tiberina e a est di Fiano. Ma sulla maggior parte dei terrazzi affiorano alluvioni, come a nord della stazione di Alviano, a sud-est della confluenza del Fiume Nera, intorno alla confluenza del torrente L'Aia, presso lo svincolo autostradale di Ponzano Romano. Il più bel terrazzo, anche se non il più grande, si estende per 2,5 km sul fianco sinistro della valle a sud della stazione ferroviaria di Alviano; la sua larghezza arriva a misurare 0,5 km. Esso ha la particolarità di mantenersi molto prossimo a un piano orizzontale (fig. 2), con una quota costante di 92 m lungo il suo bordo interno, cioè quello che si trova in posizione più elevata, e una pendenza in senso trasversale prossima all'1%.

A valle di Passo Corese invece le superfici terrazzate sono meno frequenti e di esi-

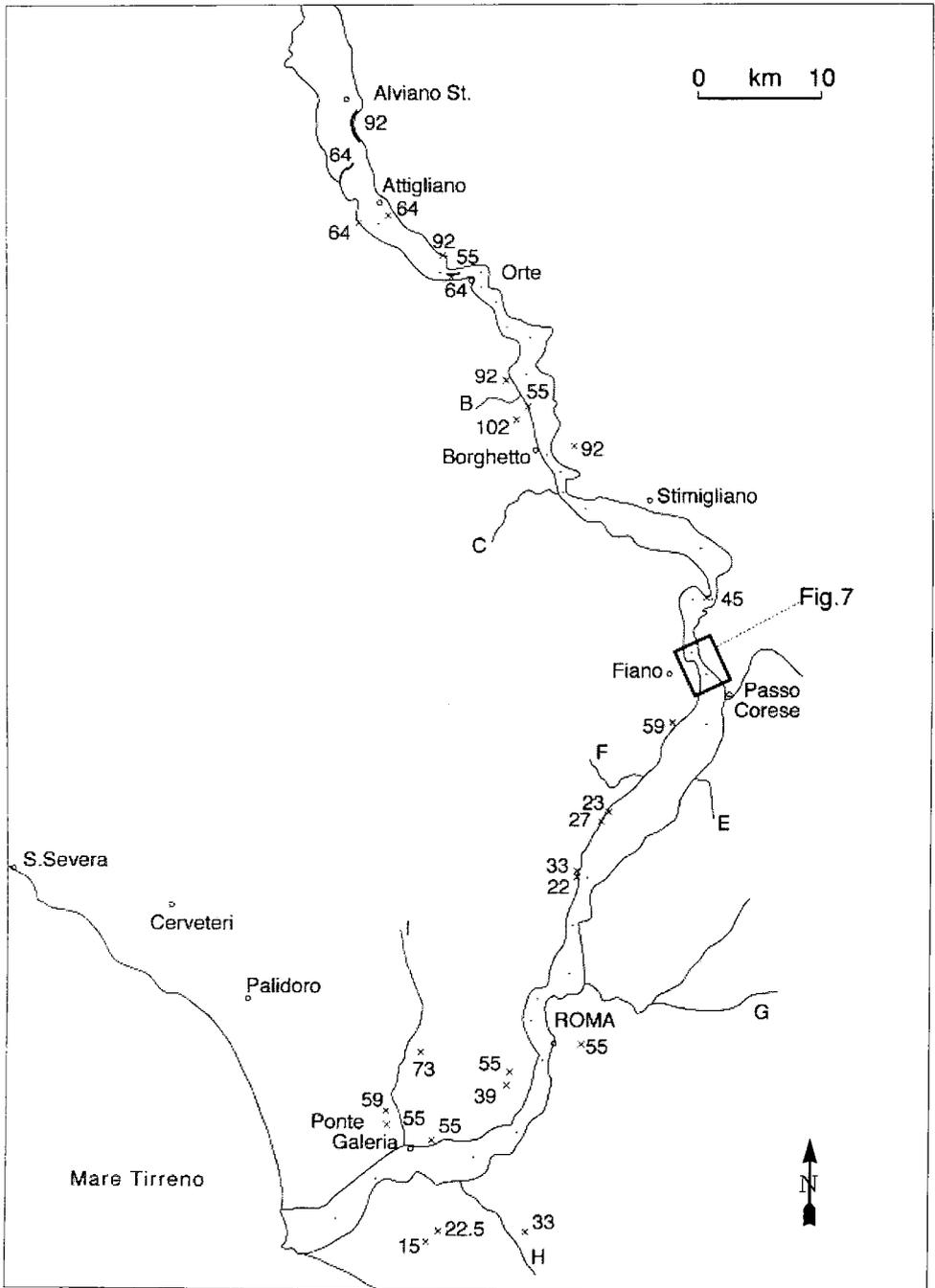


Fig. 1 – Alluvioni che occupano gli ultimi 135 km della valle del Tevere
 Nel tratto a monte di Passo Corese esse si presentano terrazzate a più livelli.
 I numeri abbinati a linee marcate indicano quote, costanti, dei bordi interni di ampie superfici terrazzate a molta bassa pendenza trasversale. I numeri abbinati a croci indicano quote di bordi interni di superfici terrazzate di limitata estensione

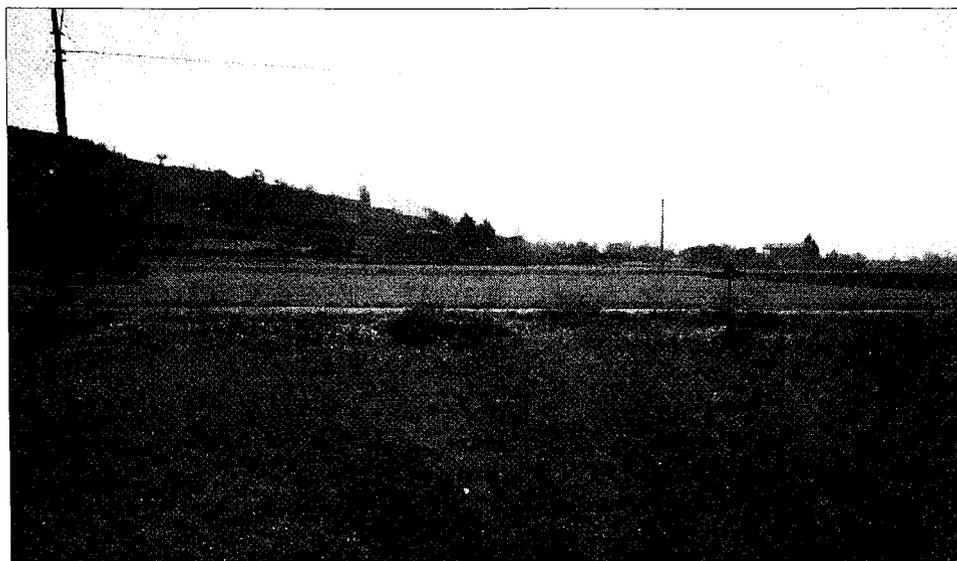


Fig. 2 – Ampio terrazzo che culmina a una quota costante di 92 m e si estende per 2,5 km poco a sud della stazione ferroviaria di Alviano

gua estensione. Se ne possono vedere alcune ad esempio ai km 2,7 e 8,3 della Via Tiberina alle quote rispettivamente di 33 e 23 m s.l.m. La figura 3 mostra l'aspetto di un altro terrazzo, situato al km 6,2 della stessa via, che è leggermente sopraelevato sul fondovalle con una quota non determinabile con la precisione voluta perché proprio al suo bordo interno passa la strada statale. Le posizioni dei terrazzi quotati, rappresentate con croci, sono riportate in figura 1. Terrazzi a quote maggiori sono stati segnalati da Basili (1996), che ha individuato, in un'area situata una decina di chilometri a sud di Passo Corese, tre superfici molto poco inclinate, distribuite a circa 95, 65-75 e 50 m s.l.m..

La particolare morfologia a terrazzi presente tra Baschi e Passo Corese è stata esaminata da Vinken (1963), che ha cercato di ricostruire una continuità dei vari ripiani seguendo l'idea che complessivamente essi appartengano a tre ordini distinti (fig. 4) e rappresentino così tre diverse posizioni altimetriche che il fondovalle avrebbe assunto nel passato. Questa idea ricalca un modello molto generalizzato che attribuisce la formazione dei terrazzi a variazioni climatiche in primo luogo e a sollevamenti orogenetici secondariamente. Tra gli elementi di carattere climatico ci sono variazioni di piovosità e oscillazioni glacio-eustatiche del mare. Solitamente si distinguono quattro ordini di terrazzi, che sono riferiti alla successione delle quattro principali glaciazioni che caratterizzano il Pleistocene: Günz, Mindel, Riss e Würm secondo lo schema e la terminologia di Penck e Brückner (1909) per la zona alpina. Ma il numero dei terrazzi può essere ben maggiore: in Germania, ad esempio, per le valli del Reno e dell'Elba sono stati individuati otto ordini (Woldstedt, 1958; Kukla, 1977). Un numero degli ordini maggiore di quattro è giustificato dal fatto che ogni glaciazione comprende diverse espansioni glaciali.

Il processo di formazione dei terrazzi segue un modello classico secondo il quale una valle all'inizio della sua formazione è poco profonda, e prende origine un piano alluvionale molto ampio. Interviene poi una intensa fase erosiva che asporta i sedimenti presenti lungo l'asse della valle e lascia quelli che si erano depositi lateralmente; nella

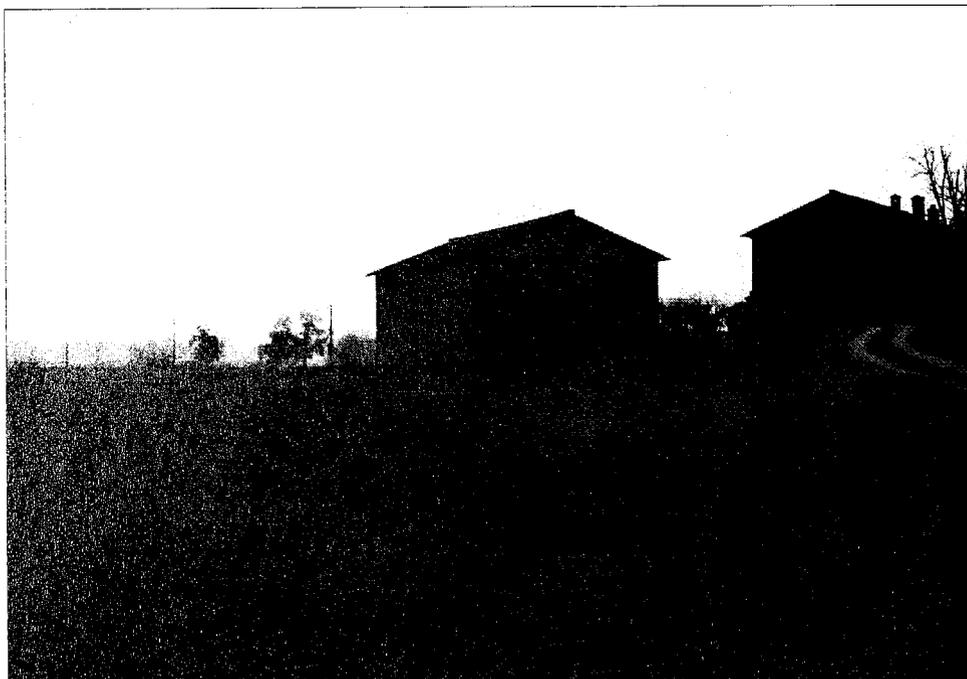


Fig. 3 – *Piccolo terrazzo, sopraelevato pochi metri sul fondovalle sul lato destro, a circa 44 km dalla foce*

successiva fase deposizionale il volume asportato si riempie di nuovo ma fino a una quota minore che in precedenza.

Ripetendosi questi cicli di erosione-deposizione, la valle si approfondisce e si restringe, e si hanno idealmente delle strisce parallele di depositi alluvionali a quote via via più ribassate verso il *Thalweg*, ovvero piane alluvionali incassate una dentro l'altra. Ogni striscia, o ordine, pende verso una foce precedente (de Lamothe, 1918; Zeuner, 1959; Bennett e Schumm, 1983; Merritts, Vincent e Wohl, 1994; Antoine, Lautridou e Laurent, 2000); qualche volta si può trovare l'eccezione di un tratto in cui la inclinazione risulta essere verso la sorgente, da cui si è dedotto che la regione è particolarmente instabile (Rockwell e altri, 1984; Pazzaglia e Gardner, 1993).

È da notare che una oscillazione eustatica, globale, del mare non può da sola costituire fondivalle sensibilmente sfalsati in quota poiché, quando viene a cessare la variazione climatica e il livello marino ritorna nella posizione che aveva precedentemente, si ricostituisce un corpo alluvionale uguale a quello che era stato eroso. È necessario dunque introdurre un processo di sollevamento dell'area continentale, ma anche così si ha una difficoltà, data dal fatto che sono terrazzate anche le valli incise in aree stabili, come quelle in cui scorrono ad esempio i fiumi Mississippi e Nilo. Il problema dei terrazzi fluviali è dunque un problema aperto, e il presente studio è stato affrontato con la consapevolezza dell'esistenza di alcune contraddizioni.

Dopo il lavoro di Vinken (1963), Mancini, Girotti e Cavinato (2004) hanno svolto di recente nella stessa area, e più precisamente da 3 km a sud di Baschi a 0,5 km a sud di Fiano, un lavoro di aggiornamento della cartografia geologica; in questo lavoro è stata applicata la distinzione in cinque unità litostratigrafiche terrazzate di origine fluviale di

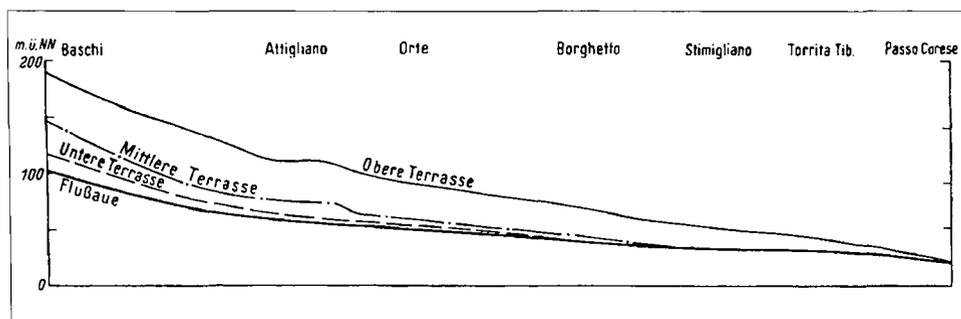


Fig. 4 – Profilo del fondovalle e tentativo di ricostruzione della originale continuità dei terrazzi presenti sui fianchi della valle del Tevere nel tratto tra Baschi e Passo Corese secondo Vinken (1963)

Girotti e Mancini (2003), e queste unità vanno a costituire quattro ordini di terrazzi e il fondovalle attuale. Risulta da questi due ultimi lavori che i sedimenti fluviali terrazzati più antichi si sono depositi tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio, mentre i sedimenti che compaiono nella piana alluvionale inferiore lungo tutto il tratto studiato da questi autori sono attribuiti all'Olocene.

Partendo dai limiti di affioramento delle unità stratigrafiche di Mancini, Girotti e Cavinato (2004) si è qui tentato di ricostruire, anche se in modo molto schematico, le superfici limite superiori di ogni unità per poter fare un confronto con le superfici tracciate da Vinken. In figura 5 vediamo questa ricostruzione e notiamo che il secondo e il terzo ordine di terrazzi, che dovrebbero corrispondere ai due ordini più elevati di figura 4, non terminano sul fondovalle attuale nel tratto esaminato, ma proseguono verso una posizione situata molto più a valle, mentre il terrazzo più basso di Mancini, Girotti e Cavinato sembra confluire sul fondovalle, ma in un punto che è all'incirca 20 km più a valle rispetto al punto stabilito da Vinken.

Viene da chiedersi se questi punti di convergenza rappresentino altrettante posizioni assunte dalla foce del fiume nel passato, come sembra di potersi dedurre dagli schemi delle figure 4 e 5, poiché ciò comporterebbe posizioni del mare molto addentrate nella valle. Non ci si dovrebbe però aspettare di trovare questi punti di convergenza, poiché normalmente l'altezza di ogni ordine di terrazzo viene data con un valore costante in metri al di sopra del fondovalle, come avviene per il terrazzo del 4° ordine della figura 5, che secondo Mancini, Girotti e Cavinato (2004) sarebbe caratterizzato da una altezza di 15 m sopra la pianura alluvionale attuale. Bisognerebbe poi capire perché in ambedue le ricostruzioni di figure 4 e 5 compaiono tratti a pendenza nulla, in contrasto con l'andamento generale.

Nella nostra analisi abbiamo ritenuto utile avere il primo approccio con la morfologia di queste alluvioni partendo dalla situazione più semplice, quella cioè che riguarda il ripiano alluvionale formatosi per ultimo, che viene attribuito al riempimento della valle in una unica fase durante l'Olocene e che per definizione non può presentarsi terrazzato.

Le alluvioni del fondovalle. – Secondo la cartografia geologica ufficiale, le alluvioni più recenti, oloceniche, sono presenti per quasi tutta la lunghezza della valle del Tevere, fino a una modesta distanza dalla sorgente. Il fatto che le alluvioni recenti siano estese a

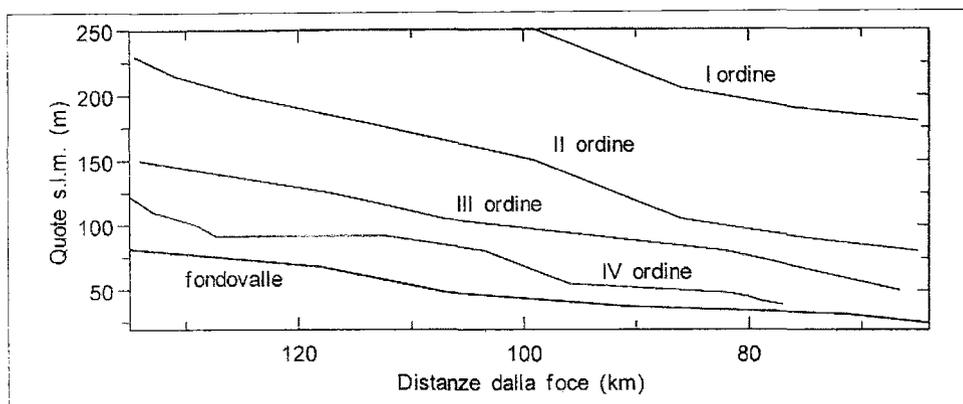


Fig. 5 – Profili del fondovalle e di quattro distinti ordini di terrazzi dedotti dalla carta geologica di Mancini, Girotti e Cavinato (2004)

quasi l'intero corso del fiume potrebbe fare pensare che queste alluvioni siano il prodotto di colmamento della valle in seguito alla fase erosiva innescata dall'ultimo abbassamento eustatico del livello del mare. Ciò è come dire che, durante questa fase, una erosione avrebbe avuto il tempo di regredire dalla foce fino a quasi la sorgente.

Tale deduzione è facilmente verificabile, e tenteremo di farlo ricorrendo ai dati di alcuni sondaggi meccanici, eseguiti sul fondovalle, che abbiano raggiunto o sfiorato il substrato delle alluvioni, substrato che perlopiù è costituito dai depositi marini del Plio-Pleistocene in facies argillosa (Argille azzurre Auct.) o più raramente sabbiosa. Alcune delle stratigrafie dei sondaggi sono state pubblicate da Ventriglia (2002) e Bozzano e altri (2000). I dati raccolti sono stati riportati nella sezione longitudinale di figura 6, che interessa tutto il tratto oggetto del presente studio, ovvero gli ultimi 135 km della Valle del Tevere. Dalla figura ricaviamo che lo spessore delle alluvioni diminuisce abbastanza rapidamente allontanandosi dalla foce e arriva a un valore di 5 m, che possiamo considerare minimo, alla progressiva 126 km, ubicata circa 3 km a valle della stazione ferroviaria di Alviano.

La situazione descritta è probabilmente comune alla massima parte dei corsi fluviali che sfociano in mare: cunei alluvionali che interessano solo una parte del corso fluviale sono stati trovati ad esempio per il Fiume Mattole, California, dove solo 30 dei circa 100 km dell'intero corso sono interessati da questo fenomeno (Merritts, Vincent e Wohl, 1994) oppure per il Fiume Somme, Francia, dove lo spessore decrescente delle alluvioni si manifesta negli ultimi 38 km del corso, lungo circa 200 km (de Lamothe, 1918). Per la valle del Mississippi, Schumm (1993) ha valutato che gli effetti dovuti alla variazione eustatica del mare possono essere riscontrati solo fino a 330 km dalla foce, ovvero circa un decimo dell'intero corso del fiume.

Per il momento sembrerebbe che l'erosione legata all'ultimo culmine glaciale non possa avere regredito per più di 126 km dalla foce attuale del Tevere e che la maggior parte delle alluvioni più recenti che si trovano a monte di Alviano non si siano deposte necessariamente in relazione all'ultimo ciclo glaciale. Verrebbe così messa in dubbio la loro appartenenza all'Olocene; esse sarebbero di questa epoca solo se il fiume avesse cambiato recentemente percorso o regime producendo così erosioni e rideposizioni. Vedremo più avanti di mettere meglio a punto queste affermazioni.

Vi sono indizi per ritenere che anche a valle della stazione di Alviano una parte delle alluvioni non sia olocenica. Se infatti si esamina in dettaglio il cuneo di figura 6, esso

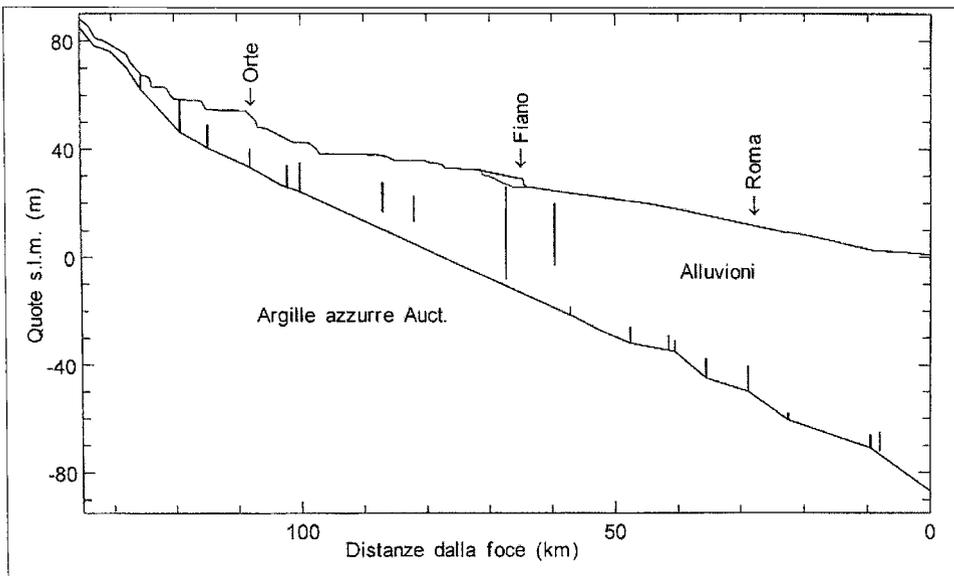


Fig. 6 – Sezione longitudinale che interessa gli ultimi 135 km della valle del Tevere
 Nel corpo alluvionale i segmenti verticali rappresentano spessori di ghiaie attraversate da sondaggi meccanici

non può essere considerato come un corpo sedimentario formatosi in una unica fase. Vediamo perché. In questa figura si può osservare che la parte inferiore delle alluvioni, come avviene quando si è in presenza di un inizio trasgressivo della sedimentazione, è costituita essenzialmente da ghiaia. Lo spessore della ghiaia è indicato con dei segmenti; quando questi segmenti non raggiungono la base della coltre alluvionale è perché il sondaggio che le ha attraversate non ne ha raggiunto la base. È evidente che poco a valle di Fiano vi è una discontinuità nello spessore della ghiaia basale, che passa da 40 m a 3 m; questo salto di valori è in netto contrasto con la modesta variabilità che in genere presenta lo spessore di queste ghiaie negli ultimi 60 km, dove non supera i 10 m. Mentre in quest'ultimo tratto la massima parte delle alluvioni è costituita da limi, sabbie e argille con qualche intercalazione di torba, improvvisamente passando a monte di Fiano la massima parte è composta invece da ghiaie. Questa diversità di composizione può essere spiegata solo ammettendo che l'azione erosiva legata all'ultimo abbassamento del livello del mare ha avuto luogo solo fino a poco a valle di Fiano. Le alluvioni situate più a monte si devono essere deposte in un ciclo precedente, come approfondiremo più avanti.

Vi è anche un'altra ragione per considerare che il cuneo delle alluvioni non si sia in realtà deposto in un unico episodio. Basta guardare come si differenzia il profilo che lo limita superiormente: mentre negli ultimi 64 km tale profilo mostra una pendenza abbastanza uniforme di 0,3-0,4‰, in una relazione inversa con la larghezza della valle (nel senso che dove la valle si allarga, e quindi il fiume meandra più ampiamente, la pendenza del fondovalle diminuisce sensibilmente), a monte del km 64 il profilo perde questa uniformità e si presenta con un'alternanza di tratti a modestissima pendenza e tratti a pendenza nettamente più accentuata. Per illustrare meglio questo aspetto, nella figura 7 è riprodotto uno stralcio della carta tecnica regionale del Lazio, in scala 1:10.000, in cui ricade il tratto compreso tra i km 64 e 67.

In questa figura possiamo osservare la presenza, tra le progressive di 64,3 e 64,5 km circa, di due isoipse ausiliarie, di 26 e 28 m, disposte in modo inequivocabilmente ortogonale rispetto all'asse della valle, con una pendenza tra di esse di circa 10‰, cioè 30 volte maggiore di quella misurata più a valle. Nella parte orientale il fondovalle a pendenza uniforme incontrato fin qui dalla foce si prolunga un poco più a monte; poi anche qui l'isoipsa di 26 m mostra la stessa disposizione e il terreno posto subito a monte risale più rapidamente.

Nella figura 6 il profilo tra le progressive di 64 e 71 km si sdoppia per evidenziare questa differenza tra le due parti, occidentale e orientale, della valle. In seguito però sarà ricostruito solo un profilo e precisamente quello che rappresenta la parte dove il ripiano di quota maggiore si estende maggiormente verso valle. Le due isoipse ravvicinate di 26 e 28 m rappresentano dunque un gradino di circa 3 m che interrompe la piana alluvionale più a valle e costituisce un raccordo tra detta piana e una piana più alta.

Il gradino di circa 3 m di Fiano sarebbe una mera curiosità se fosse un fatto isolato. Ma un'altra decina di essi appaiono lungo il *Thalweg*, come è stato ricostruito in figura 6. Come possiamo spiegare questa conformazione a gradini del fondovalle, con un'alternanza di tratti a bassissima pendenza e tratti a pendenza più elevata? Innanzi tutto è da notare che, mentre il fondovalle a valle del km 64 è stato formato sicuramente da un processo di deposizione, il fondovalle più a monte deve essere stato sagomato da una serie di azioni erosive. È come se ogni tanto una superficie d'acqua avesse stazionato abbastanza a lungo a una determinata quota e, mentre erodeva le alluvioni emergenti a monte e vi creava una superficie a pendenza relativamente elevata, veniva spianando il terreno più a valle, che veniva ad assumere così una pendenza molto bassa.

Profili longitudinali di valli affluenti. – Se è corretta l'ipotesi di una erosione di questo tipo, lo stesso tipo di erosione si dovrebbe essere manifestato, oltre che nella valle principale, anche nelle valli tributarie. Si è cercato quindi di vedere se situazioni analoghe si riscontrano anche lungo le valli dei corsi d'acqua affluenti. Le valli esaminate sono: Fosso Gallese, Fosso Treia, Fosso Corese, Fosso dei Condotti, Fosso di Piana Perina e Chiarano, Valle del Fiume Aniene – Fosso di Pratomlungo e di Marco Simone, Fosso di Malafede, Fosso Galeria. I tratti rilevati sono rappresentati in figura 1 con le lettere da B a I rispettivamente. Utilizzando le quote di punti presenti nella cartografia della Regione Lazio e integrandole con quote di altri punti, che sono state ricavate per mezzo di un livello Abney, sono stati ottenuti otto profili, che sono riuniti nella figura 8. Possiamo così vedere che anche in queste valli si alternano tratti a più bassa e più alta pendenza. Sui profili sono state applicate le quote relative alle superfici d'acqua che si presume siano state artefici del livellamento del terreno. Per il profilo E i terrazzi che culminano a 59 e 55 m non sono ben distinguibili nel grafico a causa del rapporto tra le scale utilizzate ma nella realtà essi sono ben evidenti per il netto contrasto delle pendenze a monte e a valle della supposta linea di costa.

Le quote di tutti questi terrazzi sono state inserite nella tabella 1 insieme con quelle relative alla valle del Tevere (colonna A) in modo che i dati siano facilmente comparabili. Tutte le quote della valle del Tevere tranne una (42 m) hanno almeno un valore corrispondente nelle altre valli; in particolare il valore 55 m si trova altre 5/8 volte e il valore 30 m altre 4/8 volte. Le maggiori e minori frequenze delle varie quote sono spiegabili con il fatto che i relativi terrazzi hanno maggiori o minori probabilità di essere ben rilevati in funzione della loro ampiezza, ovvero dei tempi diversi per i quali hanno agito i livelli d'acqua corrispondenti (Mortari, 1999).

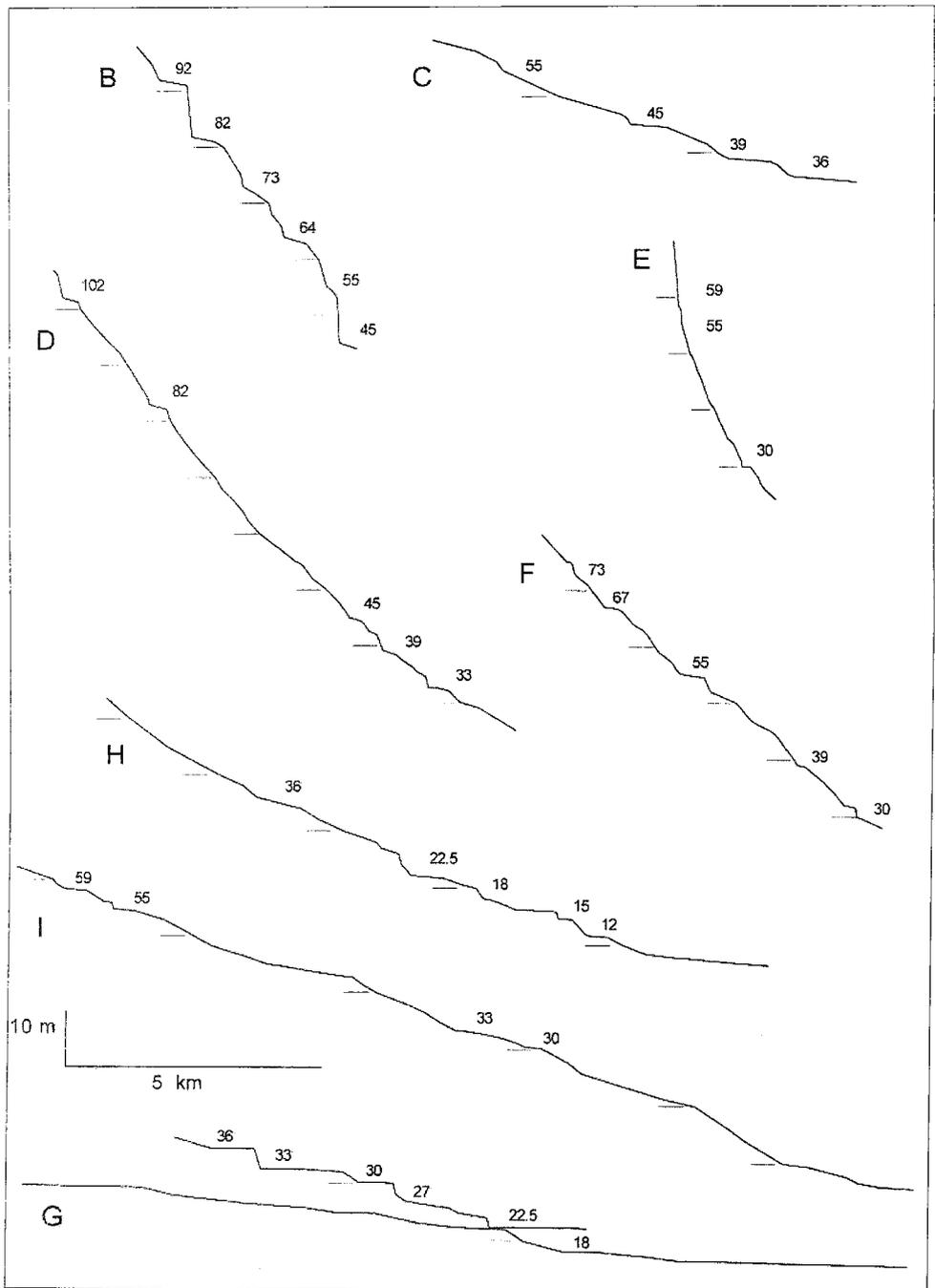


Fig. 8 – Profili longitudinali di fondivalle tributarie della valle principale del Tevere, identificati da lettere che compaiono anche in figura 1

I numeri rappresentano quote di presunte superfici d'acqua che possono avere sagomato questi profili

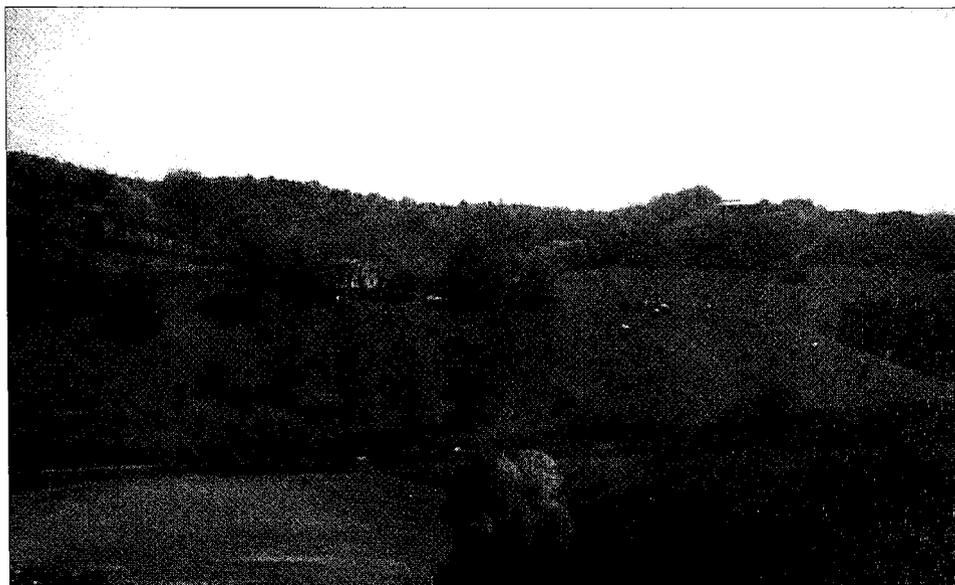


Fig. 9 – Terrazzo che culmina a 92 m s.l.m., situato 3 km a est di Borghetto
È tagliato in argille marine del Pleistocene inferiore, che costituiscono tutti i rilievi intorno. Esso è derivato dunque da un processo erosivo e non deposizionale

Se l'interpretazione dell'intervento erosivo di una superficie d'acqua è valida, lo deve essere anche per i terrazzi dei vari ordini che sono situati a quote maggiori rispetto al *Thalweg* poiché la superficie che si è immaginata non può non avere interessato anche posizioni laterali entro la valle.

I terrazzi laterali. – Questa spiegazione dell'origine dei terrazzi di fondovalle si adatta bene a quei terrazzi che mostrano di non avere una inclinazione apprezzabile verso la foce. Tra di essi possiamo includere i due tratti orizzontali dell'*obere Terrasse* e del *mittlere Terrasse* che Vinken traccia all'altezza di Attigliano a quote di oltre 100 m e di circa 75 m rispettivamente. Vi è poi la superficie limite dell'unità stratigrafica di origine fluviale di Mancini, Girotti e Cavinato (2004) che ha permesso di ricostruire il tratto orizzontale del terrazzo del IV ordine di figura 4 per una lunghezza di 15 km. Questo tratto è stato ottenuto congiungendo il ripiano descritto a sud della stazione di Alviano e che ha il suo bordo interno alla quota costante di 92 m con un altro terrazzo posto una dozzina di chilometri più a valle (fig. 1), dove il tetto della stessa unità affiora alla medesima quota. Altri due ripiani il cui bordo interno si presenta orizzontale appaiono: uno alla quota di 64 m tra la stazione di Alviano e Attigliano e l'altro a ovest di Orte a 55 m, ambedue sul lato destro del Tevere; essi sono segnalati in figura 1 da brevi linee ben marcate. Non per tutti i terrazzi è possibile o facile determinare la quota del bordo interno, quello lungo il quale si è immaginato che fosse ubicata la linea di riva. Occorre che la superficie del terrazzo sia molto prossima all'orizzontalità e che al di là del bordo interno si innalzi immediatamente una superficie a pendenza nettamente maggiore. Un piccolo numero di terrazzi di questo genere è stato trovato e rappresentato in figura 1, anche al di fuori dell'area di affioramento delle alluvioni.

Tab. 1 – *Quote dei terrazzi rilevati sui fondovalle del Tevere (A) e di otto suoi affluenti (B-I)*

A	B	C	D	E	F	G	H	I
		102						
92								
82	82		82					
73				73				
67					67			
64	64							
59				59				59
55	55	55		55	55			55
45	45	45						
42								
39		39	39		39			
36		36				36	36	
33			33	33		33		33
30					30	30		30
27						27		
					22,5	22,5		
					18	18		
						15		
						12		

Osservando che le quote di questi terrazzi sono le stesse di quelle che compaiono nella tabella 1, abbiamo la conferma che tali terrazzi sono stati formati dallo stesso processo erosivo che ha interessato i terrazzi di fondovalle. A questo punto però ci si presenta un altro problema. L'idea che sta alla base del modello comunemente adottato nella letteratura è che il meccanismo che presiede alla formazione dei terrazzi sia un processo di deposizione: ogni terrazzo si formerebbe alla chiusura di una fase sedimentaria, per cui la superficie del terrazzo verrebbe a coincidere con la superficie superiore di un certo deposito. Ad esempio, la superficie terrazzata del I ordine di Mancini, Girotti e Cavinato (2004) coinciderebbe con la fine della deposizione di terreni del Pleistocene inferiore, denominati da questi autori Unità di Civita Castellana, e avrebbe una età di circa 700.000 anni. Inoltre nella zona di Ponte Galeria sono stati riconosciuti terrazzi a quote di 20, 40, 55 e 60 m e attribuiti alla conclusione di altrettante formazioni sedimentarie (Karner e altri, 2001).

Per il primo di questi casi, c'è da segnalare che l'unità litostratigrafica che formerebbe la superficie del I ordine di figura 5 si trova localmente anche a formare terrazzi più bassi; più precisamente questa stessa unità, molto caratteristica, è affiorata durante i lavori della Direttissima Roma-Firenze, verso il km 94, alla superficie del terrazzo del IV ordine.

Un'altra situazione in cui è evidente che questi terrazzi sono stati formati da erosione e non dalla fine di una deposizione si presenta 1 km a ovest di Orte, dove il ripiano di un terrazzo (con un bordo interno a 64 m) e la scarpata a monte di esso sono entrambi ricavati entro i travertini. Anche nel sito archeologico di Lucus Feroniae, presso Fiano, che è interamente sui travertini, si trova un ripiano, seppur modesto, a quota 59 m, su cui è stato costruito il locale museo. Lo spessore rilevante di questi travertini esclude che si possa trattare di un semplice rivestimento di alluvioni sottostanti.

Vi sono poi diversi casi di depositi vulcanici terrazzati: quello più interessante, anche

Tab. 2 – Quote di terrazzi di erosione marina misurate lungo le coste di: Lazio centrale, Calabria centrale, Isola di Milos, Somalia (a Brava e a Mogadiscio), Isola di Pasqua, Barbados

Lazio	Calabria	Milos	Somalia1	Somalia2	Pasqua	Barbados (*)
102	102	102	102		102	
92	92	92	92		92	
82	82	82			82	
73	73	73			73	
64	64	64			64	
59	59	59	59		59	59
55	55	55		55	55	55
45	45	45	45	45		44
36	36	36	36	36		37
33	33	33	33	33		34
27	27	27		27	27	27
22,5	22	22		22	22	21
18	18	18	18	18	18	18
15	15	15		15	15	
12	12	12			12	12

(*) I dati di Barbados sono tratti da Broecker e altri (1968), Mesoletta e altri (1969) e Matthews (1973)

perché facilmente accessibile, si incontra a Roma ai due lati della Stazione Termini. A metà di Via Marsala una breve discesa raccorda un piano superiore a quota 59 con un altro piano quasi orizzontale che si segue fino a Porta Labicana e la cui quota massima è quasi di 55 m (54,7 m). La stessa cosa avviene percorrendo Via Giolitti fino al Tempio di Minerva.

Infine 3 km a est di Borghetto, all'altezza all'incirca della progressiva 90 km, si può osservare un netto ripiano, inciso nelle argille azzurre plio-pleistoceniche, che culmina alla quota di 92 m (fig. 9); questo ripiano non può essere considerato il tetto delle argille marine dato che tutt'intorno il tetto di queste argille è a circa 150 m.

Confronto con terrazzi marini. – Si è detto che l'erosione di questi terrazzi dimostra di essere stata prodotta da una superficie d'acqua, fosse essa di un bacino lacustre, originatosi per uno sbarramento della valle, o del mare. L'ipotesi di uno sbarramento è difficile da sostenere, e la accantoniamo per seguire l'altra, cioè quella di una ingressione del mare entro la valle fino alle quote riscontrate, cioè fino ad oltre 100 m.

A questo proposito è interessante quanto è stato osservato da Maud (1968, fig. 3) studiando i profili longitudinali di 20 valli del Natal. Anch'egli ha trovato in questi profili dei tratti a pendenza molto bassa; le quote massime di questi tratti in diversi casi venivano a coincidere con le quote di terrazzi marini rintracciati lungo le coste della stessa regione. In particolare egli ha notato che le quote di 45 e 33 m, tipiche di alcuni terrazzi marini, ricorrevano in 3 e 7 valli su 20 rispettivamente. Possiamo osservare che i due valori di 33 e 45 m misurati da Maud si ritrovano anche in buona parte delle colonne della tabella 1. Si tratta di una semplice coincidenza o tutto questo sta a indicare che l'ipotesi seguita è giusta?

Mentre Maud si è limitato a fare un confronto tra quote di terrazzi fluviali e quote di

terrazzi marini della stessa regione, noi utilizzeremo quote di terrazzi marini di regioni anche molto lontane. L'importante è che queste regioni possano essere considerate stabili. Nella tabella 2 sono riportate le quote di questi terrazzi marini di confronto; le prime due colonne si riferiscono a due regioni italiane, Lazio centrale e Calabria centrale (Mortari, 1972); la terza all'Isola di Milos, la quarta e la quinta alle coste orientali della Somalia, la sesta all'Isola di Pasqua (Mortari, 1999), mentre l'ultima colonna si riferisce all'Isola di Barbados (Broecker e altri, 1968; Mesolella e altri, 1969; Matthews, 1973). La prima colonna della tabella si riferisce a un'area compresa tra Santa Severa e Palidoro (fig. 1), dove al disopra della quota 60 m affiorano solo depositi vulcanici. È notevole il fatto che sui terrazzi incisi in questi depositi si trovano sottili coltri di sabbie e ghiaie di origine sedimentaria (Mortari, 1972), che non possono provenire da quote maggiori e testimoniano quindi una provenienza dal mare.

La coincidenza di valori di quote in tutte le regioni rappresentate nella tabella 2 ci dovrebbe fare dedurre che essa è l'effetto di variazioni eustatiche del mare e che tutte le regioni rappresentate devono essere considerate stabili dal tempo in cui quei terrazzi si sono formati. Come mai allora la Calabria e l'Isola di Barbados sono comunemente considerate in sollevamento (Carobene, 2003; Speed e Cheng, 2004)?

Per rispondere a questa domanda bisogna andare indietro nel tempo fino a quando Gignoux (1913) trovò alla quota di 100 m presso Ravagnese e Boveto, a sud di Reggio Calabria, due giacimenti fossiliferi con una fauna particolare. La caratteristica più importante di questa fauna, che venne chiamata «senegalese» per la presenza di forme che oggi non si trovano più nel Mediterraneo e che sono invece diffuse lungo le coste del Senegal, è che l'associazione è composta solo da forme che vivono tutt'ora, diversamente da quanto si riscontra nelle faune del Pleistocene inferiore e medio, Calabrian e Siciliano, dove si riscontrano diverse specie estinte. Issel (1914) propose di chiamare Tirreniano l'età, successiva al Siciliano, che è caratterizzata dalla presenza di questa fauna recente, indicativa di acque calde.

Lo stesso Gignoux descrisse anche, in Sicilia, un giacimento fossilifero situato su un terrazzo a 55 m di quota nella penisola di Milazzo. La malacofauna ivi contenuta, analogamente a quelle di Ravagnese e Boveto, non ha forme estinte, ma è priva di fauna senegalese; eppure per l'esuberanza di ornamentazioni e di dimensioni degli individui indica un mare a temperatura sensibilmente più calda del Mediterraneo attuale. Per quella associazione Depéret (1918) ha proposto di chiamare Milazziano l'età durante la quale il mare si trovava 55-60 m più alto di oggi. Inoltre, esaminando l'area di Monastir, in Tunisia, dove due depositi con fauna senegalese sono presenti a 28-30 e 18-20 m, egli attribuì il primo deposito al Tirreniano e il secondo a un'altra età distinta, il Monastiriano.

In questo modo per definire una età e stabilire correlazioni tra giacimenti diversi Depéret ha abbinato il criterio paleontologico con un criterio altimetrico. Per quest'ultimo aspetto ha seguito quanto andava sostenendo de Lamothe (1904; 1918) secondo cui si potevano correlare terrazzi marini presenti in Francia e in Algeria semplicemente sulla base della loro quota. Lungo le coste di ambedue queste aree, de Lamothe riconobbe lunghi stazionamenti del mare a 102, 55-60, 30-35 e 15-20 m e, ciò che ha rilievo per il nostro lavoro, era possibile seguire i relativi terrazzi anche dentro le valli.

Anche 20 km a nord della foce del Tevere è stato trovato un giacimento con fauna senegalese (Blanc, 1936); esso è presente presso Palidoro su un terrazzo che culmina a 22 m. Blanc osservò che, anche in assenza di fossili, si può seguire alla stessa quota e in diverse parti del Lazio la stessa linea di costa di 22 m, e da questa osservazione dedusse che questa regione si è mantenuta stabile da allora. La linea di costa di 22 m, insieme a una seconda a 18 m, è stata riconosciuta anche a Ponte Galeria e Cerveteri (Bonadonna, 1967).

Altre linee di costa si sono andate scoprendo col tempo a quote diverse dalle precedenti, e per questa ragione Zeuner (1952) distinse due livelli del Tirreniano e due livelli del Monastiriano, ai quali poco dopo aggiunse un terzo Monastiriano (Zeuner, 1956).

Come reazione a questa eccessiva frammentazione dell'originario post-Siciliano, Bonifay e Mars (1959) lo divisero in sole tre parti che chiamarono Paleo-, Eu- e Neo-Tirreniano, durante i quali i livelli del mare vennero stimati essere stati a 20-25, 6-10 e 2-3 m rispettivamente. Le quote dei depositi fossiliferi potevano essere maggiori, a seconda del luogo, a causa di diverse entità di sollevamento della costa. Veniva minato così il criterio altimetrico e, al posto di esso, che era basato sull'eustatismo, cioè su variazioni globali del livello del mare, venne portato avanti il cosiddetto criterio diastrofico (Chorley, 1963), già iniziato da Bonifay e Mars, basato sulle deformazioni crostali, un meccanismo difficilmente assoggettabile a verifica.

Il nuovo criterio diastrofico è stato utilizzato per l'Isola di Barbados da Matthews (1973) quando ha studiato i terrazzi locali, la cui distribuzione in quota è fornita dall'ultima colonna di tabella 2. Questi terrazzi sono formati da costruzioni coralline, la cui età risulta compresa tra 82 e 127 mila anni. In particolare, coralli di Barbados campionati sul terrazzo di 59 m hanno mostrato una età di 127.000 anni (Matthews, 1973), mentre altri coralli provenienti dal terrazzo dei 55 m sono di 125.100 anni fa (Bard, Hamelin e Fairbanks, 1990). Partendo dunque dal presupposto che i terrazzi si siano sollevati con una velocità costante, Matthews ha calcolato che originariamente il livello del mare che ha fatto sviluppare i coralli del terrazzo più alto dovesse stare 6 m sopra il livello attuale. In effetti vi sono molti casi in cui intorno a questa quota di 6 m sono stati trovati coralli di circa 125.000 anni (ad esempio, Jones e Hunter, 1990; Chen e altri, 1991), ma spesso si rivela che le rocce che contengono questi coralli appartengono a facies conglomeratiche, quindi rimaneggiate (Chen e altri, 1991; Muhs e Szabo, 1994); è forte quindi il sospetto che possano provenire da posizioni ben più elevate.

Intorno a 125.000 anni fa vi è stato un notevole sviluppo delle costruzioni coralline, favorito da un clima più caldo dell'attuale; questo specifico intervallo di tempo di clima più caldo, chiamato Eemiano, ha avuto una breve durata, di circa 10.000 anni (Larsen e altri, 1995). All'Eemiano possiamo riferire, oltre ai coralli dei terrazzi di Barbados che culminano a 59 e 55 m, anche i coralli del terrazzo Nicolas di Haiti, che culmina a 55 m e localmente raggiunge 60 m (Dodge e altri, 1983, fig. 1b e nota 11), una fauna raccolta a 52 m nella California meridionale (Szabo e Rosholt, 1969), una linea di costa a 59 m situata poco a nord di Cerveteri (Mortari, 1972).

È pertanto singolare che si sia sempre sottovalutato che vi sia una coincidenza di età e di posizione altimetrica per queste due linee di costa di 55 e 59 m, come pure che esse vengano spesso citate in coppia, come è avvenuto per Francia e Algeria (de Lamothe, 1904), per il Sud-est della Spagna (Ovejero e Zazo, 1971), per Siria, Mar di Marmara, Sud e Nord della Francia, Marocco (in Zeuner, 1952). Talvolta le due quote vengono riferite a una sola linea di costa (linea di costa di 55-59 m o 55-60 m) pur essendo due linee di costa distinte. Queste particolarità trovano probabilmente la loro ragione nel fatto che tra le linee di costa di 55 e 59 m vi è una piccola differenza di età, come abbiamo visto per Barbados, ed è possibile che ciò abbia creato le condizioni affinché i relativi terrazzi assumessero caratteristiche molto simili.

Perché dunque il criterio altimetrico è stato soppiantato dal criterio diastrofico? La spiegazione sta nella insufficiente precisione delle misure, che venivano approssimate a 5 o 10 m. Dato l'elevato numero degli stazionamenti del mare e la modesta differenza di quota tra due terrazzi successivi, come ad esempio tra 33 e 36 m, non era possibile fare correlazioni sicure a distanza. Purtroppo ancora oggi l'approssimazione usata in genere

è rimasta immutata. A ciò va aggiunto che osservatori diversi possono dare misure diverse di uno stesso terrazzo. Infine è da considerare che le carte topografiche anche di pochi decenni fa avevano una minore precisione di quelle odierne e una minore frequenza di punti quotati. Una cosa paradossale che risulta da questo lavoro è che le migliori condizioni per rilevare le quote dei terrazzi si trovano proprio nelle valli fluviali, dove lo spessore d'acqua in prossimità della riva doveva essere ridotto rispetto a un terrazzo situato verso il mare aperto, a causa del minore effetto del moto ondoso in un ambito molto più protetto dall'azione dei venti.

Conclusioni. – Negli ultimi 60 km circa della valle del Tevere l'attuale pianura alluvionale si è formata successivamente all'ultima puntata glaciale. Questa puntata glaciale è stata la più intensa della glaciazione würmiana; al suo culmine, tra 25.000 e 22.500 anni fa, il mare si trovava circa 115 m più in basso del livello odierno (Mortari, 1999). Per quanto riguarda invece le alluvioni che troviamo più a monte, giudicando dallo spessore dello strato di ghiaia basale, oltre che dalla maggiore estensione verso monte del cuneo di sedimenti alluvionali, possiamo dire che questi sono in relazione con una puntata glaciale più intensa, che possiamo identificare con l'ultima puntata della glaciazione del Riss. Durante questa puntata, databile a circa 300 mila anni fa, in Europa si è accumulato il fronte morenico più esterno della calotta di ghiaccio che ha coperto il nostro continente (Mortari, 1999), e il livello del mare si è abbassato di circa 200 m rispetto al livello attuale (Blanc, 1942).

Il fatto che il cuneo alluvionale situato più a monte ha una precisa continuità con quello più recente deposto più a valle è una semplice coincidenza. Infatti, se consideriamo che la foce del Tevere durante la puntata glaciale più recente si trovava a una quota di -115 m mentre la foce più antica era a -200 m, possiamo dedurre che l'originale cuneo alluvionale antico si trovava tra 50 e 100 m più in basso e che, al suo completamento, doveva avere almeno 50-100 m di alluvioni più fini al disopra delle ghiaie. Quindi, dopo la deposizione delle alluvioni più antiche, ci deve essere stato un sollevamento dell'area in studio e questo sollevamento ha fatto sì che buona parte delle alluvioni deposte si venisse a trovare nella condizione di essere facilmente erosa. Prima del sollevamento il cuneo dunque non poteva rastremarsi al km 126, come poteva sembrare in un primo momento, tuttavia esso non poteva neanche estendersi molto più a monte. Rimane pertanto valida la ragione per ritenere che, anche quando il livello di base si è abbassato in misura estrema, l'erosione regressiva del fiume non si è spinta fino a quasi la sorgente.

Dopo il sollevamento l'erosione più importante è avvenuta per opera non del fiume, ma del mare, come sta a indicare la possibilità di ricostruire linee di erosione orizzontali che, se interessano il fondovalle, hanno la particolarità di essere disposte in senso ortogonale rispetto all'asse vallivo. Queste linee di erosione costituiscono i bordi interni di terrazzi che si sono sviluppati sia sul fondo sia sui fianchi della valle; le loro quote sono coincidenti non solo con quelle di terrazzi di abrasione marina che si presentano lungo le coste del Lazio in prossimità della foce del Tevere, ma anche con quelle di terrazzi marini diffusi in tutto il globo.

Tutte queste tracce di erosione del mare testimoniano una grande trasgressione, la cosiddetta «trasgressione tirreniana», già descritta nel passato per l'area mediterranea, la quale non poteva non insinuarsi dentro le valli, dove ha lasciato terrazzi ben definiti grazie alla ristrettezza dello spazio della valle, che impediva al moto ondoso di prendere forza. Il ritiro del mare è avvenuto poi in modo discontinuo e ha lasciato come tracce

dei suoi stazionamenti terrazzi più o meno sviluppati, a seconda della durata degli stazionamenti stessi (Mortari, 1999), coinvolgendo terreni preesistenti di varia natura, dalle argille marine del Pleistocene inferiore ai depositi alluvionali precedentemente deposti, ai tufi vulcanici, ai travertini.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- ACCORDI G. e altri, *Lithofacies Map of Latium-Abruzzi and Neighbouring Areas*, Roma, Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1988.
- AMBROSETTI P. e altri, *Il Pliocene ed il Pleistocene inferiore del bacino del fiume Tevere nell'Umbria meridionale*, in «Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria», Torino, 1987, 10, pp. 10-33.
- ANTOINE P., J.P. LAUTRIDOU e M. LAURENT, *Long-term Fluvial Archives in NW France: Response of the Seine and Somme Rivers to Tectonic Movements, Climatic Variations and Sea-Level Changes*, in «Geomorphology», Amsterdam, 2000, 33, pp. 183-207.
- BARD E., B. HAMELIN e R.G. FAIRBANKS, *U-Th Ages obtained by Mass Spectrometry in Corals from Barbados: Sea Level during the Past 130,000 Years*, in «Nature», Londra, 1990, 346, pp. 456-458.
- BASILI R., *Il Quaternario della zona di Monterotondo (Roma)*, in «Il Quaternario», Roma, 1996, 9, pp. 167-178.
- BERNETT A.W. e S.A. SCHUMM, *Alluvial-River Response to Neotectonic Deformation in Louisiana and Mississippi*, in «Science», Washington, 1983, 22, pp. 49-50.
- BLANC A.C., *Una spiaggia pleistocenica a «Strombus bubonius» presso Palidoro (Roma)*, in «Rendiconti della Reale Accademia Nazionale dei Lincei», Roma, 1936, 23, pp. 200-204.
- BLANC A.C., *Variazioni climatiche ed oscillazioni della linea di riva nel Mediterraneo centrale durante l'Era glaciale*, in «Geologie der Meere und Binnengewasser», Berlino, 1942, 5, pp. 137-219.
- BONADONNA F.P., *Studi sul Pleistocene del Lazio. IV – La linea di costa Tirreniana di Ponte Galeria (Roma)*, in «Quaternaria», Roma, 1967, 9, pp. 285-299.
- BONIFAY E. e P. MARS, *Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne*, in «Bulletin de la Société Géologique de France», Parigi, 1959, Serie 7, 1, pp. 62-78.
- BOZZANO F. e altri, *A Geological Model of the Buried Tiber River Valley beneath the Historical Centre of Rome*, in «Bulletin of Engineering Geology and Environment», Heidelberg, 2000, 59, pp. 1-21.
- BROECKER W.S. e altri, *Milankovitch Hypothesis supported by Precise Dating of Coral and Deep-sea Sediments*, in «Science», Washington, 1968, 159, pp. 297-300.
- CAROBENE L., *Genesi, età, sollevamento ed erosione dei terrazzi marini di Crosia-Calopezzati (Costa Ionica della Calabria-Italia)*, in «Il Quaternario», Roma, 2003, 16, pp. 43-90.
- CHEN J.H. e altri, *Precise chronology of the last interglacial period: ^{234}U - ^{230}Th data from fossil reefs in the Bahamas*, in «Geological Society of America Bulletin», Boulder, 1991, 103, pp. 82-97.
- CHORLEY R.J., *Diastrophic Background to Twentieth-Century Geomorphological Thought*, in «Geological Society of America Bulletin», Boulder, 1963, 74, pp. 953-970.

- DEPÉRET C., *Essai de corrélation chronologique générale des temps quaternaires*, in «Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris», Parigi, 1918, 166, pp. 480-486.
- DODGE R.E. e altri, *Pleistocene Sea Levels from Raised Coral reefs of Haiti*, in «Science», Washington, 1983, 219, pp. 1423-1425.
- GIGNOUX M., *Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du sud et de la Sicile*, in «Annales de l'Université de Lyon», Lione, 1913, 36, 693 pp.
- GIROTTI O. e R. MANCINI, *Plio-Pleistocene Stratigraphy and Relations between Marine and Non-marine Successions in the Middle Valley of the Tiber River (Latium, Umbria)*, in «Il Quaternario», Roma, 2003, 16, pp. 89-106.
- ISSEL A., *Lembi fossiliferi quaternari e recenti osservati nella Sardegna meridionale dal prof. D. Lovisato*, in «Rendiconti della Reale Accademia dei Lincei», Roma, 1914, Serie 5, 23, pp. 759-770.
- JONES B. e I.G. HUNTER, *Pleistocene Paleogeography and Sea Levels on the Cayman Islands, British West Indies*, in «Coral Reefs», Heidelberg, 1990, 9, pp. 81-91.
- KARNER D.B. e altri, *Pulsed Uplift Estimated from Terrace Elevations in the Coast of Rome: Evidence for a New Phase of Volcanic Activity?*, in «Earth and Planetary Science Letters», Amsterdam, 2001, 188, pp. 135-148.
- KUKLA G.J., *Pleistocene Land-Sea Correlations. I. Europe*, in «Earth Science Review», Amsterdam, 1977, 13, pp. 307-374.
- de LAMOTHE L., *Note sur les relations stratigraphiques qui paraissent exister entre les anciennes lignes de rivage de la côte algérienne et celles signalées sur la côte niçoise*, in «Bulletin de la Société Géologique de France», Parigi, 1904, Serie 4, 4, pp. 14-38.
- de LAMOTHE L., *Les anciennes nappes alluviales et lignes de rivage du bassin de la Somme et leurs rapports avec celles de la Méditerranée occidentale*, in «Bulletin de la Société Géologique de France», Parigi, 1918, 18, pp. 3-58.
- LARSEN E. e altri, *Do Greenland Ice Cores reflect NW European Interglacial Climate Variations?*, in «Quaternary Research», San Diego, 1995, 43, pp. 125-132.
- MANCINI M., O. GIROTTI e G.P. CAVINATO, *Il Pliocene e il Quaternario della media Valle del Tevere (Appennino Centrale)*, in «Geologica Romana», Roma, 2004, 37, pp. 175-236.
- MATTHEWS R.K., *Relative Elevation of Late Pleistocene High Sea Level Stands: Barbados Uplift Rates and Their Implications*, in «Quaternary Research», San Diego, 1973, 3, pp. 147-153.
- MAUD R.R., *Quaternary Geomorphology and Soil Formation in Coastal Natal*, in «Zeitschrift für Geomorphologie N.F.», Berlino, 1968, 7, pp. 155-199.
- MERRITTS D.J., K.R. VINCENT e E.E. WOHL, *Long River Profiles, Tectonism and Eustasy: A Guide to interpreting Fluvial Terraces*, in «Journal of Geophysical Research», Washington, 1994, 99, pp. 14.031-14.050.
- MESOLELLA K.L. e altri, *The Astronomical Theory of Climatic Change: Barbados Data*, in «Journal of Geology», Chicago, 1969, 77, pp. 250-274.
- MORTARI R., *Alti livelli del mare del Pleistocene superiore nel Mediterraneo centro-settentrionale*, in «Annali di Geofisica», Roma, 1972, 25, pp. 75-97.
- MORTARI R., *I ritmi segreti dell'universo*, Roma, Aracne Editrice, 1999.
- MUHS D.R. e B.J. SZABO, *New Uranium-Series Ages of the Waimanalo Limestone, Oahu, Hawaii: Implications for Sea Level during the Last Interglacial Period*, in «Marine Geology», Amsterdam, 1994, 118, pp. 315-326.

- OVEJERO C. e C. ZAZO, *Niveles marinos pleistocenos en Almería (sureste de España)*, in «Quaternaria», Roma, 1971, 15, pp. 145-159.
- PAZZAGLIA F.J. e T.W. GARDNER, *Fluvial Terraces of the Lower Susquehanna River*, in «Geomorphology», Amsterdam, 1993, 8, pp. 83-113.
- PENCK A. e E. BRÜCKNER, *Die Alpen im Eiszeitalter*, Lipsia, Tauchnitz, 1909.
- ROCKWELL T.K. e altri, *Chronology and Rates of Faulting of Ventura River Terraces, California*, in «Geological Society of America Bulletin», Boulder, 1984, 95, pp. 1466-1474.
- SCHUMM S.A., *River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy*, in «Journal of Geology», Chicago, 1993, 101, pp. 279-294.
- SPEED R.C. e H. CHENG, *Evolution of Marine Terraces and Sea Level in the Last Interglacial, Cave Hill, Barbados*, in «Geological Society of America Bulletin», Boulder, 2004, 116, pp. 219-232.
- SZABO B.J. e J.N. ROSHOLT, *Uranium-Series Dating of Pleistocene Molluscan Shells from Southern California. An Open System Model*, in «Journal of Geophysical Research», Washington, 1969, 74, pp. 3253-3261.
- VENTRIGLIA U., *La geologia del territorio del Comune di Roma*, Roma, Amministrazione Provinciale di Roma, 2002.
- VINKEN R., *Über das Altpleistozän und die Flussterrassen im Gebiet des mittleren Tibers*, in «Eiszeitalter und Gegenwart», Stoccarda, 1963, 14, pp. 35-52.
- WOLDSTEDT P., *Das Eiszeitalter*, Stoccarda, Enke Verlag, 1958.
- ZEUNER F.E., *Pleistocene Shore-Lines*, in «Geologische Rundschau», Stoccarda, 1952, 40, pp. 39-50.
- ZEUNER F.E., *The Three «Monastirian» Sea-Levels*, in *Atti del IV Congresso Internazionale INQUA*, Roma e Pisa, 1956, pp. 547-552.
- ZEUNER F.E., *The Pleistocene Period*, Londra, Hutchinson, 1959.

THE LOW TIBER VALLEY TERRACES. – The alluvial deposits which fill the low Tiber River Valley show a morphology characterized by wide discontinuous terraces raising up till more than 200 m above the thalweg. Also the present valley floor exhibits terraces, orthogonal to the valley axis. Extending the analysis to the tributary valleys, it was found that also their longitudinal outlines are terraced. Moreover the inner borders of all the terraces belonging to both the valley floors and the valley sides show elevation values which are recurrent and identical to elevation values of upper Pleistocene marine terraces scattered over all the world. From these results one may claim that terraces of the Tiber Valley, here discussed, represent traces of various steps of the withdrawal phase of the so called Tyrrhenian transgression of the sea, well represented in many places of the Mediterranean region.

Università di Roma «La Sapienza», Dipartimento di Scienze della Terra

roberto.mortari@uniroma1.it