

RENZO MAZZANTI & LIVIO TREVISAN

## EVOLUZIONE DELLA RETE IDROGRAFICA NELL'APPENNINO CENTRO-SETTENTRIONALE

**RÉSUMÉ:** Le réseau hydrographique d'une partie de l'Apennin septentrional et central est asymétrique: le versant adriatique est caractérisé par des vallées presque rectilignes transversales; le versant tyrrhénien au contraire est riche de segments longitudinaux, dont la plupart constituaient à l'origine des bassins lacustres.

Les rivières du rebord adriatique traversent à angle droit les plis liés aux mouvements compressifs des phases tectoniques plus récentes. Les tracés, avec leur nombreuses gorges recoupant les anticlinaux, sont attribuables à un processus mixte: surimposition au début et antécédence par la suite.

Dans le versant tyrrhénien, le différent type de réseau a été déterminé par des structures de distension (graben), plus rapides et par un général enfoncement isostatique.

Selon le modèle d'évolution tectonique et morphologique proposé, la ligne de partage des eaux aurait suivi, dès le Miocène supérieur, la migration vers NE de la limite entre les structures distensives et compressives.

**ABSTRACT:** The hydrographic net of the Northern and Central Apennines is asymmetric. The Adriatic slope is characterized by parallel transversal valleys; the Tyrrhenian slope by many longitudinal streams cutting flooded lacustrine deposits.

The Adriatic drainage pattern is connected with the fold system of recent compressive tectonics; the rivers cut the anticlines as a consequence of a complex evolution implying both processes of superimposition and antecedence.

In the Tyrrhenian slope, the different drainage pattern has been determined by rapid vertical movements of distensive structures, giving rise to a graben system, and by slower and more extended isostatic readjustments.

The main apenninic divide has followed the northeastwards migration, from the upper Miocene to Present, of the boundary between distensive and compressive structures.

**TERMINI-CHIAVE:** Geomorfologia - rete idrografica - graben - anticlinale - Appennino.

### 1. INTRODUZIONE

L'oggetto di questa indagine è un rinnovato tentativo di dare una spiegazione al carattere particolare della rete idrografica dell'Appennino centro-settentrionale, e più precisamente alla sua evidente asimmetria nei due versanti della catena, come mostra il disegno schematico della fig. 1.

I fiumi del versante tirrenico attraversano spesso larghe distese alluvionali, formate da depositi fluviali sovrapposti a sedimenti lacustri. Pertanto il problema generale dell'evoluzione della rete idrografica comprende anche quello della genesi degli antichi laghi. L'argomento non è nuovo.

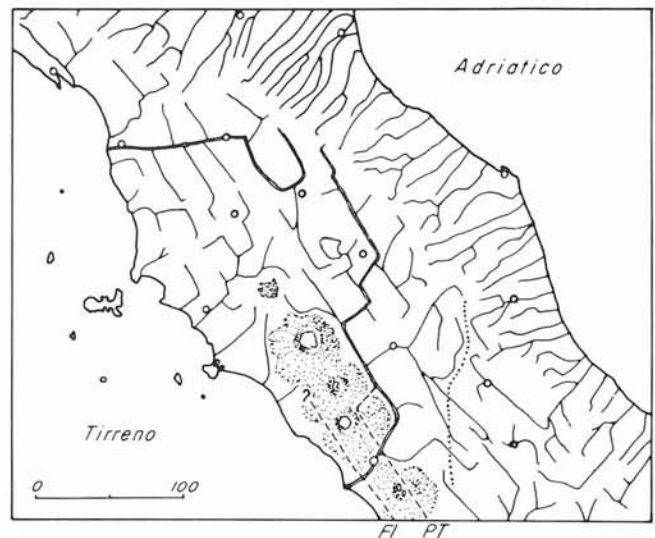


FIG. 1 - Lineamenti della rete idrografica di una parte dell'Appennino. Nel versante tirrenico, più esteso, i tronchi di valli principali longitudinali sono molto sviluppati; nel versante adriatico dominano le valli trasversali. Sono indicati con punteggiatura i vulcani quaternari. Le linee tratteggiate indicano i presunti tracciati del Paleotevere (PT) e del « Fiume degli Ippopotami » (FI), anteriori alle deviazioni prodotte dai vulcani (BLANC, TONGIORGI & TREVISAN, 1953).

Nel 1922 O. MARINELLI scriveva:

« Il versante tirrenico dell'Appennino trae una delle sue principali caratteristiche dalla presenza di grandi bacini intermontani con fondo occupato da pianure alluvionali intatte o in vari stadi di erosione. Tali bacini presentano aspetto tale da suggerire facilmente l'idea che in origine fossero occupati da laghi e questa idea, di derivazione popolare, fu poi raccolta e sviluppata da molti geologi, i quali effettivamente per alcuni di essi poterono trovare prove che vi furono acque stagnanti, nei depositi di ligniti e in resti di piante e di animali acquatici e terrestri. Alcuni di questi bacini,

come per esempio il Valdarno di Sopra, sono celebri appunto per gli ossami di grandi quadrupedi, i quali giovano a dare un'idea dell'età durante la quale le conche si venivano riempiendo, e delle condizioni d'ambiente...

Ma non è da credere che l'età sia perfettamente la stessa per tutti i bacini. Se in certi casi i bacini intermontani furono allora occupati da veri laghi, non pare che ciò sia successo per tutti, e il riempimento si dimostra, in genere, avvenuto più che per mezzo di minuti sedimenti lacustri, per opera dei conoidi ghiaiosi e sabbiosi costruiti dai corsi d'acqua scendenti dalle sponde dei bacini.

Si attribuisce a tali bacini intermontani origine tettonica, non già nel senso di ritenerli conseguenza dello stesso ripiegamento appenninico principale, ma di movimenti posteriori».

I fiumi del versante adriatico tagliano quasi ortogonalmente gli assi delle strutture tettoniche, che, con particolare evidenza nell'Appennino umbro-marchigiano, hanno i lineamenti semplici e ben marcati di un fascio di pieghe. Questo rapporto geometrico così appariscente è stato generalmente interpretato come dovuto a processi di *antecedenza*. Tuttavia O. MARINELLI, quando nel 1926 pose questo problema per l'area della Majella e del Gran Sasso, prospettò la *sovrapposizione* come più probabile dell'antecedenza, perché quest'ultima richiedeva modalità di movimenti tettonici piuttosto complicate e allora non documentabili.

Nell'enunciazione dell'autore, il problema era « *Discordanza tra orografia e idrografia* », dove la discordanza consisteva nel fatto che alcuni dei massicci più elevati (come appunto il Gran Sasso e la Majella) non segnano lo spartiacque dell'Appennino, ma appartengono al versante adriatico. Questa discordanza riguarda l'area abruzzese, dove i movimenti tettonici recenti sono stati sensibilmente diversi che nell'area umbro-marchigiana, che più particolarmente interessa questo studio.

Sul problema dell'asimmetria GIANNINI & PEDRESCHI hanno proposto, nel 1949, una spiegazione introducendo il concetto che le « rughe » appenniniche si sono formate dapprima nel lato interno della catena e poi si sono propagate gradualmente verso l'esterno. Essi hanno attribuito ad antecedente le incisioni attraverso le pieghe del versante adriatico, a sbarramento tettonico i laghi intermontani e i tronchi longitudinali del versante tirrenico. L'andamento a gomiti delle valli tirreniche è il risultato di traccimazioni verso Ovest delle acque dei laghi tettonici.

Alle conclusioni di questi due autori ha opposto qualche critica A. SESTINI (1950), specialmente su questioni particolari di alcuni bacini lacustri villafranchiani. Lo stesso autore ha giustamente riaffermato il concetto, già espresso dal MARINELLI, che le reti idrografiche attuali e i laghi intermontani devono esser posti in relazione con movimenti posteriori al corrugamento principale.

Lo schema generale proposto da GIANNINI & PEDRESCHI è ancora valido per quanto riguarda il concetto per cui occorre tener conto della polarità dal Tirreno all'Adriatico dei movimenti orogenici; ma è necessario sostituire al modello troppo schematico di « rughe » sorte una dopo l'altra, un modello meno generico, che tenga conto dei diversi caratteri e modalità dei movimenti tardivi, quali sono emersi dai più recenti studi in proposito. È questo lo scopo principale di questa nota.

## 2. I MOVIMENTI TETTONICI PIÙ RECENTI

Lo spartiacque dell'Appennino, nel tratto rappresentato nella fig. 1 e nella tav. 1, corrisponde al limite tra due aree di stile tettonico molto diverso: una soggetta attualmente a processi disgiuntivi per distensione della crosta terrestre, l'altra soggetta a movimenti compressivi, come appare dalla fig. 2.

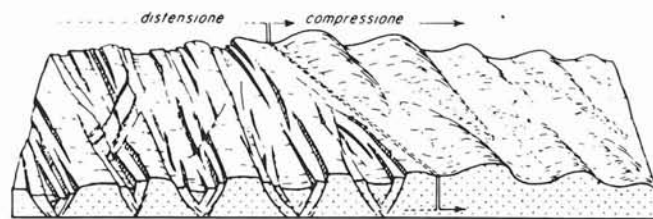


FIG. 2 - Modello schematico per mostrare i due diversi tipi di deformazione tettonica che si sono sviluppati gradualmente dal Miocene superiore a oggi dalla Toscana alle Marche: strutture distensive nel versante tirrenico e strutture compressive nel versante adriatico.

Nel versante tirrenico i movimenti distensivi sono cominciati circa alla fine del Tortoniano e hanno interessato un'area, che in precedenza era stata corrugata da movimenti compressivi con pieghe e falde di ricoprimento. I movimenti distensivi, connessi con un assottigliamento della crosta, sono stati accompagnati da attività magmatica. Le datazioni radiometriche delle rocce magmatiche indicano chiaramente che l'attività è cominciata nel Tirreno e si è estesa gradualmente verso Nord-Est. Quasi 10 milioni d'anni è l'età delle rocce vulcaniche dell'isola di Capraia; le età delle rocce più recenti sono per lo più comprese nell'ultimo milione d'anni (Cimini, Sabatini, Vulcini, Amiata). La migrazione dell'attività magmatica è avvenuta con una velocità di circa 1,5 cm/anno (valore compreso tra un minimo di 1,3 e un massimo di 1,7). Tale dunque è la velocità media con la quale i movimenti distensivi (e le strutture a graben che li caratterizzano) si sono propagati nell'Appennino. La trasgressione del mare pliocenico può esser messa in relazione con l'abbassamento isostatico conseguente all'assottigliamento crustale.

Nel versante adriatico i movimenti compressivi si sono propagati nello stesso intervallo di tempo con uguale polarità. Tutta l'estensione dell'area di recente compressione era occupata dal mare fino a tutto il Serravalliano. Nel corso del Tortoniano è diminuita la profondità e già si formavano dei bassi fondi allungati in direzione appenninica, cioè dorsali di anticlinali, come è testimoniato dalla distribuzione delle facies dei sedimenti marini e dalle grandi variazioni degli spessori (SELLI, 1954). Secondo gli studi del SELLI nel bacino del Metauro, risulta che alcune anticlinali più interne hanno cominciato a emergere probabilmente dal Messiniano e che, attorno alle sommità di alcune anticlinali più accentuate, si notano discordanze databili al Pliocene medio. La generale emersione è avvenuta con la regressione del tardo Pliocene e nel Quaternario. Tutto fa ritenere che mentre nuove pieghe si ag-

giungevano nel lato esterno, le pieghe più interne continuavano ad accentuarsi.

Il tipo di rete idrografica caratterizzato da grande sviluppo di tronchi vallivi longitudinali coincide con l'area delle recenti strutture distensive e con la direzione appenninica dei graben; il tipo di rete con predominanza di valli trasversali coincide con l'area delle recenti strutture compressive a pieghe.

Stabilito questo rapporto, occorre esaminare con quali meccanismi i due tipi di strutture, col loro svolgimento nel tempo, possano aver prodotto i due diversi tipi di reti idrografiche.

Espressione tipica dei movimenti distensivi sono i graben, che possono considerarsi manifestazioni di uno sprofondamento di stile rigido, mentre gli horst interposti sono da ritenersi strutture residue e in certo senso passive. Si ammette, secondo certi modelli, che gli orli dei graben possano in qualche misura sollevarsi per ristabilire l'equilibrio isostatico turbato, ma si può assumere che il dislivello tra i cigli e il fondo di un graben sia dovuto in grande prevalenza ad abbassamento. Questo dislivello, che nei graben della Toscana arriva in qualche caso all'ordine di grandezza di 2 km, si può ritenere ottenuto con un certo

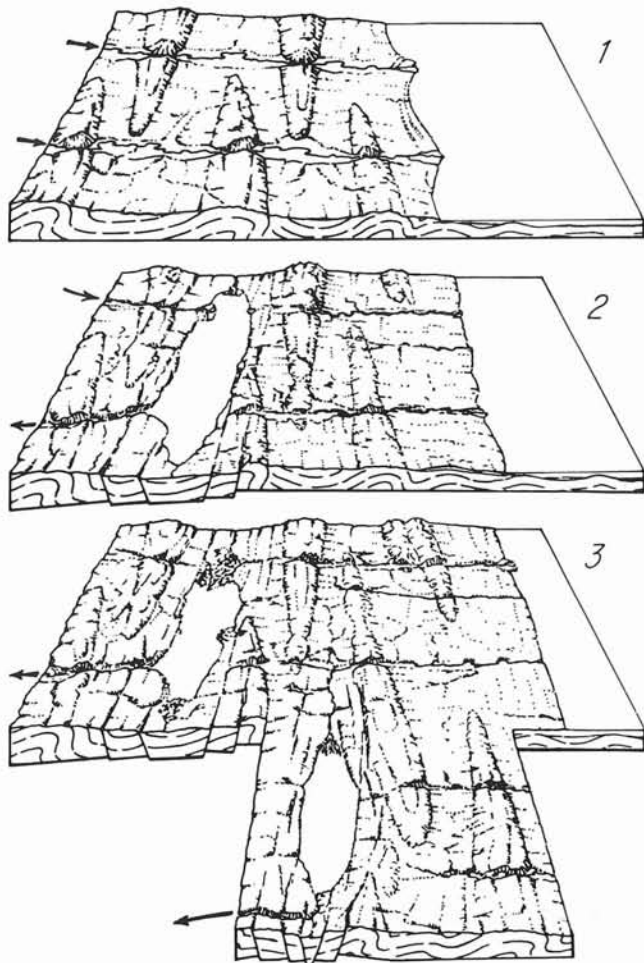


FIG. 3 - Modello in tre tempi per mostrare come si sono formati i laghi nelle depressioni dei graben.

numero di scatti corrispondenti alla formazione delle faglie e a successive riprese di movimento delle faglie stesse. Lo sbarramento dei fiumi può quindi dipendere, in qualche misura, oltre che dalla velocità media della deformazione a graben, anche dal fatto che essa, almeno nei primi tempi, si svolge a scatti. Alcuni graben hanno dato origine a laghi, le cui acque si sono riversate verso il Tirreno, secondo i modelli della fig. 3.

Nel versante adriatico invece le anticlinali, espressione tipica delle strutture compressive di stile plastico, non hanno opposto al deflusso delle acque ostacoli tali da produrre cambiamenti importanti nel tracciato. Si è parlato di precedenza, ma non si può far riferimento a un modello semplice come quello della fig. 4.

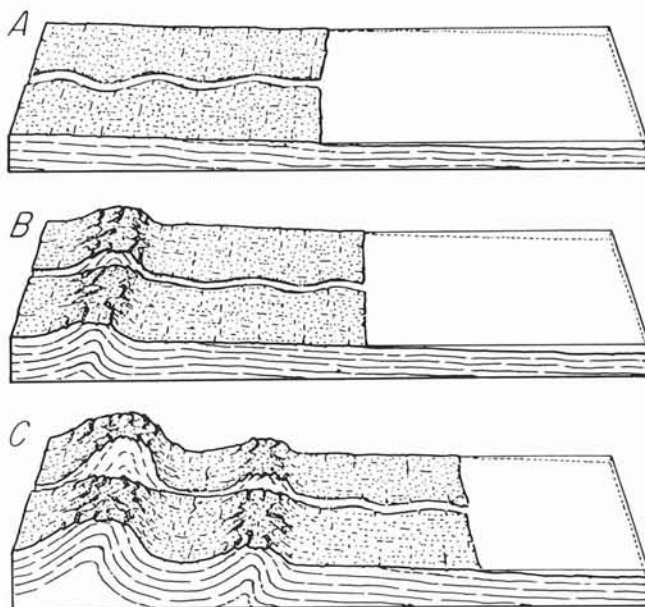


FIG. 4 - Modello di precedenza semplice, nel caso di pieghe che sorgono una dopo l'altra in territorio emerso e solcato da un fiume. Questo modello non è applicabile ai fiumi del versante adriatico.

Infatti le pieghe dell'Appennino umbro-marchigiano sono sorte gradualmente nel tempo da SW a NE, ma come pieghe sottomarine, prima dell'emersione, come risulta dal citato lavoro di SELLI (1954). Al momento dell'emersione le pieghe dovevano essere almeno in gran parte sepolte dai sedimenti che andavano accumulandosi rapidamente nelle depressioni situate tra la costa di allora e i bassi fondi creati dalle pieghe. Questo meccanismo è illustrato dalla fig. 5.

Tale modello di evoluzione morfologica esprime un meccanismo che in un primo tempo rientra nel concetto della sovrimposizione, e successivamente in quello dell'antecedenza. L'antecedenza va intesa nel senso che, dopo l'erosione dei depositi piatti più recenti, le pieghe continuano per molto tempo ad accentuarsi, con un movimento così lento da non sbarrare i fiumi principali.

Tuttavia l'accentuarsi nel tempo delle pieghe, se non era così rapido da creare contropendenze e quindi laghi, era sufficiente per attenuare la pendenza degli alvei a



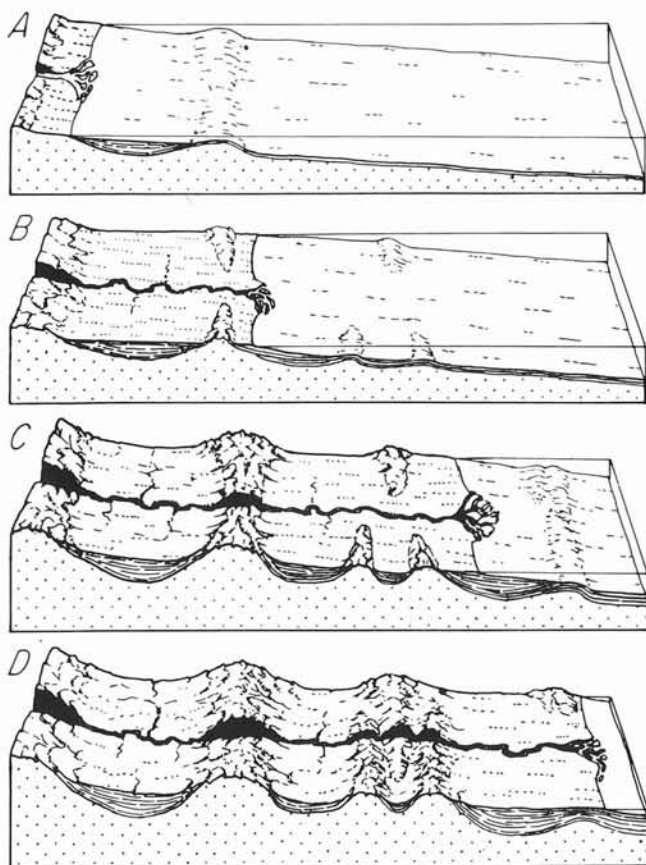


FIG. 5 - Modello di processo misto di sovrimposizione seguita da precedenza. In A una piega che comincia a formarsi crea una barra sul fondo marino; la depressione tra la barra e la costa si colma rapidamente di sedimenti, per lo più di tipo molassico. In B la primitiva depressione, con graduale sollevamento, emerge come superficie piatta inclinata verso l'Adriatico, mentre nuove pieghe continuano a ondulare il fondo marino. In C e D il processo continua a propagarsi estendendo le terre emerse, mentre l'accentuarsi delle pieghe precedenti e un generale sollevamento porta all'approfondimento delle gole che tagliano le anticlinali.

monte delle gole, provocando così vasti depositi alluvionali, che oggi appaiono incisi e terrazzati.

Per una rapida immagine visiva di quanto sia diffuso nel versante adriatico il taglio delle anticlinali, può servire la fig. 6.

### 3. MIGRAZIONE DELLO SPARTIACQUE

Attualmente lo spartiacque appenninico coincide col limite tra le strutture distensive e quelle compressive. Per spiegare questa coincidenza è necessario tentare di ricostruire situazioni precedenti, tenendo conto che le strutture distensive si sono propagate, nel corso degli ultimi 10 milioni d'anni, dal lato tirrenico al lato adriatico. Se immaginiamo che tale coincidenza si sia verificata anche in passato, l'evoluzione della rete idrografica può essere espressa dal modello della fig. 7.

La situazione iniziale A del modello proposto è forzatamente molto schematica, per mancanza di documenti

sufficienti. A questo proposito però, in appoggio all'idea di lunghi corsi d'acqua fluenti verso Est, è molto significativa la presenza di ciottoli di eurite e di porfido granitico, di sicura provenienza dall'isola d'Elba, nei conglomerati di età attorno al limite Miocene-Pliocene in vari luoghi della Toscana marittima, come l'alta val di Cècina, le valli della Cornia, del Merse e dell'Ombrone grossetano.

Secondo il modello, un graben, formandosi, opera una specie di cattura dei fiumi, creando un nuovo spartiacque sul rilievo immediatamente adiacente a Est. La situazione attuale conferma questa ipotesi; situazioni un po' diverse possono verificarsi dopo un certo tempo per locali erosioni regressive rapide e catture. Vari esempi sono stati illustrati da GHELARDONI (1962) e anche da SELLI nella zona di Gubbio.

Rimane da spiegare perché i laghi intermontani abbiano i loro emissari tributari del Tirreno. Tralasciando l'analisi di ogni singolo caso, che implicherebbe la ricostruzione particolareggiata dell'andamento della superficie topografica al tempo della formazione dei graben, si può tentare una spiegazione generale pensando che il fianco occidentale di un graben, al tempo in cui comincia a formarsi, appartiene a un'area di abbassamento isostatico più grande che nel lato opposto, confinante con un'area non ancora soggetta a distensione. In altre parole la formazione di un graben in un sistema che si accresce da Ovest a Est si accompagna a una flessura generale con immersione verso Ovest, e di conseguenza il ciglio occidentale risulta più basso di quello opposto.

Tale flessura può anche spiegare l'asimmetria che i depositi di riempimento dei laghi mostrano in questo senso specialmente nei bacini più esterni, come quelli della Garfagnana, del Mugello, del Casentino, di Costacciaro. Il problema dell'asimmetria dei depositi è però complicato, perché, oltre ai fattori tettonici, si deve considerare il diverso apporto di sedimenti dai due versanti e le incertezze che possono sorgere quando si cerca di distinguere, nei depositi lacustri e alluvionali non orizzontali, la originaria clinostratificazione da un'inclinazione eventualmente acquisita per movimenti tettonici posteriori.

### 4. POSIZIONE DELLA LINEA DEI MASSIMI RILIEVI

Se riuniamo con una linea le sommità dei massimi rilievi, vediamo che essa è spesso situata un po' a est dello spartiacque principale e coincide con la culminazione della prima anticlinale posta a oriente dell'area raggiunta dalle strutture distensive. Questa posizione si può spiegare con un processo come quello schematizzato nella fig. 8, pensando che l'anticlinale, al momento della formazione del graben, era già incisa a forra per il meccanismo dell'antecedenza.

Dopo un certo tempo, l'erosione regressiva che agisce sul versante orientale del graben può far migrare lo spartiacque verso Est, tanto più rapidamente quanto più è ripido il fianco del graben. Così si possono spiegare i casi in cui lo spartiacque appenninico e la linea dei massimi rilievi sono pressoché coincidenti.

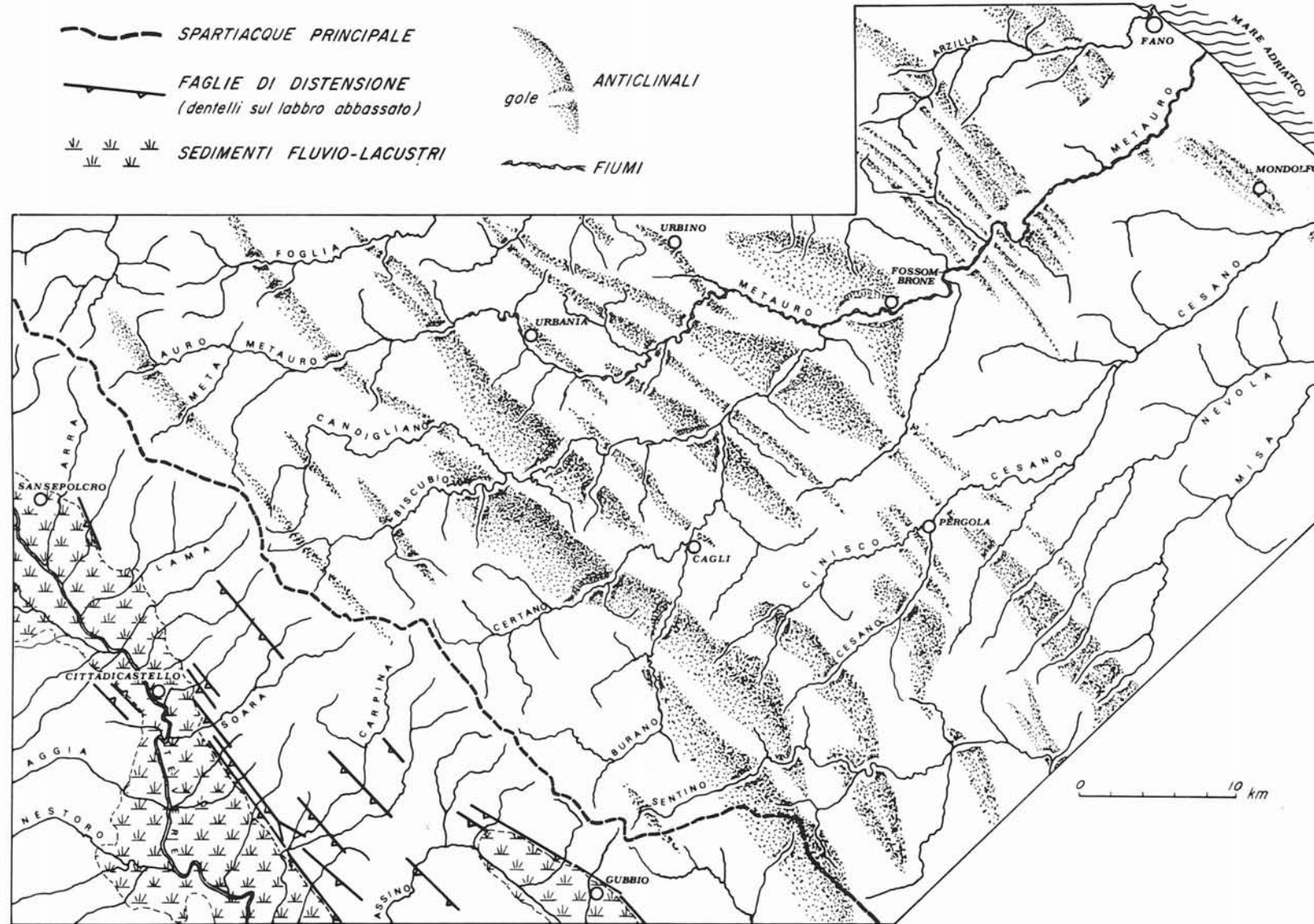


FIG. 6 - Schizzo della rete fluviale in rapporto alle strutture tettoniche e per mostrare l'aspetto delle pieghe, con frequenti ondulazioni assiali.

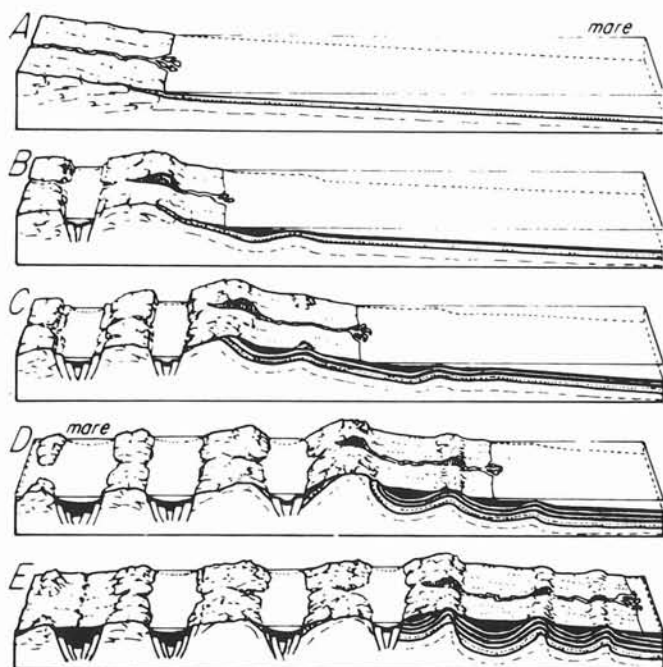


FIG. 7 - Migrazione dello spartiacque appenninico, con uno scatto ad ogni formazione di un nuovo graben. L'adriatico regredisce con l'estendersi delle strutture a pieghe e con i forti accumuli di sedimenti detritici. In D (Pliocene medio) il Mare Tirreno è avanzato sulle terre emerse lasciando come isole i rilievi maggiori. In E, con la regressione tardo-pliocenica, si forma una nuova rete idrografica sui depositi marini appena emersi sul lato tirrenico.

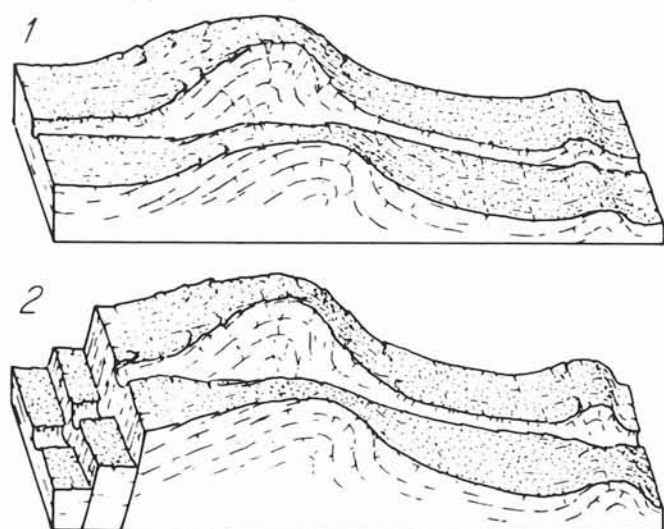


FIG. 8 - Modello in due tempi per mostrare come, con l'infossamento di un graben, si viene a formare uno spartiacque vicino alla faglia situata più a valle, ma non in coincidenza con la linea dei massimi rilievi.

## 5. I TRATTI TRASVERSALI DEI FIUMI TIRRENICI

Secondo il modello proposto per spiegare i lineamenti maggiori dell'evoluzione della rete idrografica, con la migrazione verso Est dello spartiacque le strutture distensive hanno sottratto progressivamente ai fiumi in origine fluenti verso l'Adriatico le parti più a monte dei loro corsi.

Alcuni di questi solchi vallivi così sottratti all'Adriatico possono essere diventati le vie successivamente percorse in senso opposto come emissari dei laghi tettonici. Tra queste vie si possono considerare i tratti trasversali che, come nel caso più appariscente del Tevere, collegano a gomito i bacini villafranchiani più orientali con quelli adiacenti a occidente, oppure le cascate dell'Aniene a Tivoli e del Velino alle Marmore.

Naturalmente l'identificazione degli antichi solchi è problematica; è facile proporre l'ipotesi che questo o quel tratto trasversale appartenesse alla rete miocenica, ma è difficile documentare tale affermazione. Le difficoltà dipendono in primo luogo dalla impossibilità di ricostruire le forme precedenti alla fase tettonica distensiva; inoltre, nella complicata storia geologica e morfologica del versante tirrenico, bisogna tener conto della trasgressione del mare pliocenico. La massima estensione raggiunta è ricostruita nella tav. 1: il mare ha invaso il fondo dei graben più occidentali fino a lambire il M. Albano, i Monti del Chianti, il M. Peglia, i Monti Sabini e i Prenestini, penetrando attraverso depressioni trasversali essenzialmente di natura tettonica, ma certamente modellate in qualche misura dai fiumi. Le aree più elevate rimasero emerse come isole.

Con la regressione testimoniata dalle classiche « sabbie gialle » la rete di depressioni invasa dal mare pliocenico riemerse in forma di superficie pianeggiante (con varie deboli inclinazioni) creata dai sedimenti argillosi e sabbiosi depositi durante il Pliocene. Su questa nuova superficie si stabilì, nei suoi lineamenti principali, la rete idrografica attuale; rimase sepolta la superficie precedente col tracciato delle valli antiche, comprese le eventuali testimonianze di fiumi provenienti da Ovest.

I fiumi Cècina, Cornia e Ombrone non hanno origine dal crinale appenninico; il loro tracciato è legato alle depressioni riempite di sedimenti pliocenici. Questi fiumi attraversano per qualche tratto rocce più antiche incise a gola, e il fatto si può attribuire a sovrimposizione, perché le gole si trovano in aree che erano state ricoperte da sedimenti pliocenici (per il Cècina si veda LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1976).

Il tracciato del Tevere è stato modificato nel corso del Quaternario dai tre apparati vulcanici a nord di Roma.

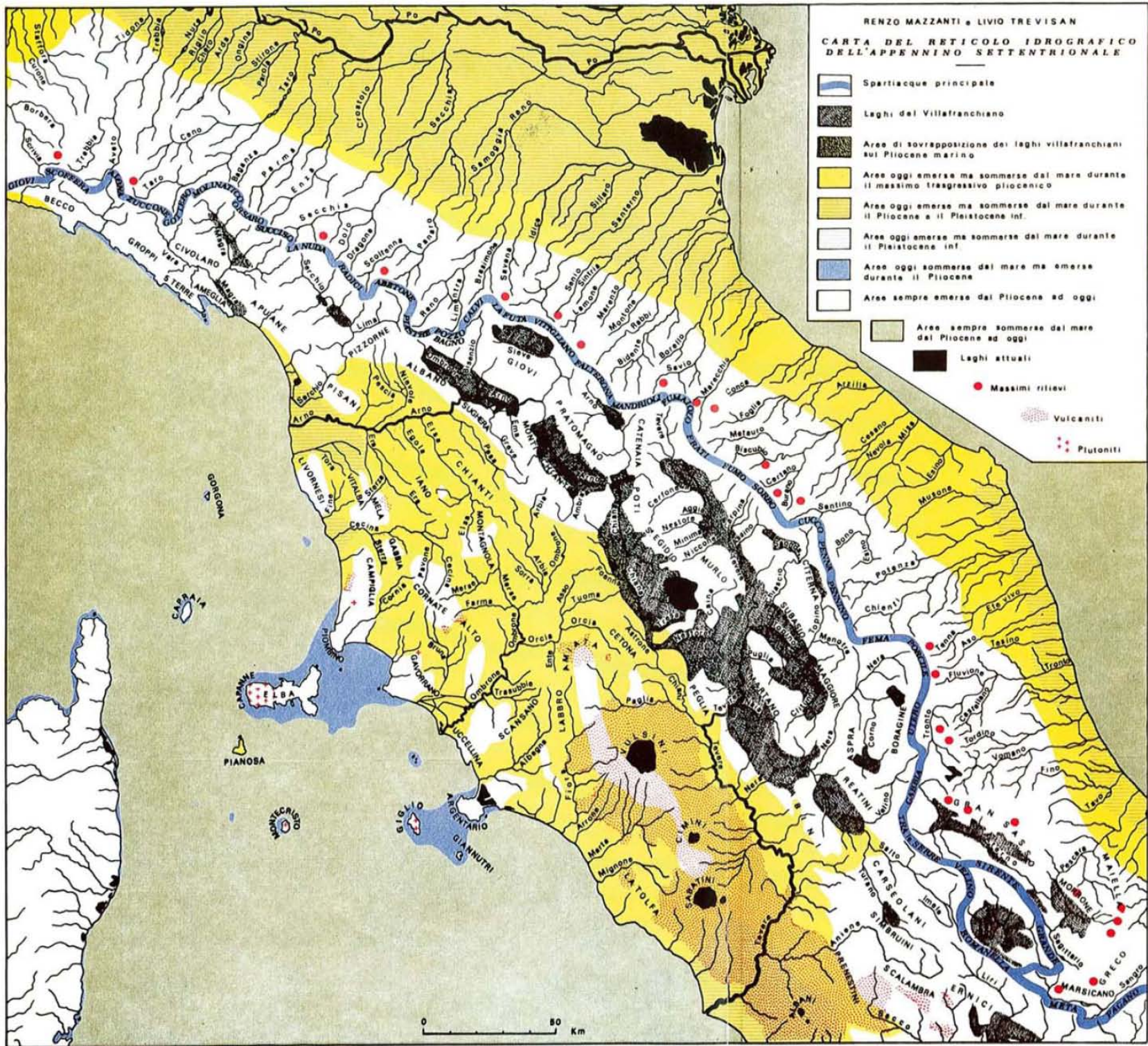
Se non è facile riconoscere quale influenza le valli inizialmente percorse in senso opposto abbiano avuto nei tratti trasversali dei fiumi tirrenici, altrettanto è difficile darne una spiegazione diversa, ricorrendo a particolari movimenti o strutture tettoniche. È nota la presenza di faglie e di altre strutture con assi trasversali rispetto alla generale « direzione appenninica », ma su questo argomento le conoscenze sono ancora poco chiare e le opinioni discordanti.

## 6. I TRATTI LONGITUDINALI DEL VERSANTE ADRIATICO

Il modello di evoluzione che abbiamo proposto intende spiegare l'andamento generale della rete idrografica nell'area considerata, senza entrare nei particolari dei minori affluenti, che richiederebbe un'analisi di altri fattori e di



RENZO MAZZANTI e LIVIO TREVISAN  
**CARTA DEL RETICOLO IDROGRAFICO  
 DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE**





circostanze locali. Naturalmente la validità del modello è limitata all'area nella quale si avverano i presupposti delle ipotesi prospettate, cioè dove i processi tettonici si sono svolti nel modo descritto.

Negli Abruzzi alcuni fiumi, a cominciare dal Tronto e procedendo verso Sud, hanno alcuni tratti longitudinali di una certa entità, tanto da far pensare a qualche eccezione alla regola enunciata. Il caso più vistoso è quello dell'Aterno, che scorre in una depressione tettonica distensiva, in direzione longitudinale, e dove si riconoscono i laghi interrati di Aquila, di Barisciano e di Castelvecchio. Il fiume, dopo aver attraversato la gola di Pòpoli, assume il nome di Pescara, diventa trasversale e sbocca nell'Adriatico. In questa zona O. MARINELLI (1926), come accennato, aveva osservato che i maggiori rilievi, Gran Sasso e Majella, non segnano lo spartiacque appenninico, ma appartengono per intero al versante adriatico.

Sta di fatto che in questa regione le deformazioni tettoniche recenti hanno avuto modalità e stile diversi da quelli delle aree adiacenti a Ovest. Non più le pieghe dell'Appennino umbro-marchigiano, ma un reticolato molto complesso di faglie, in relazione col comportamento rigido della piattaforma carbonatica abruzzese. Il limite tra le due aree strutturalmente diverse è indicato con una linea punteggiata nella fig. 1. Non si tratta dunque di eccezioni alla regola: nell'area abruzzese sono ugualmente avvenuti processi di sovrapposizione e precedenza, ma si sono inseriti in un quadro strutturale sensibilmente diverso. L'evoluzione morfologica degli Abruzzi esorbita dallo scopo di questa nota, tanto più che l'argomento è stato trattato ampiamente e con ricca documentazione da J. DEMANGEOT, in un articolo e in una grossa monografia, entrambi pubblicati nel 1965. L'autore mette in evidenza la grande entità dei movimenti recenti, in particolare quaternari e l'importanza delle faglie sull'evoluzione delle forme. Esamina anche gli effetti del carsismo, che ha grande sviluppo nella potente successione calcarea tipica degli Abruzzi.

Anche negli studi di DEMANGEOT riappare il problema dell'interesse che hanno per la rete idrografica le strutture tettoniche con assi trasversali alla direzione appenninica, e le difficoltà che si presentano quando si voglia ricostruirle e valutarle.

La complessità delle vicende morfologiche degli Abruzzi non consentono un rapido esame comparativo con quelle umbro-marchigiane. Ci limitiamo qui a ricordare che il DEMANGEOT ha trattato ampiamente i problemi del bacino Aterno-Pescara e della gola di Pòpoli, mettendone in rilievo il carattere di caso diverso rispetto alle aree vicine e l'importanza determinante che le forme prequaternarie e in particolare la faglia del Morrone hanno avuto nel processo che ha formato la gola di Pòpoli.

## 7. CONSIDERAZIONI D'INSIEME

Su quanto è stato esposto si possono svolgere alcune considerazioni di carattere generale.

I movimenti distensivi della crosta terrestre, espressi dalle tipiche strutture a graben, sono avvenuti con una velocità media tale da sbarrare i maggiori corsi d'acqua

in origine fluenti verso l'Adriatico, creando bacini lacustri.

I movimenti compressivi, espressi da strutture a pieghe, si sono svolti con una velocità di sollevamento così piccola da non influire sensibilmente sui tracciati dei fiumi.

Le gole che tagliano le anticlinali umbro-marchigiane sono dovute a un meccanismo misto, che in una prima fase rientra negli schemi della sovrapposizione e successivamente in quelli dell'antecedenza.

In una prima approssimazione si può argomentare che le pieghe si formano più lentamente dei graben. Questa proposizione, tratta dall'esempio dell'area considerata, forse può essere valida anche per altri luoghi e meriterebbe di essere controllata altrove per sapere se e in quale misura possa considerarsi un principio generale. In termini più precisi si tratta di confrontare la velocità, con cui si forma il dislivello tra linee di cresta delle anticlinali e il fondo delle sinclinali adiacenti, con la velocità con cui si forma il dislivello tra cigli e fondo di un graben. Ma per valutare l'influenza dei movimenti tettonici sui tracciati dei fiumi occorre considerare non soltanto i singoli movimenti relativi, ma anche i movimenti d'insieme d'un'area più vasta. È noto che, per il principio dell'isostasi, un sistema di pieghe (che implica compressione e ispessimento della crosta) si accompagna a un sollevamento generale dell'area interessata; un sistema di graben (che implica distensione e assottigliamento della crosta) si accompagna a un generale abbassamento. Infatti la Moho, nell'area interessata, ha profondità superiore alla media nel versante adriatico (45-50 km) e inferiore alla media nel versante tirrenico (circa 20 km). Al limite tra i due tipi di strutture corrisponde una marcata flessura che raccorda la parte ispessita con la parte assottigliata della crosta (ELTER, GIGLIA, TONGIORGI & TREVISAN, 1975). Risulta quindi ragionevole pensare che la situazione attuale, caratterizzata dalla coincidenza dello spartiacque appenninico col limite tra i due tipi opposti di strutture, si sia verificata anche in passato: lo spartiacque avrebbe pertanto compiuto una migrazione di pari passo col fronte avanzante verso l'Adriatico delle strutture distensive. L'abbassamento isostatico progressivo del versante tirrenico può spiegare il fatto che i laghi abbiano avuto gli emissari tributari del Tirreno.

Nel versante tirrenico un generale continuo abbassamento dal Miocene superiore in poi non si è verificato dovunque, ma sono noti sollevamenti in aree particolari e in tempi diversi. Questi sollevamenti non sono in contrasto con l'assottigliamento della crosta, ma, almeno in gran parte, si possono attribuire a fenomeni magmatici connessi con la distensione.

Le isole dell'arcipelago toscano come l'Elba, il Giglio, Montecristo, si possono interpretare come residui di aree sollevate al tempo dell'ascesa dei plutoni granodioritici e granitici, tra 9 e 5 milioni d'anni fa, e poi di nuovo abbassate. Nella Toscana continentale si possono mettere in rapporto coi focolai magmatici pliocenici e quaternari le aree del Volterrano e di Roccastrada, dove i sedimenti del fronte della trasgressione pliocenica si trovano ad altitudini intorno a 500 m, e l'area del Monte Amiata, dove i depositi litorali pliocenici si trovano a quote anche un po' superiori a 900 metri.



OPERE CONSULTATE

- ALVAREZ W. (1973) - *Ancient course of the Tiber River near Rome: An introduction to the middle Pleistocene volcanic Stratigraphy of Central Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., 84.
- BALDI P., DECANDIA F. A., LAZZAROTTO A. & CALAMAI A. (1974) - *Studio geologico del substrato della copertura vulcanica laziale nella zona dei laghi di Bolsena, Vico e Bracciano*. Mem. Soc. Geol. It., 13.
- BARTOLINI C. & BORTOLOTTI V. (1971) - *Studi di Geomorfologia e Neotettonica I - I depositi continentali dell'alta Garfagnana in relazione alla tettonica plio-pleistocenica*. Mem. Soc. Geol. It., 10.
- BLANC A. C., TONGIORGI E. & TREVISAN L. (1953) - *Le Pliocène et le Quaternaire aux alentours de Rome*. Livre-guide IV Congr. Int. INQUA.
- CALISTRI M. (1974) - *Studi di Geomorfologia e Neotettonica II - Il Pliocene fluvio-lacustre della Conca di Barga*. Mem. Soc. Geol. It., 13.
- CANUTI P., PRANZINI G. & SESTINI G. (1966) - *Provenienza e ambiente di sedimentazione dei ciottolami del Pliocene di San Casciano (Firenze)*. Mem. Soc. Geol. It., 5.
- CAPECCHI F., GUAZZONE G. & PRANZINI G. (1976) - *Il bacino lacustre di Firenze-Prato-Pistoia. Geologia del sottosuolo e ricostruzione evolutiva*. Boll. Soc. Geol. It., 94 (4).
- CARLONI G. C., COLANTONI P., CREMONINI G., D'ONOFRIO S. & SELLI R. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100 000, Fogli 109-110-117: Pesaro-Senigallia-Jesi*. Serv. Geol. It.
- CARLONI G. C., FRANCAVILLA F. & TONI G. (1975) - *Considerazioni geomorfologiche sui terrazzi fluviali dell'Aso e del Tenna (Marche meridionali)*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 11.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & TREVISAN L. (in corso di stampa) - *Sur la vitesse de migration de quelques phénomènes orogéniques dans l'Apennin du Nord*. Colloque scientifique en hommage au prof. J. GOGUEL.
- CATTUTO C. (1977) - *Correlazione tra piani carsici ipogei e terrazzi fluviali nella Valle del Fiume Esino (Marche)*. Boll. Soc. Geol. It., 95 (1-2), 1976.
- CRESCENTI U. (1972) - *Sulla deviazione dei fiumi marchigiani*. Geol. Appl. e Idrog., 7.
- DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*. Mémoires et Documents, C.N.R.S.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to Present) evolution of the Northern Apennines*. Boll. Geof. Teor. Appl., Trieste, 17.
- FEDERICI P. R. (1973) - *La tettonica recente dell'Appennino: 1 - Il bacino villafranchiano di Sarzana e il suo significato nel quadro dei movimenti distensivi a Nord-Ovest delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., 92.
- GALLIGANI U. (1971) - *Paleosuoli e terrazzi fluviali in Casentino*. Mem. Soc. Geol. It., 10.
- GHELARDONI R. (1958) - *Spostamento dello spartiacque dell'Appennino Settentrionale in conseguenza di catture idrografiche*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., ser. A, 65.
- GHELARDONI R. (1962) - *Evoluzione e spostamento dello spartiacque appenninico tra il Monte Fumaiolo e Gualdo Tadino*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., ser. A, 68.
- GIANNINI E. & PEDRESCHI L. (1959) - *Considerazioni sullo sviluppo dell'idrografia in relazione alle più recenti teorie sull'orogenesi appenninica*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., ser. A, 56.
- GONSALVI L. & PAPANI G. (1969) - *Alcune idee sull'evoluzione orografica dell'Appennino Settentrionale*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 5 (1).
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1978) - *Geologia dell'alta Val di Cècina*. Boll. Soc. Geol. It., 95 (6), 1976.
- LIPPARINI T. (1938) - *I terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol. ser. 2, 13.
- MANCINI F. & ROMAGNOLI L. (1966) - *Primo contributo alla Geomorfologia ed alla Paleopedologia del Valdarno superiore*. Boll. Soc. Geol. It., 84 (7), 1965.
- MARINELLI O. (1922) - *Atlante dei tipi geografici. Annotazioni alla tav. 29 (Bacini intermontani dell'Appennino)*. Firenze IGM.
- MARINELLI O. (1926) - *La maggiore discordanza fra orografia ed idrografia nell'Appennino*. Riv. Geogr. It., 33 (1-2).
- MERLA G. (1938) - *Il Tevere - Monografia idrologica*. Servizio Idrografico, pubbl. 22.
- SANESI G. (1965) - *Geologia e morfologia dell'antico bacino lacustre del Mugello-Firenze*. Boll. Soc. Geol. It., 84 (3).
- SELLI R. (1954) - *Il bacino del Metauro*. Giorn. Geol., ser. 2, 24, 1952.
- SESTINI A. (1933) - *Lo sviluppo della rete idrografica nell'Antiappennino Toscano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 42.
- SESTINI A. (1940) - *Osservazioni geomorfologiche sull'Appennino Tosco-emiliano tra il Reno e il Bisenzio*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 48.
- SESTINI A. (1950) - *Sull'origine della rete idrografica e dei bacini intermontani nell'Appennino centro-settentrionale*. Riv. Geogr. It., 57 (4).
- TONIOLO A. R. (1915) - *Il Valdarno superiore secondo le vedute del DAVIS (nota critica)*. Riv. Geogr. It., 22 (7).
- VERRI A. & PARONA C. F. (1882) - *Studi geologici sulle conche di Terni e di Rieti*. Atti R. Acc. Lincei, ser. 3, 7 (2).
- VERRI A. (1918) - *L'altopiano di Città della Pieve*. Boll. Soc. Geol. It., 37.