

L'origine delle catene montose

P. Casati* e F. Forcella**

al Prof. Ardito Desio

Chi ama la montagna si sarà trovato più d'una volta a osservare attentamente su un atlante le catene montuose della Terra. Avrà notato come esse appaiono in fasce relativamente strette e allungate secondo certe direzioni e avrà certamente cullato il sogno di potere un giorno visitare qualche altra catena oltre a quella nella quale, per ragioni di vicinanza, svolge la sua abituale attività alpinistica o escursionistica. Negli anni più recenti questo sogno un tempo proibito, è diventato realtà per tanti, favorito dalla comodità dei viaggi sia intercontinentali che di avvicinamento e anche dalla crescente disponibilità finanziaria delle singole persone.

Andare a visitare una catena montuosa lontana, se ci si accontenta del minimo indispensabile, si è dotati di grande entusiasmo e ci si avvale di una buona organizzazione, è un «lusso» che molti si possono concedere. La varietà e la bellezza dei paesaggi e degli aspetti naturalistici, il contatto con popolazioni e gruppi etnici tanto diversi per cultura e tradizione, sono altrettanti motivi che spingono a intraprendere viaggi individuali o in comitiva, proposti da allettanti programmi di trekking e di spedizioni alpinistiche. Per chi poi non ha la fortuna o la possibilità di affrontare queste avventure, vi è sempre qualcuno che, al ritorno da un viaggio, viene a raccontare la sua esperienza, documentata con splendide immagini fotografiche.

Lo scopo di questo articolo è quello di prendere in esame uno degli aspetti naturalistici delle catene montuose della Terra, cioè quello relativo alla loro genesi, esponendo le idee avanzate in proposito dai diversi studiosi. È a partire dalla metà del secolo scorso che i geologi hanno cominciato a studiare a fondo le catene montuose. Alcune di queste, come le Alpi, vantano una grande quantità di studi; altre, come l'Himalaya, sono state prese in esame solo negli ultimi trent'anni. È infatti solo dal 1950 che sono state aperte le frontiere del Nepal, il paese che vanta ben 10 dei 14 «ottomila» della Terra. Gli studiosi si sono spesso aggregati alle spedizioni alpinistiche che si andavano moltiplicando o hanno anche promosso spedizioni e si sono messi alla loro guida. Basti ricordare il geologo Ardito Desio, cui è dedicato questo articolo, che diresse la spedizione italiana che nel 1954 vinse il K2 in Karakorum. La Cina e il Bhutan, altri due paesi aventi entro i loro confini importanti settori della catena himalayana, hanno aperto le loro frontiere solo in questi ultimissimi anni e, pur tra grandi difficoltà, costi molto elevati e spesso proibitivi, è possibile ora accedere a quelle lontane regioni. È anche per questi motivi che, pur essendosi fatti molti passi avanti, rimangono ancora da studiare parecchie regioni montuose della Terra. Inoltre vicende belliche in atto in questi anni, hanno costretto a interrompere gli studi in corso in Iran e in Afghanistan, paesi in cui vi sono importanti catene montuose: i Monti Zagros e Alborz (o Elburz) nel primo e l'Hindukush occidentale nel secondo di questi due Stati.

Catene di montagne si sono formate in ogni era della storia della Terra. Le più antiche sono le catene precambriane, originatesi anteriormente a 570 milioni di anni fa; l'erosione ha avuto tutto il tempo di lavorare su di esse, ed

ora sono ridotte a rilievi poco accentuati, facenti parte degli scudi continentali. Nel Paleozoico vi furono importanti corrugamenti; il più antico, tra 570 e 370 milioni di anni, comprendente quindi il Cambriano, Siluriano, Ordoviciano e Devoniano, è denominato orogenesi caledoniana. Il più recente, da 370 a 230 milioni di anni, comprendente il Carbonifero e il Permiano, è detto orogenesi ercinica. Infine l'ultimo grande ciclo di formazione di catene montuose, l'orogenesi alpina (o alpidica), ebbe inizio attorno a 100 milioni di anni fa, verso la metà del Cretaceo, ma in alcune aree, come nelle Ande, il momento d'inizio è anteriore a quella data.

Procedere a una rassegna sistematica e dettagliata delle catene montuose e delle loro caratteristiche, sarebbe impossibile nello spazio di questo articolo: ci limiteremo pertanto all'esame di alcune delle catene di corrugamento più recente. Queste sono infatti le meglio conservate in quanto meno smantellate dall'erosione e pertanto hanno le quote più elevate. Essendo poi le più giovani, risulta più facile tentare di ricostruire i meccanismi che le hanno generate. Ci limiteremo quindi all'analisi delle catene circummediterranee (con particolare riguardo alle Alpi e agli Appennini), della catena himalayana e di quella andina.

LE CATENE CIRCUMMEDITERRANEE

Le terre emerse situate al margine meridionale del continente europeo che si affacciano sul Mediterraneo sono sede di numerose catene montuose il cui corrugamento è inquadriabile nel ciclo alpidico, il più recente tra i cicli tetto-genetici che hanno portato alla formazione di catene montuose.

Una rassegna geografica, fatta partendo dallo stretto di Gibilterra, ci presenta (fig. 1): la *catena betica* all'estrema propaggine meridionale della penisola iberica; verso ovest essa prosegue nelle isole Baleari. Nella zona dello stretto la catena montuosa prosegue lungo il margine nord-occidentale del continente africano con la catena del *Rif* e quella dell'*Atlante Telliano*; esse costituiscono l'unico esempio di corrugamento d'età alpina situato sul margine dell'attuale continente africano. Le catene betica e rifana delimitano in pianta uno stretto arco la cui concavità racchiude il mare di Alboran, il bacino più occidentale del Mediterraneo.

Al margine nord-est della penisola iberica si trova la catena del *Pirenei* con andamento piuttosto rettilineo in senso WNW-ESE; essa si prolunga nei rilievi provenzali posti nel sud della Francia. Più ad est le *Alpi* descrivono un ampio arco di cerchio, con la concavità rivolta a meridione e che racchiude nel suo interno la pianura padana. Esse si saldano verso sud con la catena appenninica e si prolungano ad est con i Carpazi (verso NE) e con le Dinaridi (verso SE).

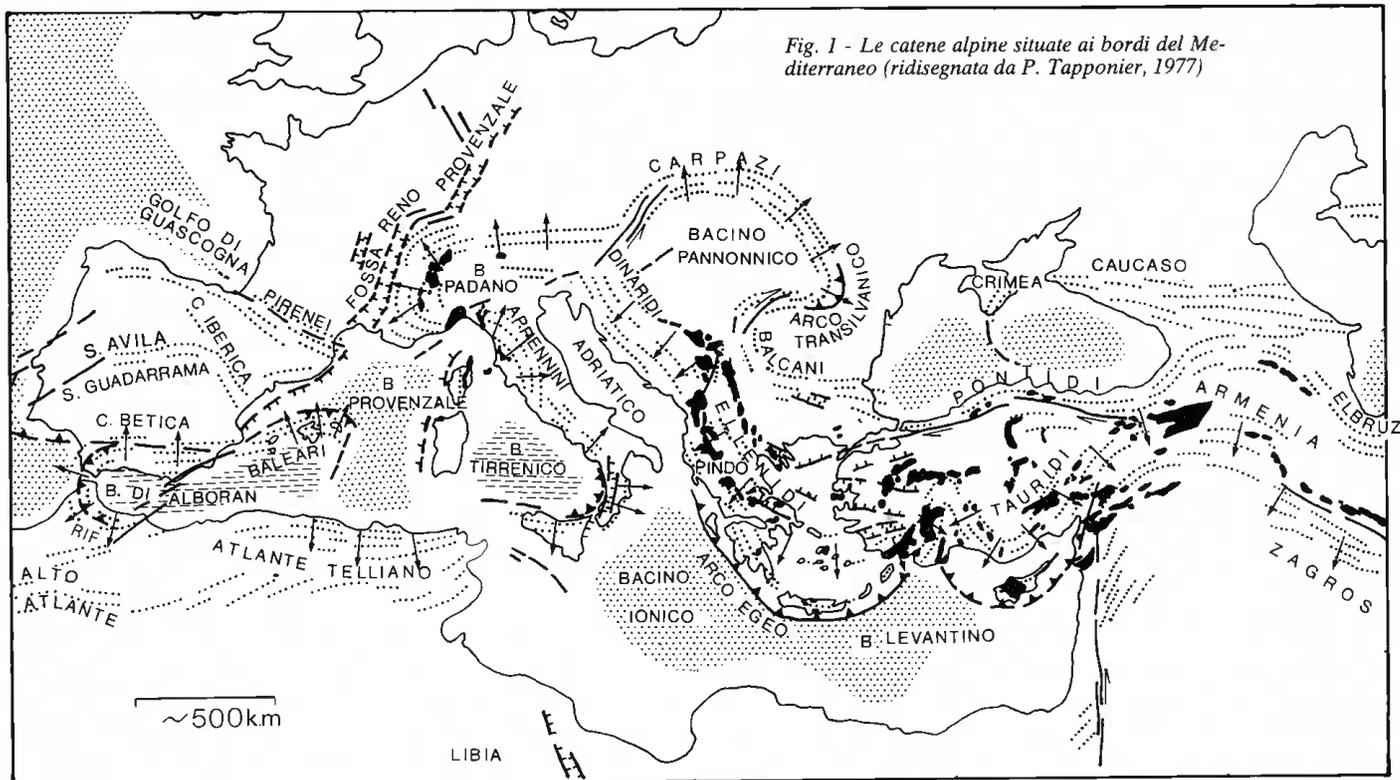
Gli *Appennini* formano anch'essi una catena dall'andamento piuttosto curvilineo che, attraverso l'arco calabro e i monti Peloritani, si torce in direzione della già citata catena telliana. Anche in questo caso le concavità delimitate dalle arcuature contengono zone depresse date dai profondi bacini del basso Tirreno.

I *Carpazi* formano un ampio arco concavo verso SW, ove si trova la pianura panonica; nella zona delle Porte di Ferro la catena montuosa assume il nome di *Balcani* delineando una concavità contraria alla precedente, rivolta

* Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano.

** Centro di Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali (C.N.R.) - Milano.

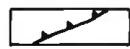
Fig. 1 - Le catene alpine situate ai bordi del Mediterraneo (ridisegnata da P. Tapponnier, 1977)



Principali faglie. Le frecce indicano, ove presenti, il senso di spostamento relativo



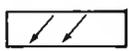
Limiti di zone collassate (fosse tettoniche); i trattini sono rivolti verso la parte ribassata



Zone di compressione della crosta terrestre in epoca tardo-alpina o attuale. A tratto interrotto le zone di compressione attive durante il Miocene; a tratto continuo quelle attive attualmente



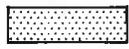
Andamento degli assi delle pieghe nelle zone corrugate



5 Senso di trasporto tettonico delle unità strutturali o vergenza delle pieghe



6 Principali affioramenti di rocce ofiolitiche (suture ofiolitiche)



7 Zone con crosta oceanica



Zone con crosta continentale assottigliata.

In bianco sono rappresentate le terre emerse e la piattaforma continentale, entrambe con basamento di crosta continentale

verso est, che racchiude la pianura dacica. Ad est del Bosforo i Balcani proseguono nella *Catena Pontica* situata al margine settentrionale della Turchia.

Le *Dinaridi* hanno la loro continuazione verso sud nelle *Ellenidi* che, attraverso le isole meridionali del Mar Egeo, proseguono verso est nelle *Tauridi* situate al margine meridionale della Turchia; anch'esse sono fortemente incurvate in planimetria. Infine più a nord vi è il *Caucaso*

La semplice rassegna geografica fin qui fatta mette in evidenza alcune peculiarità che assumono molta importanza dal punto di vista geologico. La maggior parte delle catene, con poche eccezioni (Pirenei e Caucaso), hanno una planimetria curvilinea; le pianure od i bacini marini presenti sul loro margine concavo si comportano come aree con tendenza alla subsidenza (cioè caratterizzate da continuo e lento sprofondamento) che fanno per così dire da contraltare alla limitrofa area sollevata. Esse possono attualmente essere formate sia da bacini marini (mare di Alboran, basso Tirreno, mar Egeo), sia da pianure emerse (pianura padana e pannonica), nel caso queste depressioni siano state in parte o totalmente colmate dai sedimenti terrigeni grossolani che provengono dall'erosione dei rilievi. Questi sedimenti in geologia vengono definiti *molasse* e bacini molassici le aree che li ospitano.

Inoltre, prendendo in considerazione non solo aspetti geografici, ma anche geologici, le catene citate presentano altre interessanti analogie. La maggior parte di esse presenta una struttura a *falde di ricoprimento* e a *sovrascorri-*

menti; con questi termini si designa un'architettura della catena caratterizzata dalla presenza di estesissimi corpi rocciosi (ordine delle decine e centinaia di km²) che, da accurate analisi della loro geometria, dell'ambiente di formazione e dell'età delle rocce da cui sono composti, mostrano di essere stati tettonicamente sovrapposti l'uno sull'altro a mò di embrici, con sradicamento dalla loro zona di origine e spostamento anche di diverse decine di chilometri. Queste falde, o unità sovrascorse, assumono nomi diversi nelle varie catene e sarebbe fuori luogo ricordarli qui singolarmente anche perché alcune hanno un significato locale. Qualcuna delle catene citate, come i Pirenei, si distingue dalle altre per non avere vere e proprie falde di ricoprimento.

La geometria delle falde permette inoltre di ricostruire un ben preciso senso di spostamento dei corpi rocciosi che vi sono coinvolti; questo senso viene espresso in geologia con il termine di *trasporto tettonico*, che indica la direzione geografica verso la quale una struttura mostra di essere avanzata. Le pieghe che accompagnano queste strutture sono di solito rovesciate o ribaltate verso una determinata direzione che viene denominata *vergenza*. Le direzioni di tale trasporto, indicate con frecce nelle figg. 1 e 2, sono i quadranti settentrionali nella catena betica, nelle Alpi, nei Carpazi e nei Balcani (pro parte); verso i quadranti meridionali nelle catene rifana, telliana, nelle Ellenidi e nelle Tauridi. Per gli Appennini e le Dinaridi i trasporti tettonici furono verso l'area attualmente ricoperta dal mar Adria-

tico, verso NE per gli Appennini e verso SW per le Dinaridi, quindi tra loro contrapposti. Le varie direzioni sopra ricordate formano un insieme solo apparentemente caotico: infatti con uno sguardo d'insieme alla fig. 1 ci si può rendere conto facilmente che le varie catene mostrano che il trasporto tettonico avviene verso l'esterno dell'area che esse racchiudono. Unite l'una all'altra le varie catene formano due allineamenti curvilinei pressoché continui che si congiungono tra loro nella zona dello stretto di Gibilterra. L'allineamento più settentrionale è denominato *branca alpidica* dai geologi e comprende le catene: betica, alpina propriamente detta, carpatica e balcanica la cui vergenza è prevalentemente verso i quadranti settentrionali, cioè verso l'Europa. Il gruppo più meridionale è denominato *branca dinarica* e comprende le catene: telliana, appenninica, dinarica propriamente detta, ellenica e taurica. La vergenza di questa branca meridionale ha un'orientazione geografica più variabile a causa dell'andamento planimetrico molto più sinuoso, quasi che un suo primitivo sviluppo più rettilineo fosse stato distorto dall'inserimento di un tasello, rappresentato dal substrato dell'attuale mar Adriatico, spinto a mò di punzone verso NW tra gli Appennini e le Dinaridi.

Pensando di poter annullare gli effetti di tale punzonatura le vergenze sarebbero dirette verso i quadranti meridionali, cioè verso l'Africa. Ove le catene presentano curvature, le direzioni di trasporto risultano quasi sempre rivolte (con la sola eccezione dei Balcani) verso il lato convesso dell'arco.

Altra caratteristica, comune alle catene che si affacciano sul Mediterraneo, è data dalla particolare associazione di tipi di rocce e di metamorfismo che esse hanno subito. In molte catene si possono distinguere due zone, l'una posta sul lato verso il quale si è avuto il trasporto tettonico di maggior entità, e l'altra posta alla spalle della precedente. La prima, che i geologi chiamano *bordo esterno* della catena, è direttamente affacciata sull'*avampaese* della catena montuosa (ad esempio per le Alpi è il versante francese, svizzero e austriaco; per gli Appennini il versante padano ed adriatico), ed è caratterizzata da rocce poco o nulla metamorfiche, indicanti un ambiente sedimentario di mare non molto profondo o anche di terra emersa poggiante su un basamento in prevalenza granitico o gneissico (crosta di tipo continentale, o sialica secondo una vecchia nomenclatura ora in disuso) deformate piuttosto tardivamente rispetto al resto della catena. Nella letteratura geologica si possono talvolta trovare raggruppate le unità strutturali di questa zona sotto il nome di *Esternidi*. La seconda zona è posta alle spalle della precedente, verso il *retropaese* della catena montuosa (ad esempio per le Alpi è il versante padano, per gli Appennini il versante tirrenico). Essa è caratterizzata da rocce, con metamorfismo più o meno elevato, indicanti un ambiente sedimentario di mare aperto, talvolta molto profondo, poggiante per lo più su un basamento in prevalenza basaltico (crosta di tipo oceanico, o simatica secondo la vecchia nomenclatura). Brandelli di queste rocce di tipo oceanico ora sono tettonicamente inseriti in alcune delle unità interne delle catene e prendono il nome di *ofioliti*. Petrograficamente esse sono composte da peridotiti, gabbri e basalti e dai loro equivalenti metamorfici come serpentini, metagabbri e anfiboliti. In Italia tali associazioni litologiche affiorano in molti punti lungo le catene alpina e appenninica.

Nelle zone interne delle catene, e solo in esse, è presente un particolare tipo di rocce che, dai dati della petrografia sperimentale, risulta testimoniare metamorfismo di alta pressione (6-8 k bar), realizzatosi nella crosta terrestre in presenza di temperature relativamente basse (200-400 °C). Tali rocce metamorfiche costituiscono la cosiddetta *facies scisti blu* (dal colore di una particolare tipo di anfibolo sodico che la caratterizza) o *facies d'alta pressione-bassa temperatura*.

Un altro aspetto unificante appare prendendo in considerazione la cronologia degli eventi deformativi; essa indica che le zone interne (escludendo da queste, nel caso della catena alpina, le Alpi Meridionali; si veda il paragrafo successivo) vennero corrugate in un intervallo di tempo compreso tra il Cretaceo e il Paleogene (100-40 milioni di anni dal presente), ed il loro corrugamento era senz'altro terminato prima dell'Oligocene superiore; infatti depositi di sedimenti terrigeni riferibili a questa età ricoprono unità strutturali già tettonizzate e non sono coinvolti nelle dislocazioni del substrato su cui giacciono. Datazioni radiometriche di minerali metamorfosati nelle fasi iniziali dell'orogenesi alpina indicano per questo metamorfismo età fino a un massimo di 100 milioni d'anni. Le zone esterne invece vennero corrugate in tempi successivi tra l'Oligocene e il Pliocene; in qualche caso la deformazione è ancora in atto. Questo fatto indica che il corrugamento si è propagato dall'interno all'esterno delle catene montuose, nel senso indicato dalla vergenza.

Oltre a maggior grado di metamorfismo le unità strutturali interne presentano un carattere d'alloctonia (sradicamento dalla zona di formazione) più spiccato ed una geometria talvolta parecchio complicata in cui sono coinvolte rocce sia appartenenti al basamento cristallino (crosta continentale ed oceanica), sia appartenenti alla copertura sedimentaria. Le unità strutturali esterne presentano invece un grado di alloctonia minore ed in esse sono coinvolte per lo più rocce appartenenti alla copertura sedimentaria mesozoica e cenozoica scollata dal basamento cristallino a livello delle evaporiti (gessi e anidriti) triassiche.

Una trattazione sistematica delle singole catene montuose esula dagli intenti e dalle possibilità della presente nota; si dà qui solo una brevissima sintesi riguardante le catene alpina e appenninica.

Le Alpi

L'arco alpino si sviluppa con decorso arcuato per una lunghezza di circa 1300 km dal mar Ligure a Vienna, ove viene ricoperto da sedimenti terrigeni recenti. Verso SW si ricorda senza soluzione di continuità con gli Appennini ed il limite geologico con questi ultimi è piuttosto incerto e discutibile; tradizionalmente esso è posto in corrispondenza della zona Sestri-Voltaggio che si sviluppa tra l'area di Genova e la pianura alessandrina.

Nelle sue linee essenziali la catena è suddivisibile in quattro grosse unità strutturali costituenti fasce più o meno continue disposte parallelamente allo sviluppo della catena. Esse sono denominate *Elvetidi*, *Pennidi*, *Austridi* e *Alpi Meridionali* (fig. 2). Le prime tre unità sono separate dalla quarta (Alpi Meridionali) da una faglia di primaria importanza denominata *Linea Insubrica* che decorre dal Canavese (verso ovest) alla valle della Gail (verso est). Le Alpi Meridionali non coincidono con il versante sud delle Alpi, ma con quella parte di Alpi che è ubicata a sud della Linea Insubrica.

Le prime tre unità presentano caratteristiche strutturali analoghe, essendo costituite da falde di ricoprimento che denotano un trasporto tettonico verso il margine occidentale e settentrionale della catena. Queste unità rappresentano settori crostali che prima dell'inizio della tettonogenesi alpidica (cioè prima di 100 m.a. fa circa) costituivano settori topograficamente adiacenti e che in seguito alla tettonogenesi sono stati deformati e accavallati l'uno sull'altro.

Nelle Alpi, la struttura a falde di ricoprimento fu riconosciuta per la prima volta nel 1884 da M. Bertrand che segnalò il ricoprimento di Glarona (Glarus) nella Svizzera centrale. Successivamente H. Schardt negli anni 1890-1893, mise in evidenza la struttura a falde della regione dei Quattro Cantoni, delle Prealpi Romande e delle montagne del Chiablese. Agli inizi del secolo riconobbero poi estesamente questo tipo di struttura nelle Alpi, M. Lugeon, P. Termier ed E. Argand.

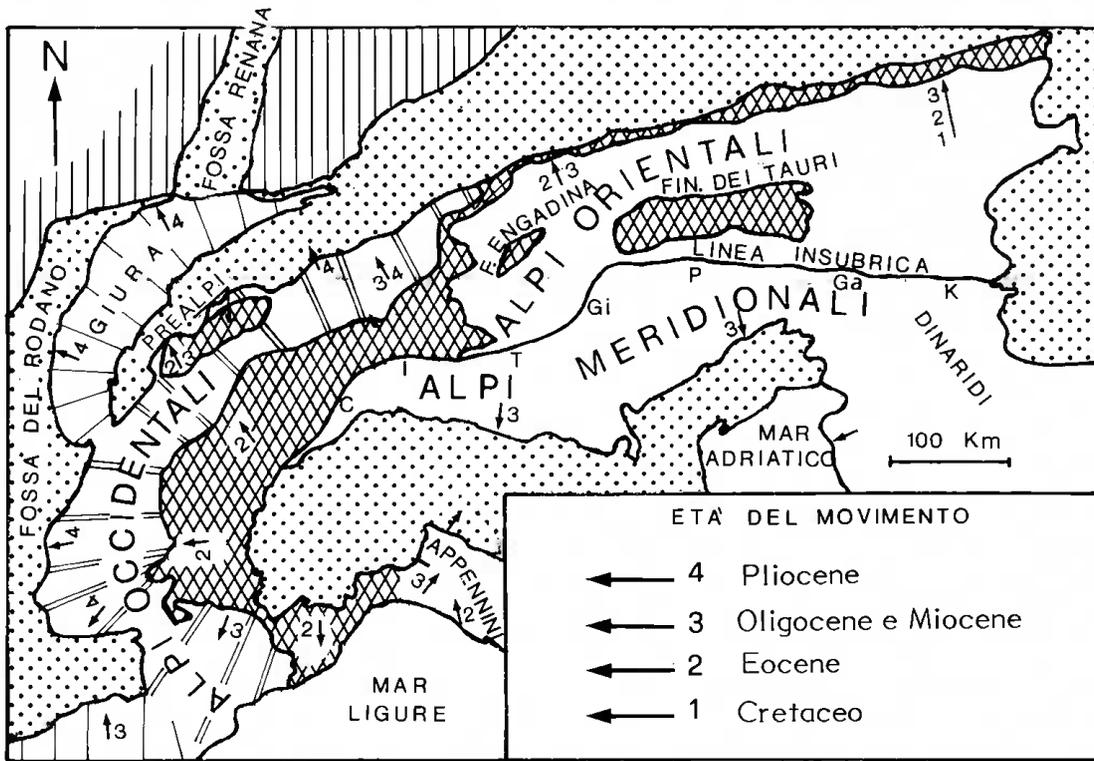


Fig. 2 - Le principali unità strutturali delle Alpi e l'età del trasporto tettonico nei diversi settori. (Ridisegnato da K. De Jong). La linea insubrica assume i seguenti nomi locali: C) Faglia del Canavese, I) Faglia insubrica s.s., T) Faglia del Tonale, Gi) Faglia delle Giudicarie nord, P) Faglia della Pusteria, Ga) Faglia della Gail, K) Faglia delle Karawanken

- Unità Austroalpine (Alpi Orientali pro parte) e Sudalpine (Alpi Meridionali)
- Unità Pennidiche
- Unità Elvetico-delfinesi
- Avampaese della catena alpina
- Sedimenti terrigeni recenti e attuali (Molasse) dei margini settentrionale e meridionale delle Alpi

L'assetto paleogeografico, prima dell'inizio della tettonesi (fig. 3), si articolava partendo da nord (esterno dell'attuale catena) in zone rappresentative: a) della piattaforma continentale settentrionale e delle relative coperture sedimentarie (Zona Elvetico-Delfinese); b) del margine continentale assottigliato del continente paleo-europeo (Zona Vallesana, parzialmente occupata da uno stretto bacino oceanico, e Zona Brianzonese); c) del bacino oceanico esistente tra il margine continentale settentrionale (paleo-Europa) ed il margine continentale meridionale (continente insubrico o italo-dinarico, detto anche Adria); questo bacino costituiva la Zona Piemontese-Ligure formata da crosta oceanica e dalle relative coperture sedimentarie; d) del margine continentale meridionale e delle relative coperture sedimentarie (Zona Austroalpina e Sudalpina).

A partire dal Cretaceo inizia la tettonesi che, nell'ottica della tettonica a zolle (vedi oltre), è la conseguenza del riavvicinamento dei due margini continentali e della chiusura del bacino oceanico intermedio. Questa prima serie di deformazioni sono denominate *fasi eo-alpine* (o *paleo-alpine*): esse si sono sviluppate nel Cretaceo in un lasso di tempo compreso tra 100 e 65 m.a. fa e hanno portato all'individuazione e all'accavallamento di unità strutturali con vergenza e trasporto tettonico verso il margine continentale paleo-europeo, che assume quindi il ruolo di avampaese della catena alpina.

Le unità strutturali maggiori interessate da deformazione in questa fase sono le Austridi, formate da rocce del margine continentale meridionale, e le Pennidi, formate da rocce della Zona Piemontese, Brianzonese e Vallesana. Entrambe sono suddivisibili in unità minori. Le Austridi attualmente sono rappresentate estesamente nelle Alpi

orientali e centrali, mentre nelle Alpi occidentali sono presenti in lembi di limitata estensione. Esse originano grandi ricoprimenti tettonici costituiti da rocce di basamento cristallino (es.: falda Err-Bernina, falda Silvretta, falda Oetzal-Ortles) e, separatamente, da rocce di copertura sedimentaria; queste ultime si ritrovano per lo più sul versante svizzero e austriaco delle Alpi e vengono chiamate Alpi Calcareae Settentrionali per la grande prevalenza dei litotipi carbonatici che presentano analogie con la copertura carbonatica del basamento delle Alpi Meridionali.

Le Pennidi soggiacciono strutturalmente alle Austridi, affiorando molto estesamente nelle Alpi occidentali, più ad oriente affiorano in due vasti squarci operati dall'erosione nel corpo delle Austridi: tali squarci sono denominati Finestra dell'Engadina e Finestra dei Tauri; formano inoltre una sottile fascia al margine settentrionale delle Austridi. Le unità pennidiche inferiori sono formate da pieghe coricate a nucleo cristallino di tipo gneissico cui sono rimasti aderenti pellicole di copertura sedimentaria mesozoica che, con la loro diversa litologia, sottolineano i contatti tra le varie unità contribuendo ad evidenziare la loro geometria (si vedano le sezioni geologiche in fig. 4). Nelle unità pennidiche superiori, al basamento cristallino non rimane aderente la copertura sedimentaria; quest'ultima forma coltri autonome traslate più all'esterno verso l'avampaese.

Tra queste unità è opportuno ricordare l'unità dei Calcescisti con Ofioliti che forma l'ossatura delle Alpi occidentali italiane (fig. 4). I Calcescisti rappresentano i prodotti del metamorfismo degli originari sedimenti calcareo-argillosi depositi a partire dal Giurassico nel bacino piemontese-ligure; le Ofioliti rappresentano lembi metamorfici del basamento sottostante (crosta oceanica). Entrambi con-

tengono le associazioni mineralogiche indicative del metamorfismo in facies scisti blu.

Il trasporto tettonico di alcune delle falde già individuate riprende al passaggio tra l'Eocene e l'Oligocene (*fasi meso-alpine*), mentre solo a partire da questo momento la tettonogenesi si propaga ai settori più esterni della catena alpina, coinvolgendo le rocce della Zona Elvetico-Delfinese che formano le unità Elvetidi (*fasi neoalpine*, prevalentemente tardo-oligoceniche e mioceniche). Anche i sedimenti molassici del margine settentrionale delle Alpi risultano parzialmente deformati. A partire dal Pliocene il corrugamento raggiunge anche l'epidermide sedimentaria della zona del Giura franco-svizzero che viene scollata dal proprio basamento cristallino, piegata e parzialmente sospinta verso NW.

Come già accennato all'inizio, le Alpi Meridionali formano una quarta grossa unità strutturale posta sul versante meridionale delle Alpi (ma non coincidente con esso) e separata dalle tre precedentemente citate dalla Linea Insubrica, una faglia il cui significato, età ed entità del rigetto (= spostamento relativo delle due parti originariamente contigue) è da tempo oggetto di discussione tra gli studiosi. Sembra ormai assodato che i settori che essa suddivide abbiano avuto uno spostamento reciproco in senso verticale di 7-15 km; il settore delle Alpi Meridionali risulterebbe abbassato di quell'entità rispetto al settore posto a nord della faglia. Si ritiene inoltre che vi siano state importanti componenti orizzontali nei movimenti lungo la Linea Insubrica. Per analogie litologiche e di facies le Alpi Meridionali sono ricollegabili alle unità austroalpine.

Lo stile del settore a sud della Linea Insubrica è alquanto diverso dallo stile del settore a nord della stessa. Il trasporto tettonico è verso sud, di entità più limitata a confronto di quello che ha interessato le unità settentrionali, coinvolge corpi rocciosi di volumetria ed estensione più modesta. Il motivo tettonico più ricorrente in questo settore è dato da sovrascorrimenti, pieghe e pieghe-faglie (fig. 5). Le unità alloctone sono costituite da lembi di copertura

sedimentaria traslati verso sud. L'età della deformazione di questo settore sarebbe iniziata a partire dall'Eocene superiore e in taluni settori sarebbe tuttora in atto interessando particolarmente la fascia posta al limite tra la pianura e i rilievi. Questa attività sarebbe la causa della sismicità attuale registrata al margine pedemontano delle Alpi, specialmente intensa nella parte più orientale.

Gli Appennini

Rispetto alla catena alpina, nella quale sono molto diffuse le rocce intrusive e metamorfiche, nella catena appenninica prevalgono nettamente le rocce sedimentarie. Le rocce metamorfiche, trascurando quelle associate alle Ofioliti, sono presenti nella Liguria orientale in piccoli lembi, nelle Apuane in più estesi affioramenti, nell'Argentario e nei Monti Romani. Si ritrovano poi diffusamente in Calabria e nella Sicilia nord orientale.

La struttura a falde di ricoprimento fu riconosciuta nel 1907 da G. Steinmann nell'Appennino settentrionale ed in seguito diversi altri studiosi documentarono che gran parte degli Appennini hanno una struttura a falde di ricoprimento e a sovrascorrimenti.

Nell'*Appennino settentrionale* l'ossatura profonda è costituita dal così detto «Autoctono Toscano» formato da rocce paleozoiche e soprattutto mesozoiche, interessate da metamorfismo più o meno intenso, affioranti specialmente nelle Apuane dove comprendono anche i celebri marmi liassici. L'«Autoctono» è ricoperto dalle rocce sedimentarie della falda Toscana (fig. 6), comprendente per lo più formazioni depostesi in mare aperto (=pelagiche) di età giurassica e cretacea inferiore e potenti successioni oligo-mioceniche di arenarie, argilliti e marne, dette «Macigno». Sulla falda Toscana sono accavallate le unità subliguri e liguri (Liguridi); quest'ultime sono caratterizzate dalla presenza delle Ofioliti nella Falda del Bracco. Le diverse falde liguri sono costituite da parecchie formazioni di flysch (alternanze di arenarie, argilliti e marne deposte nei bacini

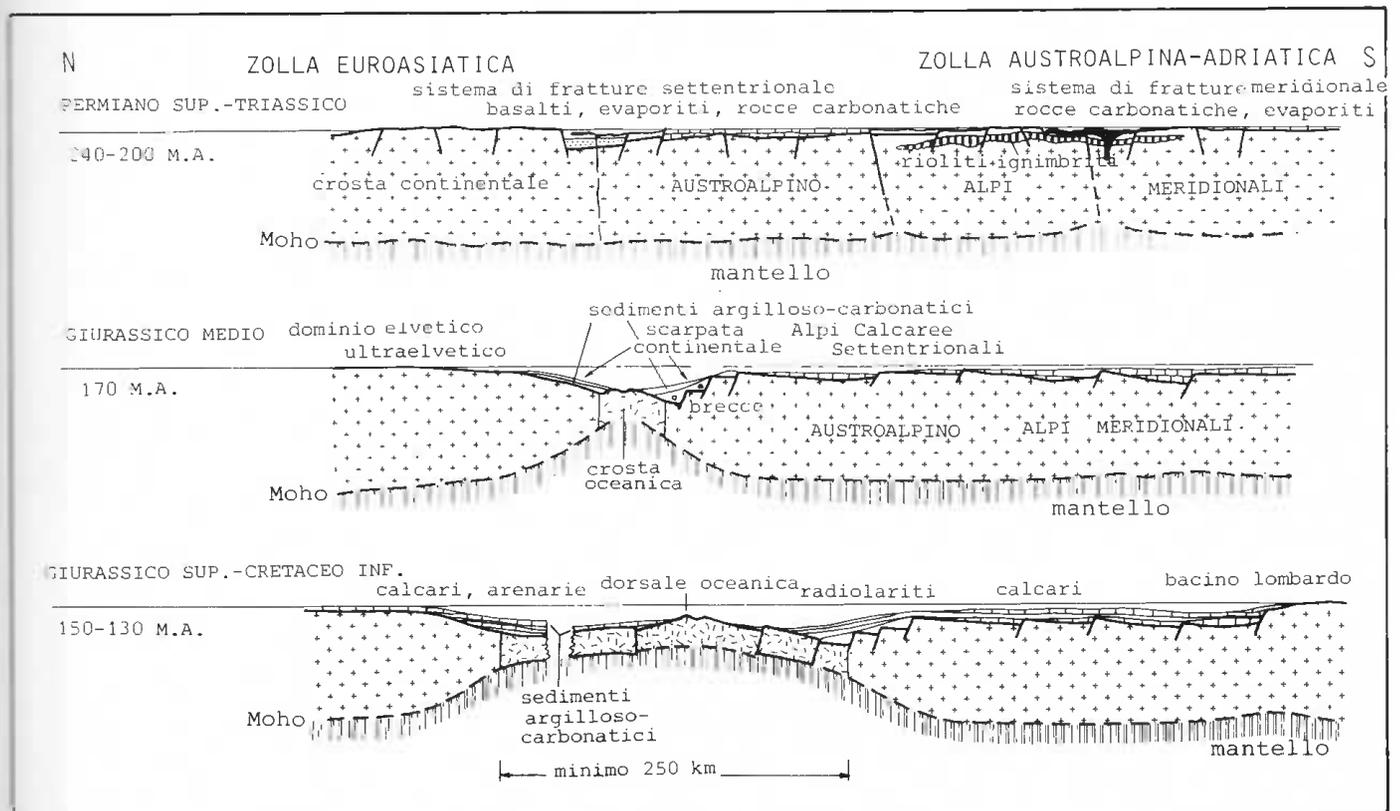
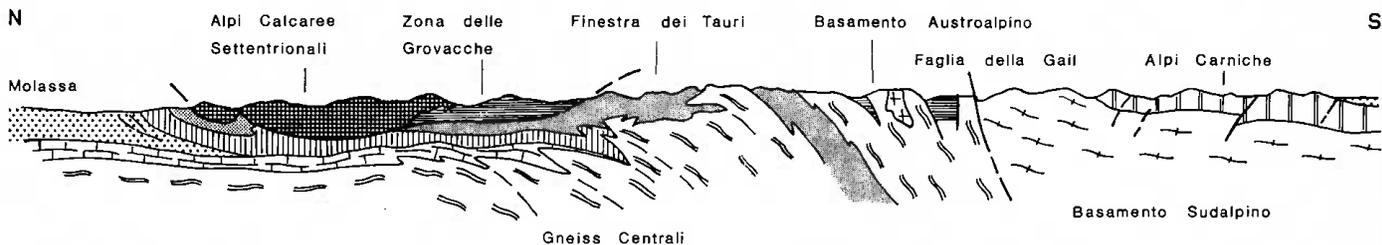


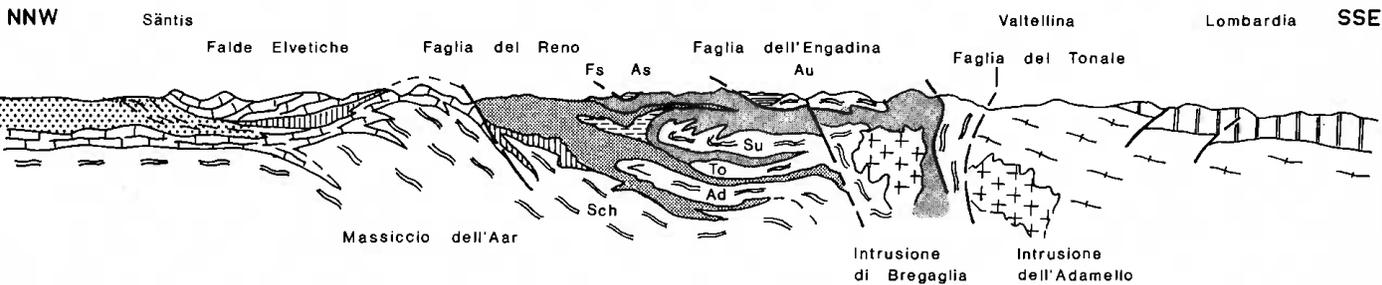
Fig. 3 - L'area delle Alpi Orientali anteriormente alle grandi fasi compressive che hanno portato alla formazione della catena

Fig. 4 - Sezioni geologiche schematiche attraverso le Alpi. Falde e unità strutturali: As) Zona di Arosa-Falda Platta, Su) Falda Suretta, To) Falda Tambò, Ad) Falda Adula, Au) Austroalpino, P) Prealpi Mediane, SI) Falda dei Calcescisti con Ofioliti, D) Falda Dent Blanche, GB) Falda del Gran S. Bernardo, MR) Falda M. Rosa, Iv) Zona d'Ivrea, Sbr) Falde Subbrianzonesi, H) Flysch ad helmintoidi, Br) Brianzonese, DM) Dora-Maira. (Ridisegnato e semplificato da Dietrich)

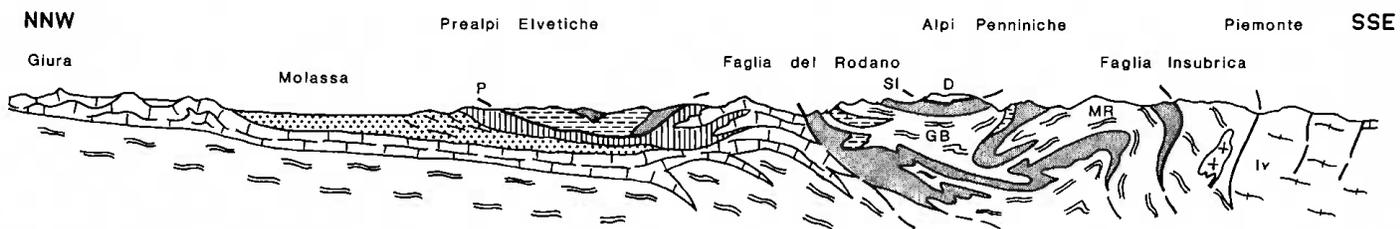
ALPI ORIENTALI



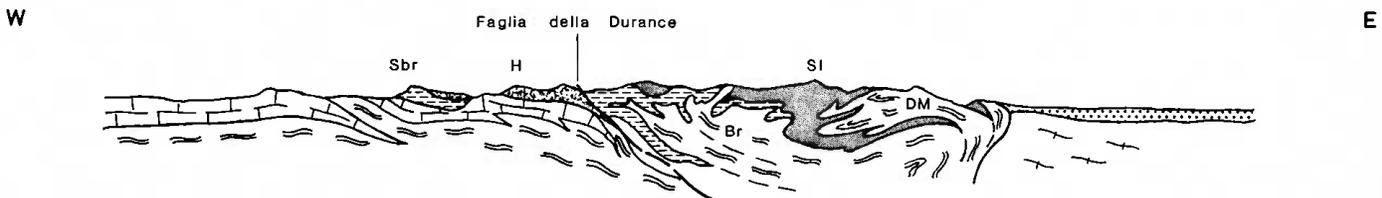
ALPI CENTRALI



ALPI CENTRO-OCCIDENTALI



ALPI OCCIDENTALI



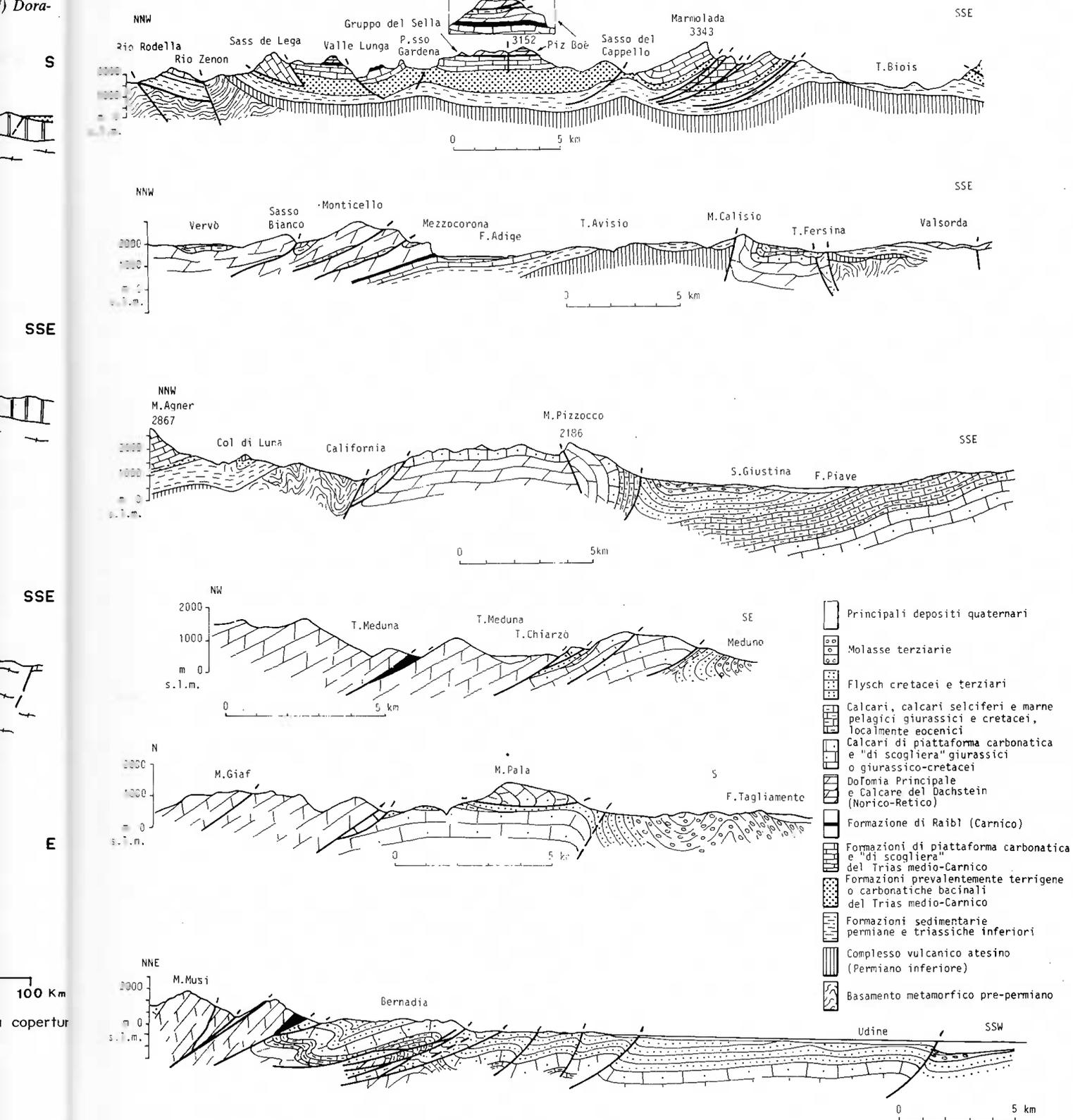
8

0 50 100 Km

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Basamento Cristallino (= rocce metamorfiche e intrusive) indifferenziato, delle Alpi poste a nord della Linea Insubrica | | Alpi Calcaree Settentrionali, appartenenti alla copertura mesozoica dell'Austroalpino |
| | Basamento Cristallino indifferenziato delle Alpi Meridionali | | Coperture mesozoiche dell'Austroalpino |
| | Falde Ultraelvetiche | | Copertura sedimentaria delle Alpi Meridionali |
| | Falde Elvetiche e copertura Mesozoica dell'avampae alpino; catena del Giura franco-svizzero | | Flysch a helmintoidi delle Alpi Occidentali |
| | Calcescisti con ofioliti del solco piemontese | | Batoliti granitici e granodioritici taro-alpini |
| | Copertura Mesozoica della zona Brianzonese | | Molasse taro- e post-alpine dei margini settentrionale e meridionale delle Alpi |
| | Calcescisti con ofioliti del solco vallesano e Flysch del margine settentrionale delle Alpi Orientali | | Principali faglie e contatti tettonici |

e unità
 o) Falda
 ane, SI)
 Falda del
 o) Falde
 o) Dora-

Fig. 5 - Sezioni geologiche schematiche attraverso le Alpi Meridionali (ridisegnate e semplificate dal volume "Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000", opera di vari Autori)



sedimentari da correnti marine cariche di materiali in sospensione e dette correnti di torbidità; il «Macigno» sopra citato è un classico flysch) che, come età, sono attribuite specialmente al Cretaceo superiore e all'Eocene. Per le unità alloctone citate, il trasporto tettonico fu prevalentemente verso est o nord-est; la loro provenienza è quindi tirrenica; anche l'unità più profonda - l'«Autoctono» toscano delle Apuane - viene attualmente considerata alloc-

tona. Pieghie vergenti a nord e sovrascorrimenti con trasporto nella medesima direzione, prolungano le strutture appenniniche nel sottosuolo della pianura padana, come è emerso dalle esplorazioni dell'AGIP per ricerche di idrocarburi.

Le unità liguri alloctone che più si sono spinte verso l'Adriatico sono in larga parte costituite da flysch cretaceo-paleoceni noti con il nome di «Argille scagliose». Le formazioni così denominate, che si ritrovano in altre parti

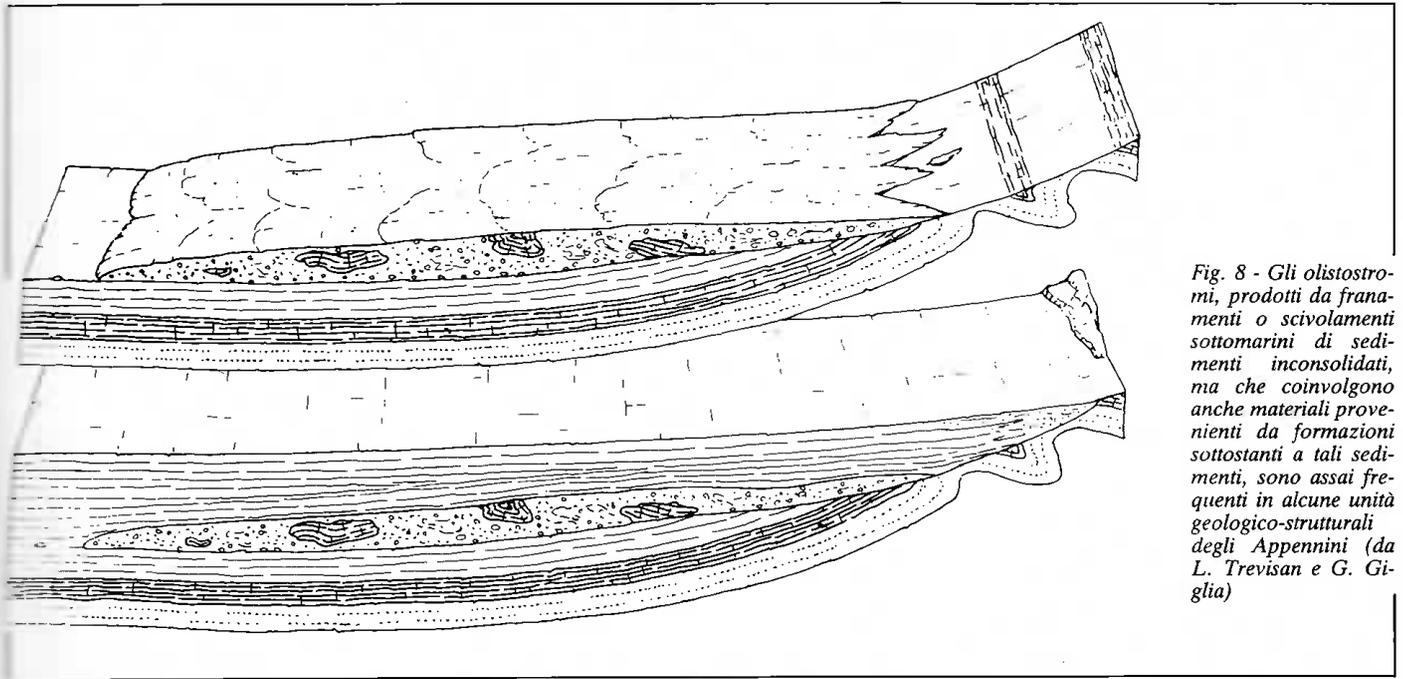


Fig. 8 - Gli olistostromi, prodotti da franamenti o scivolamenti sottomarini di sedimenti inconsolidati, ma che coinvolgono anche materiali provenienti da formazioni sottostanti a tali sedimenti, sono assai frequenti in alcune unità geologico-strutturali degli Appennini (da L. Trevisan e G. Giglia)

degli Appennini e in Sicilia, presentano spesso un aspetto caotico, collegato con la loro alloctonia; contengono infatti frequenti unità costituite da materiali eterogenei intimamente mescolati, originatesi da franamenti o da scivolamenti gravitativi di sedimenti inconsolidati e del loro substrato di rocce litificate, messi in posto con un movimento simile a quello di un corpo semifluido. Queste unità sono dette *olistostromi*, unità stratigrafiche lenticolari caratterizzate dall'assenza di una vera e propria stratificazione e intercalate tra unità regolarmente stratificate (fig. 8). Il termine, applicato ad affioramenti della Sicilia centrale, fu introdotto nel 1955 da G. Flores e deriva dal greco (*olisthanein* = scivolare + *stroma* = strato). Un singolo blocco esotico, o comunque una massa rocciosa inclusa in una colata olistostromica, è denominato *olistolite*. (Gli olistostromi sono frequenti non solo nei flysch degli Appennini ma anche nelle Alpi).

A sud di Bologna la fascia appenninica rivolta verso l'Adriatico è costituita dalla zona umbro-marchigiana: rispetto all'Appennino settentrionale essenzialmente argilloso-arenaceo, essa è più ricca di formazioni calcaree mesozoiche. I sovrascorrimenti che interessano questa zona indicano un trasporto tettonico verso nord-est ed est.

Il limite tra Appennino centro-settentrionale e Appennino centro-meridionale è marcato dall'importante faglia Anzio-Ancona. A sud di essa prevalgono grandi unità carbonatiche giurassico-terziarie aventi spessore di diverse migliaia di metri e costituenti la parte principale della struttura dell'Appennino centro-meridionale (fig. 9) e della Sicilia, dove si hanno le unità del «bacino imerese» e quelle carbonatiche «panormidi».

Nell'Appennino centro-meridionale predominano grandi sovrascorrimenti verso nord-est, in Sicilia verso sud. Una complicazione è rappresentata da coltri alloctone sovrapposte ai complessi carbonatici e provenienti dall'area tirrenica, a volte contenenti Ofioliti. Queste coltri sono costituite dai flysch paleocenici-eocenici del Cilento (Liguridi in senso lato) e, più a est e a nord-est, dai flysch delle unità Sicilidi. Si ritiene che quest'ultime siano state messe in posto da trasporto gravitativo avvenuto a tappe successive. Le Sicilidi sono ben rappresentate nella Sicilia centrale dove le unità argillose e calcareo-marnose che le costituiscono, hanno subito trasporto verso sud.

Lungo tutto il versante esterno della catena appenninica, dalla Romagna al Golfo di Taranto, si sviluppa l'*avanfossa adriatica*, colmata da sedimenti tardo-orogenerici e post-orogenerici del Messiniano superiore e del Pleistocene, aventi spessori considerevoli.

Il quadro strutturale degli Appennini è ulteriormente complicato dal massiccio cristallino e metamorfico calabro-peloritano (Sila, Aspromonte, Monti di Messina); diversi autori ritengono che in questa regione un settore della catena alpina si sia incastrato nell'Appennino.

Le aree appenniniche tettonicamente meno complicate sono l'Altopiano calcareo delle Murge (collegato a Nord con il Gargano) e la penisola salentina.

Queste regioni, caratterizzate da pieghe ad ampio raggio di curvatura e da sistemi di faglie di distensione, costituiscono l'avampese della catena appenninica, unitamente agli Iblei in Sicilia.

L'area peritirrenica è caratterizzata da un intenso vulcanismo plio-pleistocenico che si può seguire dalle Eolie al M. Amiata.

LE CATENE AL MARGINE MERIDIONALE DELL'ASIA

In Asia il sistema di corrugamenti si prolunga verso est nelle catene degli *Alborz* e degli *Zagros*; questi ultimi con orientazione NW-SE raggiungono il Golfo Persico, interessando per breve tratto anche la zona posta a sud del golfo stesso (Oman) (fig. 1 e 11).

Ad est del Belucistan le catene subiscono una netta traslazione verso nord dell'ordine di qualche centinaio di km ad opera di faglie trascorrenti (cioè a prevalenti spostamenti orizzontali) con spostamento sinistro, la più importante delle quali è la faglia Quetta-Cheman (FOC in fig. 11).

(Lo spostamento sinistro o destro in una faglia a movimento prevalentemente orizzontali si valuta ponendosi su uno dei due bordi, non importa quale, della faglia e vedendo se si è avuto spostamento dell'altro bordo rispettivamente a sinistra o a destra).

Al margine settentrionale del Pakistan e dell'India, nel Nepal e in Bhutan, si sviluppano le catene dell'*Hindukush*, del *Karakoram* (o *Karakorum*) e dell'*Himalaya* che planimetricamente formano un ampio drappeggio con la convessità rivolta a sud. Questo drappeggio appare più addensato in corrispondenza della cosiddetta *sintassi himalayana* posta poco a nord di Islamabad.

Al margine orientale dell'India le catene montuose, per la presenza di faglie trascorrenti di movimento opposto a quelle citate in precedenza, si inflettono verso sud formando le catene *indo-birmane*; esse si prolungano negli

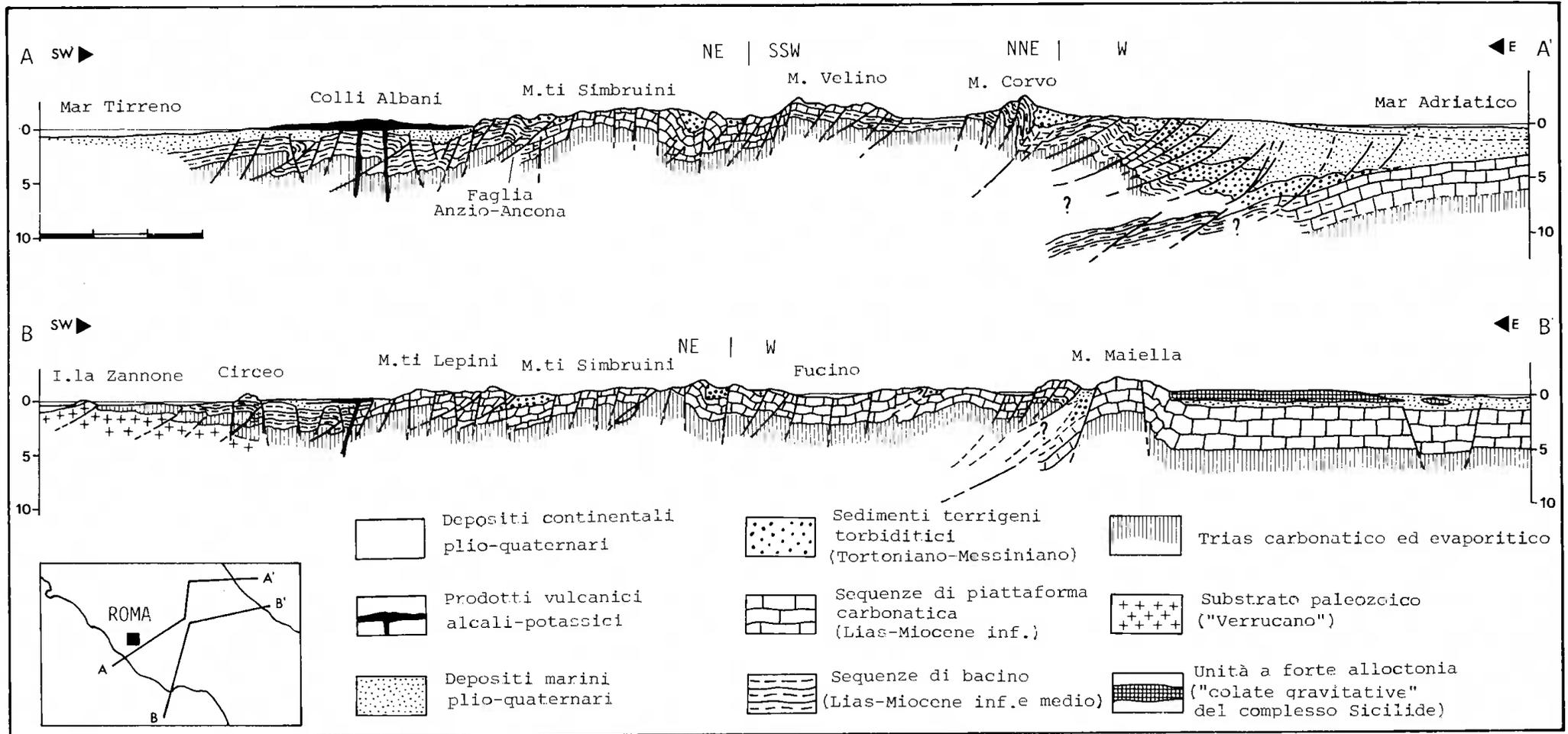


Fig. 9 - Sezioni geologiche schematiche attraverso l'Appennino centro-meridionale (da M. Parrotto).

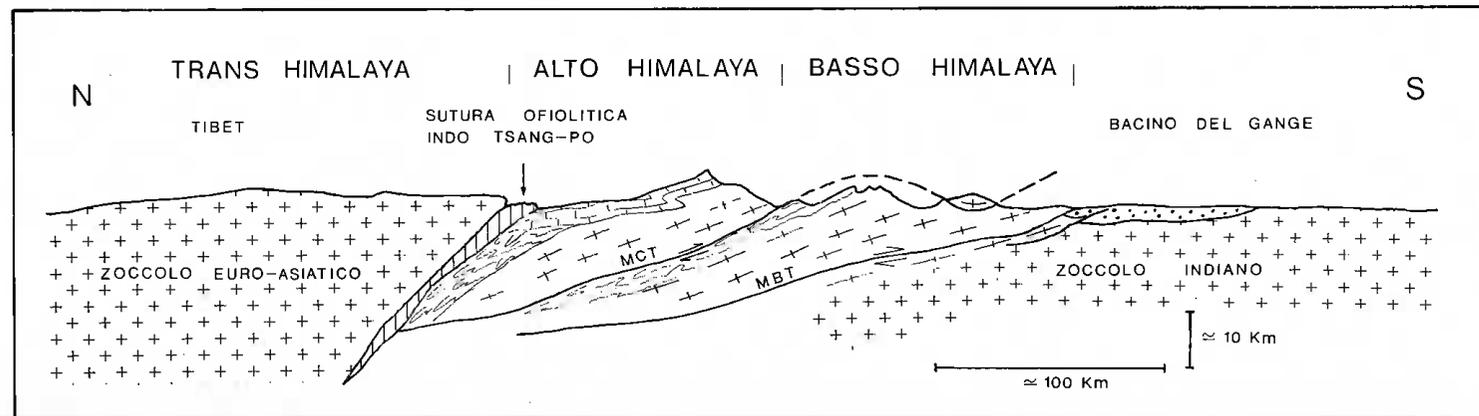
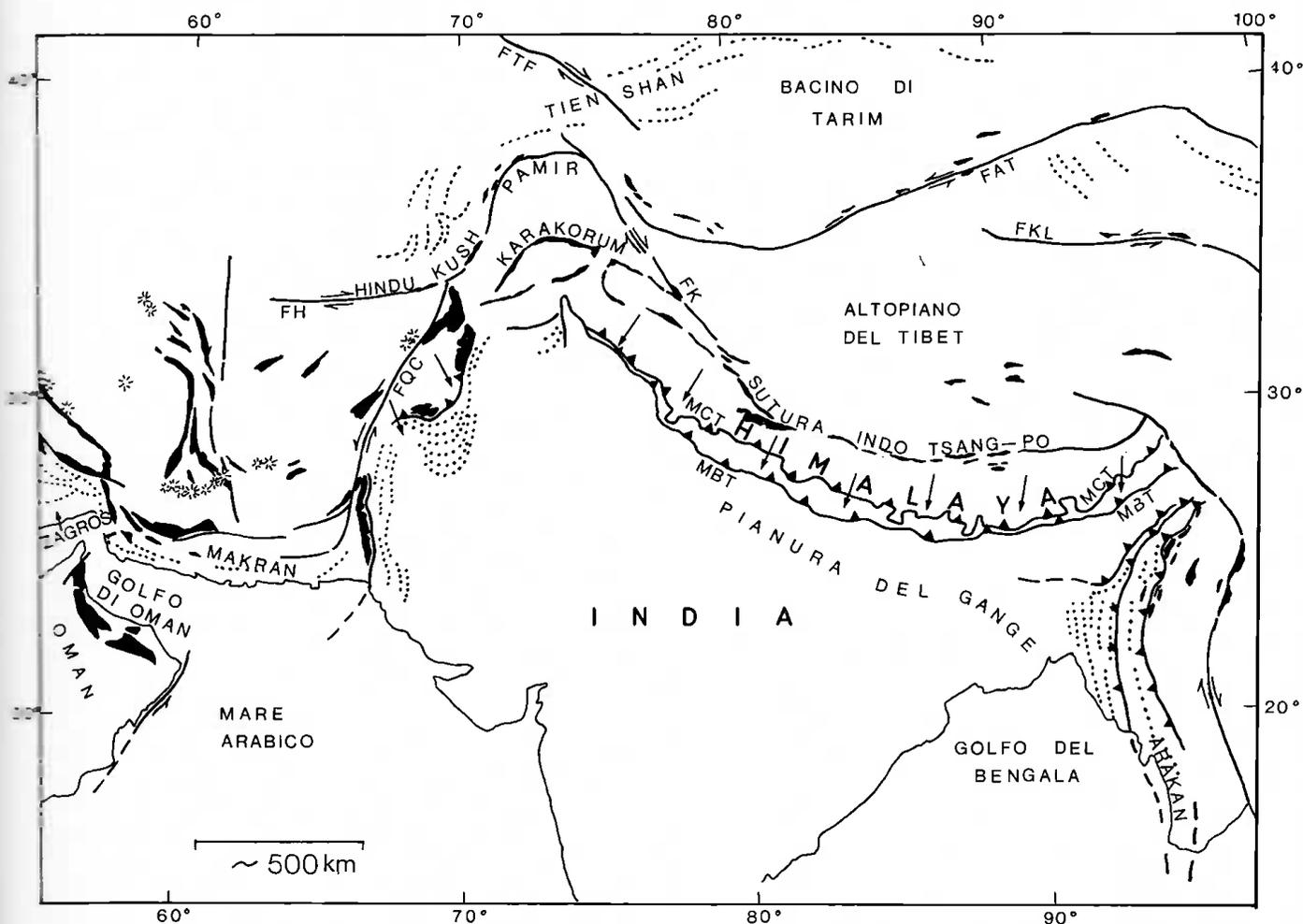


Fig. 10 - Sezione schematica attraverso l'Himalaya

Fig. 11 - Le catene del corrugamento alpino al margine meridionale dell'Asia



- Principali faglie. Le frecce indicano, ove presenti, il senso di spostamento relativo
- Fronte delle principali falde di ricoprimento
- Andamento degli assi delle pieghe nelle zone corrugate
- Principali affioramenti di rocce ofiolitiche (suture ofiolitiche)
- Vulcani recenti e attivi
- Senso di trasporto tettonico delle unita' strutturali

archi insulari della Sonda fino a congiungersi con gli archi delle isole del Pacifico orientale.

L'Himalaya

In questa catena sono state individuate due principali superfici di accavallamento dette rispettivamente *Grande (o Principale) Sovrascorrimento Centrale* (indicato convenzionalmente come MCT: Main Central Thrust) e *Grande (o Principale) Sovrascorrimento Marginale* (MBT: Main Boundary Thrust). Il primo divide l'Alto Himalaya (a nord) dal Basso Himalaya (a sud), il secondo il Basso Himalaya dalle colline che digradano nella pianura alluvionale del Gange, costituenti il Sub-Himalaya (fig. 10 e 11).

La fascia dell'*Alto Himalaya* comprende a sud, una *zona cristallina centrale* costituita da rocce metamorfiche su cui poggia, verso nord, una *zona sedimentaria* detta della *Tende Himalayana* o anche *Tibetana*, comprendente alcune delle maggiori cime himalayane. Viene così denominata perché forma il versante della catena rivolto verso il

Tibet, senza estendersi a questo altopiano, che inizia al di là della *sutura Indo-Tsang po*: una stretta fascia costituita da ofioliti, e flysch e unità sedimentarie mesozoiche di mare profondo. La zona tibetana è costituita da diverse formazioni sedimentarie originatesi in mari non molto profondi che bordavano verso nord il continente indiano. Queste formazioni sedimentarie, a nord dell'Annapurna, hanno uno spessore di quasi 14 km e un'età che va dal Cambriano al Cretaceo (fig. 12), mentre alla longitudine dell'Everest (cioè più ad oriente) arrivano fino all'Eocene medio (l'Annapurna e l'Everest, rispettivamente il primo ottomila conquistato dall'uomo e la più alta montagna del mondo, sono costituiti da calcari attribuiti al Cambriano). La zona tibetana è caratterizzata da pieghe simili a quelle raffigurate nello spaccato della fig. 12. Durante il Terziario, in questa serie tibetana si sono intruse grandi masse magmatiche di natura granitica; di tali graniti è costituito ad esempio in gran parte il Makalu, un ottomila che sorge presso l'Everest.

Il *Basso Himalaya* (non ancora perfettamente conosciuto

dal punto di vista geologico) comprende montagne che raggiungono altezze di 4000 m. Vi si può distinguere una fascia di rocce metamorfiche («Cristallino del Basso Himalaya») e al di sopra di queste, una serie di rocce sedimentarie prevalentemente argillose e arenacee con intercalazioni calcareo-dolomitiche, poco fossilifere e che dovrebbero avere un'età che va dal Precambriano al Terziario. La struttura tettonica del Basso Himalaya è ancora poco chiarita, ma si ritiene caratterizzata da diverse falde di ricoprimento.

Verso sud il Basso Himalaya è accavallato sulle colline costituenti il *Sub-Himalaya*. Queste colline, che bordano la pianura del Gange, sono ricoperte da una fitta vegetazione tropicale e sono costituite da argilliti, arenarie e conglomerati designati complessivamente come *molasse dei Siwaliks*. I depositi di queste colline sono famosi perché hanno formato ricchissime faune di vertebrati terrestri. La loro origine è prevalentemente alluvionale e l'età è variabile dal Miocene al Pleistocene inferiore.

L'accavallamento del Basso Himalaya è quindi molto recente, si è cioè impostato nel Quaternario antico, come si deduce dall'età molto recente delle rocce dei Siwaliks coinvolte in questo processo; esso è tuttora in corso, come dimostrato dai terremoti che ancora si verificano lungo tale superficie di sovrascorrimento. Le molasse dei Siwaliks si starebbero a loro volta accavallando sui depositi alluvionali del Quaternario ubicati ancora più a sud; la sovrapposizione avverrebbe lungo un *Grande Sovrascorrimento Frontale* (così detto perché segna il limite meridionale del territorio interessato dal corrugamento dell'Himalaya), una fascia sismicamente attiva.

Per quanto detto, nelle catene situate al margine meridionale dell'Asia si ritrovano gli stessi fondamentali aspetti geologici e petrografici già citati per le catene mediterranee, quali: a) presenza di estese falde di ricoprimento, con trasporto tettonico prevalentemente in direzione dei quadranti meridionali; b) migrazione dei corrugamenti nel senso indicato dalla vergenza e dal trasporto tettonico; c) presenza di suture ofiolitiche e di rocce con metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura; d) decorso planimetricamente incurvato delle catene montuose. Differiscono dalle catene mediterranee per una minor complessità geometrica d'insieme essendo prive di quelle strette torsioni a C ed a S così diffusamente rappresentate nel bacino mediterraneo.

La complicazione rappresentata dalla traslazione verso nord del settore intermedio del Karakorum e dell'Himalaya appare fundamentalmente dovuta allo spostamento provocato dai due fasci di faglie trascorrenti che lo delimitano verso est e verso ovest (la cui interpretazione sarà affrontata più oltre).

LE CATENE AL BORDO ORIENTALE DELL'OCEANO PACIFICO

Se si prendono ora in considerazione le caratteristiche geologiche delle catene di corrugamento recente situate al bordo orientale dell'Oceano Pacifico, si notano, alcune diversità di carattere geologico abbastanza sostanziali.

Ci si limita ad un breve esame della cordigliera andina, meno complicata rispetto alle cordigliere nord-americane.

Le Ande

La parte centrale della catena, comprendente l'area andina del Perù, della Bolivia e gran parte di quella argentina e cilena, si articola in tre serie di cordigliere (fig. 13). Essa è caratterizzata dall'assenza di rocce sedimentarie di mare profondo (tranne alcune triassiche), come flysch e radiolanti, e di Ofioliti. Queste compaiono solo più a nord, in Colombia e più a sud, nella Terra del Fuoco. Sono assai frequenti nelle Ande le formazioni di mare poco profondo e quelle di origine continentale. Inoltre sono molto diffuse

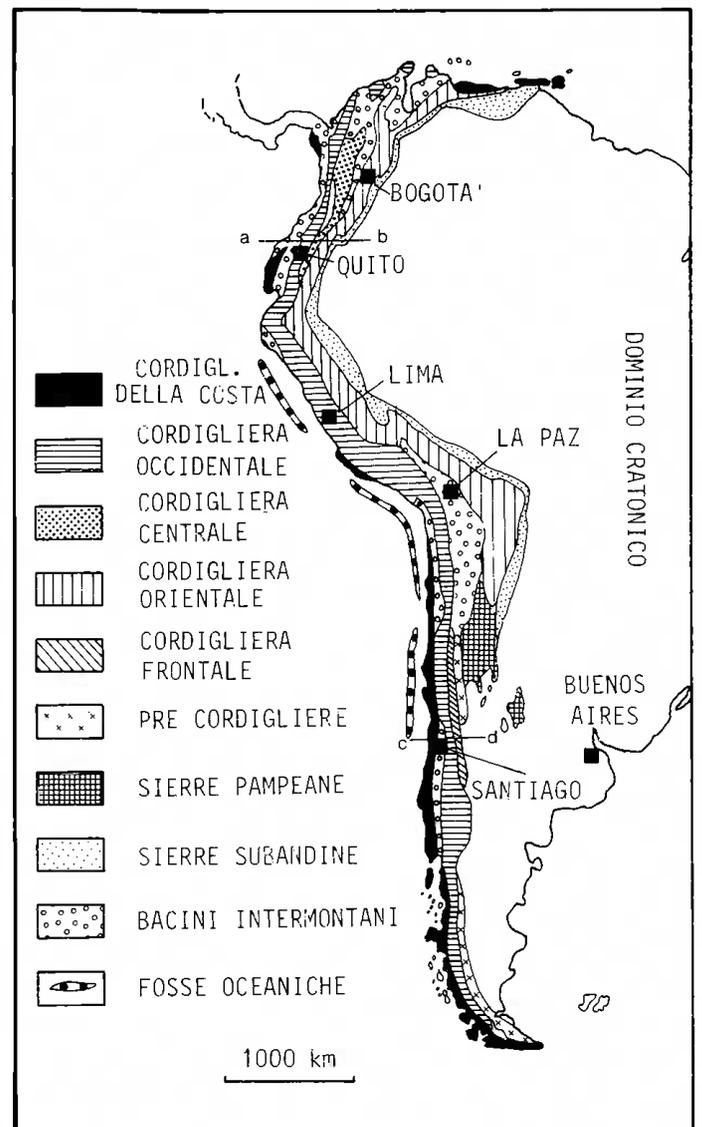


Fig. 13 - Le principali suddivisioni geologico-strutturali della catena andina

le formazioni sedimentarie paleozoiche e i prodotti dell'attività vulcanica che è stata intensa dal Triassico superiore fino ai giorni nostri (fig. 14). Le lave sono di tipo andesitico.

A più riprese inoltre, enormi batoliti granodioritici si sono messi in posto nell'edificio andino; il più esteso è il batolite costiero del Perù che si allunga su più di 2000 Km e ha una larghezza di circa 100 km.

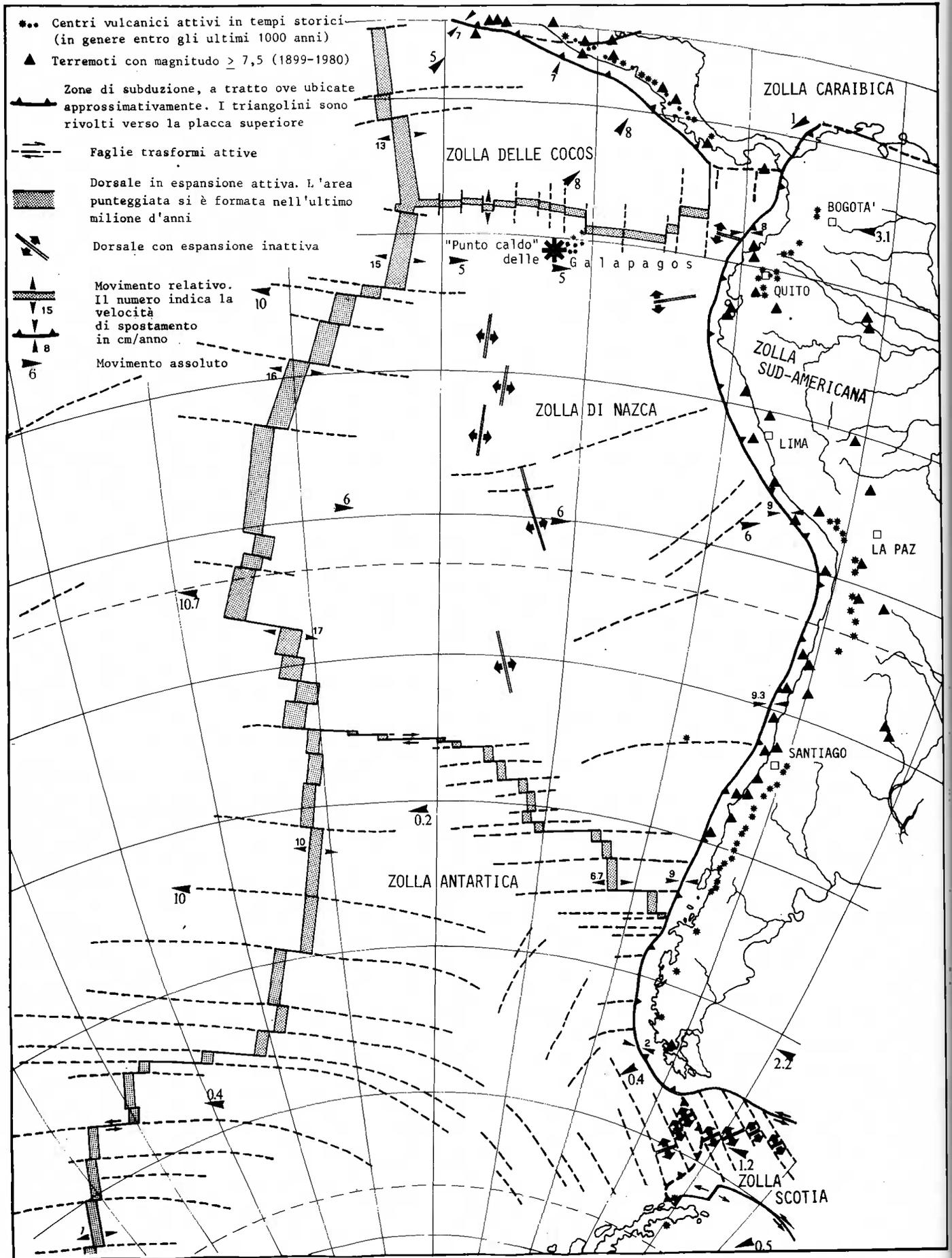
Le rocce metamorfiche andine non presentano facies caratteristiche dell'alta pressione come le facies scisti blu, frequenti nelle Alpi.

Infine, a differenza di ciò che si osserva in quest'ultima catena, sembrano mancare le falde di ricoprimento ed essere invece caratteristiche le pieghe a largo raggio di curvatura ed i sovrascorrimenti con limitato trasporto tettonico, dell'ordine dei 10 km al massimo. La struttura è esemplificata nelle sezioni geologiche della fig. 15.

La regione andina è caratterizzata da una forte sismicità (fig. 14); i terremoti hanno ipocentri superficiali verso la costa e raggiungono le maggiori profondità verso est, al di là della cordigliera orientale.

In tempi recenti, specialmente a partire dal Miocene, l'area andina ha subito un sollevamento accompagnato da un collasso tettonico lungo importanti faglie longitudinali alla catena, che hanno dato origine alle depressioni interandine, dove si sono accumulati i prodotti dell'erosione delle cordigliere e quelli dell'attività vulcanica.

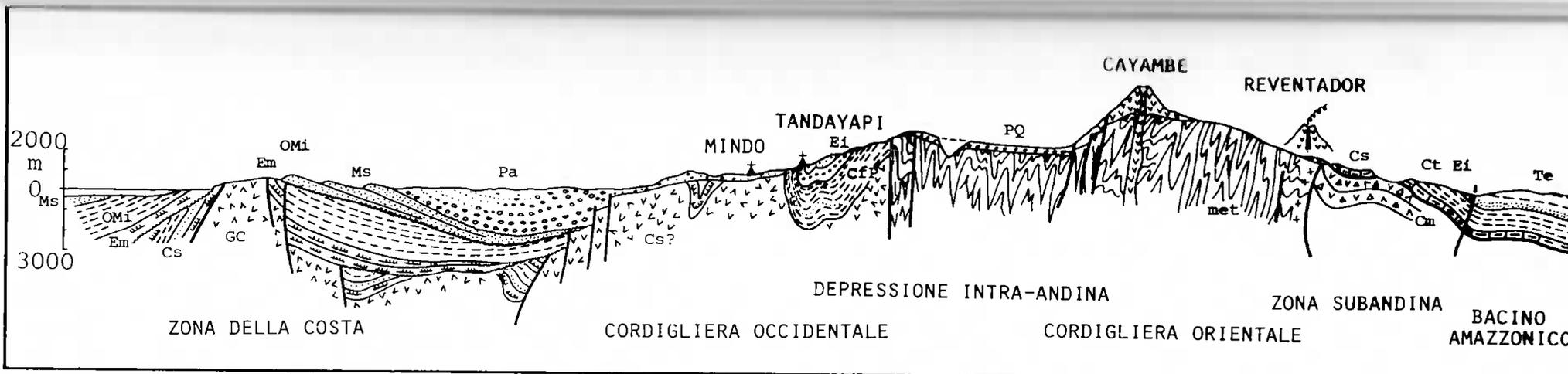
La struttura delle Ande si è formata a partire dal Triassico in diverse fasi deformative, che si sono poi susseguite



16

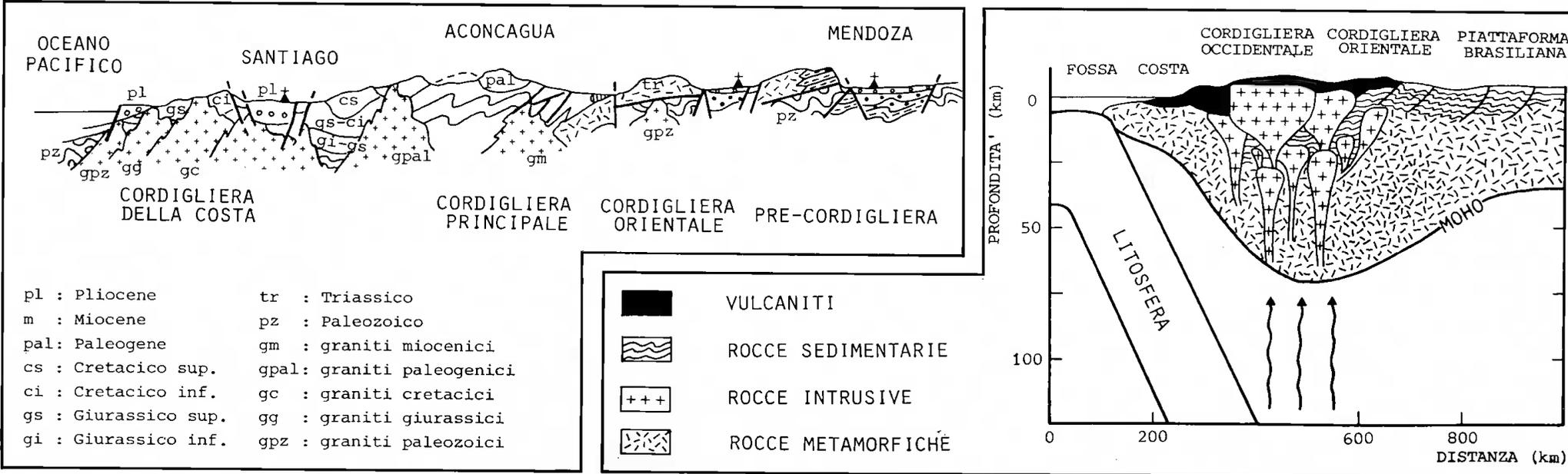
Fig. 14 - Il Pacifico sud-orientale con l'area andina dall'intensa attività vulcanica e sismica. In corrispondenza delle dorsali oceaniche a espansione attiva, si ha formazione di nuova crosta terrestre accompagnata da allontanamento dei due lati con le velocità indicate. In corrispondenza delle fosse oceaniche lungo il bordo dei continenti, la crosta oceanica comincia a

immergersi sotto quella continentale. È indicata la velocità di quest'ultimo movimento che prende il nome di subduzione. Il "punto caldo" delle Galapagos, vicino all'omonimo arcipelago, è ritenuto un'area sotto la quale risalirebbero, dalle profondità del mantello sottostante, colonne di materiale a temperatura più elevata rispetto a quella delle regioni circostanti.



- | | | |
|--|------------------------------------|-------------------------------------|
| PQ : Pliocene e Quaternario continentale | Te : Terziario indifferenziato | Cs : Cretacico superiore |
| Ms : Miocene superiore | CfP: Cretacico terminale-Paleocene | CG : Giurassico sup.-Cretacico inf. |
| OMi: Oligocene-Miocene inferiore | Ct : Cretacico terminale | met: basamento metamorfico |
| Em : Eocene medio | Cm : Cretacico medio | |

Fig. 15 - Sezioni geologiche schematiche attraverso le Ande. Le prime due sezioni sono tratte rispettivamente da B. Faucher e E. Savoyat e da S. Aubouin ed altri, in: Revue de Géogr. phys. et de géol. dynam., vol. 15, 1973)



- | | |
|----------------------|---------------------------|
| pl : Pliocene | tr : Triassico |
| m : Miocene | pz : Paleozoico |
| pal: Paleogene | gm : graniti miocenici |
| cs : Cretacico sup. | gpal: graniti paleogenici |
| ci : Cretacico inf. | gc : graniti cretacicci |
| gs : Giurassico sup. | gg : graniti giurassici |
| gi : Giurassico inf. | gpz : graniti paleozoici |

- | | |
|--|--------------------|
| | VULCANITI |
| | ROCCE SEDIMENTARIE |
| | ROCCE INTRUSIVE |
| | ROCCE METAMORFICHE |

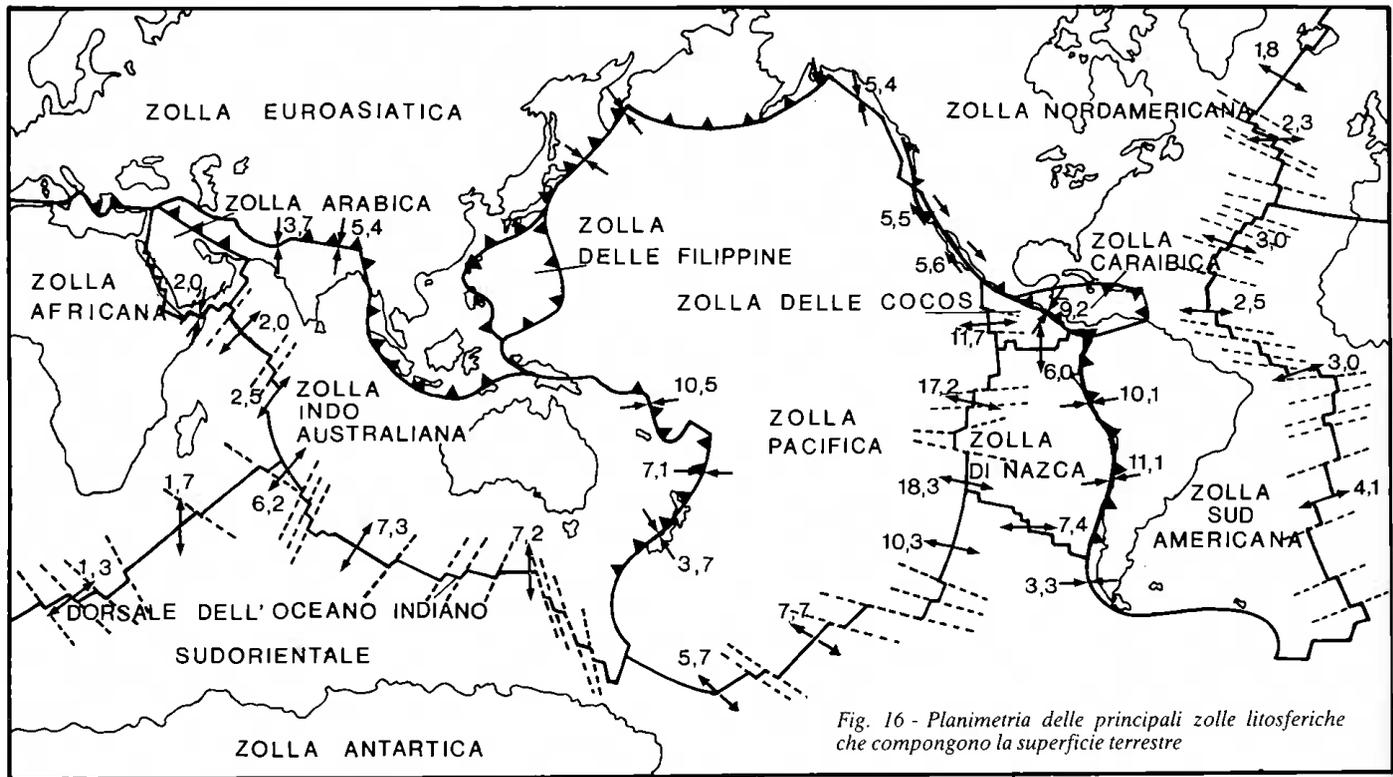
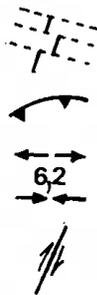


Fig. 16 - Planimetria delle principali zolle litosferiche che compongono la superficie terrestre



Dorsali oceaniche e faglie trasformi (a tratto discontinuo)

Fosse di subduzione attiva e zone di sutura in seguito a collisione continentale

Senso di spostamento delle zolle e loro velocità espressa in cm/anno

Principali faglie trascorrenti e senso di movimento relativo

alla fine del Giurassico, nel Cretaceo medio, alla fine del Cretaceo e dell'Eocene e ancora verso la fine del Miocene.

MODELLI INTERPRETATIVI

La teoria della Tettonica a Placche

Nell'ultimo decennio la *teoria della tettonica a placche* (o *zolle*) ha riscosso numerosi consensi data la sua capacità di spiegare e collegare in modo sintetico i numerosi dati d'osservazione raccolti in ogni parte del globo. Qui ne riassumiamo solo i punti fondamentali rimandando ad altre opere chi volesse approfondire l'argomento (Autori vari, 1974, 1975 e 1980; Hallam 1974; Bosellini, 1976; Young, 1980; Casati, 1985).

La teoria prevede che la crosta terrestre sia suddivisa in un certo numero di placche o zolle (fig. 16) dello spessore di circa 100 km, costituita da crosta oceanica e/o continentale (con relative coperture sedimentarie), e dalla parte superiore del mantello, poggianti sull'astenosfera (costituente un livello piuttosto elevato del mantello terrestre; fig. 17). Le placche litosferiche sono rigide mentre l'astenosfera è caratterizzata da una certa «plasticità»; le loro dimensioni sono piuttosto variabili potendo reggere sul loro dorso interi continenti e/o oceani (es.: placca pacifica, africana, australiana), oppure essere di dimensioni molto più ridotte (microplacche), comunque dell'ordine delle centinaia di migliaia di km² (es.: placca caraibica, placca delle Cocos). Queste placche, che in realtà sono formate da calotte sferiche, sono mosse da correnti convettive esistenti nel mantello terrestre e possono accrescersi o spostarsi l'una rispetto all'altra.

Queste interazioni avvengono, alla scala dei tempi geologici, lungo il perimetro delle placche litosferiche i cui margini possono essere di tre tipi fondamentali: a) margini in accrescimento o divergenti, in corrispondenza delle dorsali oceaniche e grandi sistemi di fratture (rift) continentali (es.: dorsale medio-atlantica, rift africani); b) margini distruttivi o convergenti, in corrispondenza delle fosse oceaniche ed archi insulari (es.: fossa Cile-Perù, fossa delle Filippine); c) margini in scorrimento laterale, in corrispondenza di faglie trascorrenti e trasformi (es.: faglia di San Andreas, faglia Clarion) (fig. 16) (Le faglie trasformi più note sono quelle che interrompono la continuità delle dorsali oceaniche). Lungo i margini in accrescimento si ha generazione di nuova crosta oceanica; essa viene estrusa ed effusa in corrispondenza delle dorsali oceaniche ed aggregata ai margini delle placche che tendono così ad espandersi. Poiché questa teoria non ammette che la superficie del globo aumenti con il passare del tempo, l'ampliamento di certe placche deve essere compensato dalla diminuzione della superficie di certe altre, e questo si verifica lungo i margini distruttivi ove una delle due placche a contatto si inflette sotto l'altra, tuffandosi nel mantello terrestre. Con terminologia geologica questo processo è chiamato *subduzione*. Lungo i margini del terzo tipo infine non si ha né accrescimento né consumo di placche, ma solo scorrimento laterale di una rispetto all'altra. La genesi delle catene montuose è considerata dalla teoria come l'effetto di eventi verificatisi ai margini distruttivi di placche litosferiche. Questi eventi possono seguire linee evolutive molto diverse secondo si abbia interazione tra: A) crosta oceanica e crosta oceanica; B) crosta oceanica e crosta continentale; C) crosta continentale e crosta continentale, (fig. 17).

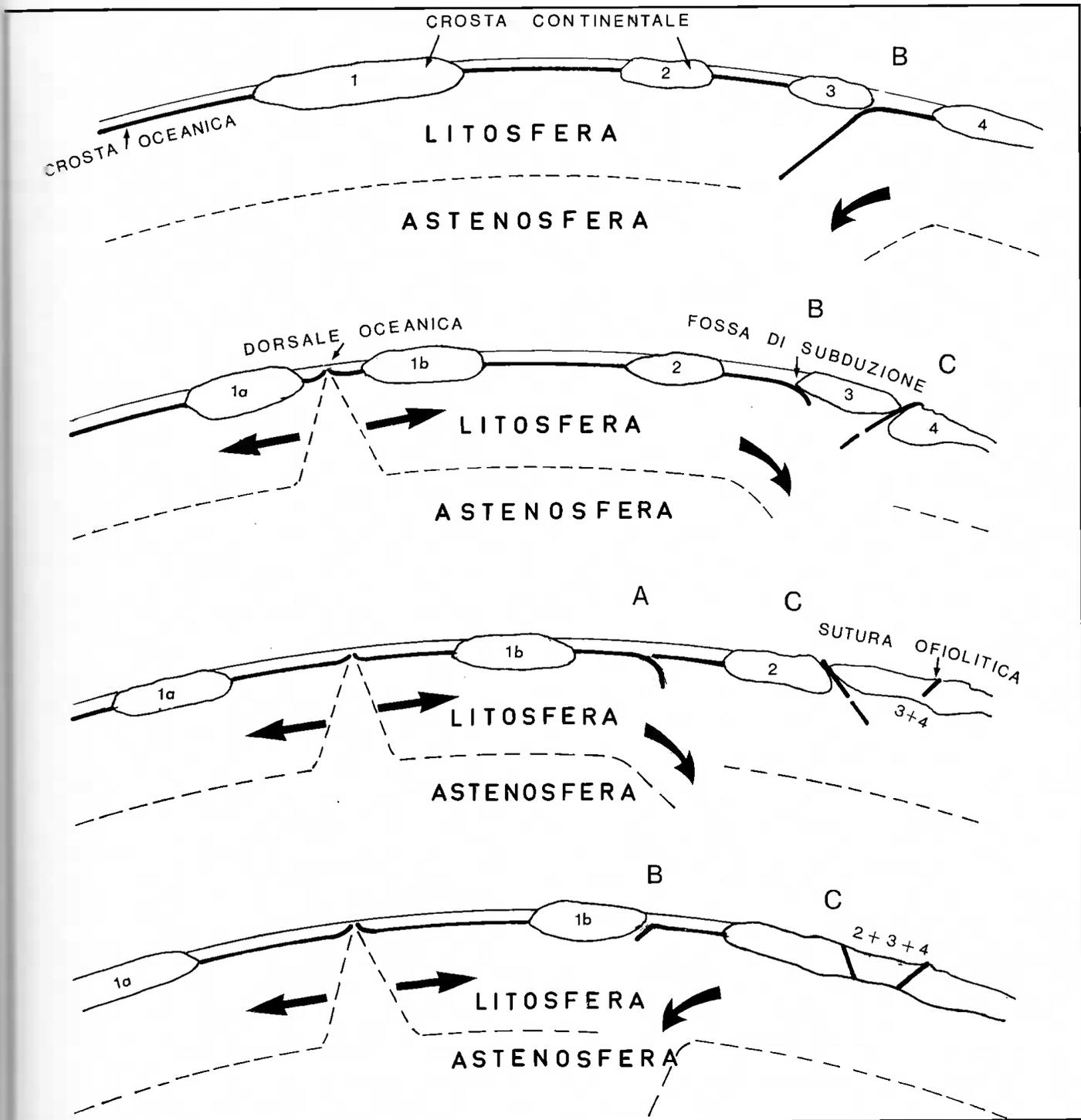


Fig. 17 - Le sezioni indicano schematicamente varie situazioni che possono configurarsi in seguito al movimento tra zolle litosferiche. I numeri 1, 2, 3, 4 indicano altrettanti continenti; le lettere A, B, C si riferiscono a situazioni descritte nel testo. In seguito a movimenti divergenti tra placche, il continente 1 può scindersi nei due frammenti indicati con 1a e 1b, che si allontanano l'un l'altro a misura che si forma nuova crosta oceanica nel mezzo. Nello stesso intervallo di tempo i continenti 3 e 4 vengono avvicinati in seguito alla chiusura dell'oceano intermedio, fino a collidere; tale processo sutura i due continenti e genera una catena montuosa.

Proseguendo l'espansione dell'oceano posto tra i continenti 1a e 1b, successivamente alla sutura dei continenti 3 e 4, il sito di raccorciamento tra zolle deve spostarsi in un altro luogo. (Nel caso ipotizzato al margine occidentale del continente 3). Con l'andar del tempo questo processo può portare alla collisione dei continenti 2 e 3, alla loro sutura e all'innalzamento di un'altra catena montuosa. La direzione del trasporto tettonico delle unità di quest'ultima catena sarà però in senso opposto a quello della catena precedentemente formatasi in quanto i relativi piani di subduzione immergevano in senso opposto

Nel caso «A» la crosta oceanica che forma una delle due zolle, si flette al di sotto di quella che gli sta di fronte formando una lastra che scende verso il mantello con un'inclinazione notevole. Nel caso «B» la crosta oceanica si immerge nel mantello al di sotto di un blocco continentale, con un'inclinazione minore rispetto al caso «A». Il dorso del lembo di placca oceanica discendente, costituito da basalti e dalla loro copertura di sedimenti, trascinato in profondità, subisce inizialmente il metamorfismo d'alta pressione e bassa temperatura. Quest'ultima è causata dal-

l'effetto termico della lastra discendente che mantiene la bassa temperatura che aveva in superficie per un certo intervallo del suo percorso entro il mantello nel quale scende. In seguito si riscalda localmente fino al raggiungimento della temperatura sufficiente per una fusione frazionata (frazione con punto di fusione minore) delle rocce che la costituiscono e di quelle della litosfera ad essa sovrastante. I fusi leggeri che vengono generati, per la loro minor densità tendono a risalire verso la superficie permeando i livelli cristallini più elevati; la maggior parte si

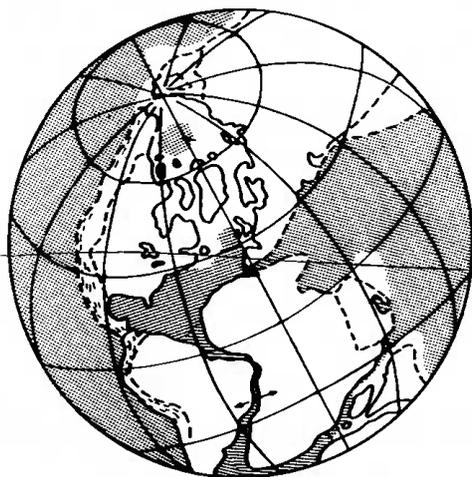
solidifica all'interno di questi formando estesi batoliti granodioritici e granitici, una parte minore raggiunge la superficie terrestre ove origina l'attività vulcanica di tipo andesitico. Nel caso «B» nella fosse si ha l'accumulo di uno spesso cuneo di sedimenti provenienti dall'erosione del continente adiacente.

Perdurando i movimenti convergenti tutta la crosta oceanica della prima zolla può venir consumata, ed un margine continentale giungere in prossimità della fossa di subduzione. Le rocce costituenti la crosta continentale, piuttosto leggere al pari dei sedimenti, non possono venir subdotte se non in minima parte, quindi la convergenza si arresta oppure, perdurando i movimenti di convergenza, si inverte il senso di subduzione e comincia a consumarsi la crosta oceanica della placca contrapposta (fig. 17). Le intrusioni e le effusioni vulcaniche si impostano in questo caso sul margine continentale, ispessendolo e quindi causandone il sollevamento per riequilibrio isostatico. Infatti si verifica sollevamento laddove si ha l'impilamento di materiale relativamente leggero, portato da aree contigue della crosta terrestre. Questo materiale leggero tende a «galleggiare» maggiormente sul substrato ed è per questo che le catene montuose, aree di grande costipamento di rocce relativamente poco dense, raggiungono grandi elevazioni sul livello del mare.

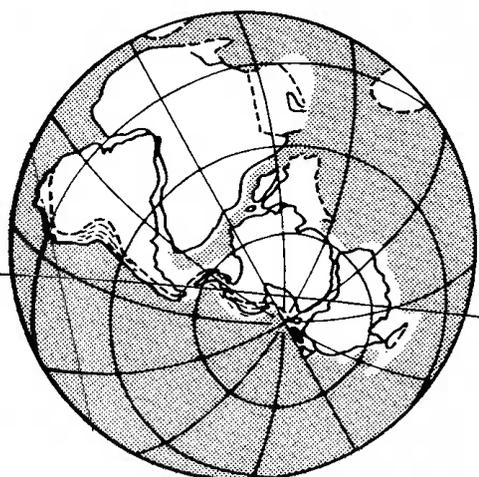
Infine il caso citato al punto «C» (interazione crosta continentale-crosta continentale) può essere visto come un'ulteriore prosecuzione della fenomenologia del punto «B». Perdurando i movimenti di convergenza anche la crosta

oceanica della seconda zolla può venire totalmente subdotta ed anche il margine di un continente presente su quest'ultima giungere in prossimità della fossa di subduzione, ove viene in contatto con il margine continentale della prima (fig. 17). A questo punto si innesca una complessa deformazione del margine continentale della seconda zolla, a partire dalle sezioni crostali più vicine alla fossa di subduzione. Inizia così la fase parossistica della deformazione che interessa dapprima il prisma sedimentario costituito da depositi oceanici, cui segue in ordine di tempo la deformazione del margine continentale entro il quale si impostano piani di taglio dai quali prenderanno corpo le varie unità sovrascorse. Nei corpi rocciosi trascinati a maggior profondità entro la zona di subduzione rimarranno le tracce dell'evento metamorfico d'alta pressione - bassa temperatura rappresentate dagli scisti blu. Nel contempo il movimento di convergenza viene via via frenato data l'impossibilità di un'estesa subduzione di crosta continentale leggera (es.: Alpi occidentali) oppure viene dissipato con movimenti di assestamento distribuiti su una vastissima area (es.: Asia centrale posta a nord della catena himalayana).

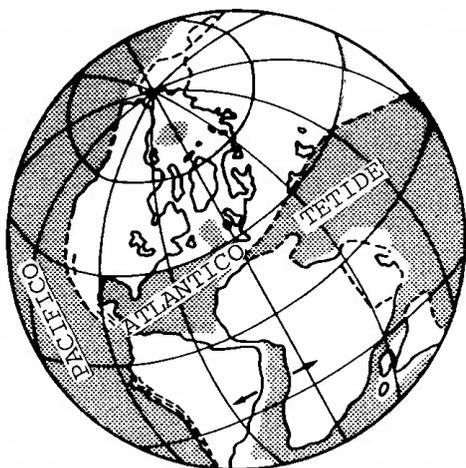
I dislivelli che si creano possono innescare lo scivolamento gravitativo di vasti corpi rocciosi, in corrispondenza per lo più di orizzonti plastici che agiscono da *lubrificante tettonico*. Questi corpi rocciosi sono formati solitamente da lembi di copertura sedimentaria che, dalle parti assiali della catena, scivolano verso le zone periferiche più depresse. Dato che il sollevamento è più precoce nelle zone interne



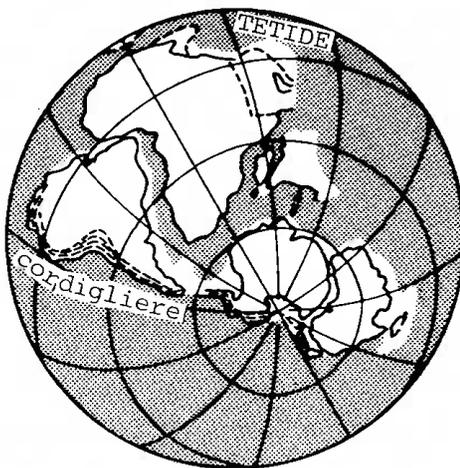
CRETACEO



INFERIORE

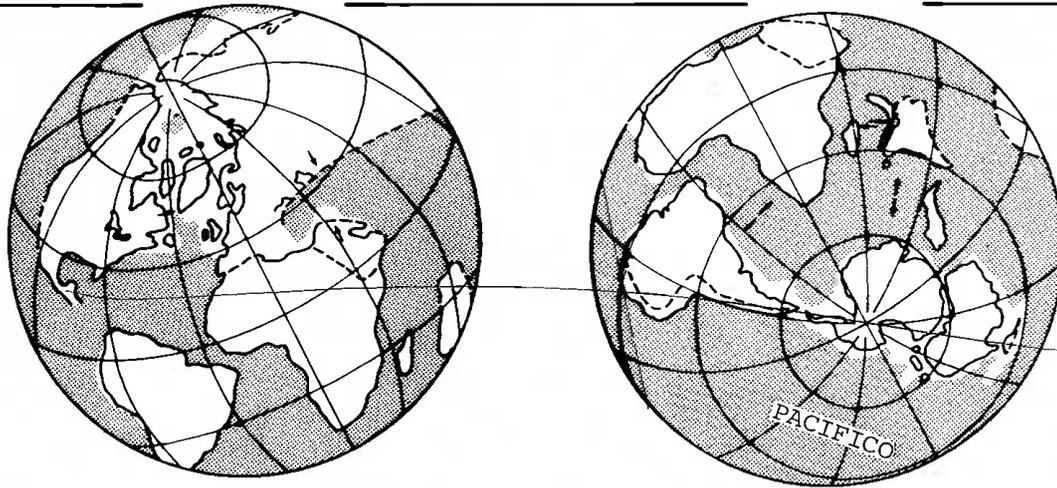


CRETACEO MEDIO

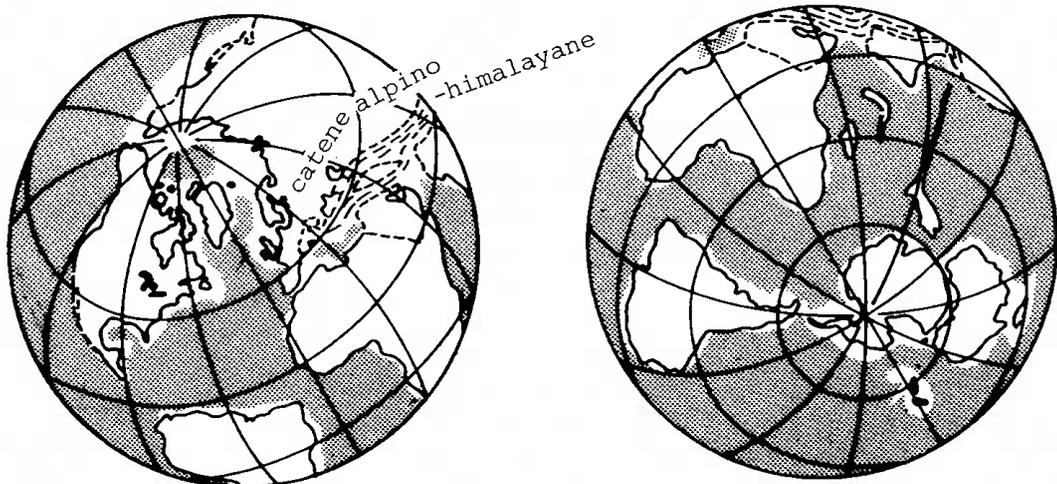


mente sub-
 presente su
 di subdu-
 continentale
 una com-
 ale della
 vicine alla
 stica della
 edimenta-
 ordine di
 le entro il
 enderanno
 osi trasci-
 bduzione
 'alta pres-
 scisti blu.
 ne via via
 one di cro-
 i) oppure
 distribuiti
 nord della

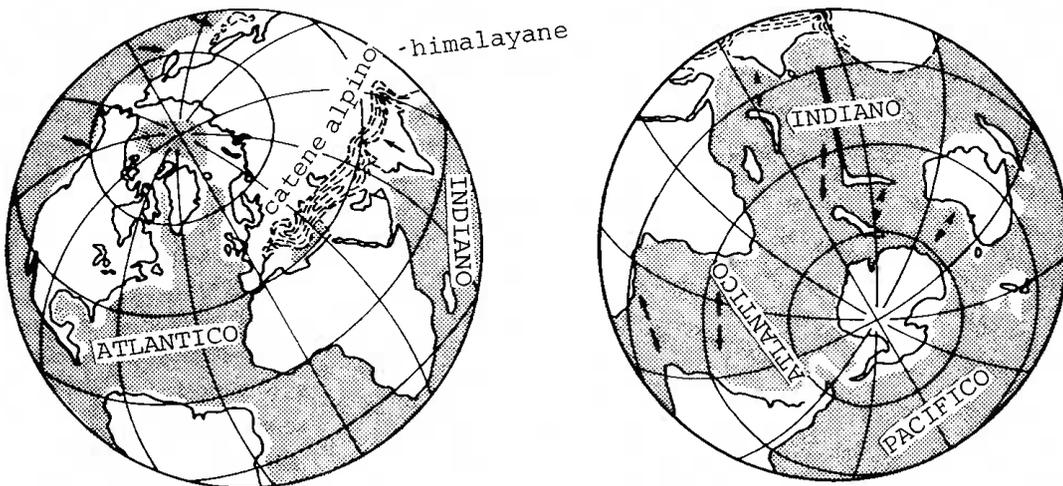
lo scivola-
 spondenza
 ubrificante
 amente da
 ssiali della
 depresse.
 ne interne



CRETACEO SUPERIORE



EOCENE



TERZIARIO MEDIO

Fig. 18 (pagina a fianco e sopra) - La formazione delle catene alpine è collegata con l'apertura dell'Atlantico a partire del Cretaceo inferiore e conseguenti spostamenti, rotazioni e collisioni di continenti. La catena himalayana è sorta per avvicinamento dell'India all'Asia in seguito alla quale i due blocchi conti-

entali sono entrati in collisione. (Si vedano anche le figg. 19 e 20). Le Ande sono invece il risultato della subduzione del fondo del Pacifico sotto al continente sud-americano. La ricostruzione delle antiche posizioni dei continenti è basata su studi di paleomagnetismo (Si veda, per questo, la fig. 21) (Da Irving)

(dal punto di vista geologico) delle catene, gli scivolamenti sono più frequentemente diretti verso le zone periferiche dell'avampaese.

Per giungere all'evoluzione del tipo «B» non è necessario passare preventivamente attraverso l'evoluzione del tipo

«A», come per giungere a quella del tipo «C» non è necessario passare preventivamente attraverso ambedue i tipi «A» e «B». Il punto di inizio dell'evoluzione dipende dalla zona in cui si è impostata la fossa di subduzione, in posizione intraoceanica o addossata a un margine continentale,

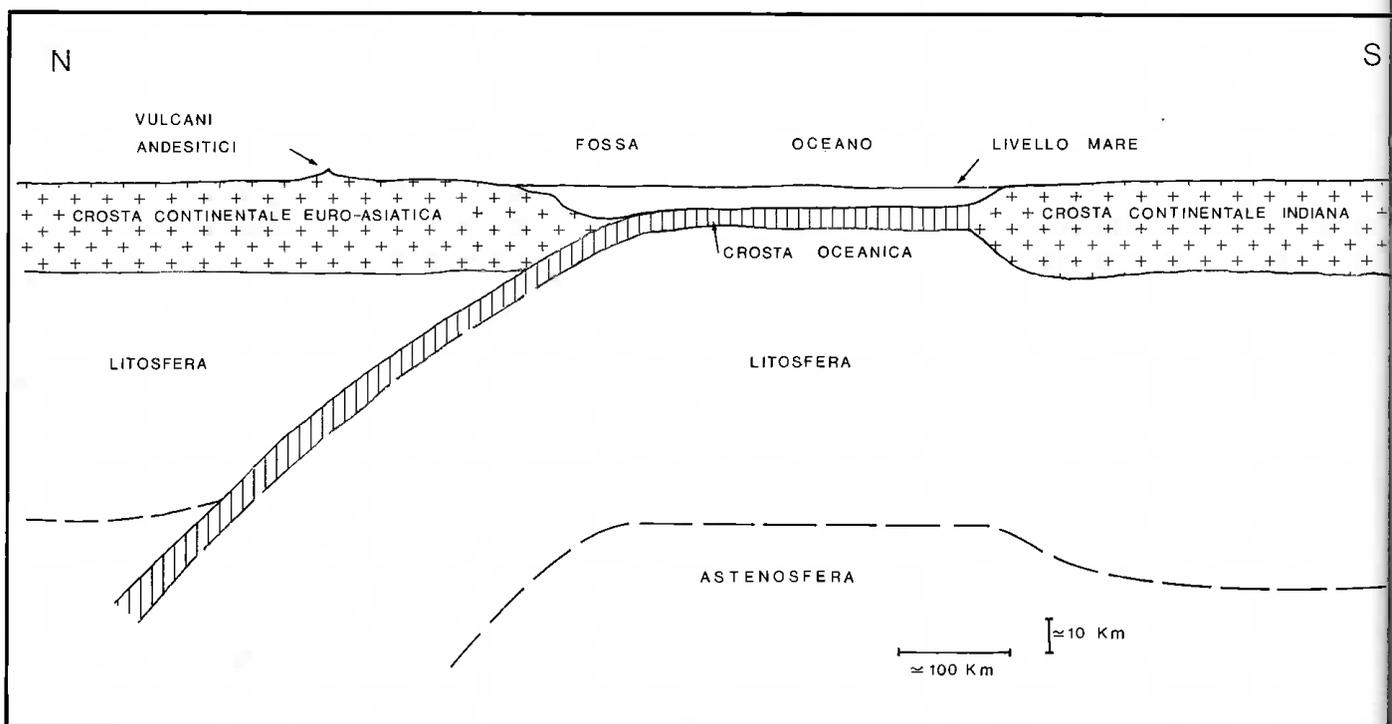
e dalla distanza del margine continentale dalla fossa di subduzione. Nel caso di un oceano ampio (es.: oceano Pacifico) la subduzione di crosta oceanica potrà protrarsi per lunghissimi periodi di tempo generando una robusta cordigliera ricca di vulcani (es.: Ande). Nel caso di oceano stretto (es.: paleo-oceano Tetide; si veda oltre) la crosta oceanica, meno vasta, verrà subdotta più rapidamente e non potrà generare cospicue manifestazioni magmatiche; il margine continentale, giunto in prossimità della fossa di subduzione, innescherà le fenomenologie relative generando una catena a falde di ricoprimento (es. Alpi).

Da quanto sopra esposto gli eventi descritti per il caso «A» sono in grado di spiegare la genesi di archi insulari, caratterizzata da intensa attività vulcanica e di catene vulcaniche in genere sottomarine (es.: Marianne, Tonga-Kermadec e Sandwich australi). Gli eventi descritti per il caso «B» spiegano la genesi di cordigliere vulcaniche situate al margine di continenti (es.: Cordigliera andina). Gli eventi descritti per il caso «C» spiegano infine la genesi di catene a falde di ricoprimento esemplificate dalle catene alpine in senso lato e himalayane.

Queste ultime sarebbero dovute alla chiusura di un antico oceano, denominato Tetide che nel Giurassico e parte del Cretaceo separava un raggruppamento di continenti settentrionali (denominato *Laurasia*, comprendente l'Europa settentrionale, l'Asia e l'America settentrionale) e un raggruppamento di continenti australi (denominato *Gondwana*, comprendente l'Africa, l'India e l'America meridionale). Questo oceano era aperto a forbice verso est ed era incernierato nell'attuale area caraibica, quindi era più vasto nella zona orientale e più ristretto nella zona occidentale (attuale area mediterranea), ove sembra non superasse 1000 km di apertura (fig. 18). Durante un lasso di tempo di circa 100 milioni d'anni, nell'oceano, e lungo i margini continentali, si sedimentarono varie successioni litologiche. A partire dal Cretaceo iniziò il riavvicinamento del margine settentrionale con quello meridionale come conseguenza, si ritiene, dell'inizio dell'apertura dell'attuale oceano Atlantico, mentre contemporaneamente si individuava la zolla indiana, che si separava dall'Africa orientale ed iniziava una lunga marcia verso nord in direzione del margine continentale asiatico (fig. 19 e 20). La litosfera oceanica della zolla indiana si infletteva al di sotto del margine continentale asiatico e, per un periodo di tempo durato alcune decine di milioni di anni venne subdotta

sotto questo. Come conseguenza il margine continentale asiatico finché, circa 40-60 m.a. fa, essi vennero in contatto. La sutura ofiolitica affiorante sull'allineamento Indo Tsang po (Brahmaputra) è l'unica testimonianza del precedente oceano che, per la restante parte, è stato totalmente riassorbito entro il mantello terrestre. La marcia verso nord della zolla indiana non cessò del tutto dopo la collisione con il margine asiatico: essa è continuata fino ad oggi spingendosi ulteriormente in direzione nord per circa 2000 km ed inserendosi sempre più all'interno del margine continentale asiatico a mò di punzone (*ipercollisione*). Questo meccanismo avrebbe provocato la formazione dei due fasce di faglie trascorrenti che delimitano ad ovest ed a est le catene del Karakorum e dell'Himalaya.

Passando ora ad esaminare la situazione mediterranea si nota che essa è ancor più complicata data la molteplicità delle suture ofiolitiche (se ne veda la distribuzione in fig. 1) e la coesistenza di catene a falde, con trasporto tettonico spesso antitetico (es.: Appennini - Dinaridi), con catene che ne sono virtualmente prive. Tale complicazione è generalmente spiegata dagli studiosi ammettendo l'esistenza di microzolle dotate di crosta continentale, interposte, in questa zona della Tetide, tra le zolle continentali maggiori (paleo-Europa e Africa) e/o l'esistenza di accentuati promontori del margine africano. Viene anche ammessa la possibilità che il movimento di subduzione, a causa del quale le due masse continentali maggiori venivano via via ravvicinate, fosse accompagnato da un sensibile movimento di trascorrenza con spostamento della zolla africana verso est relativamente a quella paleo-europea (trascorrenza sinistra, fig. 21). Durante le ultime fasi della chiusura oceanica le microzolle intermedie o i promontori del margine africano, (una o uno dei quali costituiva l'*Adria*, cioè in pratica l'area dell'attuale mare Adriatico e l'area ad esso circostante), sarebbero collisi per primi con il margine europeo, mentre in zone adiacenti poteva proseguire la subduzione di crosta oceanica. Nelle limitate zone di collisione si sarebbe innescata la fenomenologia della sutura continentale secondo i modelli descritti al punto «C». Il concomitante movimento di trascorrenza avrebbe inoltre indotto una rotazione antioraria delle microzolle intermedie (o torsione dei promontori intermedi), che si comportano quasi come dei rulli messi in movimento dallo scorrimento in senso opposto dei margini che li imprigionavano



continentale
 continentale
 in con-
 to Indo-
 el prece-
 almente
 rso nord
 ione con
 spingen-
 0 km ed
 in tale
 meccan-
 di faglie
 tene del
 ranea si
 teplicità
 in fig. 1)
 ettonico
 n catene
 è gene-
 tenza di
 , in que-
 maggiori
 ati prom-
 nessa la
 usa del
 o via via
 e movi-
 africana
 trascor-
 chiusura
 del mar-
 ia, cioè
 ad esse
 margine
 guire la
 di colli-
 a sutura
 «C». Il
 inoltre
 interme-
 compor-
 o scori-
 navano.

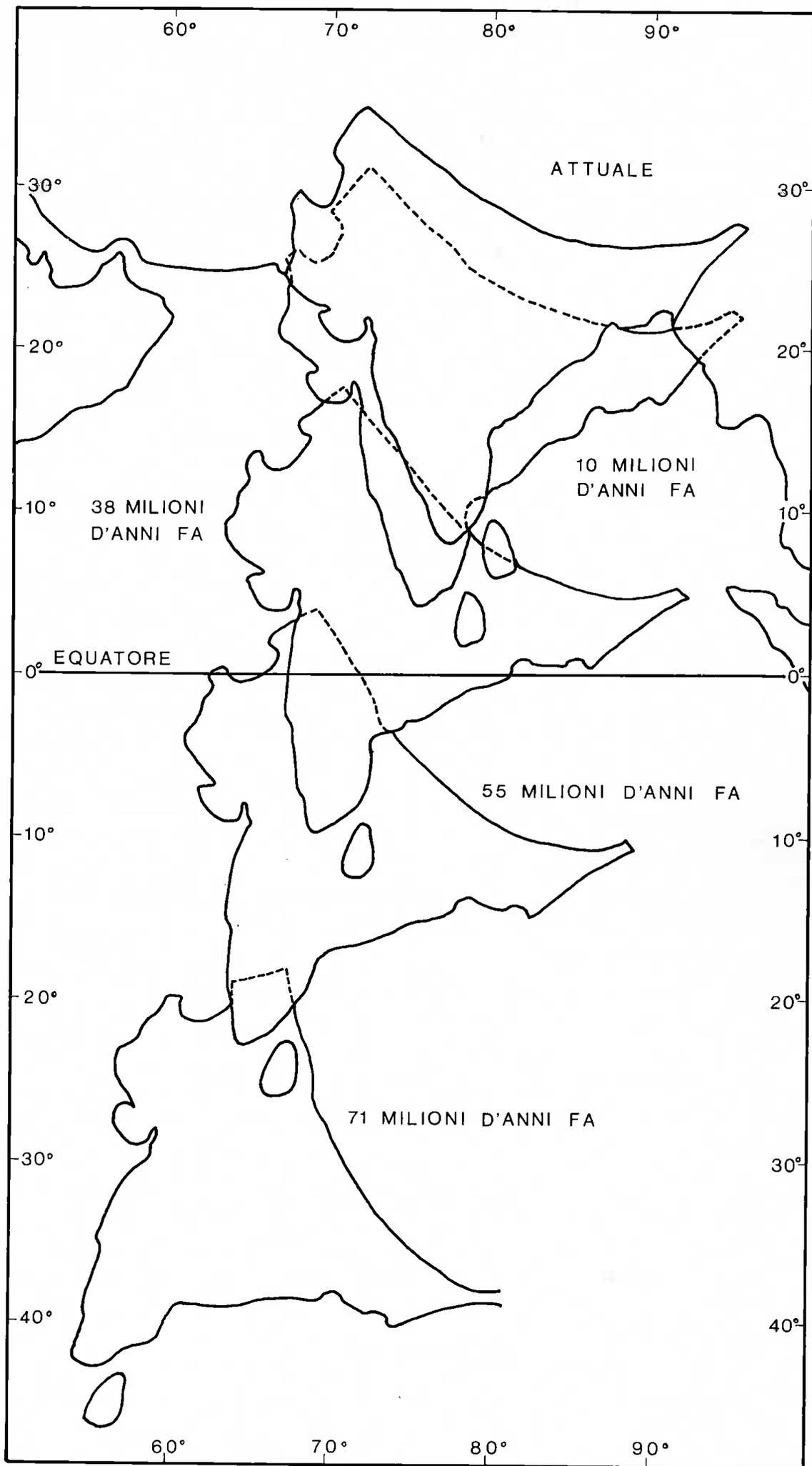


Fig. 20 - Ricostruzione delle tappe dell'avvicinamento dell'India all'Asia (da Molnar e Tapponier)

Fig. 19 (pagina precedente) - Ricostruzione della geometria della subduzione tra la zolla indiana ed il margine meridionale del continente asiatico. La catena himalayana è sorta in seguito alla collisione dei due margini continentali. (Si veda anche la fig. 12)

S

+ +
 ANA +
 + +
 + + +
 + + +

Il margine delle microzolle poteva venir suturato in tempi successivi a misura che procedeva la collisione con il margine continentale contrapposto.

L'esistenza delle rotazioni non è puro parto della fantasia escogitato per giustificare complessi dati d'osservazione, ma è stata scoperta attraverso misure sperimentali del *magnetismo residuo* delle rocce (*paleomagnetismo*). (Per non frammentare troppo il discorso diamo un rapido cenno di queste metodologie nella didascalia della fig. 21). Inoltre, successivamente alla collisione di un margine di microzolla, se alle spalle di questa vi era una zona con crosta oceanica, il raccorciamento complessivo della Tetide poteva continuare in quanto poteva formarsi una nuova fossa di subduzione lungo un altro margine di zolla (*salto della fossa*, si veda la fig. 17), con un piano di subduzione immerso nello stesso senso o in senso opposto rispetto al primo. Tali salti di fosse ed inversioni dell'immersione del piano di subduzione possono spiegare la molteplicità di linee di sutura e vergenze contrapposte visibili in parecchie catene alpine.

Le deformazioni della Crosta Continentale in caso di «Punzonamento»

Questa teoria non attribuisce alla crosta continentale un comportamento completamente rigido (come fa la tettonica a placche) bensì un comportamento rigido-plastico; non si tratta di una teoria in contrapposizione con la precedente della quale accetta tutti gli assunti fondamentali, ma costituisce un'approfondita analisi delle deformazioni nelle zone circostanti la sutura.

A similitudine delle deformazioni evidenziate dai metalli durante i processi metallurgici, Molnar e Tapponier (1976, 1977) ammettono che anche la crosta continentale in seguito alla collisione possa subire deformazioni che si propagano su un'area ben più vasta della stretta zona di sutura, contribuendo a realizzare peculiari caratteristiche osservabili in talune zone corrugate.

Tali caratteristiche sarebbero particolarmente accentuate nell'Asia centrale in seguito all'ipercollisione («punzonamento») della zolla indiana contro il margine asiatico. L'ulteriore ravvicinamento, successivo alla collisione vera e propria, non potendo essere assorbito mediante subduzione di crosta continentale, verrebbe dissipato mediante una complessa redistribuzione della crosta sul piano orizzontale ad opera di un fitto sistema di faglie interessanti una vastissima area.

Questa redistribuzione si realizzerebbe mediante *spremitura rigido-plastica* di cunei di crosta continentale asiatica verso i lati del punzone continentale in via di inserimento; verso est e verso ovest rispettivamente (si veda la fig. 11). Il cuneo occidentale si ritiene abbia un minor grado di libertà trovando una maggior resistenza alla sua espulsione dal contrasto offerto dalla vasta crosta continentale euro-asiatica esistente verso est; il cuneo orientale, rappresentato dalla Cina meridionale e dal Tibet, avrebbe invece un maggior grado di libertà in quanto per la sua relativa vicinanza al margine oceanico pacifico, che offre un contrasto meno accentuato, trova una resistenza minore. Nella zona frontale dell'ipercollisione, nel corpo della crosta continentale indiana, in conseguenza della compressione, si sono formati i piani di taglio suborizzontali che abbiamo già citato (sovrascorrimento frontale, sovrascorrimento centrale e sovrascorrimento marginale) che separano grossi embrici di crosta accavallati verso sud.

Tapponier nel 1977 ha esteso anche all'area mediterranea questo modello di punzonamento. In questo contesto la crosta paleo-europea, in seguito ai movimenti di convergenza per chiusura della Tetide, sarebbe stata punzonata dai due promotori del continente africano: il promontorio italo-dinarico ed il promontorio arabo.

In seguito alla collisione, sul fronte di tali punzoni si

sarebbero formate le suture ofiolitiche secondo gli stessi meccanismi proposti dalla teoria della tettonica a zolle, ma a causa della loro ulteriore penetrazione si avrebbe avuto la spremitura laterale di crosta del margine continentale paleo-europeo.

Teoria dell'Undazione

Questa teoria è stata elaborata a partire dagli anni '30 da diversi autori.

È quindi precedente all'elaborazione della teoria della tettonica a placche alla quale si contrappone per certi aspetti fondamentali. Essa è stata continuamente sostenuta e perfezionata da Van Bemmelen fino al 1977. In anni in cui la teoria della tettonica a placche appare un dogma della fede scientifica, ci pare opportuno illustrare brevemente anche la voce del dissenso.

Secondo Van Bemmelen le catene montuose si formano essenzialmente per l'azione di movimenti verticali; il raccorciamento crostale, con i movimenti tangenziali che lo caratterizzano, interviene anch'esso, però come conseguenza della prima azione ed in via quantitativamente subordinata anche se con conseguenze molto vistose dal punto di vista strutturale. Come si può notare è agli antipodi di un caposaldo concettuale della tettonica a placche per la quale i movimenti di tipo fondamentale sono quelli orizzontali tra le placche. La componente verticale del movimento sarebbe data dalla risalita verso la superficie di colonne di materiale solido più caldo e meno denso provenienti dal mantello (*mantle plumes*); esse costituiscono l'omologo delle celle convettive ammesse dalla tettonica a placche. Il diametro di tali pennacchi caldi varierebbe entro ampi limiti e potrebbe giungere a circa 1000 km. Nelle zone di emergenza essi genererebbero intumescenze della crosta (chiamate da alcuni *geotumori*), che si propagherebbero in seguito lateralmente alla zona epicentrale come la cresta di un'onda. Da qui il termine di *undazione* per denominare la teoria.

Nell'area mediterranea sarebbe giunta in superficie, a partire dal Giurassico, una successione di pennacchi di materiale caldo proveniente dal mantello. Una prima undazione del diametro di circa 1000 km si sarebbe irradiata nell'area dell'attuale mar Ionio, mentre altre aventi diametri minori, sarebbero seguite nel corso del Cretaceo e del Cenozoico.

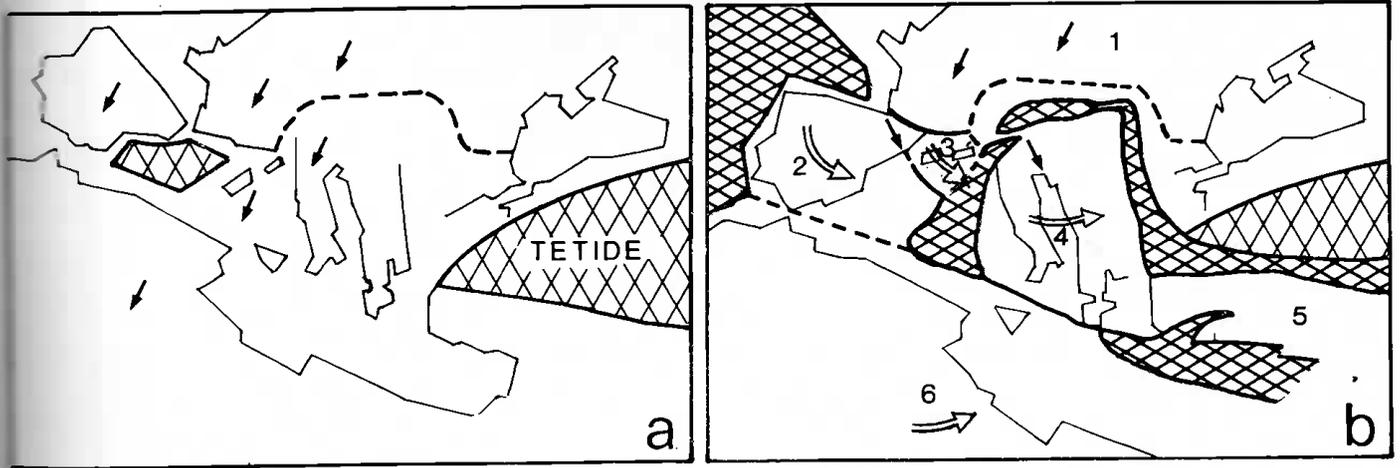
Esse sarebbero state centrate sull'attuale area adriatica, sulla pianura panonica e sul bacino di Alboran. Le intumescenze rappresenterebbero la tetto-genesi primaria e provocherebbero reazioni tettoniche secondarie dovute al riaggiustamento gravitativo che determina traslazione verso l'esterno dei corpi rocciosi che costituiscono le falde delle varie catene.

Questo modello è particolarmente adatto a giustificare la vergenza delle varie unità strutturali verso la parte convessa delle diverse catene mediterranee. Tale lato rappresenterebbe la zona periferica del geotumore primario verso la quale sarebbero migrati corpi rocciosi precedentemente situati in posizione più interna. La zona verso la parte concava, attualmente per lo più costituita da depressioni strutturali, sarebbe la zona in cui si era manifestato il geotumore, collassata.

Il collasso si sarebbe verificato in seguito ai processi di corrosione e digestione geochimica avvenuti alla base della crosta continentale ad opera del materiale caldo risalente dal mantello. La crosta continentale si trasformerebbe così in una crosta di tipo intermedio rispetto a quella oceanica, diventando più densa.

Il riaggiustamento isostatico che ne consegue causerebbe lo sprofondamento della zona.

Nell'ambito di questa teoria le rocce ofiolitiche rinvenibili come scaglie tettoniche fra le falde, sono considerate lembi della parte sommitale di protrusioni del mantello.



↙ Direzione dei vettori paleomagnetici misurati su rocce di età permiana



Zone con crosta di tipo oceanico durante il passaggio tra il Permiano e il Triassico inf.



Zone con crosta di tipo oceanico all'inizio del Terziario



Senso delle supposte rotazioni antiorarie di alcuni blocchi crostali (2: microzolla iberica, 3: microzolla corso-sarda, 4: microzolla italo-dinarica, 6: zolla africana), che si ottengono pensando di riallineare le direzioni dei vettori paleomagnetici di queste zolle a quelle dei vettori paleomagnetici dell'Europa centro-settentrionale, o "Europa ercinica" (1), considerata stabile durante l'orogenesi alpidica

Fig. 21 - Ricostruzioni paleogeografiche della posizione dei blocchi crostali della zona mediterranea in tempi successivi: nel quadro a la situazione al tempo tra il Permiano e il Triassico inferiore; nel quadro b all'inizio del Terziario.

La misura del magnetismo residuo delle rocce rende possibile la determinazione di alcune caratteristiche del campo magnetico terrestre (c.m.t.) esistente al momento in cui si è formata la roccia esaminata (la cui età va stabilita per altra via), nel luogo della sua formazione. Nella ragionevole ipotesi che il c.m.t. sia sempre stato essenzialmente dipolare,

coassiale e praticamente centrato con l'asse di rotazione terrestre, il metodo permette il confronto tra l'orientazione del c.m.t. attuale e l'orientamento dei campi del passato. La non coincidenza di tali direzioni, che veniva in precedenza imputata a migrazioni dei poli magnetici, viene ora attribuita a spostamenti e/o rotazioni di zolle crostali. Con questo metodo è stato possibile quantificare gli spostamenti dei vari blocchi crostali. Nell'area mediterranea numerosi ricercatori sono stati attivi in questo genere di studi, permettendo di ricostruire con un certo dettaglio i meccanismi di spostamento delle varie zolle e microzolle (ridisegnata da K. De Jong)

scappate nel corso dei movimenti orizzontali delle unità tettoniche.

CONCLUSIONI

Per ragioni di spazio non si sono potute illustrare tutte le teorie formulate per illustrare la genesi delle catene montuose. Abbiamo brevemente accennato alla teoria della tettonica a zolle, con alcune variazioni al contorno riguardanti il comportamento semirigido dei continenti, e solo a una delle numerose teorie in contrapposizione con essa. Abbiamo ignorato le teorie ormai superate, ma ancora nella breccia fino a pochi anni or sono. Seguiranno la stessa sorte anche le teorie attualmente più accreditate? È possibile: la genesi delle catene montuose è un argomento scientifico ancora dibattuto che lascia ampio spazio alla futura ricerca.

Si aggiunga che le catene trattate in questa nota sono solo alcune delle catene alpidiche, cioè quelle formatesi

durante il ciclo tettonogenetico più recente, che ha avuto la sua acme tra 90 e 30 m.a. fa. Altri cicli tettonogenetici hanno però interessato il globo terrestre in epoche geologiche più antiche. Andando a ritroso nel tempo sono stati distinti, come abbiamo precisato fin dall'inizio, un ciclo ercinico nel Paleozoico superiore, un ciclo caledoniano nel Paleozoico inferiore, e durante il Precambriano molti altri cicli che non risultano più chiaramente separabili. Le catene montuose da essi generate sono state oggetto di intensa erosione nel corso di molte decine di milioni d'anni; sono state coinvolte nei cicli tettonogenetici successivi e per lo più smembrate. Spesso non esistono più come entità geografica e la loro passata presenza si può arguire solo da accurati studi delle deformazioni che mostrano di aver subito rocce affioranti su superfici topografiche poco accidentate. È facile intuire che lo studio di queste antiche catene è ancor più difficile dello studio delle catene recenti.

Il confronto di corrugamenti di diversa età potrà dirci se i meccanismi deformativi che attualmente si pensa siano

all'opera nella crosta del nostro pianeta sono gli stessi che hanno agito anche nel più lontano passato (principio dell'attualismo), oppure se un tempo essi sono stati diversi ed il nostro pianeta segue un'evoluzione a senso unico, non ripetitiva.

Bibliografia

AUTORI VARI (1974) - *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. Data for orogenic studies*. Scottish Academic Press, Edimburgo.

AUTORI VARI (1975) - *La riscoperta della Terra*. EST Mondadori, Milano.

AUTORI VARI (1980) - *La dinamica della Terra. Letture da "Le Scienze"*. Le Scienze S.p.A., ed., Milano.

BOSELLINI A. (1978) - *Tettonica delle placche e geologia*. Bovolenta ed., Ferrara.

CASATI P. (1985) - *Scienze della Terra. Vol. I, Elementi di Geologia generale*. CLUED ed., Milano.

GANSSER A. (1964) - *Geology of the Himalayas*. John Wiley & Sons, London.

HALLAM A. (1974) - *Una rivoluzione nelle scienze della Terra. Dalla deriva dei continenti alla tettonica a placche*. Zanichelli ed., Bologna.

YOUNG P. (1980) - *Deriva dei continenti e oceani in movimento. Un'introduzione alla tettonica a placche*. Zanichelli ed., Bologna.

LE PICHON X., FRANCHÉTEAU J., BONIN J., (1973) - *Plate tectonics*. Elsevier Sc. Publ. Co., Amsterdam.

MOLNAR P. e TAPPONIER P. (1977) - *La collisione tra India e Eurasia*. Le Scienze n. 108, Milano.

TAPPONIER P., MOLNAR P. (1976) - *Slip-line field theory and large scale continental tectonics*. Nature, vol. 264, 319-324, New York.

TAPPONIER P. (1977) - *Evolution tectonique du système alpin et Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique*. Bull. Soc. Géol. France, 7, vol. 19, 437-460.

VAN BEMMELEN R.W. (1976) - *Plate Tectonics and the Undulating model: a comparison*. Tectonophysics, vol. 32, 145-182, Amsterdam.

Proposta di parco ed escavazione di gesso nell'Alto Appennino Reggiano

Mario Bertolani*

Nell'alta valle del Secchia, in Provincia di Reggio Emilia, affiora l'unico lembo di evaporiti del Trias dell'Appennino settentrionale. Si tratta di gessi, anidriti, dolomie e calcari, ai quali si aggiunge in profondità il salgemma.

Gli affioramenti, sotto forma di diapiri, si allineano lungo le due sponde del fiume e sono sede di un carsismo tutto particolare, che vede, come fenomeno principale, la formazione di anse sotterranee dei corsi d'acqua che solcano la zona. Le cavità ospitano una fauna di grande interesse con specie endemiche.

All'estremità orientale delle evaporiti, in località Molino di Poiano, sgorgano acque salate con una portata media di 600 litri al secondo. Sui fianchi di alcuni di questi diapiri, la cui sommità raggiunge appena gli 800 metri, si è insediata una flora con rare specie alpine, tra cui l'*Artemisia lanata* e l'*Ononis rotundifolia*. Il paesaggio è dominato dalla Pietra di Bismantova, la montagna rocciosa strapiombante, citata da Dante come simbolo di dirupo. Si tratta perciò di una zona di alto interesse naturalistico.

D'altro canto la grande quantità di gesso esistente ha invogliato ad aprire cave in uno di questi affioramenti, il M. Carù, posto al centro della zona di maggior interesse. Il gesso non è buono, ma è tanto e industrialmente utilizzabile, tanto da poter procurare un'ottantina di posti di lavoro agli abitanti della zona, costretti a un pesante pendolarismo e ad alimentare una possibile fabbrica locale di cartongesso.

Esiste una proposta di parco, chiamato parco della Pietra, che comprende anche alcuni affioramenti evaporitici, ma si ferma al fiume Secchia, che è confine amministrativo tra due comuni, lasciando fuori il M. Carù e le Fonti di Poiano.

È augurabile che i responsabili del territorio e in particolare la Comunità Montana dell'Appennino Reggiano, sappiano evitare l'escavazione in questa zona unica e integra nel suo interesse naturalistico, comprendendola nel futuro parco, almeno per quel che riguarda il nucleo centrale, che è anche il più interessante, spostando, anche se ciò comporta ugualmente sacrificio, l'escavazione in aree di minor interesse naturalistico.