

La struttura profonda dell'area mediterranea

La costruzione delle catene alpidiche circummediterranee ha comportato grandi accorciamenti crostali. Quali sono state le implicazioni profonde e in che modo il mantello ha partecipato a questi fenomeni geodinamici?

di G. F. Panza, G. Calcagnile, P. Scandone e S. Mueller

È un risultato oggi acquisito in geologia che le catene montuose circummediterranee rappresentano fasce di intenso corrugamento crostale dovuto al processo di collisione tra la massa continentale europea e quella africana. In questa morsa è stato schiacciato un antico oceano, la Tetide, che nel Giurassico e nel Cretaceo inferiore (periodo di tempo collocabile tra 170 e 100 milioni di anni fa) separava i due continenti. Unici relitti di questo oceano sono le ofioliti (rocce basiche e ultrabasiche ritenute rappresentative della crosta e del mantello superiore oceanici) e i sedimenti abissali a esse associati, che si ritrovano in fasce discontinue nelle coltri di ricoprimento che compongono le catene. Tra il Cretaceo inferiore e l'Eocene (tra 100 e 50 milioni di anni fa) i due margini continentali si sono ravvicinati fino a entrare in collisione, e gran parte della litosfera oceanica è stata consumata per subduzione. Nella collisione continente-continente, col procedere della compressione, gigantesche schegge di crosta si sono accavallate una sull'altra, producendo accorciamenti degli originari margini continentali dell'ordine di centinaia di chilometri.

La struttura delle Alpi costituisce un esempio classico di «sandwich» dovuto a collisione continentale. Geometricamente infatti si distinguono tre gruppi di falde di ricoprimento: le falde elvetiche e le falde penniniche inferiori e medie, che derivano dalla deformazione del margine continentale europeo, le falde penniniche superiori, di provenienza oceanica e le falde australpine, che derivano dalla deformazione del margine continentale africano. La teoria della tettonica a zolle, pur con una serie di limiti, offre un modello a scala globale che spiega in una visione unitaria deriva dei continenti, espansione dei fondi oceanici, formazione di catene in aree di collisione, distribuzione e tipo di attività vulcanica, distribuzione e tipo di terremoti.

I dati geofisici consentono di suddividere l'interno della Terra schematicamente in nucleo, mantello e crosta. Secondo la teoria della tettonica a zolle la crosta e la parte superiore del mantello, rigide e solidali, formerebbero un involucro (litosfera) dissezionato in una serie di zolle che possono scorrere su di una astenosfera che ha comportamento plastico per effetto dei valori elevati di pressione e temperatura (si veda l'articolo *La tettonica a zolle crostali* di John F. Dewey in «Le Scienze», n. 48, agosto 1972). Il limite litosfera-astenosfera è marcato da uno strato con valori di velocità delle onde sismiche più bassi che negli strati immediatamente sovrastanti e sottostanti (canale a bassa velocità).

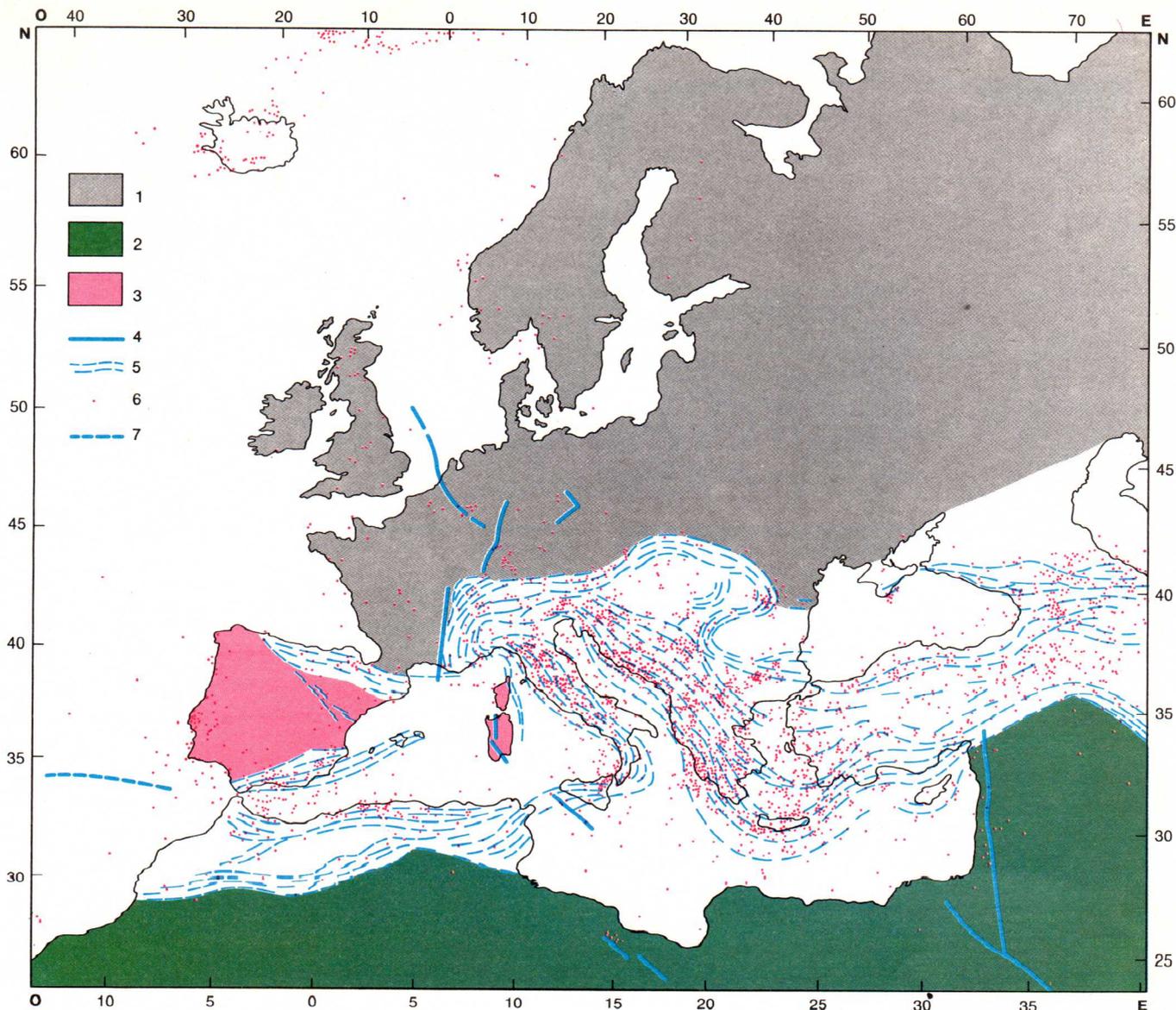
Secundo la teoria della tettonica a zolle nuova litosfera viene generata in aree di dorsale oceanica e altrettanta vecchia se ne distrugge per subduzione lungo i margini di zolla convergenti. Un esempio tipico è riscontrabile nell'oceano Pacifico sudorientale dove la zolla oceanica di Nazca subduce in corrispondenza della fossa Cile-Perù sotto la zolla sudamericana. In corrispondenza del fronte di collisione, marcato da una fascia di vulcani attivi, si sviluppa il sistema delle Ande. La zolla in subduzione è ben riconoscibile attraverso la distribuzione degli ipocentri dei numerosi terremoti profondi.

Nel caso in cui la litosfera oceanica posta tra due masse continentali venga totalmente consumata, si determina un processo di collisione continentale con conseguente possibile sviluppo di una catena di tipo alpino-himalayano. Si realizza in questo modo la congiunzione di masse continentali con conseguente accrescimento dei singoli continenti. Così, per esempio, il continente europeo è il risultato della fusione di vari elementi saldati attraverso una serie di orogenesi dal Precambriano al Carbonifero. Le catene circummediterranee potranno nel futuro co-

stituire l'elemento di risaldatura tra Europa e Africa, che insieme alle due Americhe costituivano all'inizio dell'era mesozoica un'unica massa continentale, chiamata Pangea. Questo supercontinente cominciò a segmentarsi circa 180 milioni di anni fa, nel Giurassico, per effetto della apertura dell'Atlantico.

Secondo gli schemi classici della tettonica a zolle, quando si giunge alla collisione continente-continente la subduzione cessa e si realizza solo un «accorciamento crostale» dovuto alla spinta inerziale cui sono sottoposte le due masse litosferiche. Ciò in conseguenza del fatto che mentre una litosfera oceanica matura può affondare e subdurre nella sottostante astenosfera, perché col raffreddamento ha acquisito nel tempo valori di densità sufficientemente elevati, una litosfera continentale non potrebbe partecipare a tale processo a causa dei valori di densità della crosta mediamente bassi, che determinerebbero una sorta di «galleggiamento».

Queste assunzioni danno una elegante spiegazione ai «cicli orogenetici», ma sono inaccettabili quando se ne voglia tentare l'applicazione alla tettonica alpina nell'area mediterranea. Per la comprensione dello sviluppo delle catene circummediterranee è infatti indispensabile procedere a una ricostruzione, la più dettagliata possibile, dei margini che i continenti africano ed europeo avevano prima di essere deformati in conseguenza della collisione. Questa operazione (ricostruzione palinspastica) viene effettuata eliminando progressivamente le varie deformazioni, seguendo le principali linee di dislocazione, e svolgendo pieghe e falde di ricoprimento. In tal modo vengono ricostruite forma e dimensioni originarie delle varie masse rocciose, riportate nella loro posizione primitiva. Attraverso queste ricostruzioni palinspastiche è possibile calcolare i volumi di crosta continentale interessati dall'«accorciamento crostale» conseguente alla collisione continentale.



Lungo il margine meridionale della zolla eurasiatica (1) e il margine settentrionale della zolla africana (2) sono sviluppate le catene alpidiche circummediterranee, espressione del processo di collisione tra le due masse continentali. L'instabilità di questa fascia di recente deformazione (5) è testimoniata dalla elevata sismicità. Nella figura è rappresentata la distribuzione dei terremoti (6) avvenuti tra il 1901 e il 1965. La subzolla iberica e il blocco sardo-corso (3) rappresentano elementi europei ruotati in senso antiorario rispetto alla zolla eurasiatica. Zolla europea e

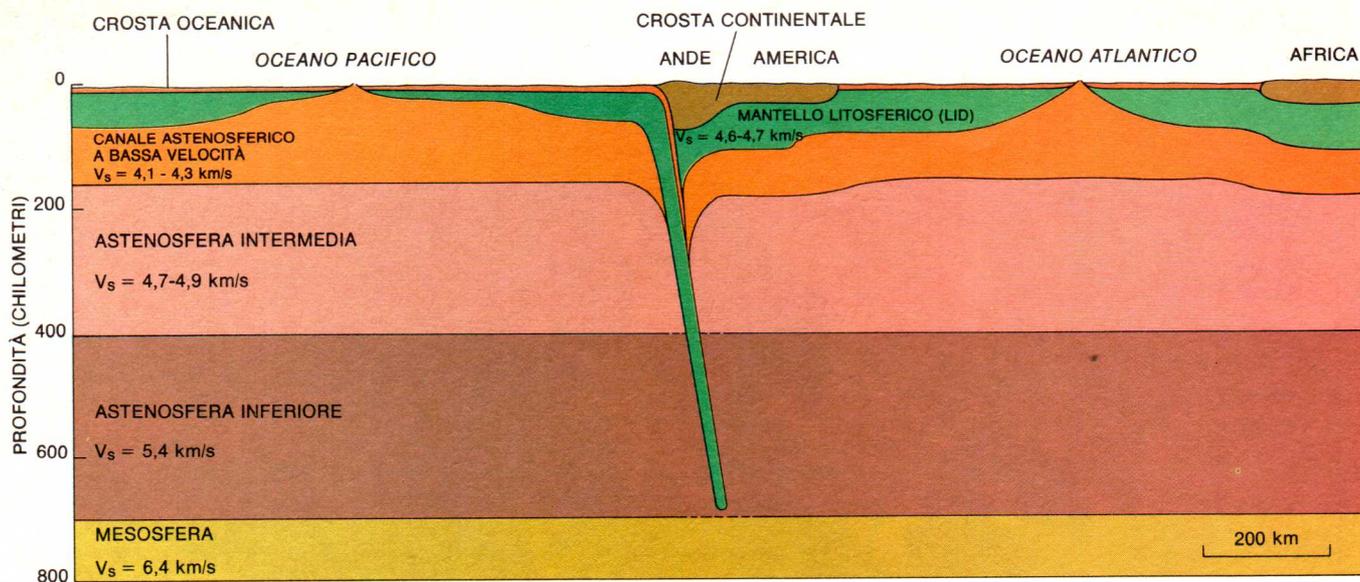
zolla africana sono interessate da sistemi di grandi fratture, che hanno generato fosse tettoniche (rift continentali, 4) sedi di moderata attività sismica, disposte quasi perpendicolarmente alla fascia di corrugamento. La sismicità dell'Islanda è dovuta alla presenza della dorsale medio-atlantica, dove viene prodotta nuova litosfera che è destinata ad accrescere sia la zolla eurasiatica sia quella africana, che sono disarticolate lungo la linea di frattura Azzorre-Gibilterra (7), anch'essa marcata, come si può facilmente notare, da fenomeni di attività sismica.

Il risultato più interessante di questi studi risiede nella constatazione che il volume totale di crosta continentale che deve essere stato implicato nella deformazione è di gran lunga maggiore (almeno il doppio) di quello contenuto oggi nelle catene, anche considerando l'effetto dell'erosione. Se il calcolo viene esteso all'intera litosfera il deficit del bilancio è ovviamente esaltato. L'accorciamento non può dunque giustificare la sparizione delle enormi quantità di crosta continentale, che nelle catene circummediterranee è dell'ordine di molte decine di milioni di chilometri cubi. Bisogna necessariamente ammettere che nei processi di collisione continente-continente il sistema cinematico sia un sistema aperto e che larghe porzioni di crosta continentale debbano

aver partecipato al processo di subduzione. Con il termine subduzione vogliamo intendere un affondamento di litosfera nell'astenosfera con conseguente riciclaggio, senza che la geometria del sistema debba necessariamente ricalcare quella classica dei piani di Benioff, identificati lungo i margini dell'oceano Pacifico.

Gli studi di sismica attiva hanno mostrato l'esistenza di una chiara stratificazione in croste continentali mature, come quelle che sono presenti nelle parti stabili dell'Africa e dell'Europa. Modelli dettagliati della crosta dell'area europea indicano la presenza di uno strato sedimentario dotato di bassa velocità di propagazione delle onde sismiche sovrastante un basamento cristallino molto eterogeneo,

nel quale la velocità delle onde aumenta con la profondità (crosta superiore). A una profondità variabile intorno a 10 chilometri si incontra uno strato soffici caratterizzato da un decremento della velocità (crosta media), cui segue uno strato (crosta inferiore) con valori di velocità più elevati, impropriamente definito strato basaltico. Esso risulta in realtà costituito da rocce metamorfiche (anfiliti e granuliti) che derivano dalla trasformazione di svariati tipi di rocce che originariamente formavano porzioni di crosta più elevata e che sono state portate a maggiori profondità nel corso dei processi di collisione. Per effetto del trasporto verso il basso, queste rocce si sono trovate in disequilibrio rispetto alle nuove condizioni di pressione e di temperatura e



La maggior parte delle osservazioni riportate in questa sezione schematica deriva da osservazioni sismologiche (posizione degli ipocentri dei terremoti e velocità di propagazione delle onde sismiche). Si osservi il notevole ispessimento della crosta e della litosfera in corrispondenza dei continenti, rispetto a quanto accade in corrispondenza degli oceani. La litosfera in subduzione è tracciata fino a una profondità di 700 chilometri, perché tale è la profondità massima osservata per gli ipocentri; tuttavia è possibile che l'effetto della litosfera in subduzione si traduca in variazioni laterali anche nella mesosfera. Nella parte superiore della

astenosfera è presente un canale a bassa velocità in cui molto probabilmente sono presenti anche materiali allo stato fuso. Nella zona di convergenza in corrispondenza della catena andina il canale è interrotto dalla litosfera in subduzione. I valori delle velocità delle onde di taglio si riferiscono a porzioni di mantello non interessate da processi tensivi o compressivi e lontane quindi dalle aree di dorsale oceanica o di subduzione. Lo spessore della litosfera in subduzione, nella figura, è circa doppio di quello reale a causa del rapporto 10 a 1 esistente fra scala orizzontale e verticale; così anche l'angolo di inclinazione della litosfera è esagerato.

ciò ha determinato il verificarsi di una serie di processi metamorfici. Tra i processi che hanno condotto a modificazioni chimico-fisiche di questi elementi cristallini è da menzionare in particolare la progressiva espulsione e migrazione verso l'alto degli elementi volatili. La concentrazione di questi elementi volatili e incipienti processi di fusione parziale sono probabilmente responsabili della riduzione dei valori di rigidità della crosta media testimoniata dal canale di bassa velocità. Localmente è stato riconosciuto uno strato di bassa velocità anche nella parte più profonda della crosta.

Nelle catene derivanti dalla collisione di zolle continentali è molto verosimile che gli elementi che formano le varie falde di ricoprimento si siano originati per «scollamenti» lungo queste zone di debolezza. Qui, infatti, si registrano inversioni nella curva che può essere convenientemente usata per rappresentare l'andamento dei valori di velocità di propagazione delle onde sismiche con l'aumento della profondità (funzione di velocità). L'andamento della curva suggerisce che questi strati oppongono più debole resistenza agli sforzi di taglio. È possibile quindi ipotizzare un modello secondo il quale la crosta superiore in parte va a formare falde di ricoprimento e in parte è «inchiodata» caoticamente nelle radici, mentre la quasi totalità della crosta inferiore subduce assieme alla parte litosferica del mantello (lid). Considerando gli alti valori di densità della crosta inferiore non vi sono più ostacoli isostatici alla subduzione di litosfera continentale privata della sua «pelle» di crosta superiore, meno densa. In casi sporadici, come quello della zona

d'Ivrea, anche porzioni della crosta inferiore possono essere «scollati» e implicati nella messa in posto delle falde. Un orogene risulta dunque formato da un *mélange* di elementi cristallini che costituiscono nell'insieme una crosta continentale ispessita e immatura alla quale non è possibile applicare il modello di stratificazione sismica precedentemente descritto. La presenza di «radici» cristalline formate da materiale a bassa densità, che deprimono la zona di transizione crosta-mantello (Moho), determina un sollevamento isostatico della catena, una volta che siano ridotte o cessate le spinte tangenziali. Con l'andar del tempo la risalita delle isoterme e l'espulsione dei volatili, connesse alla granulizzazione della parte inferiore della crosta, possono portare a processi di fusione più o meno spinti nella parte intermedia della crosta. Questi processi possono culminare nella generazione di magmi cristallini (anatesse) e nella formazione di corpi granitici. Al sollevamento si accompagnano ingenti processi erosivi, che portano al graduale spianamento (peneplanazione) della catena. Nello stadio finale le radici cristalline tendono a scomparire, le isoterme assumono un andamento più piatto e la crosta acquisisce una stratificazione sismica abbastanza regolare e riconducibile al modello di croste «mature».

I risultati più recenti della sismologia (analisi della velocità di propagazione delle onde di volume e della dispersione delle onde superficiali) evidenziano nelle aree orogeniche la presenza di significative deformazioni non solo nella crosta ma anche nella parte litosferica del mantello

e nella astenosfera, e probabilmente, al di sotto, fino a profondità di circa 1000 chilometri, nella mesosfera. Rilevanti variazioni laterali, fino alla profondità di oltre 700 chilometri, sono messe in evidenza anche dalle ondulazioni a grande lunghezza d'onda del geoide, cioè di una particolare superficie equipotenziale del campo della gravità. Va inoltre osservato che in corrispondenza delle parti continentali più antiche, gli scudi precambriani (età circa 2,0-3,0 miliardi di anni), il canale astenosferico è praticamente assente. Ciò implica una significativa differenziazione fra strutture continentali molto antiche e strutture oceaniche fino a profondità dell'ordine di 400 chilometri.

In un processo di frammentazione e conseguente deriva di uno scudo (per esempio apertura dell'Atlantico) vengono dunque implicate nel movimento zolle di spessore ben più rilevante di quello della litosfera (si veda l'articolo *La struttura profonda dei continenti* di T. H. Jordan, in «Le Scienze», n. 127, marzo 1979). Sembra quindi più realistico descrivere i processi di deriva in termini di zolle tettoniche, lo spessore delle quali coincide con quello della litosfera solo dove è presente il canale astenosferico a bassa velocità. La scoperta di queste radici tettoniche mette quindi in discussione alcuni dogmi fondamentali della teoria della tettonica a zolle, quali per esempio, l'idea che le zolle siano costituite ovunque dalla litosfera e che il mantello superiore non presenti eterogeneità laterali da un punto di vista chimico.

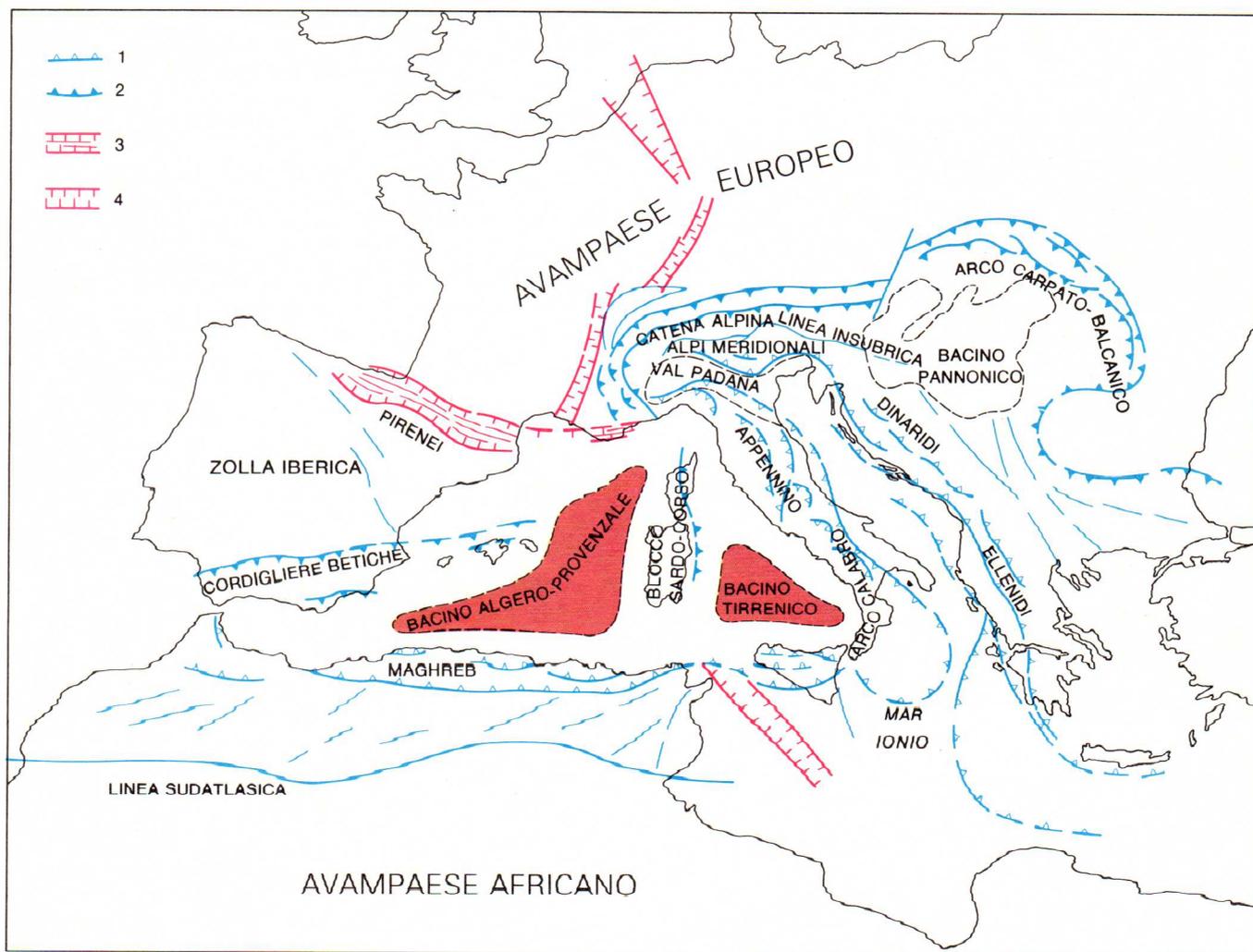
L'interazione litosfera-astenosfera è dunque molto più complessa di quella comunemente ammessa negli schemi

classici della tettonica a zolle, e il riciclaggio della litosfera continentale nella astenosfera deve necessariamente comportare in tempi lunghi una variazione nella composizione chimica del mantello.

Tenteremo ora di ricavare nelle grandi linee quella che è stata l'evoluzione del sistema litosfera-astenosfera nel Mediterraneo, analizzando la situazione attuale e cercando poi di ricostruire le principali fasi dell'interazione tra zolla europea e zolla africana negli ultimi 200 milioni di anni. Nella descrizione che segue sarà trattata l'area mediterranea occidentale e centrale, per la quale sono disponi-

bili più dati sulle strutture della litosfera e dell'astenosfera. Entrambi i blocchi settentrionale (europeo) e meridionale (africano) sono interessati da sistemi di grandi fratture che hanno generato strutture di rift continentale con formazione di fosse tettoniche, quali le valli del Reno e del Rodano e la fossa di Pantelleria nel canale di Sicilia. Nella fascia di deformazione interposta tra queste due masse più stabili sono distinguibili il sistema pirenaico-provenzale, nella zona di interazione tra zolla europea e subzolla iberica, e i sistemi derivati dalla collisione Europa-Africa: più precisamente il sistema betico-balearico e alpino-carpato-balca-

nico, con senso di trasporto delle falde di ricoprimento verso l'avampaese europeo; il sistema maghrebide-appenninico-sudalpino-dinarico-ellenico, con trasporto orogenico verso l'avampaese africano. La distribuzione geografica e la direzione di questi sistemi, già irregolari per la forma degli originari margini continentali che sono entrati in collisione, sono state ulteriormente modificate da complicazioni tettoniche aggiuntive quali parziali accavallamenti di una catena sull'altra (per esempio la catena alpina in Toscana-Liguria e in Calabria e in parte sovrascorsa sulla catena appenninica) e rotazioni di microzolle comportanti apertura di bacini



Nell'area mediterranea centrale si fronteggiano due sistemi corrugati con opposte direzioni di trasporto orogenico: una catena a vergenza africana (1) e una catena a vergenza europea (2). La prima, partendo da Gibilterra, corre lungo tutta la parte settentrionale del Marocco, dell'Algeria e della Tunisia, conservando fino in Sicilia una direzione ovest-est. Il limite tra la fascia deformata e la zona stabile di avampaese è marcato da una grande dislocazione chiamata linea sud-atlasica. In corrispondenza dell'arco calabro la catena subisce una brusca torsione e acquista una direzione sudest-nordovest. La vergenza nell'Appennino è verso l'Adriatico che appartiene ancora all'avampaese africano. In Liguria la catena Africa-vergente si immerge sotto elementi alpini e i depositi terziari e quaternari della valle Padana, per riaffiorare con direzione all'incirca ovest-est nelle Alpi meridionali, con vergenza verso sud, cioè sempre verso l'avampaese africano. Al confine italo-iugoslavo osserviamo ancora una distorsione e la catena, nelle Dinaridi-Ellenidi, acquista di nuovo una direzione nordovest-sudest con vergenza verso l'Adriatico e lo Ionio. Ripartendo da Gibilterra, la catena

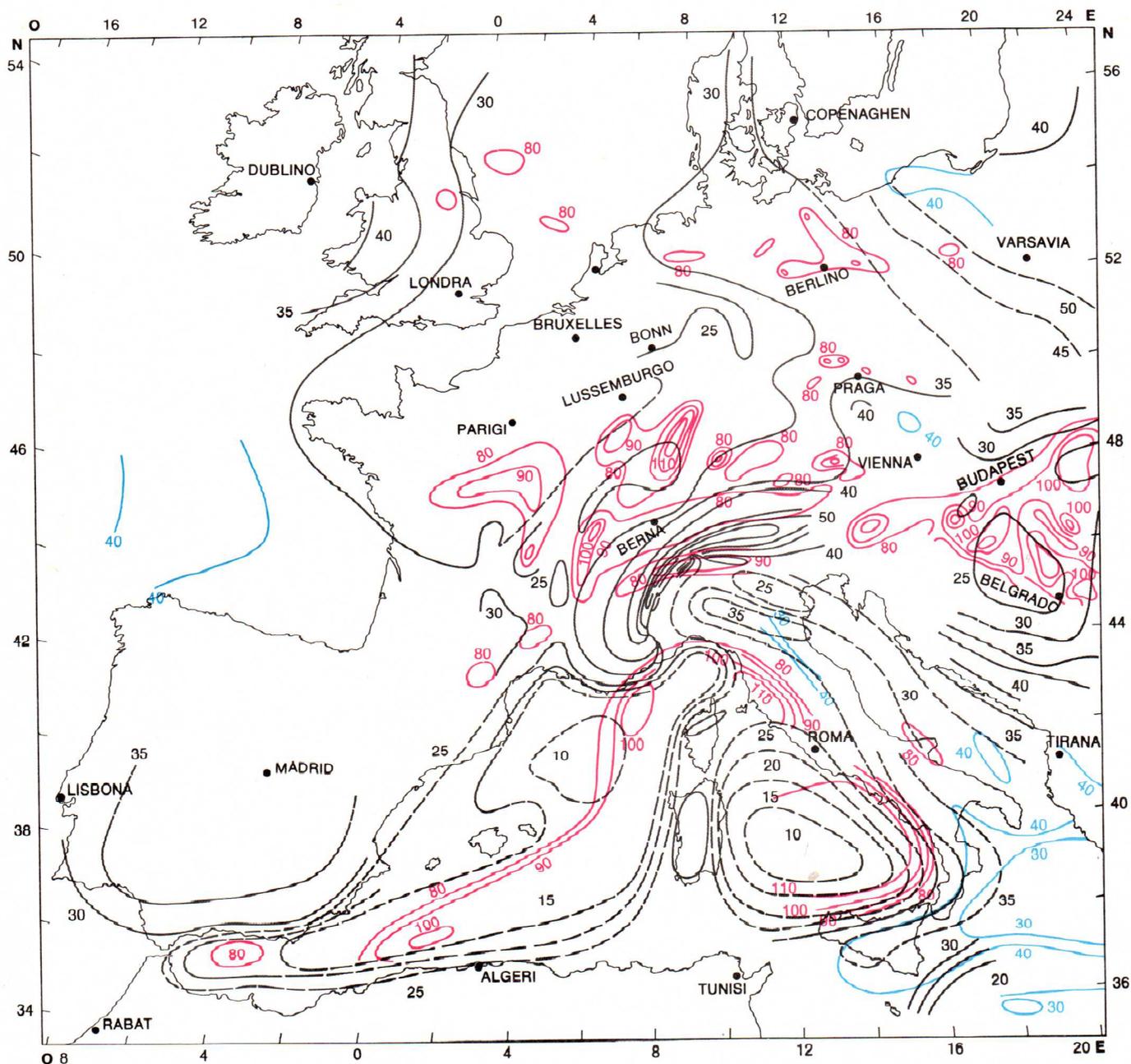
Europa-vergente si segue lungo le Cordigliere betiche fino alle Baleari, dove è interrotta dal bacino algero-provenzale. Quale fosse il suo prolungamento e come avvenisse il raccordo con le Alpi è un problema aperto. Secondo gli autori il raccordo avveniva a sud e a est del blocco sardo-corso, e l'arco calabro e la Corsica nordorientale rappresenterebbero frammenti di questa catena, distorta e «strappata» dall'apertura dei bacini algero-provenzale e tirrenico, generati per torsione antioraria del blocco sardo il primo e dell'Appennino il secondo. In Liguria-Piemonte la catena Europa-vergente forma un arco e acquista una direzione ovest-est. All'altezza di Vienna il fronte si spezza e avanza maggiormente verso l'avampaese, mentre la catena subisce nuove torsioni formando nell'arco carpato-balcanico una S rovesciata. Il sistema pirenaico-provenzale (3) è una terza catena, prodotta dall'interazione del blocco iberico con il blocco dell'Europa «stabile». Qui processi tensivi hanno generato una serie di fosse tettoniche (4) che si estendono dal Mare del Nord al golfo del Leone. Anche il blocco africano è interessato da un sistema di fosse, di cui è visibile la fossa di Pantelleria (4).

di tipo oceanico (bacino algero-provenzale e Tirreno meridionale) e contemporanea distorsione di interi settori di sistemi orogenici, come per esempio nell'arco Calabro-Peloritano.

Nella regione che andiamo descrivendo è possibile distinguere, dal punto di vista crostale, aree continentali con crosta di tipo maturo, cioè con evidente e regolare stratificazione sismica e spessore medio di 30-35 chilometri, come nell'Europa centrale; aree a crosta continentale assottigliata, corrispondenti soprattutto ad aree

di rift (la valle del Reno); aree a crosta continentale ispessita, corrispondenti a zone orogeniche giovani come le Alpi; aree a crosta di tipo intermedio od oceanico, corrispondenti ai bacini del Tirreno e del Mediterraneo occidentale. Alcune zone orogeniche recenti come l'Appennino presentano radici crostali dello spessore di circa 35 chilometri, più basso di quello che ci si aspetterebbe in zone di catena. Ciò è da porre in relazione con l'azione di processi tettonici tensivi che progredendo dal Tirreno verso il crinale

della catena hanno determinato un assottigliamento delle radici. È infine interessante notare che nelle zone continentali più antiche (oltre 600 milioni di anni) la discontinuità di Mohorovičić (Moho), convenzionalmente assunta come limite crosta-mantello, si trova a profondità relativamente elevate, intorno ai 40 chilometri. A tutt'oggi non è stato possibile trovare una spiegazione soddisfacente di questo fatto; è possibile, tuttavia, che tale ispessimento sia solo apparente e che sia stata assunta come Moho una delle di-



Lo spessore della crosta nell'Europa centro-meridionale e nel Mediterraneo (*linee in grigio*) varia da un minimo di circa 10 chilometri che è riscontrabile in corrispondenza delle piane batiali delle isole Baleari e del mare Tirreno a un massimo che supera i 50 chilometri osservabile in corrispondenza delle Alpi. Oltre alle notevoli variazioni nello spessore è possibile riconoscere anche notevoli variazioni laterali nelle proprietà elastiche, che sono per la maggior parte correlate con variazioni di età. È stato riportato anche l'andamento dei valori del flusso di calore, andamento che si discosta dal valore me-

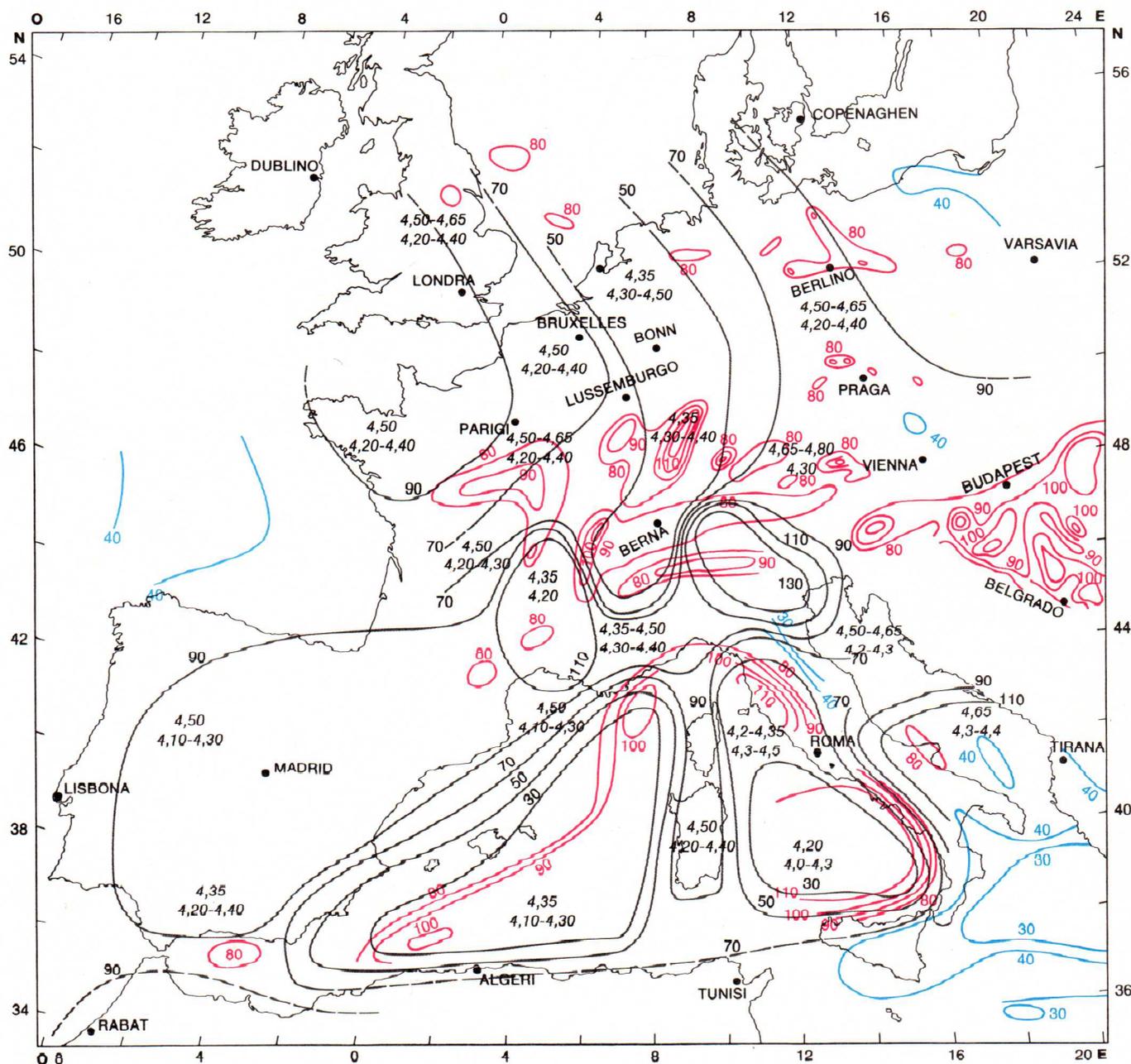
dio terrestre di 50-70 milliwatt per metro quadrato, il che sta a indicare la presenza di forti variazioni. Tuttavia, salvo l'eccezione rappresentata dai due bacini di tipo oceanico, non è senz'altro facile stabilire una correlazione tra l'elevato spessore crostale e il basso valore di flusso di calore (*linee in blu*); altrettanto si può affermare per la correlazione inversa. Questo fatto costituisce un indizio importante che permette di formulare la probabile esistenza di notevoli variazioni laterali nelle proprietà fisiche del mantello superiore. Queste variazioni rappresentano il risultato della complessa interazione

scontinuità del lid continentale. Secondo recenti modelli, infatti, quest'ultimo sarebbe caratterizzato da un'alternanza di strati a bassa e alta velocità, con uno strato ad alta velocità ($V_p \approx 8,2$ chilometri al secondo) localizzato mediamente a una profondità di circa 50 chilometri.

Passando ora dalla crosta al mantello litosferico, possiamo osservare che anche questo presenta notevoli variazioni laterali sia nello spessore sia nelle caratteristiche elastiche. Nelle aree stabili d'avampaese, caratterizzate da crosta conti-

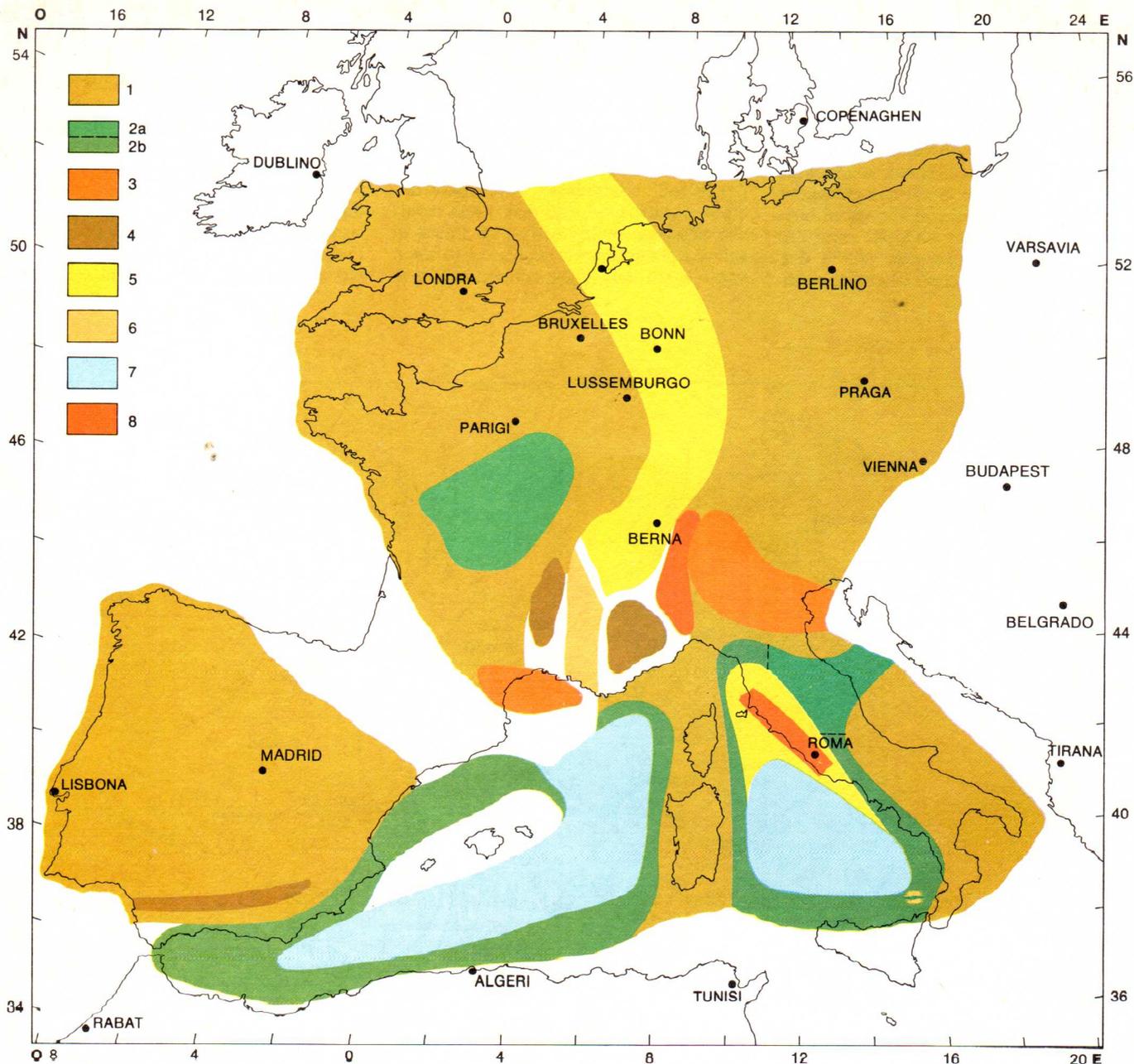
nentale di tipo maturo, anche il lid presenta spessori normali (50-70 chilometri) e sovrasta un ben pronunciato canale di bassa velocità. L'intera litosfera ha spessori dell'ordine di 90-100 chilometri (Spagna, Europa centrale, basso Adriatico) o leggermente inferiori (blocco sardo-corso). I valori di rigidità sono quelli tipici per le zolle continentali, con brusco decremento della velocità delle onde sismiche alla base della litosfera. Il flusso di calore è generalmente centrato intorno ai valori medi delle zolle continentali, con

anomalie positive localizzate nelle zone con lid leggermente assottigliato. Nell'area del Massiccio Centrale francese è presente una litosfera continentale atipica, dotata di lid con caratteristiche elastiche «intermedio-soffici». L'ispessimento litosferico osservato in questa regione, che non trova convincenti giustificazioni geologiche, potrebbe essere solo apparente e dipendere dal fatto che la base del lid è sismologicamente maldefinita a causa dello scarso contrasto nell'inversione di velocità di propagazione delle onde sismiche.



litosferica fra la zolla europea e quella africana. Spessore della litosfera in chilometri (linee in grigio) e caratteristiche elastiche del sistema litosfera-astenosfera (velocità di propagazione delle onde trasversali in chilometri al secondo indicate in corsivo), laddove esiste un chiaro contrasto litosfera-astenosfera. In altri casi, come per esempio in corrispondenza delle Alpi occidentali, dell'Appennino centro-settentrionale e dell'Arcipelago toscano, si osserva uno strato suberostale, spesso non più di una settantina di chilometri, con velocità molto inferiori ai valori tipici per una litosfera continentale, sovrastante uno

strato con velocità comparabili a quelle della litosfera, che si estende fino a circa 300 chilometri. Lo spessore litosferico varia da un minimo di 30 chilometri, nei due bacini oceanici, a un massimo di 130 chilometri nell'Adriatico settentrionale e nelle Alpi orientali. Al contrario di quanto avviene nella crosta, esiste una buona correlazione fra le caratteristiche elastiche della litosfera e i valori di flusso di calore. A litosfera sottile o con bassi valori di rigidità corrispondono alti valori di flusso di calore (linee in rosso), mentre le zone con litosfera spessa e rigida hanno flusso di calore generalmente inferiore alla media.



La maggior parte dell'avampaese europeo è caratterizzata da lid con spessore normale, di 50-70 chilometri, che sovrasta un ben pronunciato canale a bassa velocità (1), mentre le aree deformate dalla collisione Eurasia-Africa sono per lo più caratterizzate da mantello litosferico anomalo, sia come spessore sia come rigidità. Il lid, pur poggiando talora su un ben pronunciato canale a bassa velocità, può venire assottigliato fino a 30-45 chilometri (2) oppure può essere ispessito fino a 80-100 chilometri (3). In alcune aree il mantello litosferico ha caratteristiche elastiche «intermedio-soffici» (4) con scarso contrasto nell'inversione di velocità (come in Francia meridionale) o con possibilità di aumento della velocità verso il basso (Cordigliera betica, Alpi liguri) e la zona di transizione litosfera-astenosfera è localizzabile a profondità

di 90-100 chilometri. Nella fossa del Rodano (6) il lid ha spessore normale, ma presenta bassi valori di rigidità (lid soffice), mentre nei bacini algero-provenzale e tirrenico è presente un mantello litosferico con spessore inferiore a 30 chilometri (7). Nelle zone di rift continentale il mantello litosferico è soffice e la velocità in genere cresce verso il basso (5). Infine, in corrispondenza delle Alpi occidentali e lungo la fascia costiera toscano-laziale masse litosferiche rigide, in posizione di radice profonda, sono sormontate da porzioni di mantello litosferico molto soffice (8). La definizione delle proprietà del mantello superiore si basa sulla propagazione delle onde superficiali. Il confine della zona 2b, non risolvibile con la sismologia a lungo periodo, è stato tracciato con altre informazioni di tipo geologico e geofisico.

Nelle aree di rift continentale, caratterizzate da crosta assottigliata, anche il mantello litosferico è sottile, e l'intera litosfera non supera i 50 chilometri. La valle del Reno, tipica zona di rift, è caratterizzata appunto da una litosfera di circa 50 chilometri di spessore con mantello dotato di caratteristiche elastiche mediamente soffici. Nella parte meridionale della struttura, dove si registra un'elevata anomalia termica positiva, il canale aste-

nosferico di bassa velocità è ben individuabile, malgrado sia sormontato da un lid soffice. È interessante notare che a sud della valle del Reno, nelle Alpi liguri, a una fascia nord-sud con radici crostali di discreto spessore (35-40 chilometri) corrisponde un mantello litosferico leggermente assottigliato, con caratteristiche elastiche «intermedio-soffici» con scarso contrasto nell'inversione di velocità. La zona di transizione litosfera-astenosfera è

ubicabile intorno a una profondità di 90-100 chilometri. Questo assottigliamento può essere posto in relazione ai processi tensivi che hanno generato la fossa del Reno, processi via via più deboli e forse più giovani da nord verso sud, estendendosi al di sotto delle Alpi. La valle del Rodano, assimilata dal punto di vista strutturale alla valle del Reno, presenta un lid soffice ma non assottigliato e non mostra anomalie termiche sviluppate

come nel rift renano. La fossa del Rodano, inoltre, termina a sud contro una zona a lid leggermente ispessito (70-90 chilometri). È probabile che questo brusco ispessimento sia connesso con le deformazioni pirenaico-provenzali, ma l'assenza di dati nei Pirenei non consente un'analisi più completa.

Nella fascia di deformazione compresa fra il blocco europeo e il blocco africano il sistema litosfera-astenosfera presenta notevoli complessità, con forti variazioni laterali nello spessore e nelle caratteristiche elastiche del mantello. La litosfera può presentarsi sensibilmente ispessita, ma con lid ben distinguibile, come per esempio nella zona delle Alpi centro-orientali dove si raggiungono spessori di circa 130 chilometri. Quest'area, dotata di pronunciate radici crostali che marciano tutto l'asse della catena alpina, presenta valori di flusso di calore particolarmente elevati. È possibile che questa fascia orientata ovest-est si ricollegi verso oriente alla zona termicamente anomala del bacino pannonic e rappresenti uno stadio iniziale di assottigliamento per processi tensivi secondo una direttrice normale a quella dei grandi rift dell'Europa centrale. In altre aree di collisione recente, come nelle Cordigliere betiche, il mantello litosferico sembra presentarsi appena ispessito, ma le sue caratteristiche elastiche «intermedio-soffici» rendono difficile la differenziazione litosfera-astenosfera, non essendo chiara l'inversione nella funzione di velocità connessa con la presenza del canale.

Un caso particolarmente interessante è offerto dall'area alto Tirreno-fascia occidentale dell'Appennino tosco-laziale. Pur trattandosi di una zona di catena, la litosfera è particolarmente assottigliata, il flusso di calore è molto elevato e il mantello litosferico presenta bassi valori di rigidità. Le caratteristiche litosferiche sono tipiche di un rift. Ovviamente si tratta di un rift diverso da quello della valle del Reno, essendosi quest'ultimo aperto in un'area di avampace costituita da litosfera continentale matura, mentre il primo in un'area di catena con radici crostali ben sviluppate, costituita da litosfera giovane e immatura.

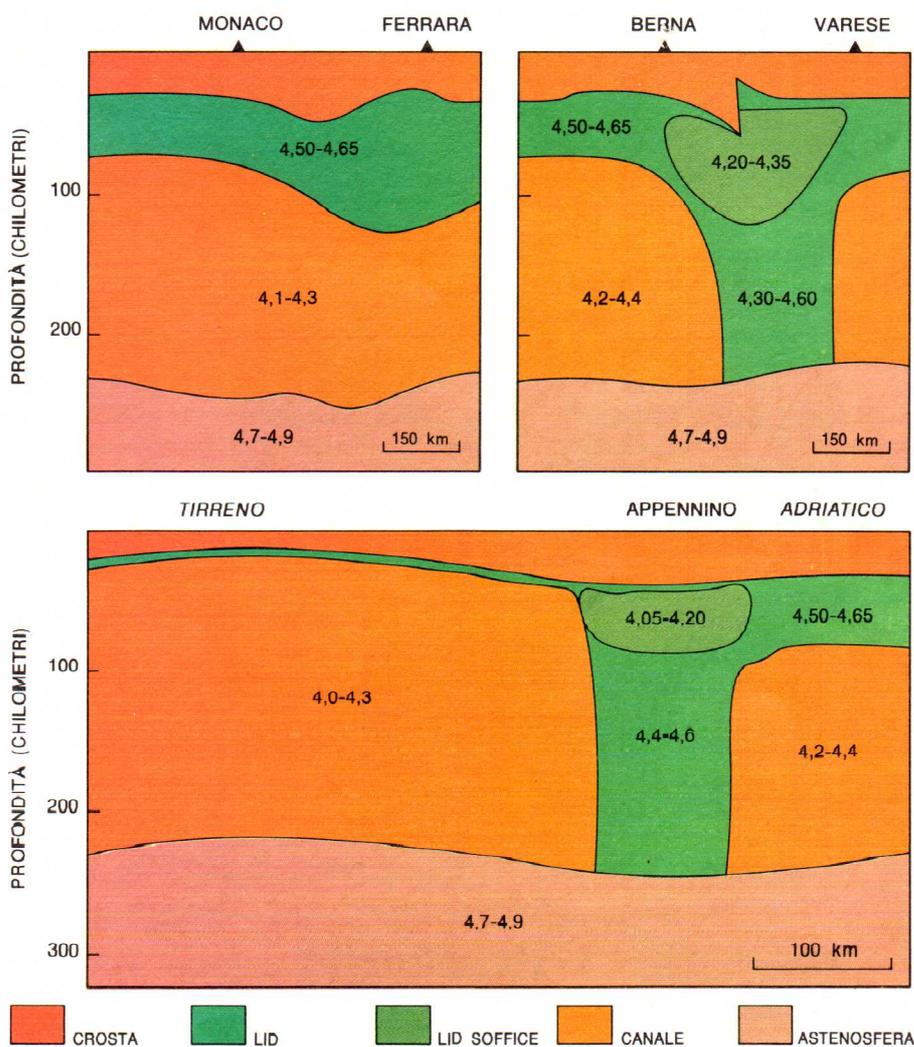
Il basso Tirreno e il bacino algero-provenzale presentano litosfera assottigliata (meno di 30 chilometri nelle pianure batiali) di tipo oceanico giovane. Il flusso di calore più elevato e i valori di rigidità più bassi nel Tirreno sono in perfetto accordo con l'età della piana abissale di questo bacino (maggiore di 7 milioni di anni, probabilmente intorno a 10 milioni di anni) più recente di quella del Mediterraneo occidentale (intorno a 20-25 milioni di anni).

In conclusione litosfera e astenosfera sono ben differenziate per la presenza di un canale a bassa velocità nelle aree continentali stabili, cioè in perfetto accordo con gli schemi classici della tettonica a zolle. Nelle aree di rift la differenziazione fra litosfera e astenosfera generalmente non è netta, a causa di una perdita di

rigidità del lid probabilmente derivante dal campo degli sforzi tensivi, proprio di tali aree, e da una risalita delle isoterme. Nelle aree di collisione, infine, si ha una complessa interazione tra litosfera e astenosfera che può portare all'obliterazione del canale di bassa velocità sotto le aree orogeniche, come si verifica per esempio nelle Alpi occidentali. In tali aree non soltanto è irregolare la superficie di separazione fra crosta e mantello (Moho), ma anche la superficie di separazione tra mantello litosferico e mantello astenosferico, nonché il limite inferiore del canale di bassa velocità. Profili attraverso le Alpi e l'Appennino mostrano addirittura una radice litosferica rigida che penetra pro-

fondamente nell'astenosfera fino a oltre 200 chilometri di profondità, interrompendo la continuità del canale. Queste radici, che mostrano caratteristiche elastiche soffici nella parte più alta e valori di rigidità più elevati in profondità, sono rilevabili solo dalle anomalie di velocità di propagazione delle onde sismiche e non da attività sismica intermedia o profonda come lungo i classici piani di Benioff dei margini pacifici.

Per comprendere il significato delle strutture descritte cercheremo di ricostruire nelle linee principali la storia geodinamica dell'area mediterranea a partire dal Triassico superiore (circa 200



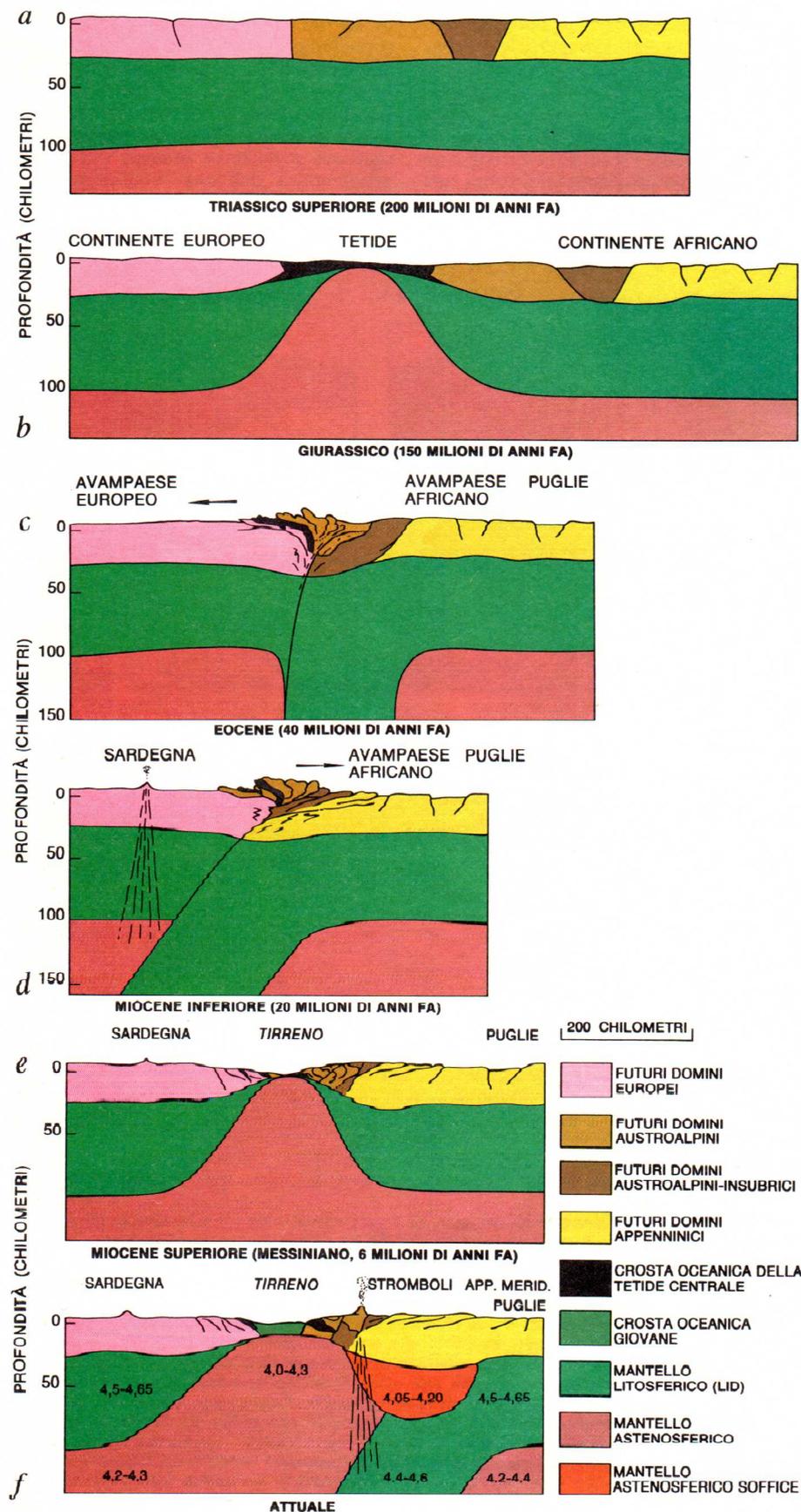
Sezioni verticali attraverso le Alpi orientali (a), centro-occidentali (b) e attraverso gli Appennini (c). Nella sezione a il massimo ispessimento del lid è spostato verso sud rispetto alle radici crostali. (La radice profonda è interpretata come un raddoppiamento litosferico conseguente alla collisione Europa-Africa.) È evidente la assoluta inadeguatezza del concetto di radici crostali per le catene montuose, poiché le variazioni laterali in corrispondenza di zone orogeniche si estendono a profondità superiori ai 200 chilometri. Anche il concetto di isostasia crostale deve essere rivisto perché sia possibile assegnare alle anomalie isostatiche un realistico significato geodinamico. Nella sezione b, in corrispondenza della zona di massima deformazione, vi è una porzione di mantello soffice che sovrasta una radice litosferica caratterizzata da alti valori di rigidità, che interrompe il canale a bassa velocità. Anche l'Appennino è caratterizzato (sezione c) da una porzione di mantello soffice sovrastante una radice litosferica con rigidità elevata. Notevole è la differenza di spessore tra il lid dell'Adriatico e quello del Tirreno. Tutte e tre le sezioni presentano forti variazioni laterali nelle proprietà elastiche del sistema litosfera-astenosfera (la cui entità è stimata in base agli intervalli di variabilità delle velocità delle onde di taglio riportate nelle sezioni) che interessano anche la base del canale-astenosfera.

milioni di anni fa), quando l'Atlantico non era aperto e Africa ed Europa assieme alle Americhe formavano un'unica massa continentale, chiamata Pangea.

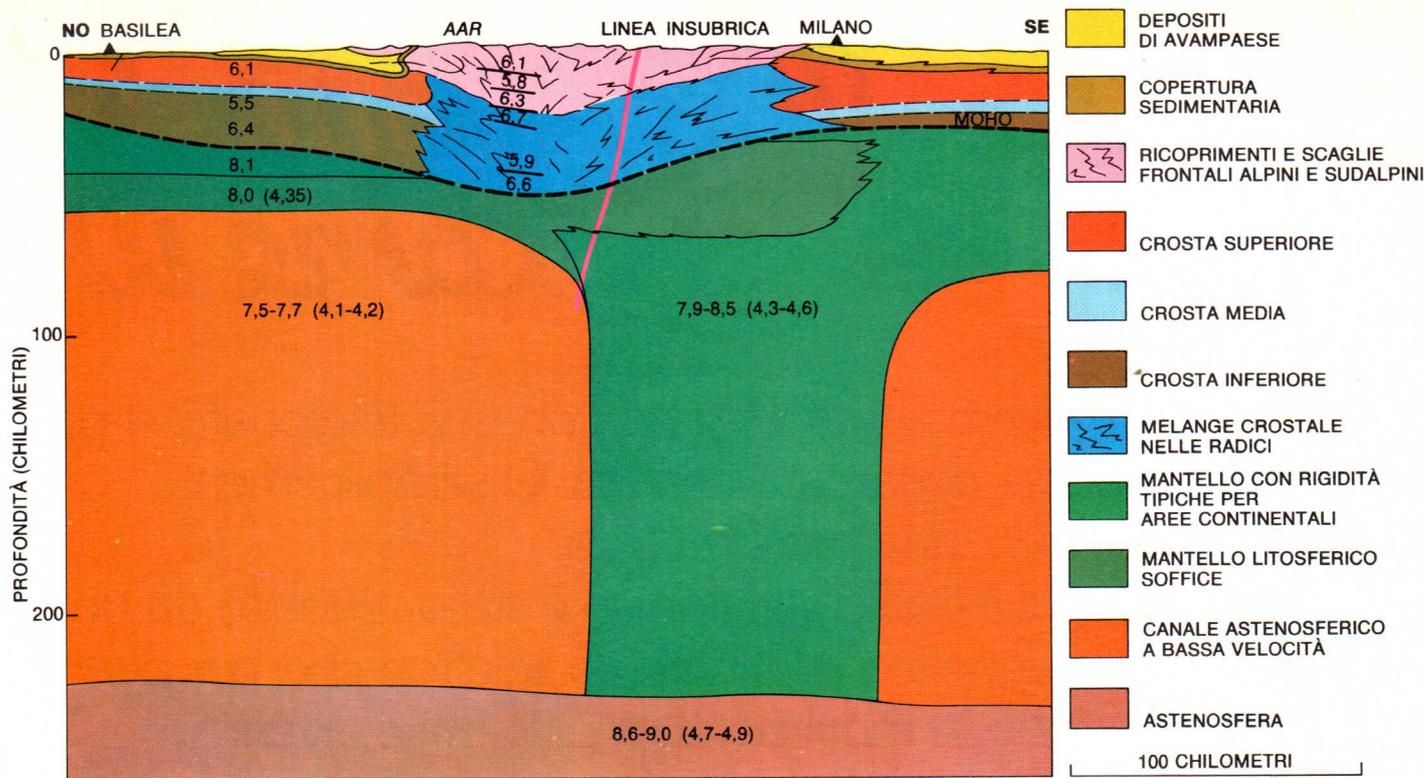
La sequenza delle figure di questa pagina

schematizza, attraverso una serie di profili verticali, l'evoluzione dei margini continentali europeo e africano dal Triassico superiore (circa 200 milioni di anni fa) a oggi tra la Sardegna e il basso Adriatico.

Per una ricostruzione cinematica delle Alpi, che fanno parte di un segmento della fascia di interazione Europa-Africa orientato all'incirca ortogonalmente a quello qui illustrato, si veda l'articolo *Evoluzione e struttura delle Alpi* di H. Peter Laubscher, in «Le Scienze», n. 72, agosto 1974. Nel Triassico superiore Europa e Africa appartenevano allo stesso «supercontinente» (Pangea) e le aree oggi occupate dal blocco sardo-corso, dal Tirreno, dall'Appennino e dal basso Adriatico facevano parte di un'unica litosfera continentale indifferenziata. Alla fine del Giurassico inferiore iniziò la separazione tra Europa e Africa; nell'area mediterranea, a una fase iniziale di rift seguì la formazione di un vero e proprio oceano, la Tetide centrale, sede di generazione di litosfera oceanica. Lungo i margini continentali europeo e africano si depositarono sedimenti marini più o meno spessi che oggi formano i rilievi della Sardegna orientale, le montagne degli Appennini, le Murge e il Gargano. Nel Cretaceo il movimento relativo tra Euro-



Descrizione delle caratteristiche salienti dell'interazione Africa-Europa tra il Triassico superiore e il presente lungo un profilo ovest-est che va dal blocco sardo-corso al basso Adriatico. Nel Triassico superiore (a) continente europeo e africano non sono ancora differenziati e appartengono a un'unica litosfera del «supercontinente» Pangea. Nel Giurassico (b), zolla europea e africana sono separate da un'area oceanica, la Tetide. Dallo schiacciamento di questo oceano nasceranno nel Cretaceo le falde ofiolitifere, schegge di crosta oceanica con relativa copertura sedimentaria. La collisione continente-continente (c) determina, a partire dall'Eocene, la formazione di numerose falde di ricoprimento tutte di origine continentale. Esse rappresentano solamente una piccola parte, estremamente pelli-colare, degli originari margini continentali, dal momento che una gran parte della litosfera è stata consumata nei processi di subduzione. La sezione d illustra le strette relazioni tra la subduzione di litosfera continentale africana, lo sviluppo delle falde appenniniche e la formazione di un arco vulcanico andesitico lungo il margine europeo. Durante il Miocene medio superiore il processo di subduzione viene interrotto da una risalita dell'astenosfera in concomitanza di una fase tensiva. Ciò determina l'apertura (e) di un bacino di tipo oceanico nel basso Tirreno. Una ripresa della subduzione è responsabile delle ultime fasi orogeniche dell'Appennino e dell'instaurarsi di un nuovo arco vulcanico andesitico in corrispondenza delle isole Eolie. Nella sezione f lo spessore crostale della catena appenninica raggiunge appena i 30-35 chilometri. Questa caratteristica è dovuta ai processi tensivi legati al progressivo ampliarsi del bacino tirrenico, responsabili della obliterazione delle radici crostali e dello sviluppo di un mantello «soffice». Al di sotto di questo è possibile individuare una radice litosferica a oltre 100 chilometri. In corrispondenza della Sardegna il sistema litosfera-astenosfera ha caratteristiche continentali, mentre verso il Tirreno si ha un assottigliamento litosferico e un rallentamento delle onde di taglio nella astenosfera. I numeri indicano gli intervalli di variabilità della velocità delle onde di taglio, determinati dallo studio della dispersione delle onde superficiali.



A differenza di quanto mostrato nella figura della pagina a fronte, nelle Alpi è possibile individuare delle radici crostali ben sviluppate. In corrispondenza delle radici non è possibile operare una distinzione in crosta superiore, media e inferiore, ma i dati geofisici indicano che questa zona è caratterizzata da un *mélange* di materiali crostali distribuiti in modo ancora disordinato. La radice litosferica è spostata verso sud-est rispetto alla radice crostale ed è rilevante la continuità esistente tra la proiezione della linea insubrica e il bordo settentrionale della

litosfera in subduzione, al punto da far ritenere la linea insubrica una faglia litosferica. È notevole la differenza tra la litosfera del blocco europeo (circa 50 chilometri, un terzo dei quali di crosta inferiore) e quella del blocco africano (spessore litosferico di circa 90 chilometri nel quale la crosta nella sua totalità costituisce un terzo dello spessore litosferico). I numeri rappresentano la velocità di propagazione delle onde sismiche di compressione, mentre le cifre tra parentesi sono relative alle onde di taglio, velocità sempre espresse in chilometri al secondo.

pa e Africa si invertì; la Tetide centrale fu lentamente consumata e dalla sua «pelle» si originarono le falde di ricoprimento ofiolitifere.

Quando le due zolle continentali entrarono in collisione le falde ofiolitifere si accavallarono sul margine europeo e, col procedere delle spinte, si originarono una serie di falde di derivazione continentale sia europea sia africana. Si formò in questo modo il primo nucleo di catena «eo-alpina». La subduzione non cessò a questo punto, come sarebbe richiesto dai modelli classici della tettonica a zolle, ma proseguì con sprofondamento di litosfera africana sotto la litosfera europea. finché tra l'Oligocene e il Miocene inferiore un arco vulcanico di tipo andesitico si sviluppò lungo il margine sardo-corso. Dallo «spellamento» della litosfera africana si formarono le falde di ricoprimento appenniniche. Nel Miocene medio-superiore una rotazione antioraria della penisola italiana creò una nuova lacerazione accompagnata da una forte risalita dell'astenosfera, e si aprì il bacino oceanico del basso Tirreno. Anche l'area oggi occupata dall'alto Tirreno subì un forte processo tensivo, ma qui non si giunse alla completa lacerazione della litosfera perché l'entità dell'apertura fu minore essendo prossimo il polo di rotazione. Una ripresa della subduzione di litosfera africana determinò il progredire della deformazione nel-

l'Appennino e un nuovo arco andesitico si accese nelle isole Eolie. La subduzione ancora attiva nella zona di massima deformazione del sistema è testimoniata dall'esistenza di terremoti intermedi e profondi nel basso Tirreno e dall'attività vulcanica dello Stromboli.

Secondo il modello illustrato nella figura di questa pagina, ingenti quantità di litosfera continentale devono essere state coinvolte nella subduzione, modificando profondamente il sistema litosfera-astenosfera.

In effetti le grandi variazioni laterali del mantello in spazi ristretti, rilevate con metodi sismologici, costituiscono una prova dell'esistenza dei complessi processi richiesti dall'analisi cinematica.

Da quanto esposto si deduce che i processi geodinamici che hanno condotto alla formazione delle catene alpidiche nell'area mediterranea sono molto più complessi di quelli comunemente invocati negli schemi classici dei margini convergenti della tettonica a zolle. Con questo non si vogliono rigettare quegli schemi, che tra l'altro sono stati elaborati attraverso lo studio di situazioni geodinamiche differenti, principalmente su margini continentali di tipo pacifico. Ma dove si ha l'interazione continente-continente, come nella catena alpino-himalayana, è necessario ricorrere a modelli meno sem-

plicitistici, che meglio si adattino alla maggiore complessità dei fenomeni osservati. In particolare la storia dell'area mediterranea ci insegna che da una situazione di area continentale con litosfera più o meno matura, in parte interessata da fenomeni di rifting continentale (Triassico), si è passati a una situazione comparabile con quella dei margini continentali di tipo atlantico, con generazione di tipica litosfera oceanica (Giurassico). Nelle fasi compressive, a un primo momento (Cretaceo, Paleocene) comparabile in parte con l'attuale situazione dei margini di tipo pacifico, è succeduta una collisione continente-continente che ha portato a processi di subduzione di litosfera continentale e a complesse interazioni tra litosfera e astenosfera. Il tutto complicato dalla apertura, durante fenomeni orogenici, di piccoli bacini di tipo oceanico, che hanno ancora modificato le caratteristiche del sistema litosfera-astenosfera.

Gli strumenti della sismologia hanno consentito di riconoscere nell'area mediterranea forti variazioni laterali fino alla base del canale di bassa velocità, a oltre 200 chilometri di profondità, ma è probabile che in futuro potranno essere individuate deformazioni estese a tutta l'astenosfera, oggi solamente ipotizzabili sulla base delle caratteristiche del campo gravitazionale terrestre, dedotto dallo studio del moto dei satelliti artificiali.