

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

01 - BASE STORICA E STRUTTURA GENERALE DELLA GEOLOGIA EUROPEA

02 - BREVI CENNI SULLA COMPOSIZIONE DEL BASAMENTO E DEL MAGMATISMO IN ITALIA

02.1 - MAGMATISMO

03 - CARATTERI GEOFISICI DELLA REGIONE ITALIANA

03.1 - INSERTO CROSTA E LITOSFERA

04 - LA GEOLOGIA ITALIANA NEL QUADRO DELLA REGIONE PERIADRIATICA

04.1 - Introduzione

04.2 - Caratteri Stratigrafici Generali Della Regione Italiana

04.3 - Le Successioni Di Margine Continentale Passivo

04.4 - Le Successioni Stratigrafiche Durante La Fase Di Margine Att

05 - Le Alpi

05.1 - Caratteri Generali Delle Alpi

05.1.1 - *L'avanfossa Della Molassa Perialpina e il Bacino Di Vienna*

05.2 - Le Alpi Meridionali

05.3 - Le Alpi Meridionali E Le Loro Maggiori Unità Strutturali

05.3.1 - *Evoluzione Tettonica*

05.3.2 - *Pianura Padana*

05.4 - Stratigrafia Dei Domini Paleostrutturali E Paleogeografici

06 - APPENNINO: STRUTTURA E SEDIMENTAZIONE

06.1 - CARATTERISTICHE STRUTTURALI

06.2 - SISTEMA CATENA AVANFOSSA E L'AVAMPAESE

06.2.1 - *Avanfossa*

06.2.2 - *Catena*

06.3 - APPENNINO CENTRO-SETTENTRIONALE

06.3.1 - *Unità "interne" Appenniniche (figg. 6.8a - b, 6.9, 6.10).*

06.3.2 - *Appennino Centro-Settentrionale: Unità Interne.*

06.3.2.1 - *Unità di Canetolo o Alberese (Subliguride)*

06.3.2.2 - *Unità Liguridi*

06.3.2.3 - *Unità del Bracco (U.S.S.)*

06.3.3 - *U. S. S. esterne geometricamente più alte e dislocate.*

06.4 - APPENNINO CENTRO-MERIDIONALE

06.4.1 - *Appennino Centrale (Fig. 6.25-6.28)*

06.4.1.1 - *U. S. S. esterne maggiormente dislocate*

06.4.1.2 - *U. S. S. esterne meno dislocate.*

06.5 - APPENNINO MERIDIONALE

06.5.1 - *Unità Interne*

06.5.2 - *Unità Esterne più deformate*

06.5.3 - *Unità Esterne meno dislocate*

06.6 - L'AVAMPAESE APULO

06.7 - EVOLUZIONE PALEOTETTONICA DELL'APPENNINO

06.7.1 - *Storia paleogeografica*

07 - GEOLOGIA DELLA SICILIA: UNA INTRODUZIONE

07.1 - INTRODUZIONE

07.1.1 - *Studi Precedenti*

07.1.2 - *Stratigrafia E Domini Di Facies*

07.1.2.1 - *Le Unità della Tetide*

07.1.2.2 - *Le Unità Africane*

07.1.2.2a - *Successioni carbonatiche bacinali Meso-Cenozoiche*

07.1.2.2b - *Successioni di piattaforma carbonatica Meso-Cenozoiche*

07.1.2.2c - *Depositi del Serravalliano superiore - Pleistocene*

07.2 - IL COMPLESSO COLLISIONALE DELLA SICILIA

07.2.1 - *L'Avampaese*

07.2.2 - *L'Avanfossa*

07.2.3 - *La Catena*

07.2.3.1 - *Sicilia Occidentale*

07.2.3.2 - Sicilia Centro Occidentale

07.2.3.3 - Sicilia centro-orientale.

07.2.3.4 - Sicilia Orientale.

07.3 - EVOLUZIONE TETTONICA COMPARATA

07.4 - PALEOGEOGRAFIA MESOZOICA

07.5 - CONCLUSIONI

07.6 - BIBLIOGRAFIA GENERALE

08 - BLOCCO SARDO-CORSO

08.1 - ARCO CALABRO

08.2 - IL TIRRENO

09 - CENNI SUL MEDITERRANEO MARINO (modif. da Lemoine 1978)

09.1 - IL MEDITERRANEO OCCIDENTALE

09.1.1 - *Il Mar Tirreno*

09.1.2 - *Il Tirreno centro meridionale*

09.1.3 - *Il Tirreno settentrionale*

09.1.4 - *Canale di Sardegna*

09.2 - MEDITERRANEO CENTRALE

09.2.1 - *Blocco pelagiano o Stretto di Sicilia*

09.2.2 - *Bacino di Gabes- Tripoli-Misurata*

09.2.3 - *Plateau dell'Isola di Lampedusa e dei banchi di Melita e Med*

09.2.4 - *Bacini di Pantelleria, Linosa e Malta-Medina*

09.2.5 - *Plateau di Ragusa -Malta*

09.2.6 - *Banco Avventura*

09.2.7 - *Scarpata Sicilia-Malta*

09.2.8 - *Il Rialzo della Sine*

09.3 - IL BLOCCO IONICO

09.3.1 - *Bacino abissale ionico*

09.3.2 - *Arco calabro*

09.4 - BLOCCO APULO

09.4.1 - *Faglia di Cefalonia*

09.5 - IL MEDITERRANEO ORIENTALE

10 - LE CATENE ALPINE PERIMEDITERRANEE

10.1 - PREMESSA

10.2 - LE IPOTESI DI ARGAND (1924) SULLE CATENE ALPINE

10.2.1 - *CONOSCENZE ANTECEDENTI IL 1980*

10.2.2 - *EVOLUZIONE DI MODELLI DELLA TETTONICA DELLE ZOLLE APPLICATI NELLA FASE INIZIALE ALLE CATENE ALPINE MEDITERRANEE*

11 - PALEOGEOGRAFIA DELLA REGIONE PERIADRIATICA

11.1 - TENTATIVO DI RICOSTRUZIONE PALINSPASTICA DEL PROMONTORIO AFR

11.1.1 - *Fasi precedenti di rifting.*

11.1.2 - *Sviluppo del margine periadriatico durante il Giurassico.*

11.1.3 - *La deformazione del margine continentale periadriatico.*

11.2 - ANATOMIA DI UN MARGINE CONTINENTALE DELLA TETIDE

11.2.1 - *SEDIMENTI OCEANICI*

11.2.2 - *ROCCE SERBATOIO*

11.2.3 - *SUCCESSIONE DI MARGINE CONTINENTALE DELLA TETIDE*

11.2.4 - *SEDIMENTI DI SYNRIFT*

11.2.5 - *PIATTAFORME CARBONATICHE*

11.2.6 - *SEQUENZE PELAGICHE*

11.2.7 - *CONCLUSIONI*

11.3 - ANTICHI MARGINI CONTINENTALI DELLA TETIDE

11.3.1 - *Introduzione*

11.3.2 - *Premesse e Limiti*

11.3.3 - *Paleogeografia ed ambienti Triassici*

11.3.4 - *CINEMATICA DEL SISTEMA ATLANTICO-TETIDE DURANTE IL GIURA ED*

11.3.5 - *LIAS INF.-MEDIO:APERTURA E SUBSIDENZA INIZIALE DEI MARGINI C*

11.3.6 - *LIAS SUPERIORE FINO AL CRETACEO INFERIORE: SUBSIDENZA PROLUN*

11.3.7 - *LE PIATTAFORME CARBONATICHE E I LORO MARGINI.*

12 - EVOLUZIONE TETTONICA DELLA PENISOLA ITALIANA

Programma - SCHEDA PROGRAMMA GEOLOGIA REGIONALE

APPUNTI DI GEOLOGIA REGIONALE a cura del Prof. Raimondo Catalano

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

01 - BASE STORICA E STRUTTURA GENERALE DELLA GEOLOGIA EUROPEA

L'Europa è il più piccolo dei cinque continenti, ma può essere interpretato come la più piccola parte occidentale del continente Euro-Asiatico che è di gran lunga più grande. La catena montuosa degli Urali forma il limite tra Europa e Asia verso Est; verso Sud-Est e Sud questo limite passa attraverso la parte settentrionale dell'area del Mar Caspio e del sistema delle montagne del Caucaso. Ovunque inoltre, l'Europa è delimitata dal mare; a Sud dal Mediterraneo e le sue propagini (in particolare il Mar Nero), ad Ovest dall'Oceano Atlantico, a Nord-Ovest e Nord dal Mar della Norvegia e di Barents. Se l'Europa è il più piccolo dei continenti, probabilmente è anche il più complesso, sia dal punto di vista geografico che geologico. La frastagliatura della sua linea di costa, che include numerose isole e golfi, mari epicontinentali (Mar del Nord), e perfino mari intracontinentali (Mar Baltico, Mar Nero, Mar Caspio e Mare di Azov), la complessa orografia che è particolarmente distorta verso Sud, sono caratteristiche che ne testimoniano la complessità. Questa complessità si accentua ulteriormente, quando si considera la struttura geologica nelle tre dimensioni dello spazio, e si studia la sua genesi prendendo in considerazione la quarta dimensione (immateriali) che è quella del tempo (fig. 1).



Fig. 1 – Carta fisica dell'Europa.

CENNI STORICI (figg. 1.2-1.7)

L'Europa, la culla della civiltà occidentale, fu nel 1700 e per gran parte del 1800, la culla delle scienze geologiche. La conoscenza della geologia fu avvantaggiata da alcune circostanze favorevoli sin dall'inizio, circostanze che non erano dovute soltanto a fattori umani e culturali propri di una regione con una popolazione densa ed in rapida evoluzione, ma anche per la natura fisica dell'area. Sembrerebbe che un fattore importante sia sempre stato l'esistenza della barriera formata dalle Alpi. Che doveva essere attraversata da ogni viaggiatore che andava dall'Italia verso il Reno, o la Manica, da un estremo all'altro della civiltà medioevale o classica. Sin dall'inizio gli Europei credettero in un concetto base, che integrava la genesi delle catene montuose con la storia dei continenti: i continenti sono vecchie catene montuose che sono state erose, livellate e sepolte sotto nuove rocce sedimentarie. Le catene montuose vennero considerate, dalla maggioranza degli AA. Europei, come il risultato della deformazione di una zona continentale marginale diventata debole e fortemente abbassata.

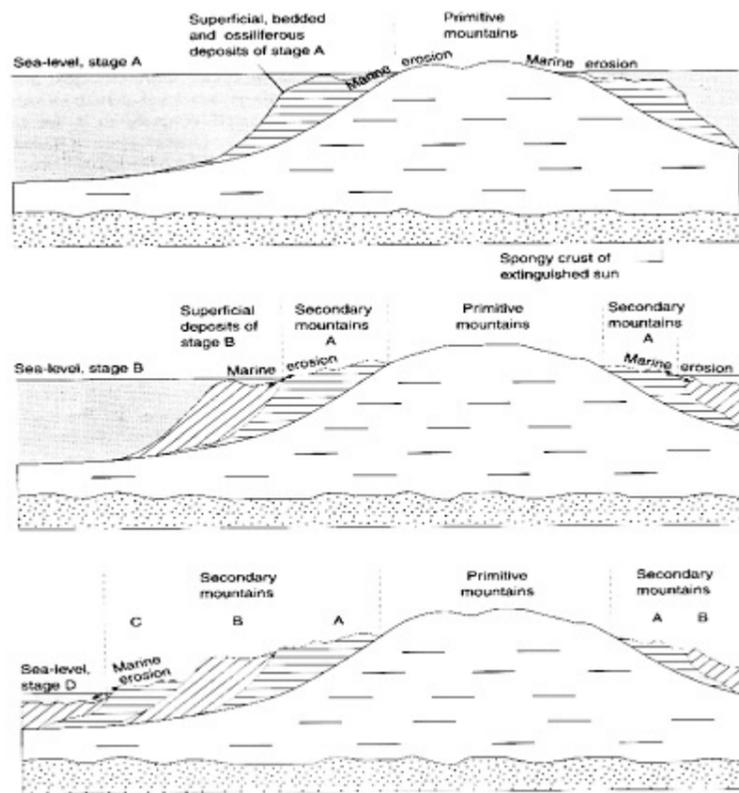


Fig. 1.2

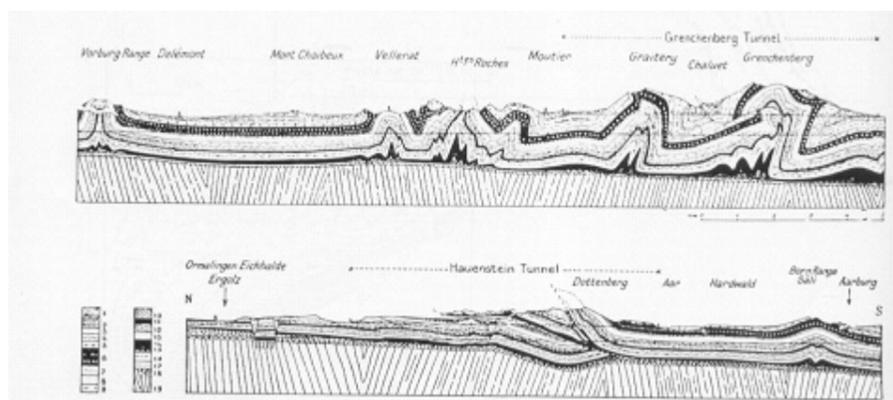


Fig. 1.3

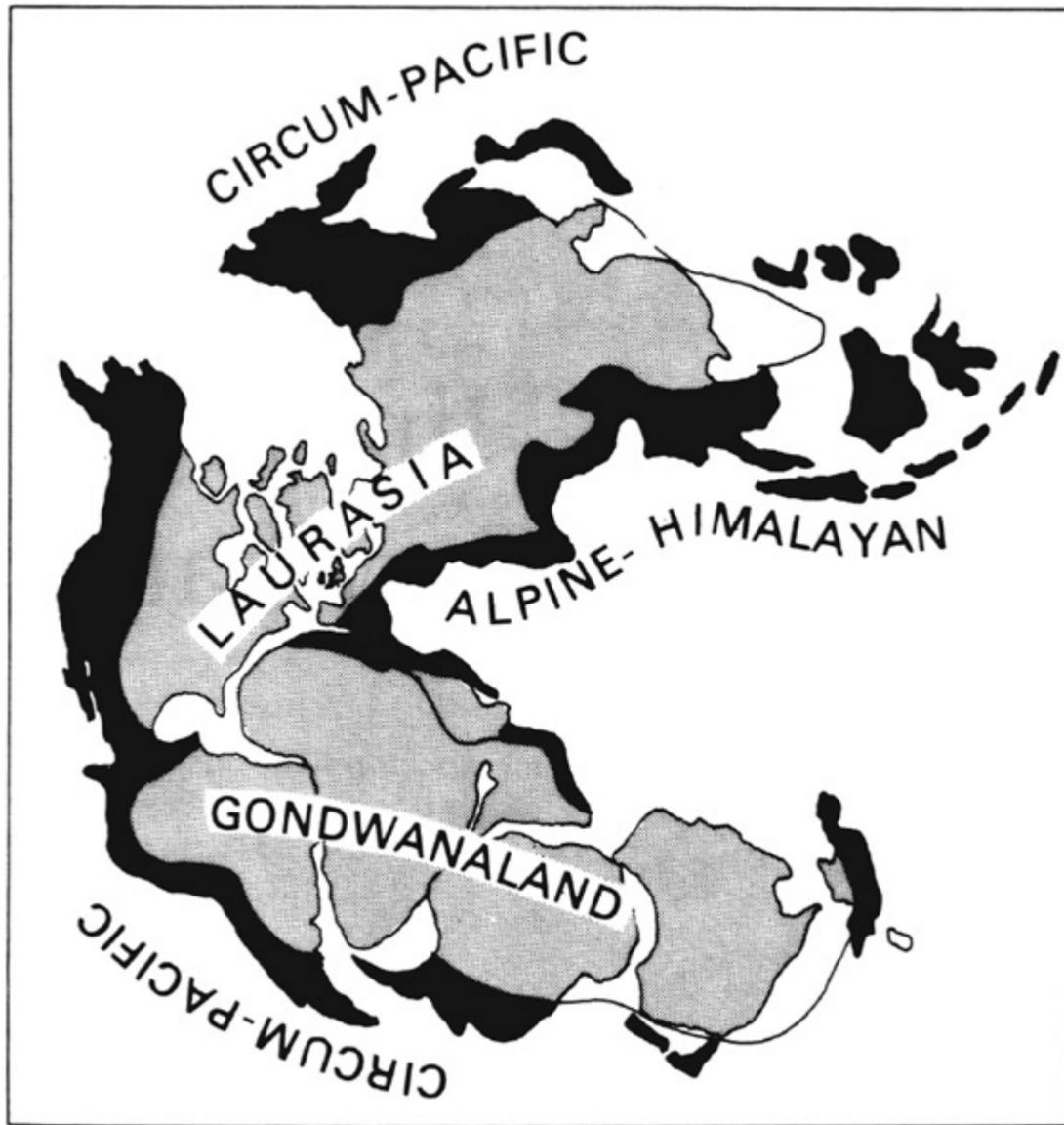


Fig. 1.4 – Fasce orogeniche periferiche del Supercontinente all'inizio del Mesozoico

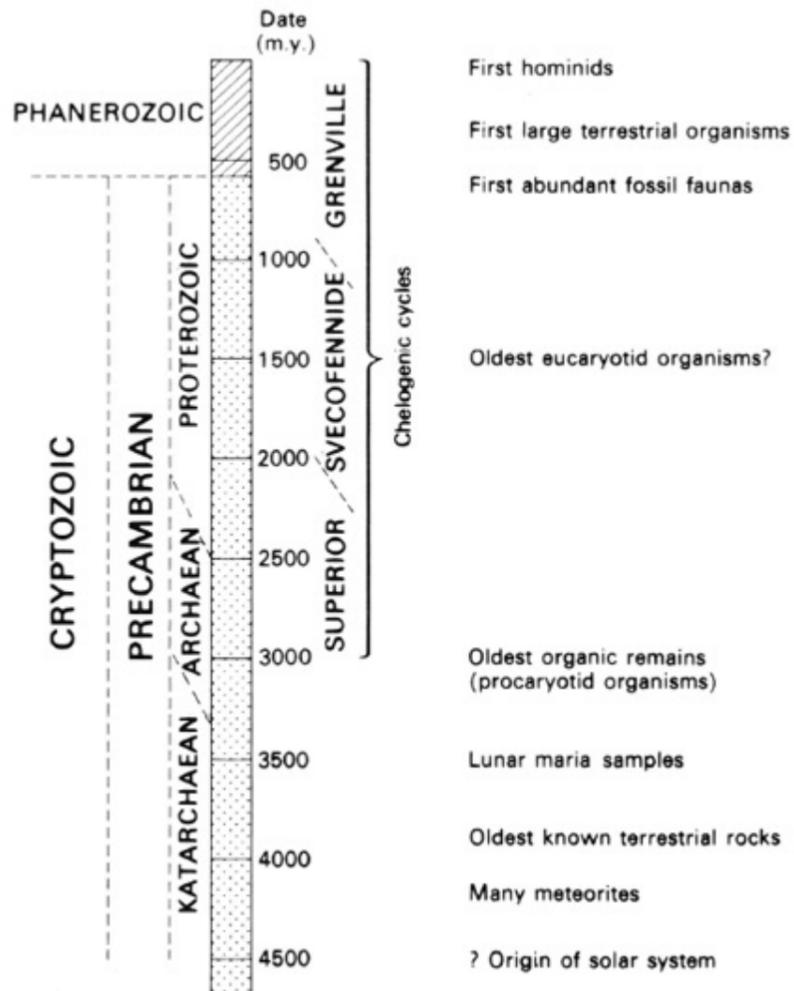


Fig. 1.5a – Schema cronostatigrafico e grande scala delle rocce della Terra

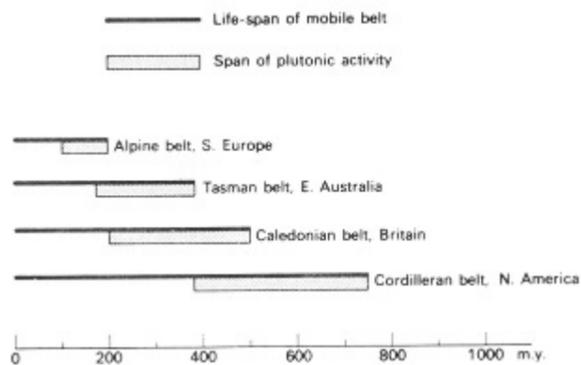


Fig. 1.5b- Scala stratigrafica della durata di eventi geologici.

Nel 1795, James Hutton, indicò le rocce caledoniane della Scozia come “Scisti Alpini”, affermando quindi che questo vecchio basamento aveva fatto parte anche di una catena di tipo Alpino.

Sconosciuta dagli antichi e ultima delle scienze, la geologia si sviluppò a poco a poco grazie alla doppia esigenza a) di capire il passato – la storia del nostro globo terrestre, e conoscere l’attuale struttura e la caratteristica stratificazione delle grandi sequenze di rocce continentali; b) il tentativo di riconoscere una logica nella loro formazione con l’obiettivo di scoprire sostanze utili, in particolare i minerali metallici, (la “geognosi” della scuola di Werner). All’inizio, gli sforzi per ottenere una ricostruzione storica ed una visione comprensiva delle cose erano in anticipo rispetto alla riscoperta dei fatti osservabili di quel tempo, inoltre gli spiriti pionieristici desideravano soprattutto essere visti come “filosofi della natura”. Essi sbattevano la testa contro la barriere religiose dogmatiche o credenze diffuse (come la credenza nel rapido raffreddamento della terra). E se “l’arte dell’estrazione” si considera aver generato la mineralogia e quindi la petrografia, essa all’inizio era un accumulo di dati tecnici, senza che si riuscisse per lungo tempo a realizzare una sintesi. Un passo decisivo venne compiuto verso il 1760, quando si cercò di creare un modello globale che collegasse e correlasse le successioni litostrutturali, identificate in Svezia, in Francia, nell’Europa centrale e negli Urali. Dovunque fu descritta l’esistenza di un basamento “primitivo scistoso e granitico-gneissico (Primario)” che si “incurvava” sotto “strati di più recente formazione” soprastanti, che erano sedimentari, suborizzontali e considerati “Secondari”.

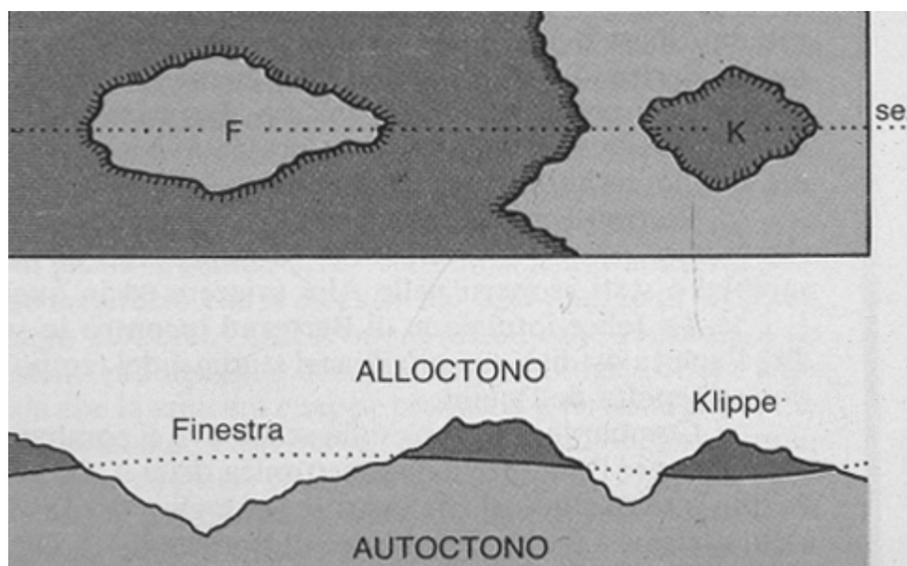


Fig. 1.6 – Concetto di falda (Nappe) in pianta ed in sezione

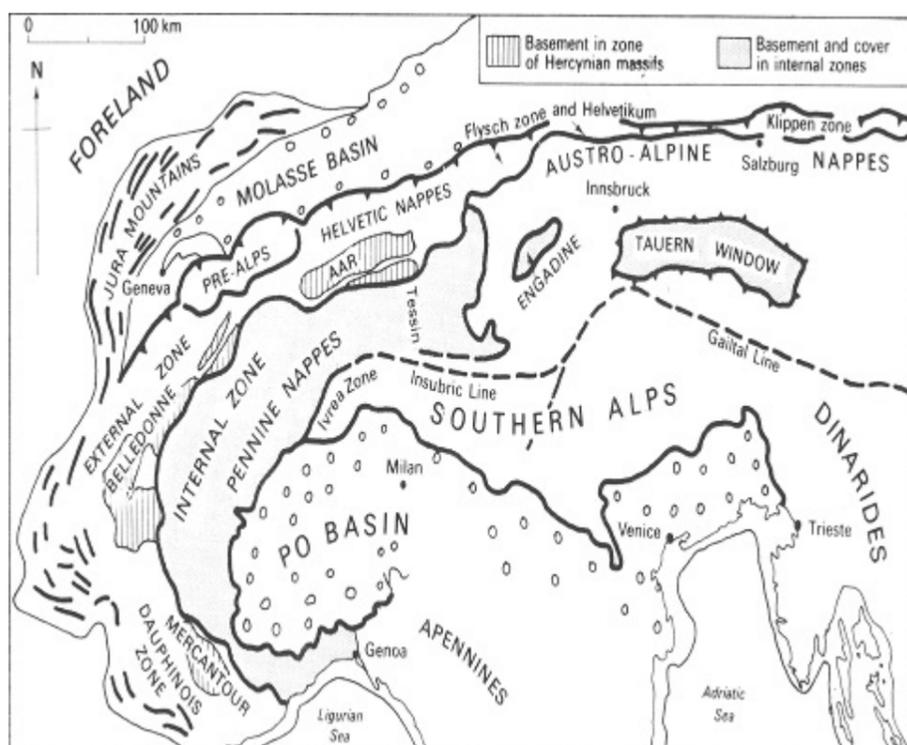


Fig. 1.7 – Esempi di megasovrascorrimenti nelle Alpi

Oggi questa distinzione tra un basamento e le “rocce di copertura”, rimane un concetto essenziale usato come base per redigere una moderna carta geo-tettonica, facendo semplicemente riferimento all’età della superficie di separazione di non-conformità indicata con il termine di “discordanza basale”. La durata temporale di questa superficie, comunque, non venne colta immediatamente. L’errore dei pionieri Europei fu proprio nell’interpretare il modello evolutivo vedendo in esso il risultato di un’unica ed irreversibile evoluzione a scala mondiale. Questa convinzione diede un’eccessiva importanza ai periodi iniziali, prevenendo ogni analisi sul fenomeno evolutivo dell’orogenesi. L’imporsi del concetto di una comune storia universale, di converso, servì ad accelerare la ricerca stratigrafica. Seguendo una teoria enunciata da Stenone, e più tardi da De Saussure, James Hutton avanzò una nozione basilare: la struttura stratigrafica a grande scala indicata da Werner era il prodotto di un ciclo ripetutosi indefinitamente, che aveva formato ogni volta una catena montuosa. Grazie al calore interno della Terra si

verificavano dislocazioni o intrusioni nei sedimenti antichi del complesso montuoso, ed il sollevamento dell'intera successione (fig. 1.11). Questo concetto huttoniano trovò il suo principale complemento nel pensiero di Marcel Bertrand. Confrontando le catene europee di differenti età, sia sulle carte che direttamente nello studio della loro evoluzione, egli poté stabilire alcune similitudini sorprendenti: ogni catena ha i suoi gneiss, flysch, molasse, il suo magmatismo iniziale, principale, finale etc. Hans Stille (1924), il cui lavoro costituisce la base per tutte le sintesi successive della struttura europea, estese ed aggiunse dei particolari a questo schema, che è una specie di "modello programmato" (le successive interpretazioni di esso diventarono troppo rigide); in aggiunta egli mostrò che in una larga banda delle zone costiere ed interne, movimenti di compressione, distensione e specialmente di rottura, corrispondono ad una vera orogenesi di "tipo Alpino"; un concetto che fece capire, per esempio, come le strutture di tipo Sassone-Germanico dell'Europa centrale formatesi in un dominio completamente estraneo a quello proprio delle catene Alpine abbiano però un'età "Alpina". Un'altra teoria di Stille è quella riguardante la sorte ultima di una catena di tipo Alpino, che dopo la sua erosione, finisce con l'essere incorporata (nei) ed unificata con cratoni confinanti; tuttavia, secondo Stille, questo processo di cratonizzazione, che è all'origine delle maggiori piattaforme continentali stabili (ad es. la piattaforma orientale Europea, con lo scudo Baltico) non viene sempre portato a termine nella fase iniziale; l'area infatti può rimanere allo stadio quasi-cratonico, che determina una piattaforma instabile, deformata in massicci e bacini. In questo stato la regione, può, più facilmente di un cratone, ritornare ad uno stadio di geosinclinale, dovuto alla subsidenza verticale o alla distensione. L'esempio invocato è quello di una larga parte del quasi-cratone varisco nell'Europa orientale e meridionale, rimobilizzato poi in "tempi Alpini".

La scuola parigina giocò un ruolo che fu allo stesso tempo importante e discutibile. Lavoisier (1789) riconobbe nelle rocce terziarie del Bacino di Parigi quelle variazioni del mare che avevano causato la deposizione di strati alternativamente litorali e pelagici (un'idea che fu sviluppata da Prevost). Cuvier (con Brogniart) notò che le faune corrispondevano ad ogni variazione del livello del mare. Da parte sua, Elie de Beaumont, che da solo investigò metà della Francia, scoprì la molteplicità dei "sollevamenti" o crisi di movimento del terreno nello spazio e nel tempo. Una teoria catastrofica nacque, sviluppata da A. d'Orbigny nel 1850-1852: ogni "rivoluzione del globo" era per lui connessa con un'improvvisa crisi orogenica che distruggeva la fauna.

Da queste convinzioni nacque la nozione di "piano stratigrafico", un'unità temporale sia distinta che delimitata rispetto alle rocce adiacenti, una sezione di sincronismo universale. Questa nozione di piano (prodotta suo malgrado, da concezioni di partenza erronea) regna ancora nell'Europa continentale, nonostante le leggere variazioni (modifiche) che sono state operate, vedi moderna cronostratigrafia. In Europa, l'evoluzione della nozione tettonistica (cioè del movimento) come metodo di indagine è stato curiosamente condizionato dalle fluttuazioni nella politica e nel senso comune. Il significato di tale approccio fu sconosciuto e perfino non accettato prima della Rivoluzione Francese (a parte Hutton) e si sviluppò specialmente dopo il 1848 e ancor più dopo il 1870. Nel 1829 Elia de Beaumont scoprì che le serie sedimentarie Alpine erano più spesse e più "pelagiche" delle equivalenti presenti nel bacino anglo-parigino; egli non fu capace di collegare questi dati, sebbene (da un punto di vista delle conoscenze del tempo) sarebbe già stato possibile vedere in questi caratteri la diversa subsidenza che aveva influenzato i due bacini ed in generale la fonte della nozione di geosinclinale di Hall e Dana.

Questo Autore inoltre, come tutti i suoi contemporanei, non comprese le strutture di sovrascorrimento rispetto ai sollevamenti verticali; egli descrisse come tale il grande sovrascorrimento nel nord della Francia ma si rifiutò di vedere in esso qualcosa che non fosse una semplice anomalia di tipo stratigrafico. Di fatto il concetto di falda di sovrascorrimento cominciò a prendere sviluppo dopo il 1870, e per lungo tempo rimase una peculiarità europea a scala generale; vista per la prima volta in Belgio da Corret e Briard si sviluppò nelle Alpi grazie a Bertrand (1884). La teoria delle nappes (falde) subì una fase di trionfale accettazione negli anni 1890-1910, seguita da un periodo di negazione generale in Europa, ad eccezione della Svizzera (Lugeon, Argand, Staub) e Scozia (Bailey). Solo dal 1945 la teoria delle falde di sovrascorrimento divenne un fatto concreto, accettato da tutti. La dimensione del fenomeno e l'assenza di una spiegazione alternativa soddisfacente che spiegasse le immense coltri di basamento cristallino sovrascorse nelle Alpi orientali, mise la "piccola Europa" in modo incontestabile in una posizione preminente: questo spiega anche la non "scoperta" o la "scoperta tardiva" di tali strutture in altri continenti. Alla geologia europea di deve la teoria della deriva dei continenti (Wegener, 1915), e per deduzione da essa, una completa teoria globale dell'orogenesi e dell'epirogenesi (Argand, 1924-1934). Questa teoria fu applicata da Argand essenzialmente alle catene di tipo Alpino ed egli postulò l'esistenza di un SIMA (nel senso di Suess, 1903) strato viscoso rispetto alle zone sialiche.

Una motivazione che spiega la reticenza di alcuni geologi Europei verso ciò che è stata chiamata la "rivoluzione" della tettonica globale, risiede nell'onnipresenza sul territorio europeo di fatti che imposero la nozione di fasi tettoniche sovrapposte. Nelle aree dove le condizioni di osservazione sono favorevoli, si possono osservare dei complessi piegati e più o meno metamorfosati, che comprendono porzioni più o meno estese o rielaborate di precedenti complessi piegati. Da questo punto di vista le Alpi con i loro massicci cristallini "ercinici", e specialmente la Scandinavia e la Scozia, hanno giocato un ruolo didattico essenziale, imponendo i concetti di riattivazione, ringiovanimento, rigenerazione, rimobilizzazione, palingenesi etc. Materiale granitico rielaborato abbonda in tutte le catene Europee dove i frammenti di crosta oceanica sono scarsi e di origine discutibile. Quindi le maggiori caratteristiche della struttura d'Europa sono definite dall'età, in ogni regione, dell'orogenesi principale, o più esattamente dell'orogenesi più tardiva, cioè sono definite dall'età di "cratonizzazione" di ogni frammento del continente. Visti sulla carta (vedi figg. 1.2-1.4) queste larghe suddivisioni mostrano un modello che è un complesso non delineabile e poco comparabile con ciò che appariva evidente in altri continenti, lo studio dei quali sembrerebbe giustificare l'idea della loro formazione mediante meccanismo di accrescimento periferico, spiegabile con una progressiva cratonizzazione intorno ad un vecchio nucleo delle fasce marginali circondate dal mare (vedi fig. 1.4).



Fig. 1.8 – Unità tettoniche dei cicli paleozoico-mesozoici e posizione delle unità erciniche.



Fig. 1.9 – Carta strutturale schematica dell'Europa.

Così in Europa si è imposta inizialmente una prima grande suddivisione. L'Europa meridionale è l'Europa Alpina; l'Europa centrale, settentrionale ed occidentale è l'Europa Precambriana, Caledoniana e Varisca (fig. 1.8). La prima è quella di più recente formazione ed è tuttora in evoluzione e quindi non può essere ancora considerata completamente cratonizzata. La seconda si è consolidata (cratonizzata) in

differenti epoche precedenti il ciclo Alpino, ed in ultimo durante il ciclo varisico. Quest'ultimo si concluse con la fase di molteplici lineamenti trascorrenti che formarono un reticolo geometrico (fig. 1.9).

Da allora questa parte (non Alpina) è stata soltanto interessata da movimenti epirogenici (verticali), lente deformazioni caratterizzate da un largo raggio di curvatura della struttura cratonizzata; questi movimenti regolarizzerebbero le trasgressioni e le regressioni dei mari epicontinentali e la distribuzione e ispessimento dei loro sedimenti. Considerata nel suo insieme l'Europa può essere divisa in 4 domini strutturali principali, ognuno caratterizzato dall'ultima cratonizzazione dalla quale fu interessata (figg. 1.10 – 1.11)

- 1) Europa Precambriana o Fennosarmazia (Ur-Europa di Stille);
- 2) Europa Caledoniana (Paleo-Europa);
- 3) Europa Varisica (Meso-Europa) a cui devono essere aggiunti gli Urali, la frontiera con l'Asia;
- 4) Europa Alpina (Neo-Europa);



Fig. 1.10 – Le maggiori suddivisioni strutturali dell'Europa secondo Stille, 1924.

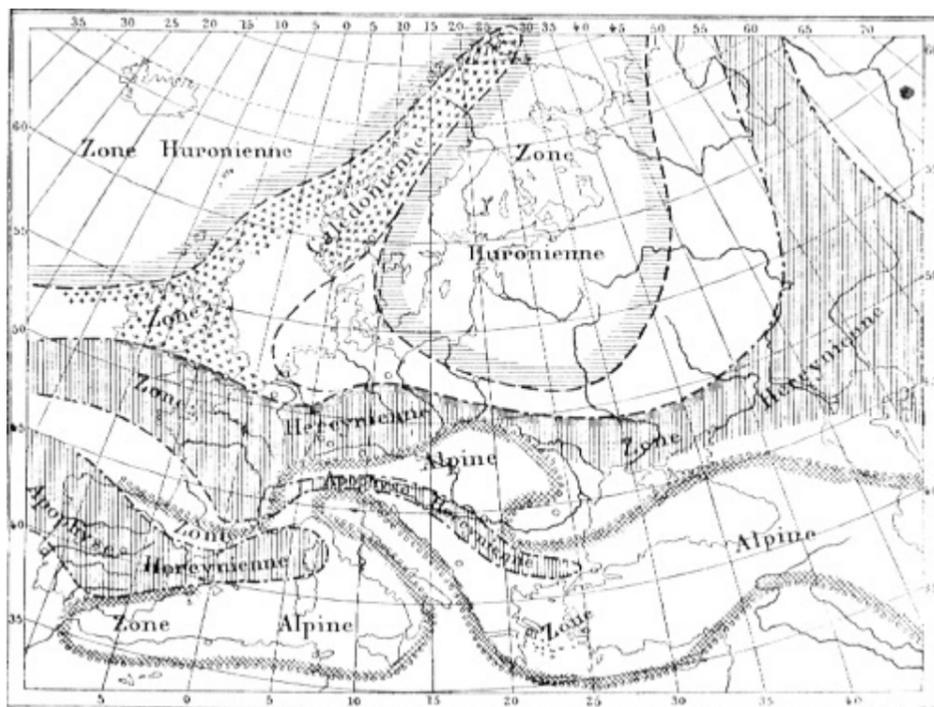


Fig. 1.11 – Schema strutturale d'Europa secondo Bertrand, 1888.

1= limite meridionale della zona Uroniana; 2= limite della zona Caledoniana; 3= limite settentrionale della zona Ercinica; 4= limite Ercinico; 5= limite della zona Alpina.

Va comunque sottolineato che l'Europa Alpina include alcuni nuclei di materiale, precedentemente cratonizzato, ercinico o più vecchio e talvolta policiclico, che furono coinvolti nella deformazione Alpina, che l'Europa ercinica (varisica) è sovrapposta su complessi piegati e metamorfosati di età Caledoniana e soprattutto Precambriana, che l'Europa Caledoniana include nuclei di gneiss Precambriani, e infine che l'Europa Precambriana mostra la sovrapposizione di quattro precedenti orogenesi (fig. 1.12).

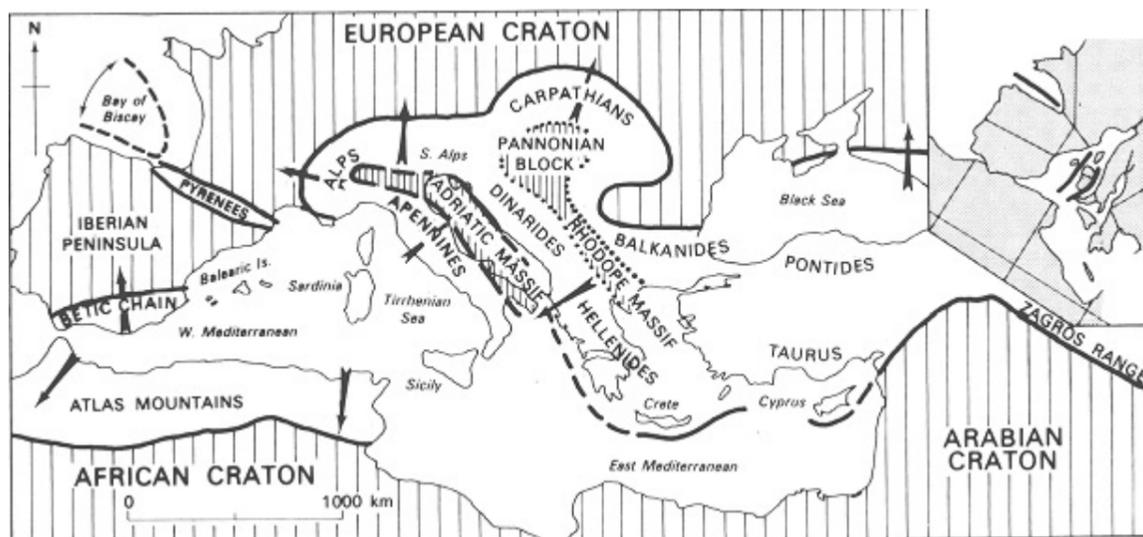


Fig. 1.12 – Posizione della catena Alpino-Himalayana rispetto ai cratoni Europeo ed Africano. Le frecce sono dirette verso le zone esterne ed indicano la polarità orogenica (nel riquadro una ricostruzione pre-terziaria dei frammenti continentali).

CENNI SULLA NOZIONE DI GEOSINCLINALE

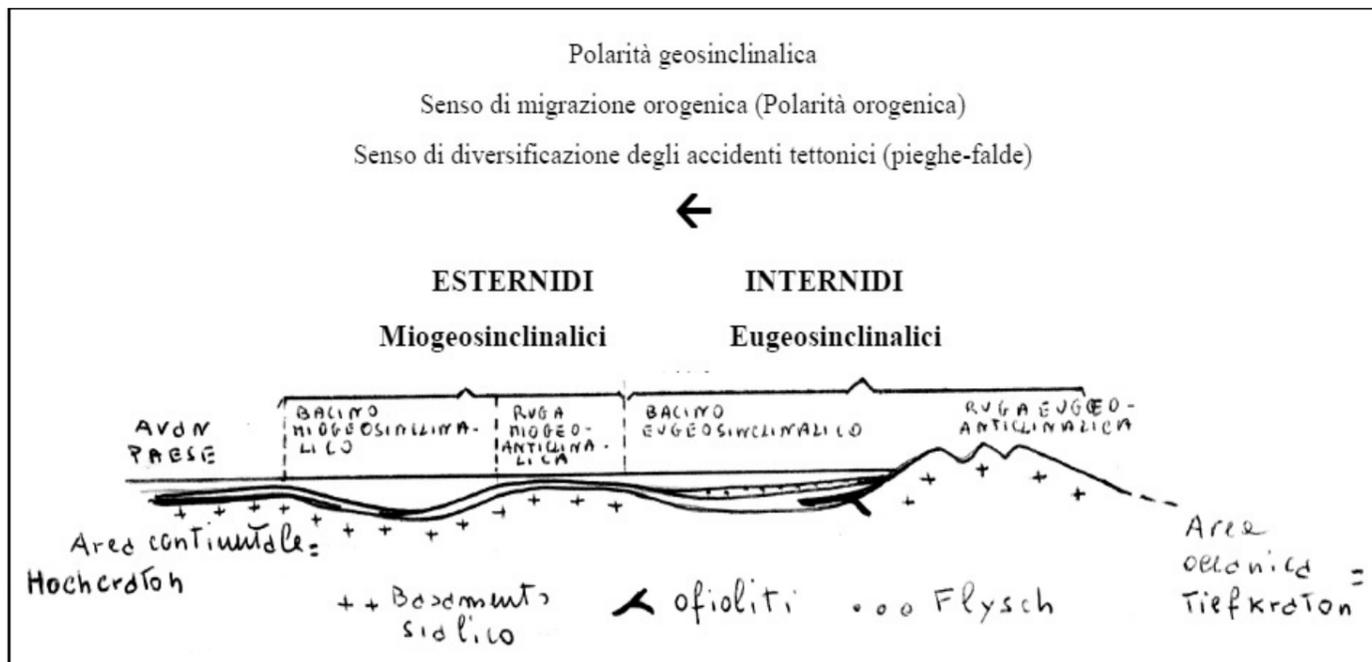


Fig. 1.13 – Schema riassuntivo delle caratteristiche principali di una coppia elementare eugeosinclinale-miogeosinclinale (da J. Aubouin, 1959 e 1961).

La fig. 1.13 mostra lo stadio orogenetico (terminale) dell'evoluzione della geosinclinale, corrispondente alla fase in cui la ruga eugeoanticlinale sollevandosi fornisce il materiale detritico del flysch che si accumula nel bacino eugeosinclinale, non raggiungendo le parti più esterne (dovuto al cosiddetto "effetto di barriera in cavità" del bacino eugeosinclinale); le ofioliti (simbolo) sono state emesse parecchio tempo prima durante lo stadio del "geosinclinale"; questa figura rappresenta un momento dell'evoluzione della coppia miogeosinclinale-eugeosinclinale. Lo spazio eugeosinclinale è divisibile in una ruga eugeoanticlinale ed in un bacino eugeosinclinale, lo spazio miogeosinclinale in una ruga miogeoanticlinale ed in un bacino miogeosinclinale.

Le parti più profonde dell'avampaese, del bacino miogeosinclinale, della ruga miogeoanticlinale, e infine della ruga eugeoanticlinale, sono certamente sialiche (odierna crosta continentale) come mostrato nella figura; le parti più profonde del bacino eugeosinclinale sono indicate, con molta certezza, come simatiche (crosta oceanica, mantello), ma la cosa non è sicura.

Hochkraton e Tiefkraton sono termini usati da H. Stille per designare rispettivamente l'"area continentale" dalle parti profonde sialiche (l'uso ha conservato solo la radice "cratone") e l'"area oceanica" il cui fondo può essere simatico (questo termine non si è conservato).

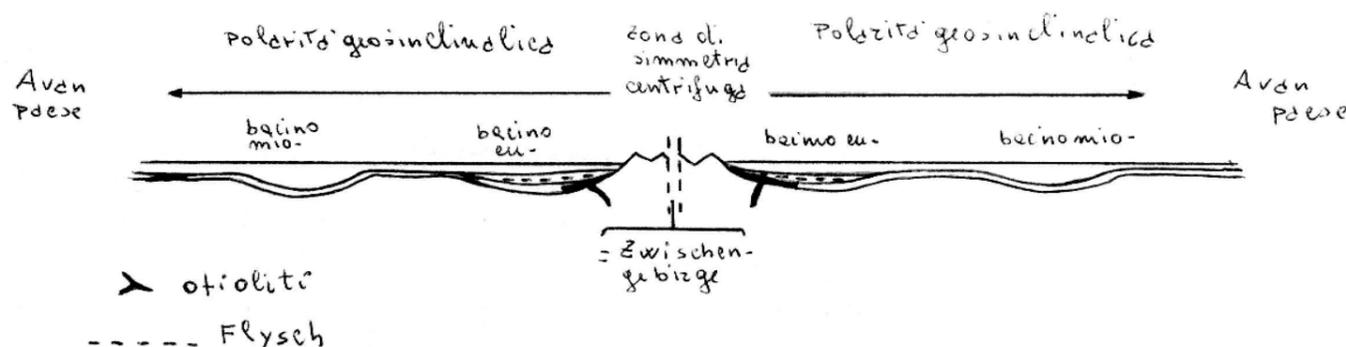


Fig. 1.14 – Schema riassuntivo delle caratteristiche di una doppia coppia a simmetria centrifuga (geosinclinale bilaminare che origina una catena a doppia vergenza) (da J. Aubouin, 1959 e 1961).

Anche la fig. 1.14 rappresenta lo stadio orogenetico (terminale) del periodo geosinclinale di ciascuna coppia; avendo supposto, per comodità di rappresentazione, che questi due stadi sono contemporanei nelle due coppie, cosa che per altro non accade sempre.

Come nella fig. 1.13, le rughe eugeoanticlinali sono sollevate ed alimentano la sedimentazione flyschioide nei bacini eugeosinclinali senza che il materiale detritico si sposti verso le parti più esterne (effetto di "barriera in cavità"); nelle due coppie le ofioliti sono state emesse prima di questo stadio. Secondo Still le rughe eugeoanticlinali si pone una "regione arretrata intermedia" (massiccio intermedio = Zwischengebirge), oppure una cicatrice (Narbenzone); si può anche supporre che le due rughe eugeoanticlinali possano coalescere; infine, si conoscono casi in cui queste due rughe mancano, e i due bacini eugeosinclinali ne formano uno, unico, più grande.

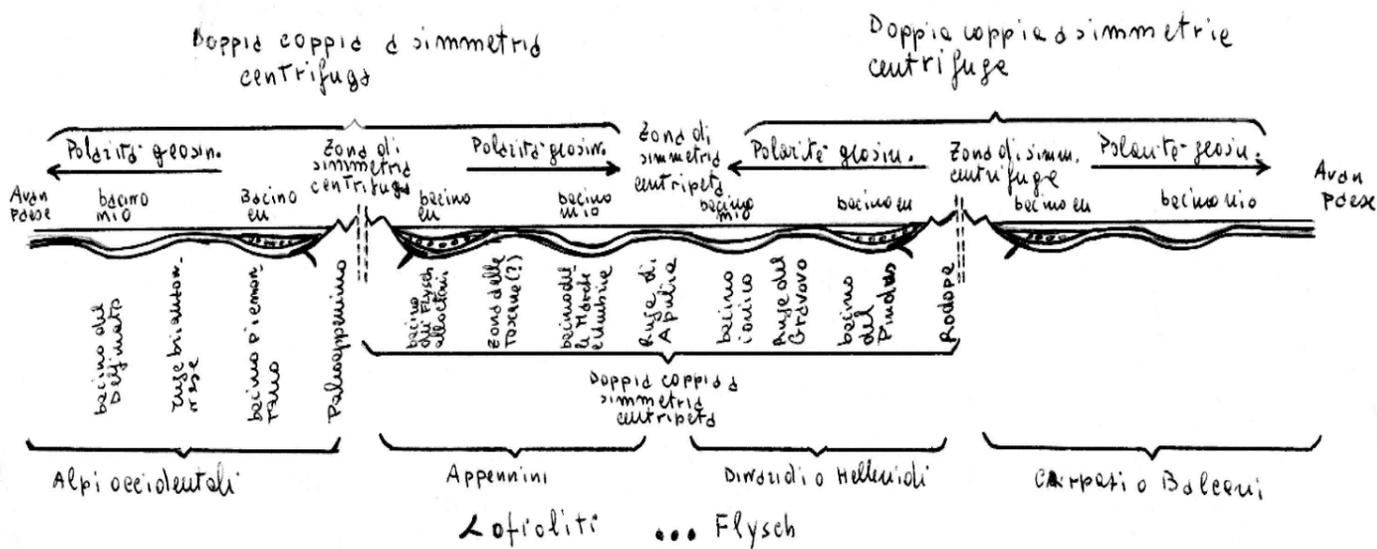


Fig. 1.15 – Schema di associazione di quattro coppie eugeosinclinale-miogeosinclinale in due coppie a simmetria centrifuga ed in una coppia a simmetria centripeta (geosinclinale pluriliminare) (da J. Aubouin, 1959 e 1961).

Anche la fig. 1.15, come le due precedenti, rappresenta lo stadio orogenetico (terminale) del periodo geosinclinale di ciascuna coppia; avendo ammesso, per comodità di rappresentazione, che questi stadi sono sincroni nelle quattro coppie considerate, cosa che generalmente non accade, esistenti nella loro evoluzione; di conseguenza, la figura non è che indicativa.

Nella parte inferiore della figura, ciascuna delle zone paleogeografiche dell'insieme italo-dinarico e dell'arco alpino è stato menzionato e raffigurato in base allo schema. Per ciò che concerne la doppia coppia a simmetria centrifuga, la natura delle sue zone di simmetria è variabile, come indicato nella legenda. Nella coppia Dinaridi-Balcani s'intercala, tra le rughe eugeoanticlinali, un "avanpaese arretrato" intermedio (massiccio del Rodope).

Nella doppia coppia Alpi occidentali-Appennino, la situazione è meno chiara a causa di una intensa tettonizzazione: è possibile che sia esistito un massiccio intermedio, ma attualmente, niente ne indica la presenza; è pure possibile che ci sia stata una "cicatrice" intermedia; è possibile, infine, che i due bacini eugeosinclinali siano stati contigui; questo è un problema ancora da risolvere. Per quanto riguarda la doppia coppia a simmetria centripeta Appennini-Dinaridi, la zona di simmetria è un avampaese intermedio (ruga d'Apulia) o considerato parallelo; più a nord i bacini miogeosinclinali sono contigui.

Nella fig. 1.16 viene mostrato un modello di evoluzione di una coppia miogeosinclinale-eugeosinclinale riferita all'esempio delle Ellenidi.

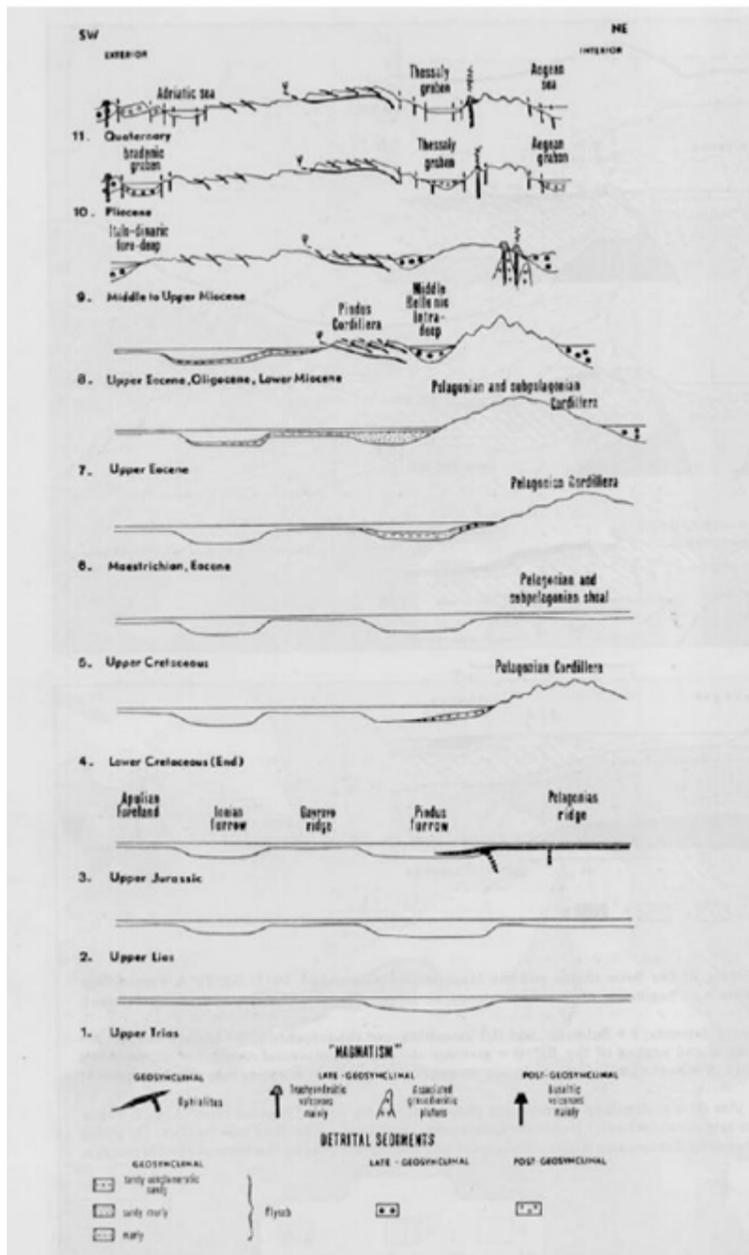


Fig. 1.16 – Modello di evoluzione di una coppia miogeosinclinale-eugeosinclinale riferita all'esempio delle Ellenidi (da J. Aubouin, 1965).

Questo diagramma mostra più chiaramente gli stadi più importanti dell'evoluzione di un'orogenesi Alpina-Mediterranea: la sedimentazione (1-3) geosinclinale con messa in posto di ofioliti (3, ma guarda sotto); deposizione di flysch (4-8) con migrazione nel tempo e nello spazio (onda orogenica); deposizione di molasse (8-11). Questo modello chiaramente mostra "l'onda orogenica" con una migrazione della tettonogenesi e di sedimentazione dei flysch dalle parti interne verso quelle esterne della catena, e il periodo post geosinclinale (10, 11) con generazione di graben. Le ofioliti sono qui considerate come il risultato di fuoriuscita di magma sul fondo oceanico). Per altri più recenti modelli di generazione di ofioliti e messa in posto, dallo stesso autore).

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

02 - BREVI CENNI SULLA COMPOSIZIONE DEL BASAMENTO E DEL MAGMATISMO IN
ITALIA

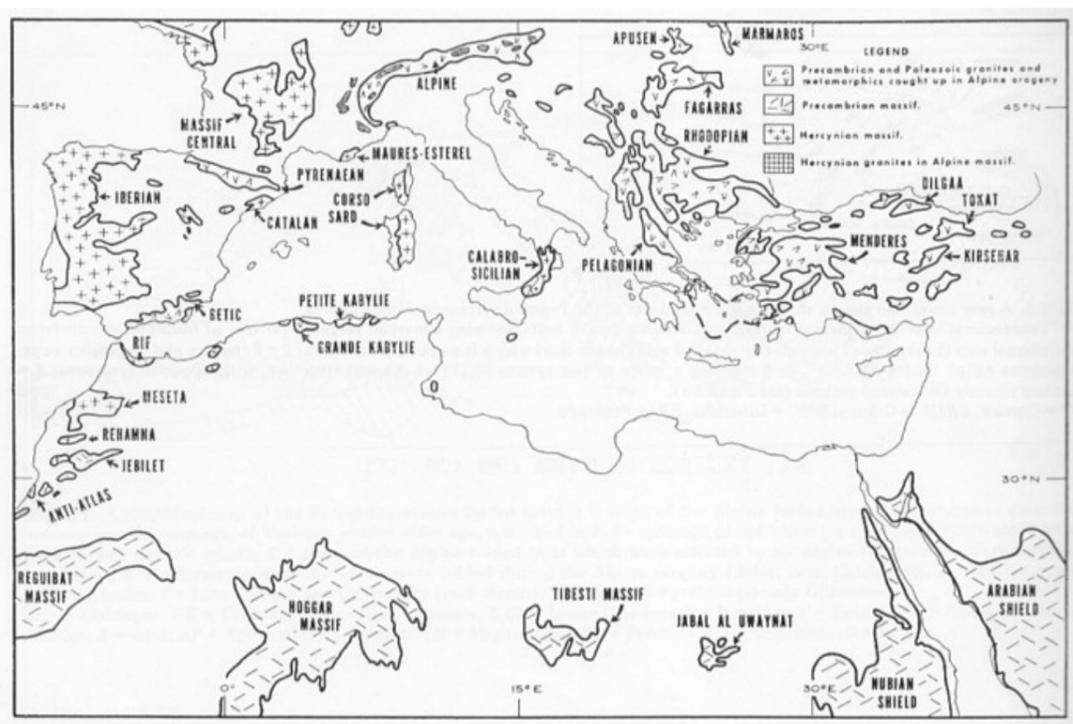


Fig. 2.1 – Carta del Basamento Europeo.

Il basamento italiano è generalmente rappresentato da rocce legate all'orogenesi ercinica (Fig. 2.1).

L'orogenesi ercinica è molto ben preservata in Italia in tutte le aree dove affiora il basamento ovvero nelle Alpi, nella Sardegna, in Calabria, nella Sicilia nord orientale (Monti Peloritani) ed in pochi affioramenti sparsi nella Toscana occidentale (Alpi Apuane). L'orogenesi ercinica o varisica si è sviluppata nell'intervallo di tempo compreso tra il Devoniano e il Permiano inferiore. Un'ispessimento crostale e un metamorfismo polifasico caratterizzano questa catena. Le litologie tipiche riconosciute sono le filliti, gli gneiss e le anfiboliti. Il metamorfismo si è evoluto attraverso condizioni di relativa alta pressione fino a condizione di bassa pressione come dimostrerebbe la formazione dell'Andalusite. Una successiva fase alcalina magmatica, sviluppatasi durante il Tardo Carbonifero- Permiano inferiore, ha dato luogo a numerosi batoliti granitici o plutoni come il M. Bianco e il M. Rosa nelle Alpi occidentali, il Monte Bavero nel settore occidentale delle Alpi meridionali, la Cima d'Asta nelle Dolomiti (settore centro-orientale delle Alpi meridionali), i graniti della Barbagia e della Gallura in Sardegna, la Sila e le Serre in Calabria, ed effusioni ignimbritiche come quelle del Piastrone Porfirico Atesino in Trentino Alto Adige (Alpi centro meridionali).

L'unico settore dell'orogene ercinico affiorante non sovrascorso dai thrust alpini o dai thrust appenninici si trova in Sardegna. In questa regione il clima metamorfico venne raggiunto circa 340 milioni di anni fa.

L'orogenesi ercinica è stata caratterizzata da una doppia vergenza: a) verso sud ovest in Sardegna dove il gradiente metamorfico aumentava verso nord est (ma non bisogna dimenticare che la Sardegna ha ruotato di circa 35° gradi durante l'Oligo-Miocene e che la vergenza ercinica generale ricostruita è verso occidente); b) vergenza verso est nelle Alpi orientali (Italia settentrionale), poiché l'avanfossa ercinica è individuata nelle Alpi Carniche e nel Mare Adriatico. Nella catena Paleocarnica, un relitto dell'orogene ercinico affiorante nelle Alpi Meridionali orientali, dove sono presenti o rocce non metamorfosate o rocce sedimentarie pre-permiane soggette ad un metamorfismo nullo o di basso grado. Il grado metamorfico aumenta verso ovest nel basamento delle Alpi Meridionali, con la presenza di una facies a scisti verdi, filliti e gneiss nel basamento delle Dolomiti, di una facies anfibolitica nelle Alpi Orobiche, e di una facies granulitica nelle Alpi Meridionali (zona di Ivrea – Verbano). Gneiss a Biotite e Sillimanite (Unità a Diorite- Kinzingite) affiorano in Calabria (fig. 2.1).

L'orogene ercinico fu successivamente frammentato da una fase distensiva, che, in qualche modo, rappresenta il preludio alla fase distensiva dell'apertura della Tetide. Le Arenarie rosse del Permiano superiore- Triassico si ritrovano in discordanza basale sui terreni dell'orogene ercinico, che andava in subsidenza a suturare sia i tratti ercinici sia le faglie normali prima descritte, a testimonianza del collasso della catena. Gli Zirconi detritici provenienti dalle Alpi sono di età precambriana. Gli affioramenti cambriani dell'Iglesiente, nella Sardegna sud occidentale, sono rappresentati da sabbie e marne, e successivamente deformati dalla fase "Sardica" (circa 500 milioni di anni fa) considerata come una iniziale fase caledoniana.

Il basamento italiano registra una possibile subduzione caledoniana di crosta oceanica, con la presenza di graniti ordoviciani, (ad esempio i graniti datati a 440 milioni di anni trovati nell'offshore di Venezia dal pozzo AGIP Assunta) in seguito trasformati in ortogneiss durante i processi della collisione ercinica (fig. 2.1).

In Italia, solo in due aree affiorano sezioni di crosta continentale inferiore sollevata nel corso dell'orogenesi alpina, la zona di Ivrea Verbano nelle Alpi occidentali e le "Serre" nell'Arco Calabro. Le rocce peridotitiche di Finero, nella zona di Ivrea – Verbano, rappresentano una porzione del mantello superiore, soggetta a sollevamento tettonico anche dopo i processi di rifting mesozoico.

02.1 - MAGMATISMO

Oltre al magmatismo Ordoviciano e Carbonifero - Permiano, molti altri episodi magmatici aventi un differente significato geodinamico si sono verificati dal Triassico fino ad oggi. Un episodio magmatico di età Anisico-Ladinico si rinviene nel Friuli nord-orientale. Le arenarie della Pietra Verde del tardo Anisico – basso Ladinico interstratificate alla Formazione di Livinallongo (o Buchenstein) registrano un evento magmatico acido calcalino nelle Alpi meridionali. Corpi granitici e monzonitici sono stati intrusi nella crosta superiore delle Dolomiti, durante il tardo Ladinico- basso Carnico, nelle aree di Predazzo e Monzoni (evento shonshonitico delle Dolomiti). Il magmatismo Triassico è stato poi riconosciuto nell'Area di Recoaro, nel sottosuolo della Pianura Padana, in Lombardia (le arenarie vulcanoclastiche Carniche della Val Sabbia), negli Appennini settentrionali, nel Bacino di Lagonegro (Appennini meridionali) ed in Sicilia nelle successioni bacinali. Peridotiti del mantello, serpentiniti, gabbri, etc. appartenenti alle ofioliti, che testimoniano la presenza di crosta oceanica del Giurassico- basso Cretacico nella Tetide, sono interamente o parzialmente preservati nella Calabria settentrionale, negli Appennini settentrionali (Toscana e Liguria), nelle Alpi occidentali (Piemonte e Val d'Aosta) in Liguria (Gruppo di Voltri), e nelle finestre tettoniche dell'Engadina e di Tauern in Svizzera ed in Austria. Le ofioliti alpine sono state metamorfosate durante i processi di subduzione, diversamente da quelle appenniniche. Le ofioliti Alpine sono grandi scaglie di crosta oceanica, che si sono sovrapposte durante i processi di convergenza- collisione continentale.

Le ofioliti degli Appennini settentrionali sono degli olistoliti o dei blocchi esotici di piccole dimensioni, inclusi nelle Liguridi o nelle Argille Scagliose, (che sono delle unità flyschiodi), o residui di scaglie crostali alpine ereditate dall'evoluzione appenninica.

Le zone di taglio di alta temperatura ed il metamorfismo dei gabbri giurassico-creatacei, che fanno parte della suite ofiolitica dell'Appennino settentrionale, possono essere messi in relazione agli stadi iniziali della frantumazione e successiva oceanizzazione della crosta (Piccardo et al., 1992).

Sedimenti pelagici, di età compresa tra il Calloviano Giurassico ed il Cretacico superiore, ricoprono le ofioliti nord appenniniche. In Sicilia (Piattaforma Iblea), episodi magmatici sono stati riconosciuti a partire dal Trias, nel Giura medio e nel Cretacico medio e superiore e nel Pliocene. Episodi vulcanici sono presenti nelle successioni Trapanesi giurassiche.

Dicchi di basalti alcalini, di circa 60 milioni di anni, sono stati riconosciuti nelle Dolomiti. Plutoni o batoliti formati da granodioriti, tonaliti, sieniti e monzoniti dell'Alta Valtellina e dell'Adamello, di età Eocene-Oligocene indicano un evento magmatico tardo Alpino. L'Adamello, è il più grande affioramento terziario intrusivo d'Italia. Il batolite dell'Adamello taglia le pieghe ed i sovrascorrimenti delle Alpi Orobiche-Bresciane, confermando l'esistenza di una fase compressionale pre-tardo Eocenica nelle Alpi occidentali – meridionali già interpretata come attiva a partire dal Cretaceo superiore per la presenza di depositi flyschiodi coevi.

Nell'area della Tonale il batolite di Bragaglia durante la sua messa in posto è stato tagliato dai segmenti trascorrenti destri della Linea Insubrica (di età oligocenica). Tutti questi complessi magmatici sono confinati in una fascia larga poche decine di km lungo il lineamento Insubrico, e sono stati generati da processi di anatessi, indotti dalla risalita delle isoterme, che si sarebbe verificata in seguito alla diminuzione del tasso di convergenza tra la zolla Europea e Adriatica, dopo i processi di collisione continentale. Basalti e frammenti vulcanoclastici sono stati confinati nei graben sinsedimentari, con andamento N-S dei Monti Lessini, mentre laccoliti trachitiche e filoni sinsedimentari, si sono intrusi nelle successioni mesozoiche dei Colli Euganei. Sieniti alcaline formate nel Terziario affiorano a "Punta delle Pietre Nere" (Puglia settentrionale). Ben note sono le manifestazioni magmatiche comprese tra il Trias ed il Pliocene anche del Plateau Ibleo nella Sicilia sud-orientale. In Sardegna occidentale, durante il tardo Oligocene – Miocene medio si misero in posto lave calcaline, mentre lave da alcaline a subalcaline si sono formate dal tardo Miocene al tardo Pleistocene (7 – 0,1 Ma) nel golfo di Orosei, Logudoro e il Monte Ferru, che è il più grande corpo vulcanico della Sardegna. Il vulcanismo in Sardegna è stato associato alla tettonica distensiva Pliocenica, che ha creato tra l'altro il Graben del Campidano.

Tufiti vulcanoclastiche riodacitiche ed alcaline si formarono durante il Miocene (Burdigaliano – Serravalliano), negli Appennini (Emilia Romagna, Irpinia ed in Sicilia). Nel Pliocene e nel Pleistocene, si sono sviluppati numerosi apparati vulcanici quali: il vulcano di Roccamonfina (1,5 milioni di anni) a nord del Vesuvio, l'isola di Ponza (1 ma), l'isola di Ventotene (0,8 Ma), e numerosi vulcani sottomarini nel Mar Tirreno (Magnaghi, Marsili, Valvilov, Palinuro, che hanno età comprese fra 3,5 e 0,1 Ma) e il vulcano Marconi nel Mar Ionio. Un gruppo di vulcani durante il Plio-Pleistocene sono stati attivi in Toscana, nel Lazio e nella Campania settentrionale (Provincia Romana). Questi vulcani si sono formati in corrispondenza di graben, allineati secondo la direzione appenninica, (NNW-SSE). Le caratteristiche geochimiche di questi, comprendono magmi alcalino-thooleitici del Bacino Tirrenico, dove le rocce delle aree circostanti i vulcani sottomarini del Vavilov e del Marsili sono legate alla presenza di crosta oceanica del bacino di retro-arco; le rocce shonshonitico – calcaline delle isole Eolie, legate alla

presenza di una zona di subduzione; i magmi della Provincia Romana (Monti Vulsini, Cimini ed Albani) che mostrano una firma ancora riferibile al processo di subduzione, ma contaminato dalla presenza di crosta continentale. Questi cono vulcanici sono attualmente occupati da laghi craterici.

L'Etna ed il Vulturno sono corpi magmatici che non appaiono connessi con la subduzione della litosfera Ionico-Adriatica, e nemmeno strettamente riferibili ai processi di distensione di retro-arco del bacino Tirrenico.

Questi due vulcani sono ubicati in corrispondenza di importanti zone di distensione (es. la scarpata di Malta per l'Etna e il Graben di Otranto per il Vulturno), e mostrano caratteri alcalini.

Sia in Toscana che nel Mare Tirreno, i fenomeni di rifting sono migrati verso est sin dal Tortoniano (es. il Magnaghi ringiovanito, i vulcani Vavilov e Marsili nel Tirreno meridionale, impostatisi sopra crosta oceanica) e sono stati accompagnati da fenomeni magmatici (formazione di plutoni e manifestazioni effusive) nella zona del Tirreno settentrionale, in Toscana la cui età è compresa tra 9 milioni di anni e 180 mila anni (le isole di Capraia, Elba, Montecristo, Giglio, etc.). L'Italia meridionale ha pochi vulcani attivi: i più importanti sono il Vesuvio, Etna, Stromboli, Vulcano e alcuni centri vulcanici, diffusi qua e là nel Canale di Sicilia. Uno di questi ultimi generò nel 1891 un'isola chiamata Ferdinandea (o anche Banco Graham o Giulia), ma l'isola fu presto distrutta dalle correnti marine. Le continue effusioni basaltiche dell'Etna hanno reso questo vulcano molto meno dannoso rispetto al Vesuvio o a Vulcano due apparati caratterizzati da eruzioni esplosive e particolarmente violente, come dimostra la famosa eruzione pliniana del Vesuvio nel '79 A.C., che distrusse Pompei, Ercolano e altri paesi più piccoli. L'ignimbrite Campana un deposito prodotto da un flusso piroclastico di 20-30 mila anni fa presente diffusamente in Campania ed è stato eruttato dai centri vulcanici dai Campi Flegrei, vicino Napoli. Geodinamicamente nel sistema Tirreno-Appennino possiamo distinguere pochi differenti associazioni magmatiche: le serie calcaline-shoshonitiche, riferibili alla subduzione della litosfera continentale Adriatica (Toscana e Provincia Romana) e della litosfera oceanica Ionica (Isole Eolie), con un'area di transizione tra le Isole Pontine, il Vulcano di Roccamonfina e il Vesuvio; associazioni alcalino-tholeitico sono invece legate ai processi di estensione del bacino di retro-arco Tirrenico (Magnaghi-Vavilov e il seamount del Marsili). Queste variazioni geochimiche sono quindi riferibili alla differente composizione della litosfera Adriatica in subduzione. Il monte Etna e parte del magmatismo Eoliano (Vulcano) possono essere invece riferibili ad un taglio E-W che ha generato, tra la Calabria e la Sicilia, un allineamento distensivo N-S, probabilmente dovuto alla rottura della zolla in subduzione. Il magmatismo nel Canale di Sicilia (Pantelleria) è invece riferito ai processi di distensione che hanno avuto inizio nel Pliocene e che sta allontanando la Piattaforma Pelagica (Africa) della Sicilia.

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

03 - CARATTERI GEOFISICI DELLA REGIONE ITALIANA

Crosta e Litosfera

La crosta (vedi inserto a fine paragrafo) italiana è generalmente di tipo continentale tranne che nell'area della Piana Abissale Tirrenica dove è presente una crosta oceanica spessa 10 km circa di età tardo Miocene - Pliocene e nel Mar Ionio dove una crosta oceanica di età mesozoica è sepolta al di sotto di una spessa pila di sedimenti (fig. 3.1).

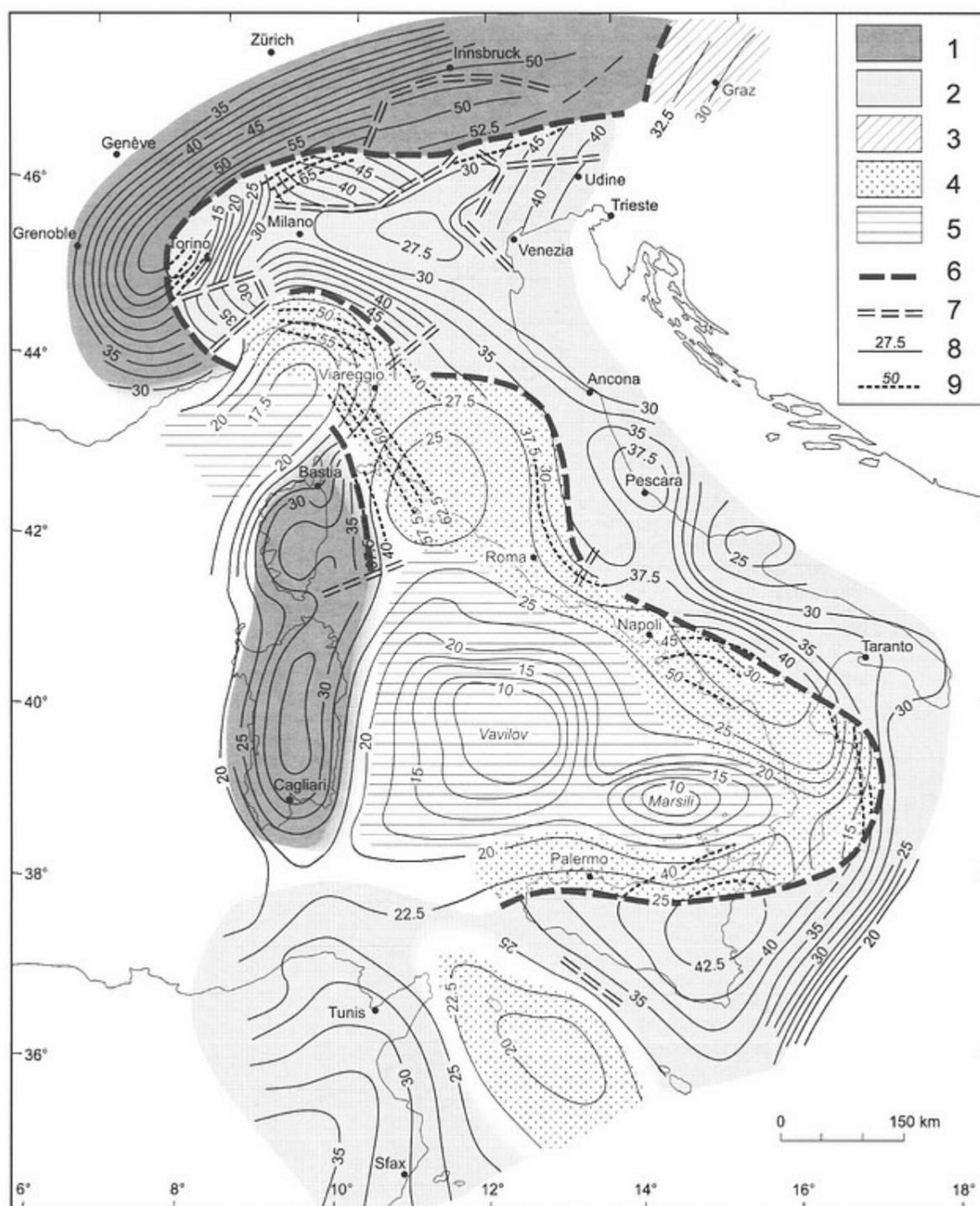


Fig. 3.1 – Carta delle isobate della Moho per l'Italia, equidistanza 2.5 km (da R. Cassinis *et alii*, 2003). Tipi crostali: 1 Zolla europea; 2 Zolla afro adriatica; 3 Bacini della Stiria e Pannonico; 4 Crosta di transizione ligure-toscana-peritirrenica. Lo stesso simbolo è stato usato per il “rift” di Pantelleria; 5 Crosta oceanica e suboceanica; 6 Fronti di sovrascorrimento della Moho; 7 Linee di discontinuità verticali nel mantello superiore; 8 Isobate della Moho; 9 Isobate della Moho in subduzione.

Lo spessore della crosta raggiunge i 45-55 km sotto le catene Alpine, mentre nell'area della Toscana occidentale e nel Lazio lo spessore è molto minore ed è compreso tra i 20 ed 25 km. Nelle aree stabili (Sardegna, mar Adriatico e Puglia), la profondità della Moho si aggira intorno ai 30 km circa. La Moho ha caratteristiche differenti nelle aree italiane (figg. da 3.5-3.8): una Moho giovane caratterizzata da basse velocità e formata durante il Neogene è presente nel bacino tirrenico e nell'Appennino occidentale; una Moho più antica è riconoscibile nelle aree di avampaese e nelle catene Alpine, dove la Moho della placca adriatica è sovrascorsa sulle Moho europee. Una finestra sui concetti fondamentali sulla composizione e reologia della Terra è inserita alla fine del capitolo (fig. 3.13-3.17).

La litosfera (fig. 3.2) è molto spessa nelle Alpi occidentali dove raggiunge i 200 km, mentre in corrispondenza delle Alpi centrali ed orientali ha valori intorno ai 140 km. Nelle aree di avampaese, la litosfera si assottiglia nell'adriatico settentrionale dove raggiunge i 70 km, mentre raggiunge i 110 km a SE della Puglia. Nel Mar Tirreno la litosfera si assottiglia fino a 20-30 km. La litosfera continentale adriatica e la litosfera oceanica ionica stanno subducendo verso ovest quasi verticalmente sotto la catena Appenninica.

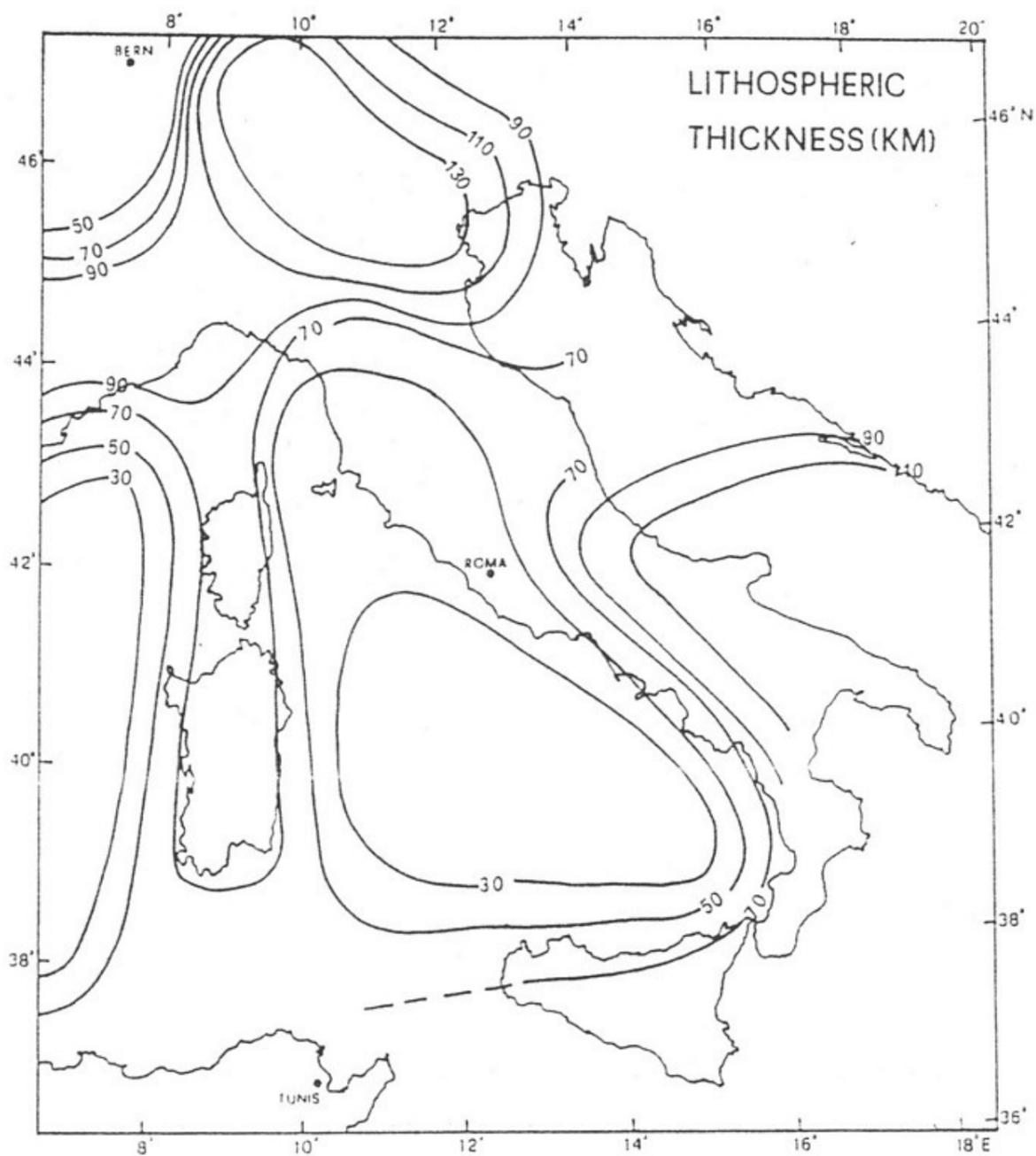


Fig. 3.2 – Carta degli spessori della litosfera per l'Italia.

Una anomalia gravimetrica positiva di Bouguer ed un'anomalia magnetica si individuano in Piemonte nelle zone di Ivrea - Verbano (figg. 3.3 e 3.5). Alte anomalie di Bouguer caratterizzano il mar Tirreno (180 m Gal), le anomalie gravimetriche negative si individuano in corrispondenza dell'avanfossa appenninica (Pianura Padana 160 m Gal, Costa Adriatica), mentre anomalie magnetiche positive sono localizzate in corrispondenza di manifestazioni magmatiche.

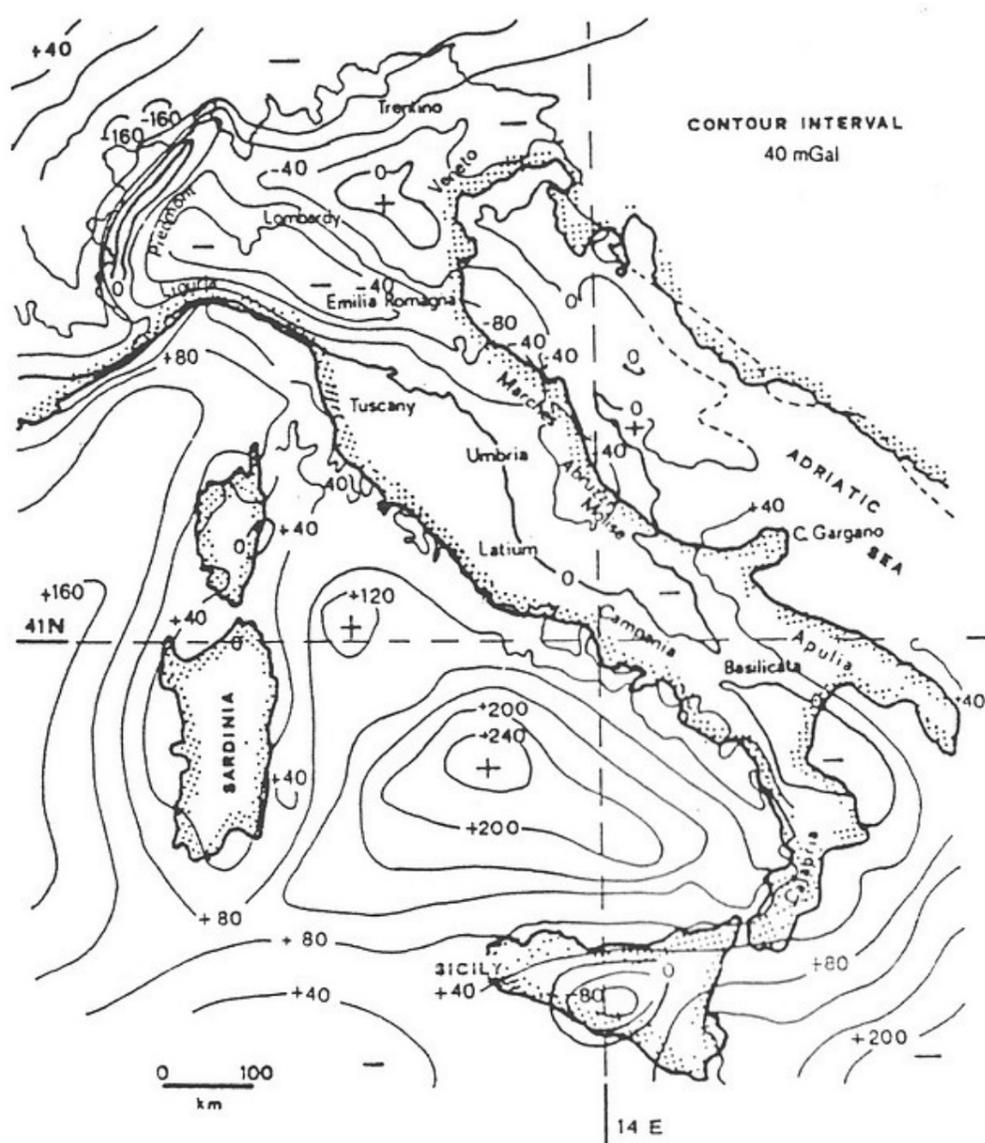


Fig. 3.3 – Carta gravimetrica delle anomalie di Bouguer (Morelli, 1975).

I valori di flusso di calore (fig. 3.8) sono molto alti nel Tirreno, (200 mw/ m^2), e negli Appennini occidentali in particolare nella regione Toscana mentre diminuiscono a $30\text{-}40 \text{ mw/ m}^2$ nelle aree di avampaese come la Pianura Padana, la costa Adriatica, il Mare Ionico).

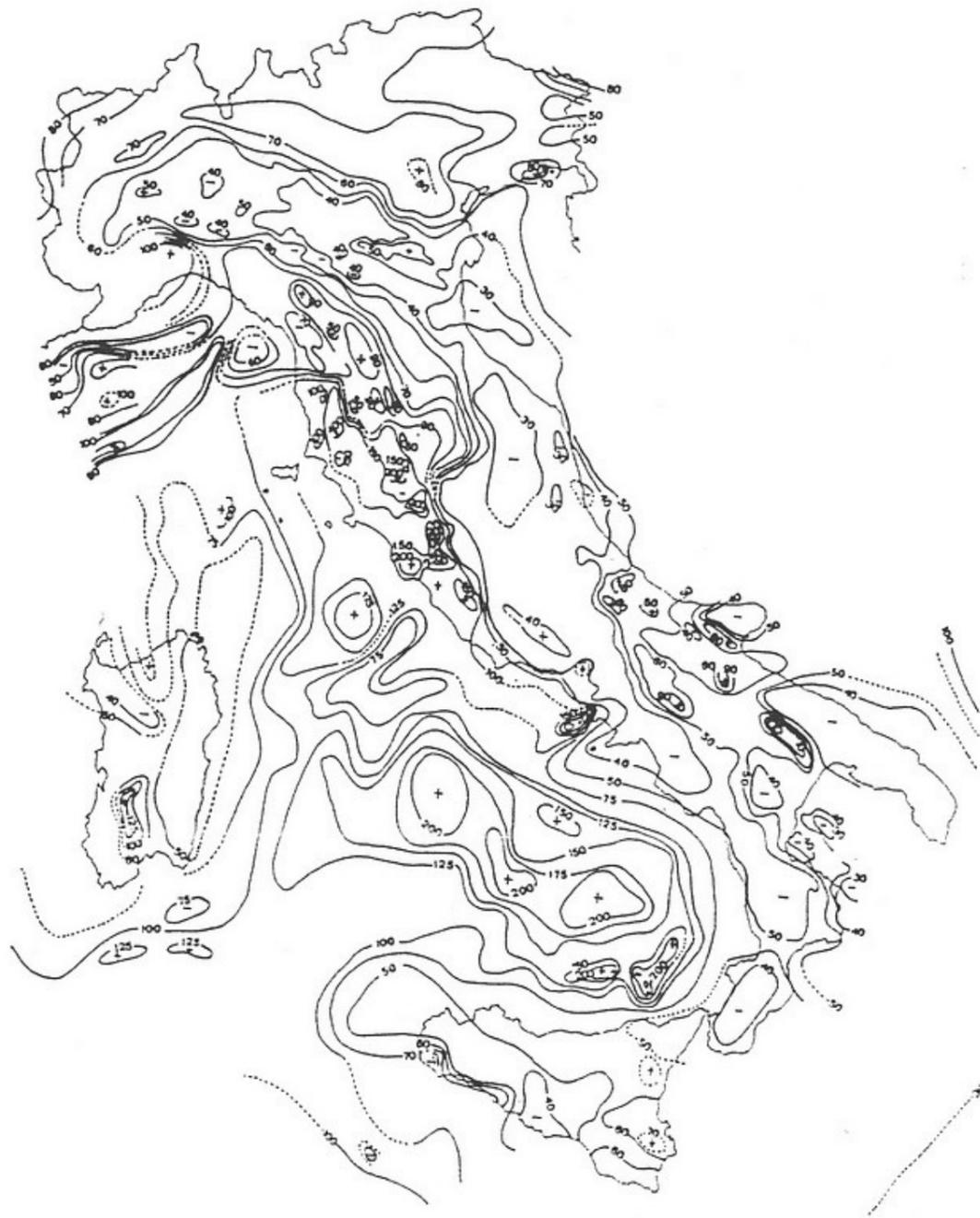


Fig. 3.4 – Carta della densità del flusso di calore in mW/mq .

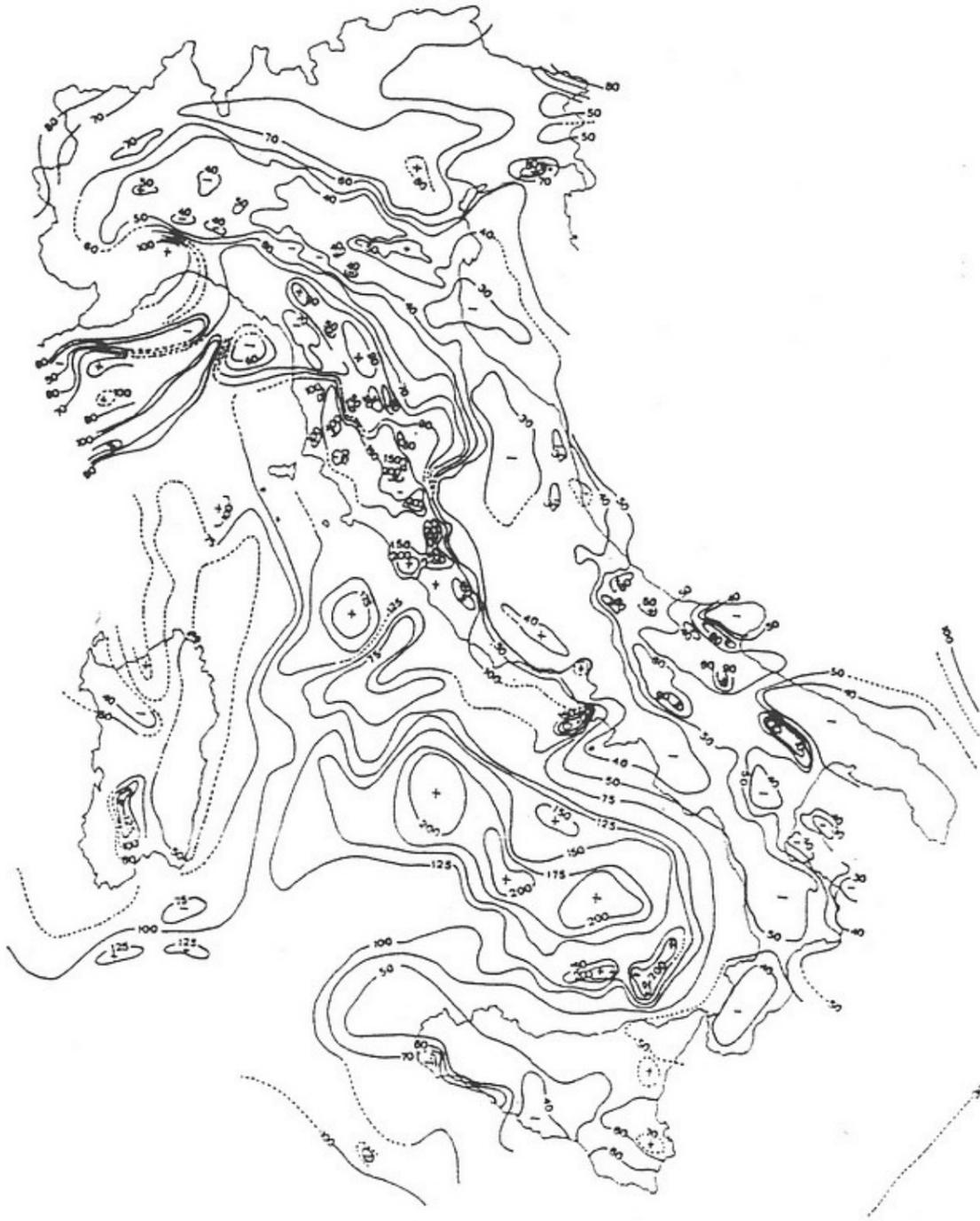


Fig. 3.5 – Carta della sezioni sismiche a rifrazione riportate sulla carta gravimetrica.

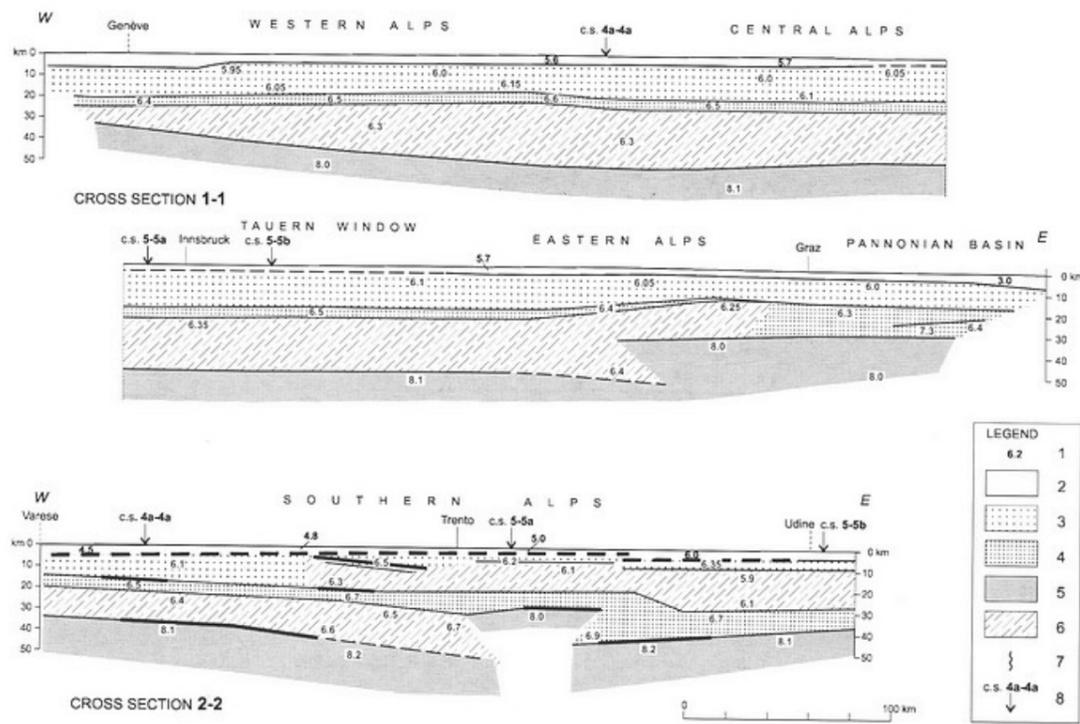
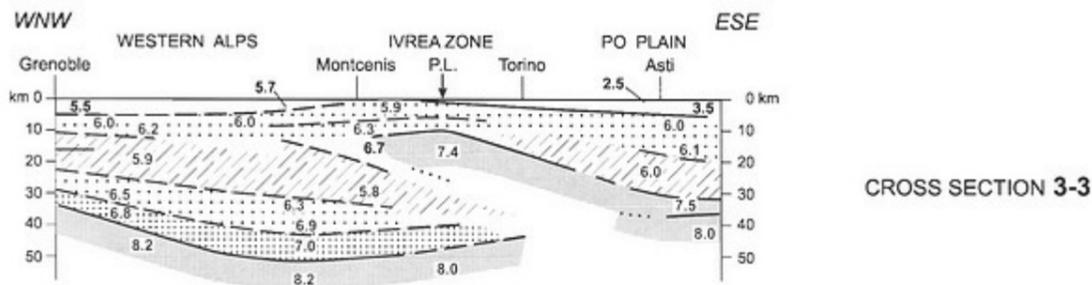
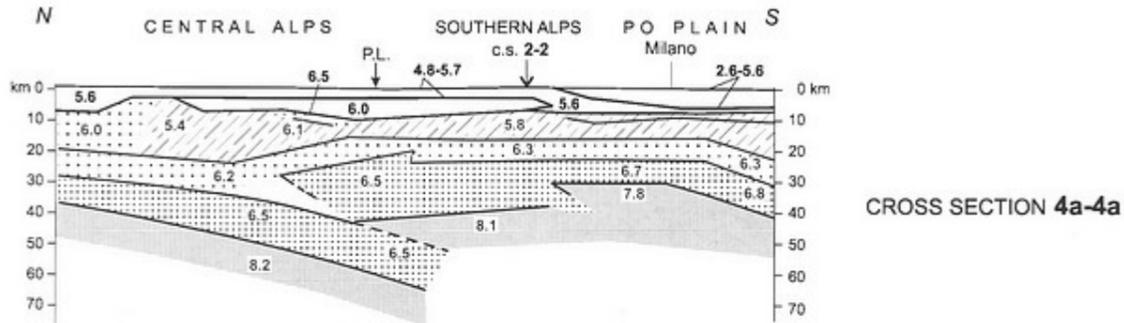


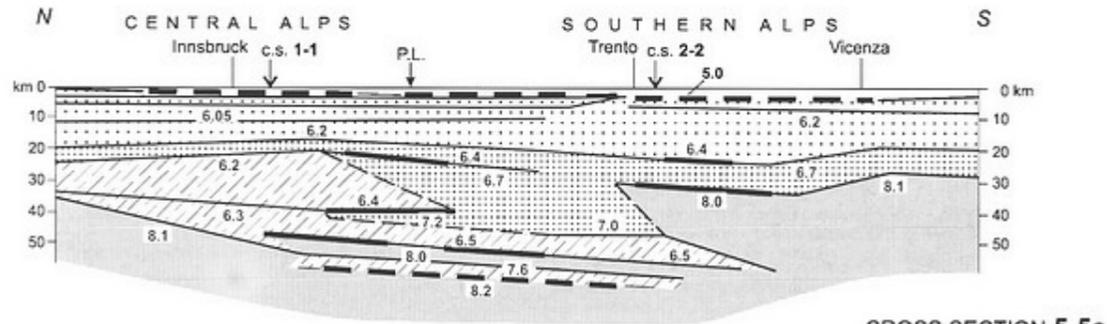
Fig. 3.6 – Catena Alpina – profili longitudinali.



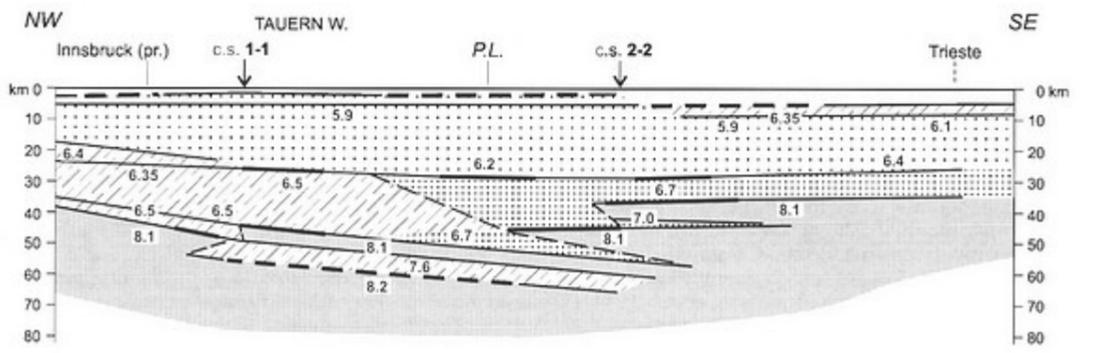
CROSS SECTION 3-3



CROSS SECTION 4a-4a

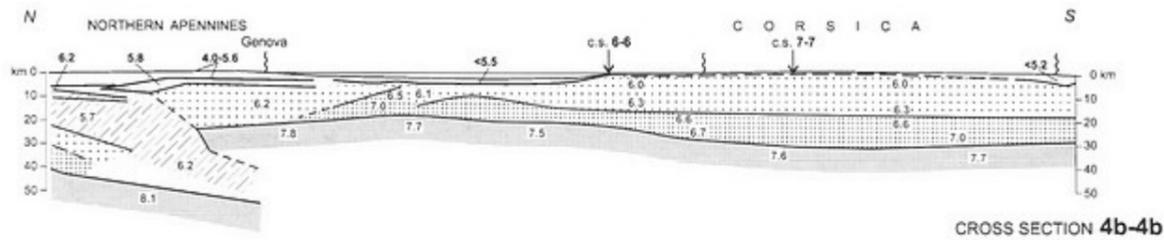


CROSS SECTION 5-5a

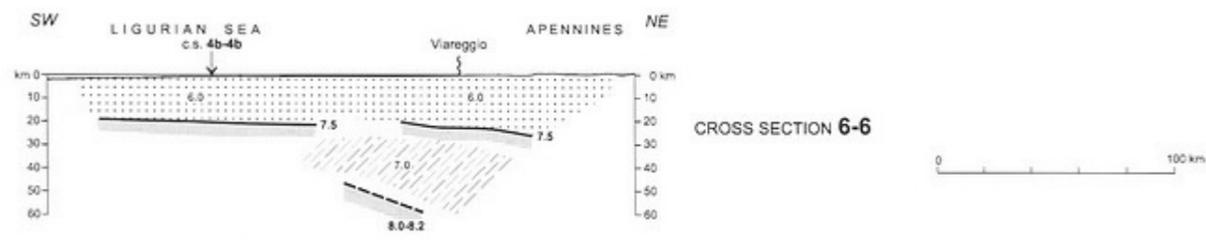


CROSS SECTION 5-5b

Fig. 3.7 – Catena Alpina – profili trasversali.

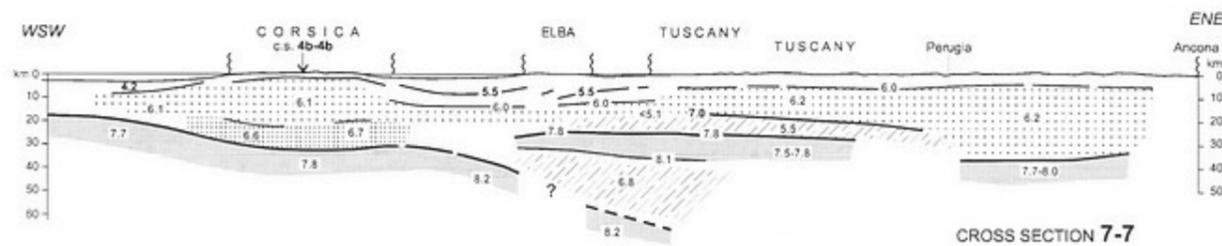


CROSS SECTION 4b-4b



CROSS SECTION 6-6

0 100 km



CROSS SECTION 7-7

Fig. 3.8 – Profili Appennini Settentrionali - Mar Ligure – Corsica.

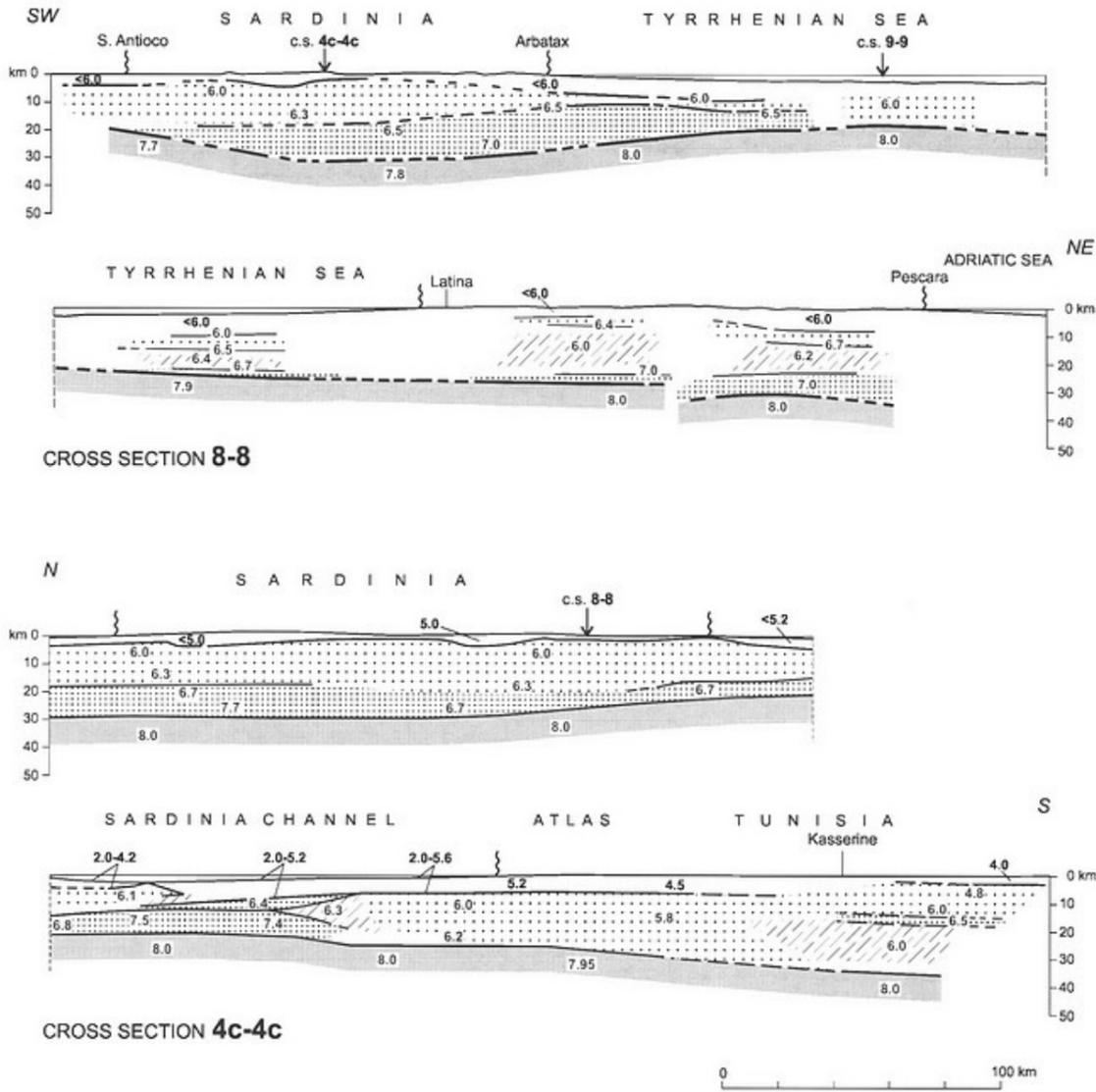


Fig. 3.9 – Profili Mar Tirreno - Appennini Centrali – Canale di Sardegna - Tunisia.

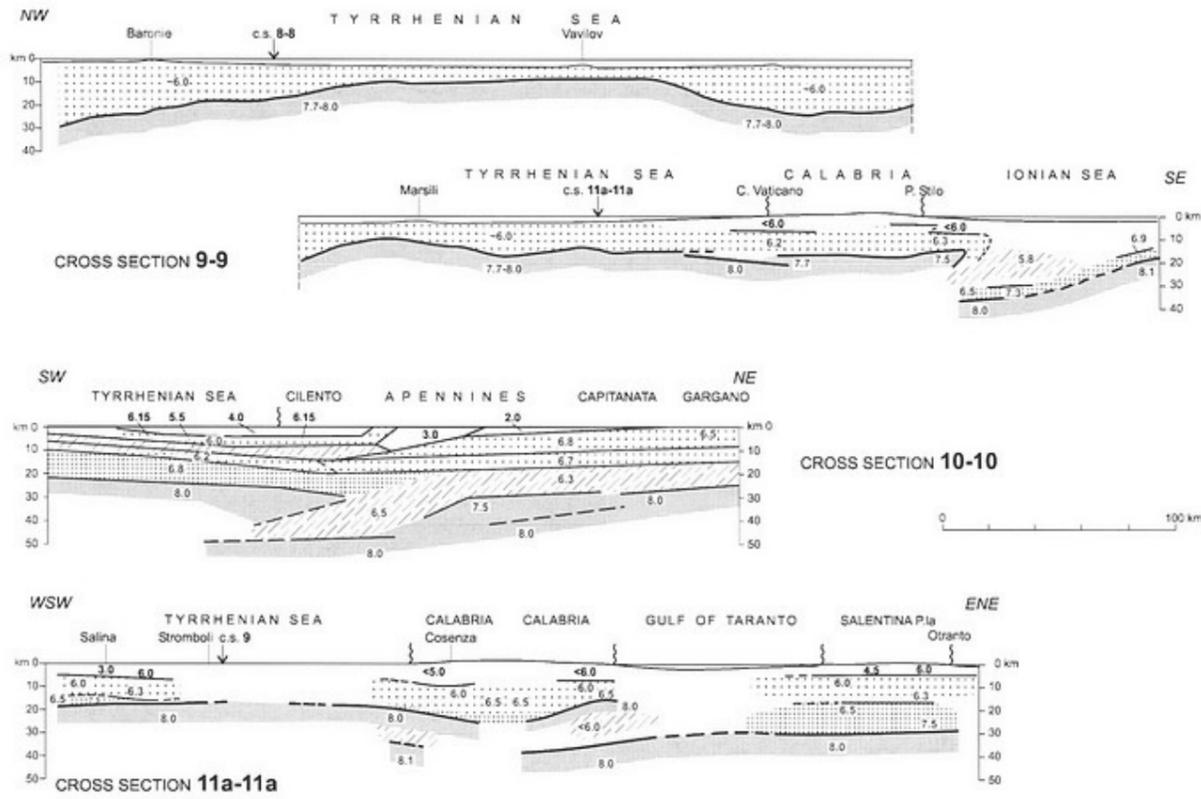


Fig. 3.10 – Profilo Mar Tirreno - Appennini Meridionali – Arco Calabro – Gargano – Salento.

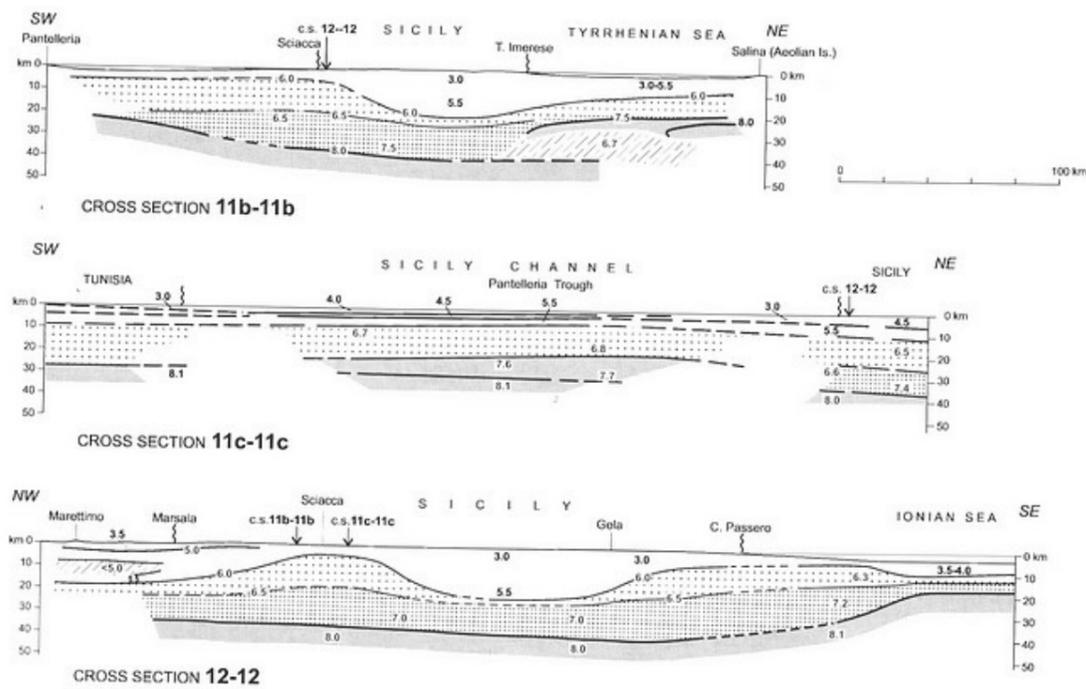


Fig. 3.11 – Profilo Sicilia – Canale di Sicilia e Sicilia Orientale.

L'Italia è una regione sismicamente molto attiva a causa di zone di subduzione attiva attorno la placca Adriatica (figg. 3.12 e 3.13). Le regioni in cui il rischio sismico è più elevato sono il Friuli, l'Umbria, l'Abruzzo, la Basilicata, Calabria e Sicilia. I meccanismi focali dei maggiori terremoti registrati nella Catena Appenninica mostrano come questi siano da mettere in relazione a faglie normali presenti a profondità comprese tra i 10 ed i 15 km. Meccanismi focali compressivi (legati alla presenza di rampe o scaglie tettoniche) sono tipici dei terremoti registrati lungo il fronte appenninico, nell'avanfossa appenninica e nelle Alpi (fig. 3.14).

I meccanismi trascorrenti sono comuni nelle Giudicarie, nel Friuli e negli Appennini. L'alta sismicità italiana è un grosso problema sociale, come dimostrano i recenti terremoti del Friuli (1976) e nella Campania (1980) che hanno causato migliaia di vittime. Altri drammatici terremoti da ricordare sono quelli della Calabria nel 1783, che causò 30.000 vittime, il terremoto di Messina nel 1908 con un tragico bilancio di oltre 100.000 morti, il terremoto di Avezzano dove le vittime furono 30.000 ed il terremoto dell'Irpinia nel 1930 e nel 1960.

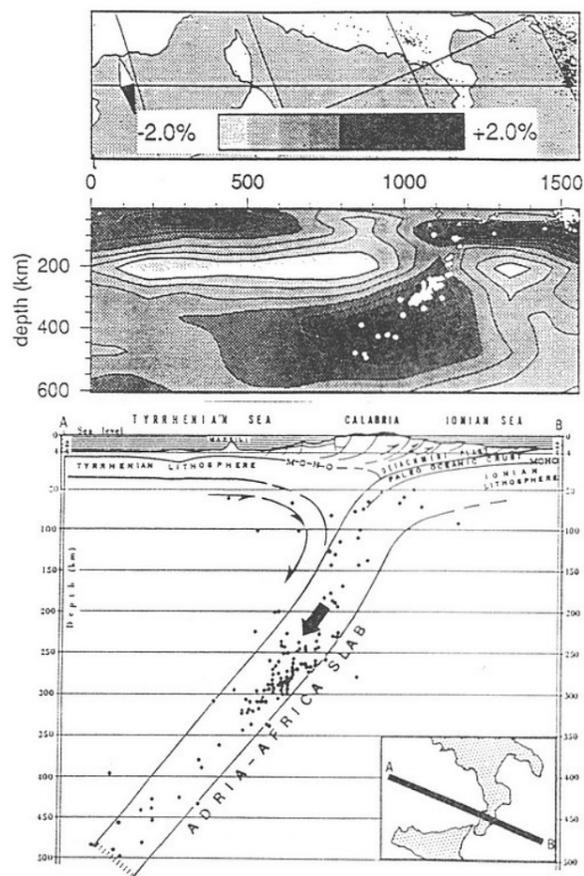


Fig. 3.12 – Sezione tomografica dalla Sardegna Settentrionale allo Ionio attraverso il Tirreno e la Calabria (da Wortel e Spakman, 1992). Pallini bianchi: Ipocentri dei terremoti che indicano la subduzione appenninica. In basso Sezione trasversale del possibile andamento dello slab oceanico con riportata la sismicità profonda del Mar Tirreno (Del Ben 1986).

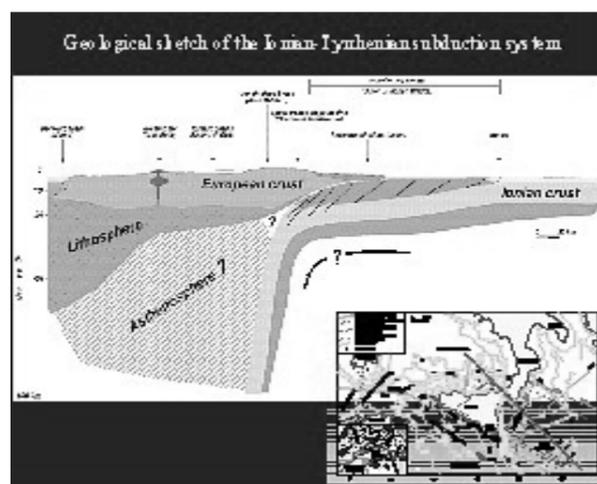
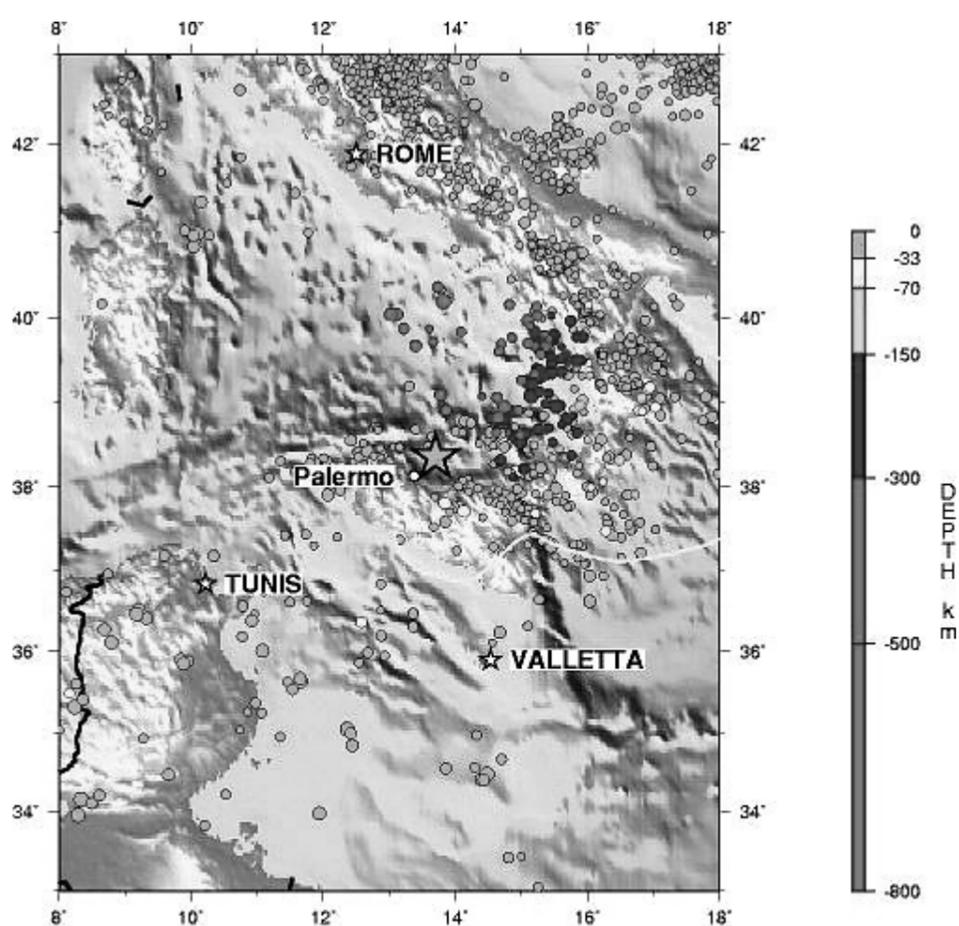


Fig. 3.13 – Modificata da Catalano *et alii* 2002

Terremoti storici di intensità compresa tra il 10° e 12° grado della scala Mercalli sono stati registrati nelle Alpi nel 1117 e nel 1348. Le regioni circostanti l'Italia sono caratterizzate da una sismicità più bassa e ciò dimostra ancor più l'assetto geodinamico attivo nel quale il paese si trova in questo momento. Sismi profondi di scarsa magnitudo si registrano nel Tirreno e sono la testimonianza dell'esistenza di uno slab di crosta oceanica che immerge verso ovest e che sta subducendo a circa 550 km (figg. 3.12 e 3.13). In questo quadro la Sardegna si comporta come un'area stabile, ad eccezione del graben (neogenico quaternario) del Campidano nella Sardegna meridionale. Questa zona di distensione rappresenta il prolungamento verso N-O dell'allineamento costituito dal Canale di Sicilia, il Bacino della Sirte (Libia) e la zona di Rift del Mar Rosso.



SICILY, ITALY

2002 09 06 01:21:27 UTC 38.36N 13.70E Depth: 10.0 km, Magnitude: 5.9

Seismicity 1990 to Present, Plate Boundaries in Yellow

USGS National Earthquake Information Center

Fig. 3.14 – Ipocentri dei terremoti nell'Italia meridionale dal 1990 ad oggi. Con la stella il terremoto del 6 settembre 2002.



Fig. 3.15 – Carta fisica tridimensionale dell’Italia e dei mari circostanti; da notare l’andamento delle Alpi, dell’Appennino e dell’Avanfossa Appenninica dove maggiormente si concentra la sismicità.

03.1 - INSERTO CROSTA E LITOSFERA

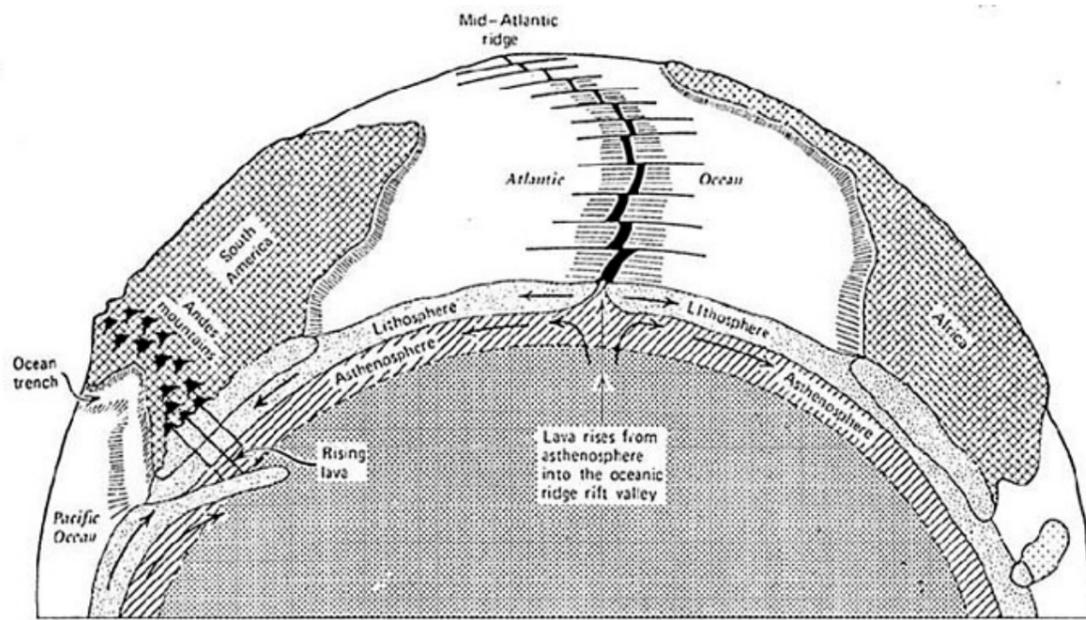


Fig. 3.16 – Espansione oceanica.

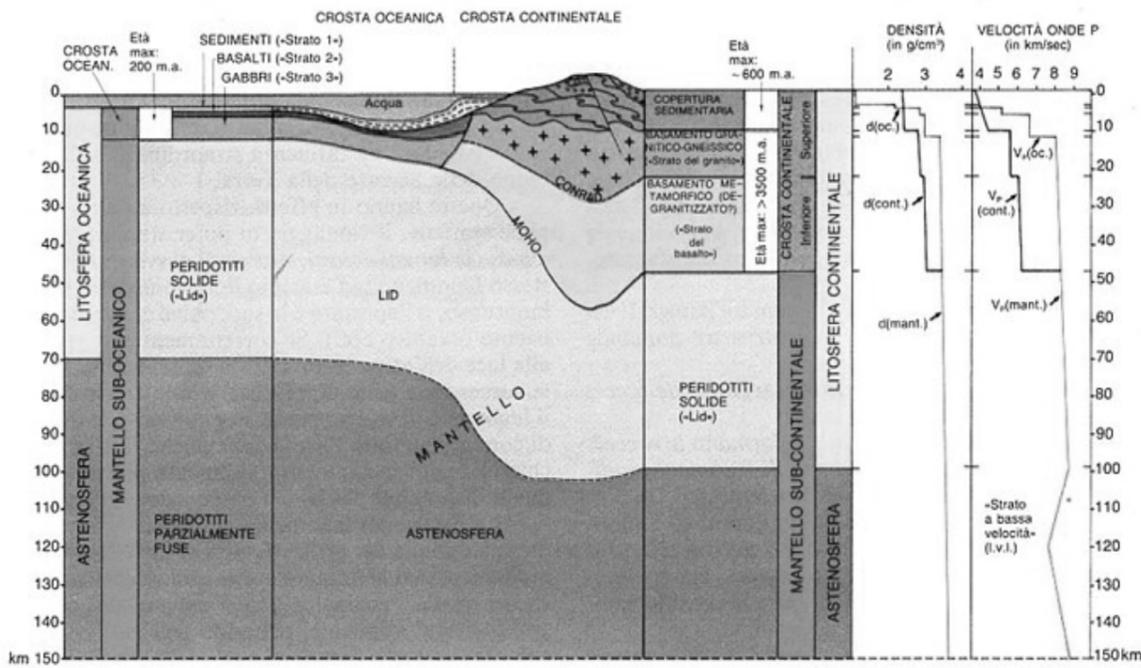


Fig. 3.17– Le divisioni dell'Interno della Terra.

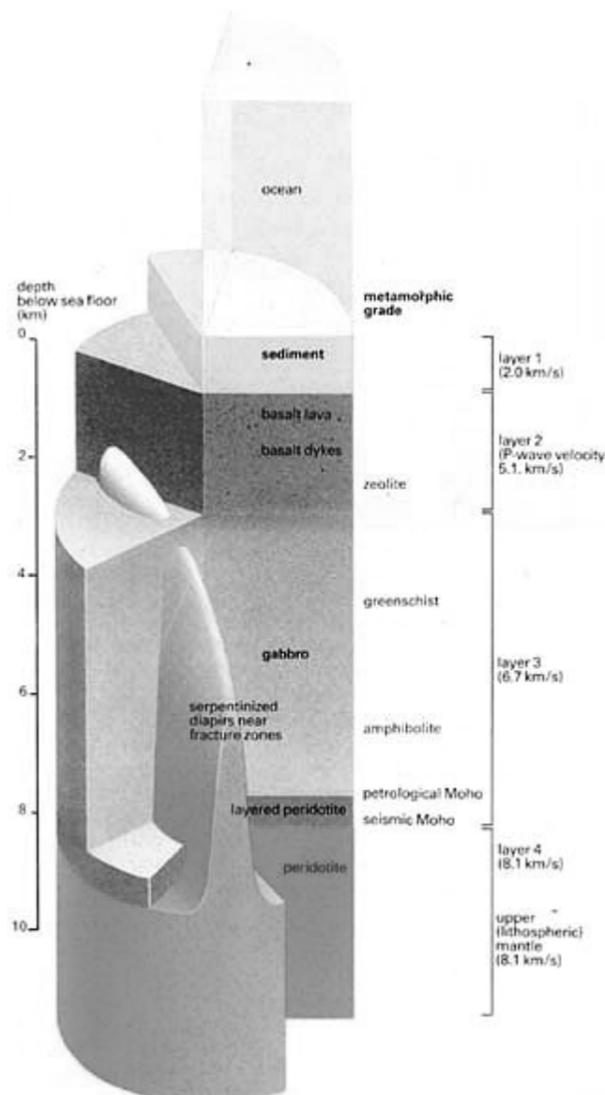


Fig. 3.18 – Suddivisione della crosta oceanica.

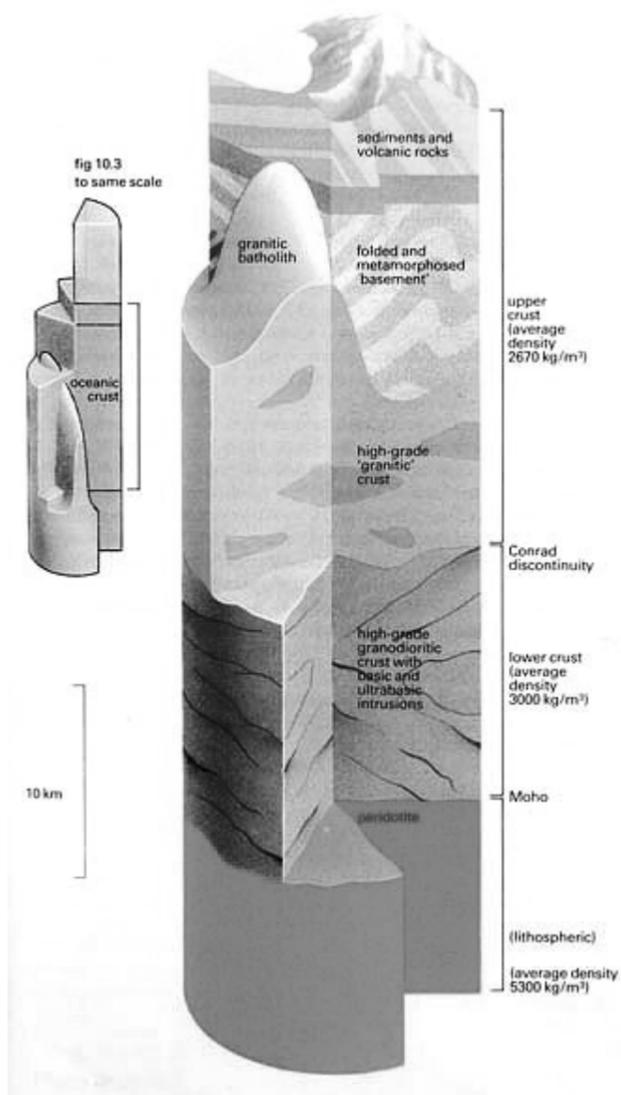
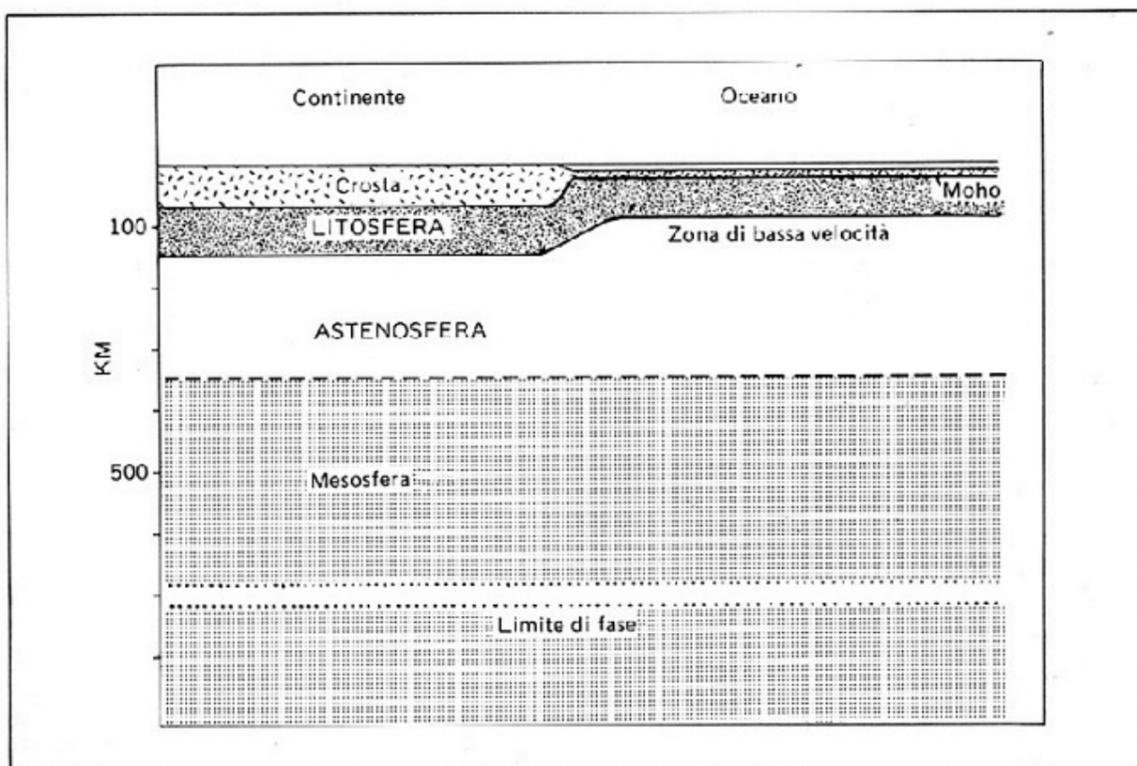


Fig. 3.19 – Suddivisione della crosta continentale.



Rappresentazione schematica degli strati composizionali e reologici della Terra. Gli strati reologici, procedendo dall'esterno verso l'interno della Terra sono: litosfera, astenosfera e mesosfera. Il limite tra la litosfera e l'astenosfera corrisponde alla parte superiore della zona a bassa velocità (LVZ). Il limite tra l'astenosfera e la mesosfera è poco noto ed è qui rappresentato da una linea tratteggiata. Da un punto di vista composizionale il limite più importante è dato dalla Moho che separa la crosta (continentale ed oceanica) dal mantello. Crosta e mantello superiore costituiscono la litosfera.

Fig. 3.20 – Rappresentazione schematica degli strati composizionali e reologici della Terra.

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

04 - LA GEOLOGIA ITALIANA NEL QUADRO DELLA REGIONE PERIADRIATICA

04.1 - Introduzione

La geologia della Penisola Italiana appare più comprensibile se inquadrata nel contesto dell'evoluzione della regione Periadriatica che è un'area deformata molto complessa che circonda il Mare Adriatico.

In particolare i principali elementi geotettonici (segmenti regionali) che formano la regione Periadriatica sono: Alpi Occidentali e Settentrionali, Alpi Meridionali e Dinaridi-Ellenidi, Appennini, Arco Calabro e Sicilia; questi insieme ai Carpazi ed ai Balcani costituiscono i settori della Catena Alpina.



Fig. 4.1 – Carta geologica della catena alpina nella regione mediterranea; b) Dettaglio della regione italiana delle Alpi.

Le Catene sono strutture asimmetriche costituite da falde sovrascorse le une sulle altre in seguito a traslazioni di centinaia di km. Derivano dalla deformazione della Neotetide (Tetide Giurassica) e dai suoi margini europei ed africani (Apulia). Alpi (ecluse Alpi meridionali), Carpazi, Balcani sono al bordo della zolla Europea e mostrano vergenza settentrionale.

Alpi meridionali, Appennino, Sicilia, Dinaridi, Ellenidi fiancheggiano il settore Adriatico-Ionio e mostrano vergenze opposte ma dirette verso il predetto settore (fig. 4.1).

Mentre il fronte settentrionale ed orientale delle catene Europa-vergenti individua con sicurezza il margine meridionale dell'Europa stabile, il limite meridionale delle catene verso l'Africa è di problematica definizione in quanto la regione è occupata dalla zolla di Adria (substrato delle catene periadriatiche) che secondo alcuni A.A. è una microzolla separata dall'Africa e secondo altri A.A., sulla scia di Argand 1924, sarebbe un promontorio Africano solidale con l'Africa.

Nel corso viene privilegiata l'ipotesi che i settori tettonici periadriatici Appennini, Alpi meridionali, Dinaridi-Ellenidi derivino dal margine deformato della zolla Adria che corrisponde al margine continentale passivo meridionale della Tetide (Neotetide); la Sicilia farebbe parte del margine Africano S.S. e sarebbe stata limitata verso nord dalla continuazione meridionale della Tetide che dal Giurassico superiore si sarebbe collegata con un braccio di mare che si sviluppa verso SE (attuale Oceano Ionico). I segmenti della fascia periadriatica orogenica qui esaminati sono: Sicilia, Arco Calabro, Appennini, Alpi Meridionali. Tutte queste aree sono formate da falde sovrascorse contro avampesi stabili. Soltanto in pochi luoghi l'avampaese affiora (Sicilia, Appennini Meridionali) e le sue successioni generalmente sono nascoste da pianure alluvionali o dal mare. I margini delle falde seguono di regola i trends delle facies principali, con eccezione delle Alpi Meridionali che sono meno deformate e dove le facies non seguono la direzione della catena.

04.2 - Caratteri Stratigrafici Generali Della Regione Italiana

(Per Le Illustrazioni Vedere I Paragrafi Relativi Ad Alpi , Appennini Etc)

Le coperture sedimentarie post erciniche sono oggi coinvolte nella deformazione a formare la catena o preservate nelle aree di avampaese (Fig. 4.3). Poiché la successione stratigrafica triassico-pleistocenica riflette l'evoluzione geodinamica del Mediterraneo Centrale (fig. 4.12) è oggi possibile effettuare una prima grande suddivisione tra successioni (cicli) di margine continentale passivo (comprensivo delle fasi originarie di separazione continentale) e successioni (cicli) di margine continentale attivo (comprensivo delle fasi dell'orogeno tardivo). Qui di seguito vengono sinteticamente riportate le successioni più note affioranti nella regione italiana e classificabili nei due cicli (fasi) prima menzionati. Il dettaglio stratigrafico viene curato nei differenti settori regionali in cui è stata divisa la struttura italiana.



Fig. 4.2 – Carta del Mediterraneo Centrale.

04.3 - Le Successioni Di Margine Continentale Passivo

Le successioni, che vanno dal Permiano superiore all'intervallo Cretaceo-Miocene inferiore, hanno registrato l'evoluzione dei margini continentali passivi della Tetide (Fig. 4.4, 4.6), dallo stadio di separazione continentale, attraverso lo stadio dell'espansione oceanica fino alla chiusura oceanica. In particolare, molte regioni italiane sono state parte del margine passivo occidentale e settentrionale della zolla adriatica, formatasi in concomitanza con l'apertura della Tetide occidentale chiamata anche Bacino oceanico Ligure Piemontese. Questo margine è stato soggetto a fasi tettoniche estensionali e transtensionali. In tutte le parti del margine, la successione sedimentaria basale ha subito nel tempo la medesima evoluzione passando da arenarie continentali rossastre (red beds) a depositi evaporitici e depositi di piattaforma carbonatica o di bacino. Nelle Alpi meridionali (Fig. 4.7) una fase regionale di ingressione marina verso occidente ha prodotto una sequenza di facies fluvio-continentali (il Verrucano Lombardo e le Arenarie della Val Gardena) passanti a facies di sabkha, a facies di laguna (la formazione a Bellerophon), facies marine di acque basse, facies terrigene (le Formazioni del Werfen e del Servino) e episodi vulcanici. Nelle Dolomiti e nelle Alpi Carniche (settore orientale delle Alpi Meridionali), sono ben noti gli spettacolari esempi di piattaforma carbonatica isolata, ladiniche e carniche, che costituiscono lo Sciliar e le Dolomie di Cassiano, che progradano sulle adiacenti e coeve aree bacinali (Formazione di Livinallongo e di San Cassiano). Dopo la deposizione, nel Carnico superiore, di facies clastico-terrigene e di facies peritidali di piattaforma carbonatica, pertinenti alla Formazione Raibl, si è prodotto durante il Trias superiore lo sviluppo di aree di piattaforma carbonatica rappresentate dalla diffusissima Dolomia Principale, i cui spessori variano tra i 300 m e 2 km. Alle piattaforme carbonatiche si intervallano aree bacinali, in cui si accumulavano potenti successioni argillose, come il Bacino Lombardo.

Negli Appennini, il Trias superiore è rappresentato dalle "Red beds" del Verrucano e dall'Anidrite di Burano (Fig. 4.8), che funge da superficie di scollamento principale di molti sovrascorrimenti appenninici. In Campania, in Basilicata ed in Sicilia, i depositi del Trias superiore sono rappresentati da facies di mare profondo come calcari ad halobidi, radiolariti e marne (Bacino di Lagonegro, Imerese e Sicano). Durante il Giurassico lungo tutto il margine continentale passivo, si svilupparono estese piattaforme carbonatiche di tipo Bahamiano caratterizzate dalla deposizione di sabbie oolitiche (ad esempio i Calcari grigi liassici nelle Alpi Meridionali, il Calcare Massiccio nell'Appennino, la Fm. Inici in Sicilia)

La tettonica di rifting interessò larghe aree producendo la formazione di bacini intrapiattaforma. Nelle Alpi meridionali le risultanti successioni riempiono, dal Giurassico inferiore, il Bacino di Belluno e il Bacino Lombardo.

I calcari rossi nodulari, le facies dell'Ammonitico Rosso, le radiolariti (Formazione di Fonzaso e Selcifero Lombardo) e le torbiditi oolitiche (Calcare del Vajont), si depositarono nelle aree bacinali durante il Giurassico medio e superiore. Alla fine del Giurassico, si possono riconoscere 3 grandi domini paleogeografici (Fig. 4.7-4.9):

1) un dominio oceanico, rappresentato dal Bacino Piemontese, dal Bacino Ligure (Liguria e Toscana occidentale) e secondo alcuni AA. parte del Bacino di Lagonegro negli Appennini meridionali, dove le radiolariti e calcari bacinali si depositarono sopra le ofioliti;

2) un dominio bacinale, seguito dall'annegamento del margine continentale con la presenza di profondi bacini, in cui dominava la sedimentazione carbonatica pelagica ed emipelagica (Bacino di Lagonegro, Imerese e Sicano) alternati ad alti pelagici o seamounts (per es. la soglia di Trento nelle Alpi meridionali o le zone Trapanesi Saccensi e Iblee in Sicilia) dove si depositarono successioni sedimentarie condensate.

3) estese piattaforme carbonatiche, dove perdurò la deposizione di carbonati marini di acque basse. Alcune delle aree persistettero con facies di piattaforma carbonatica anche durante il Cretacico, come la Piattaforma Apula (Calcari di Bari e di Altamura), la Piattaforma Friulana (il Calcare di Cellina), le Piattaforme Carbonatiche Laziale-Abruzzese e Campano-Lucana e Panormide in Sicilia.

Nelle aree di piattaforma carbonatica durante il Lias si formarono le facies a Lithiotis (molluschi), che nel Tardo Cretacico furono sostituite dalle facies a Rudiste. Durante il Cretacico inferiore, la tipica sedimentazione pelagica ed emipelagica è rappresentata dalla Maiolica detta anche Biancone o Lattimusa, calcari marnosi bianchi e varicolori (Cretacico inferiore), e la Scaglia Rossa, marne rossastre e calcari marnosi, tardo Cretacico. I depositi di transizione tra la piattaforma ed il bacino furono caratterizzati dalla presenza di debris flows e in qualche luogo di megabrecce (vedi la Sicilia). Esempi di carbonati di transizione piattaforma- bacino ben preservati sono visibili nel margine continentale occidentale della Piattaforma Friulana, negli Abruzzi (Massiccio della Maiella), in Puglia (nel Gargano orientale ed Adriatico) ed in Sicilia (Bacino Imerese). Lo spessore della copertura sedimentaria permo-mesozoica in Italia è in media compreso tra 1 e 6 km. In Sardegna alcuni isolati settori di depositi triassici e tardo cretaci sono rappresentati per lo più da carbonati di mare basso (con spessori di circa 1 km) che poggiano su un basamento cristallino di età cambriano-carbonifera, deformato e metamorfosato dall'orogenesi caledoniana e, successivamente, dall'orogenesi ercinica.



Fig. 4.3 - - Principali settori e lineamenti della Penisola italiana.

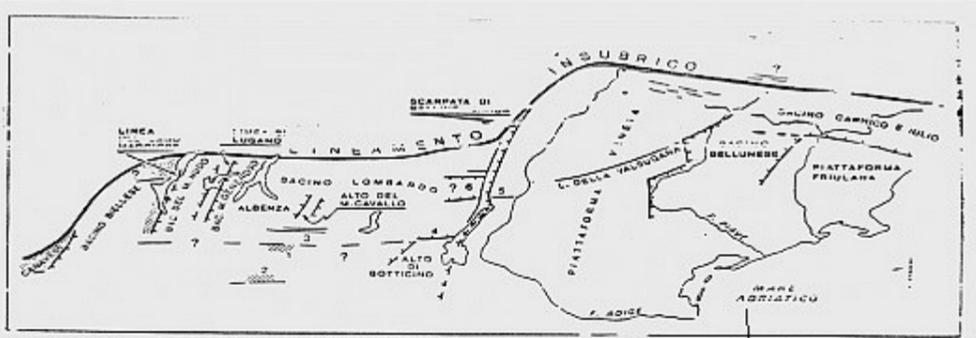


fig. 3.5 - Paleogeografia delle Alpi meridionali al Giurassico inferiore. Ambienti paleogeografici e limiti tettonici.

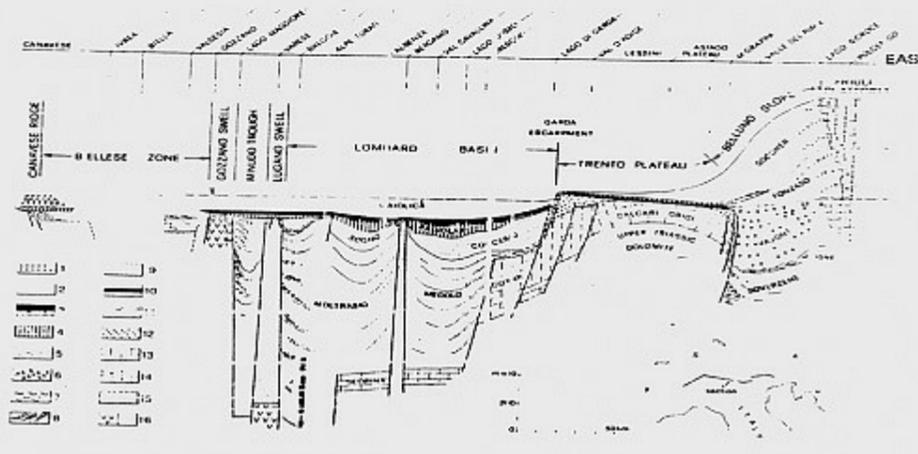


Fig. 4.5 - Ambienti paleogeografici lungo il margine continentale Tetideo

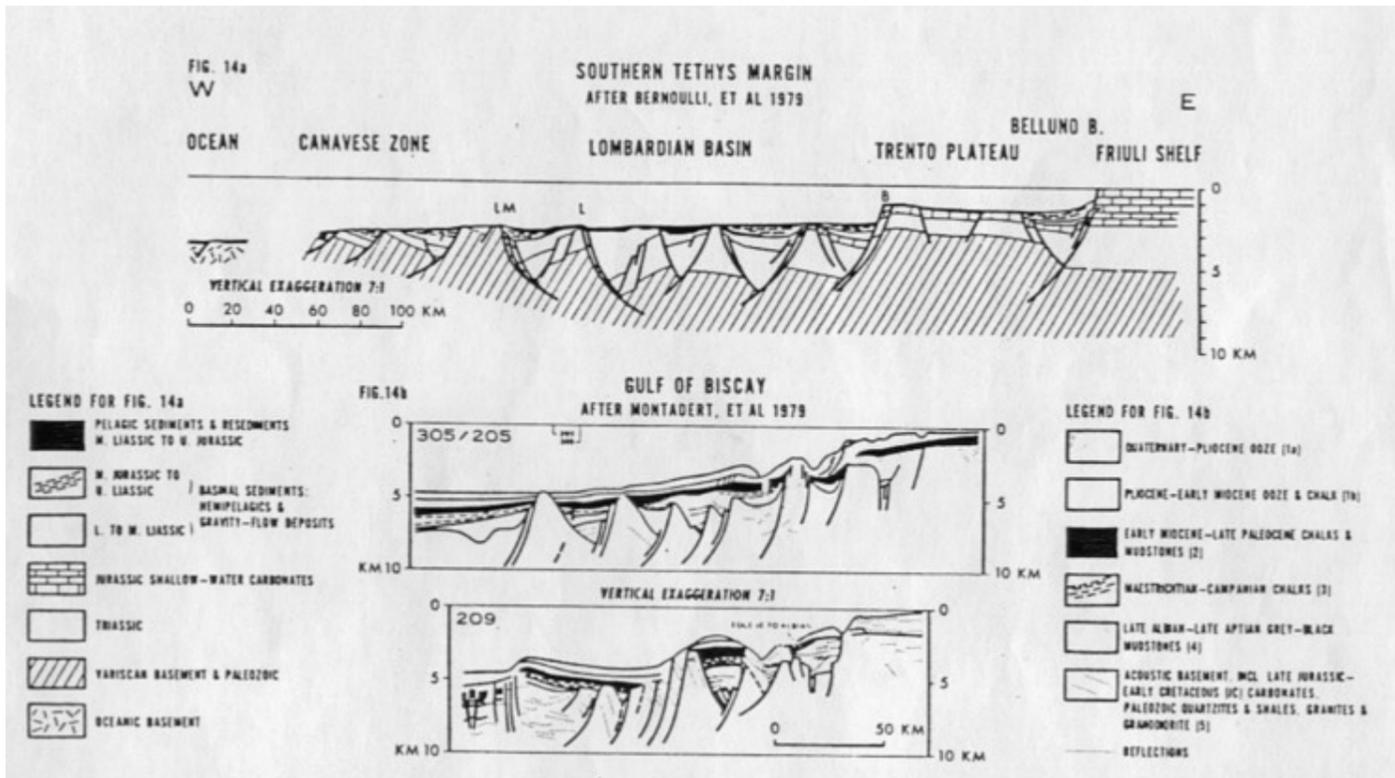


Fig. 4.6 - Ricostruzione del margine meridionale della Tetide

04.4 - Le Successioni Stratigrafiche Durante La Fase Di Margine Att

L'inversione dei movimenti relativi tra Placca Europea ed Adriatica sono cominciati nel Cretacico ed hanno determinato la compressione del margine occidentale o la transpressione destra in corrispondenza del margine settentrionale della zolla Adriatica. L'evoluzione nello spazio e nel tempo delle Alpi e più tardi degli Appennini durante il Terziario, è testimoniata dalla presenza di sedimenti clastici, flysch e molasse, che si sovrappongono diacronicamente sulle iniziali sequenze di margine passivo. Le avanfosse Alpina e Appenninica che furono riempite dai materiali provenienti dai due orogeni migrano nel tempo, in risposta ai movimenti laterali delle rispettive catene. Nelle Alpi meridionali, il Flysch del Cretacico superiore, si sviluppò nella fase compressiva iniziale depositandosi nel Bacino Lombardo. Il Flysch Eocenico, legato alla fase di interferenza tettonica della Catena Dinarica con le Alpi orientali, si deposita nella regione nord-orientale (Friuli e Veneto orientale fig. 4.7).

Nelle stesse aree non ancora raggiunte dalla deformazione della catena, durante il Paleogene si formarono zone di piattaforma carbonatica e bacini a sedimentazione pelitica (zone Monti Lessini).

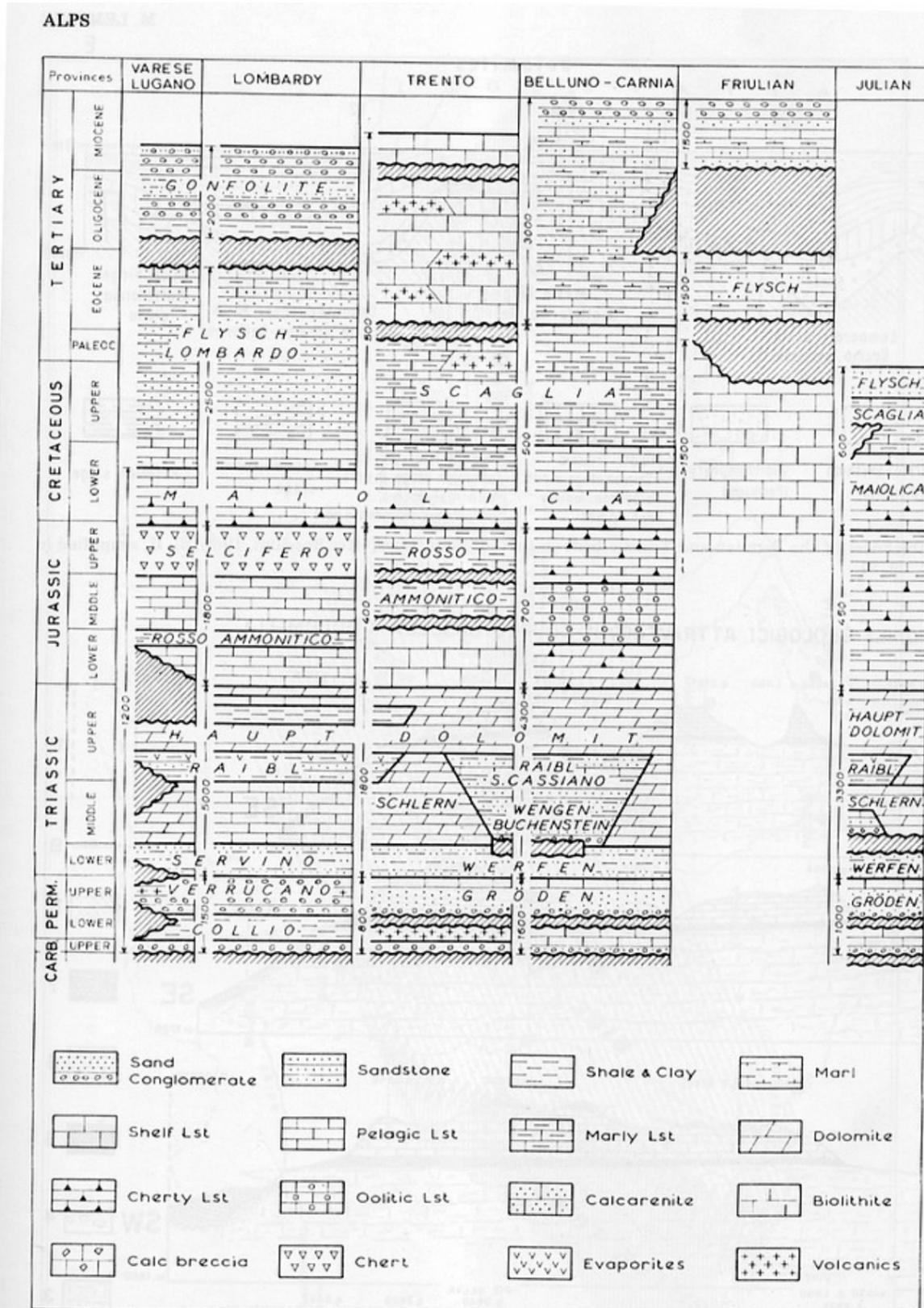


Fig. 8.78. Diagram of the stratigraphy of the Southern Calcareous Alps (Pieri, 1969, fig. 6). Thicknesses (approximate) in metres.

Fig. 4.7 - Schema stratigrafico dei vari domini delle Alpi Meridionali.

A partire dall'Oligocene nelle Alpi Meridionali ed in particolare nell'avanfossa, che migrava verso sud, presero posto i depositi molassici della Gonfolite lombarda e della Molassa bellunese (Fig. 4.7).

Nella stessa avanfossa si depositano conglomerati formati durante la fase messiniana di caduta eustatica del livello del mare mentre le facies evaporitiche si accumulano nelle zone circostanti la Catena appenninica (Il Gruppo Gessoso-Solfifera).

Durante il Neogene sedimenti tipici riempiono le avanfosse appenniniche che migravano verso est, come è indicato per esempio dalla propagazione verso le zone esterne sia dei thrust che dei bacini di piggy-back. Nell'avanfossa dell'Appennino centrale si formarono da ovest ad est e dal più antico al più recente il Bacino del Macigno, il Bacino della Cervarola, il Bacino della Marnoso-Arenacea, il Bacino della Laga e quello attuale (Figg. 4.8-4.9).

Il Flysch del Frido (rappresentato da argille, torbiditi e scaglie ofiolitiche), il Flysch del Cilento (argille, arenarie e conglomerati), le Argille Varicolori e le Argille Sicilidi e il Flysch Rosso sono depositi sinorogenici, che indicano l'iniziale deformazione compressiva dell'Appennino meridionale, dal Cretacico al Miocene inferiore. Il Flysch Numidico è un deposito del Miocene inferiore molto diffuso, caratterizzato dalla

presenza di quarzareniti ed argille, che segna l'inizio della deposizione clastica nell'Appennino meridionale. Il Flysch di Gorgoglione è il sovrastante deposito miocenico, caratterizzato da sedimenti molto grossolani.

La migrazione verso est dell'avanfossa Appenninica è documentata nella Fossa Bradanica. Qui ed in Calabria, le stesse successioni quaternarie sono tra le meglio esposte e mostrano i maggiori spessori. Grazie alla tettonica verticale, i depositi pleistocenici sono stati in molti luoghi sollevati a quote elevate, come ad esempio in Calabria dove sono stati trovati fino a 1000 m di altezza.

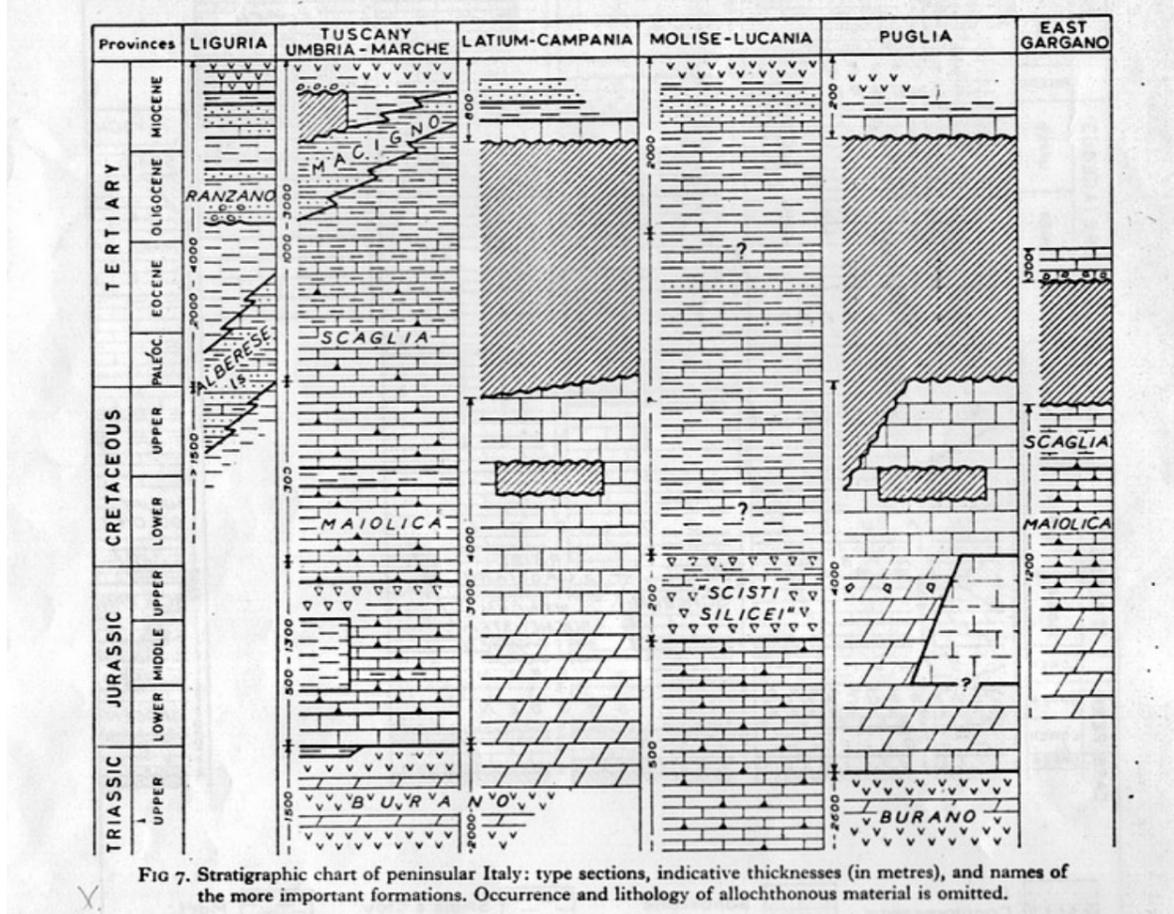


Fig. 4.8 - Schema stratigrafico dei vari domini delle Alpi Meridionali

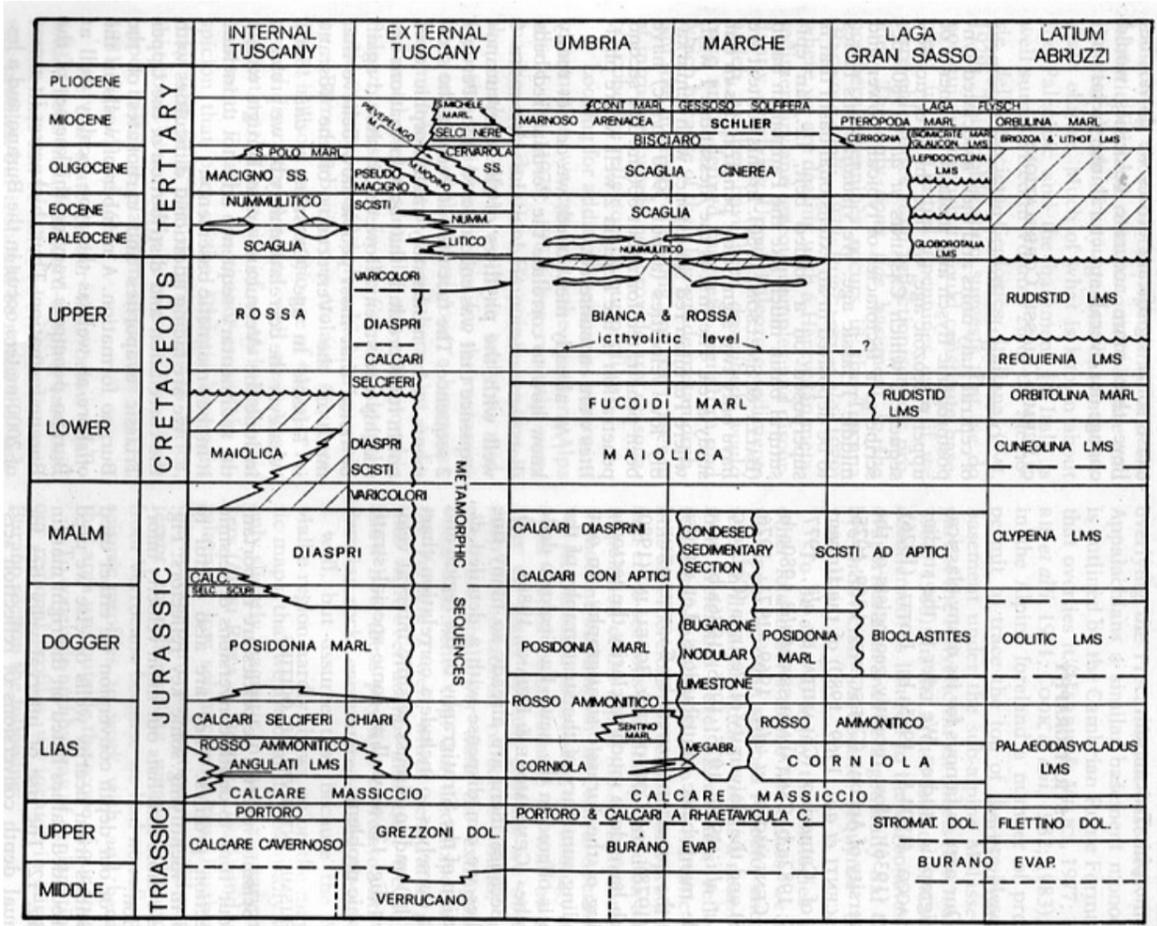


Fig. 4.9 - Successione delle Unità Umbrò- Marchigiane e Laziali;

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

05 - Le Alpi

05.1 - Caratteri Generali Delle Alpi

I maggiori elementi strutturali delle Alpi sono, da nord-ovest verso sud-est, le Unità Elvetiche, le Unità Pennidiche, le Unità Austroalpine, e le Alpi meridionali (fig. 5). Le Unità Elvetiche rappresentano le unità derivate dal paleomargine continentale europeo situato a nord ed ad ovest del paleoceano tetideo (fig. 5.2). Vengono distinti in base alle successioni di copertura vari domini tettonici, Delfinese, Elvetico S.S., Ultraelvetico etc.. Le Unità Pennidiche sono costituite dalle ofioliti della Tetide (bacini oceanici del Piemonte e del Vallese), dalla crosta continentale del Briançonnese e dai flysch tetidei (fig. 5.2).

Il Bacino Piemontese è collegato verso sud al bacino Ligure e corrisponde alla fase di apertura giurassica della Tetide.

Le unità Austroalpine e le Alpi meridionali derivano dalla deformazione del paleomargine continentale adriatico, ubicato a sud ed ad est della Tetide (vedi oltre).

Le Unità Austroalpine affiorano in Alto Adige, a nord della linea Insubrica (thrust della Pusteria). Il basamento delle Unità Austroalpine affiora nella zona di Ortles-Cevedale con la sua copertura sedimentaria permo-mesozoica. La Val Venosta, è un'area classica per lo studio in affioramento delle Unità Austroalpine; in Lombardia, sempre a nord della Linea Insubrica (segmento del Tonale) ed ad ovest della zona di Ivrea-Verbanò sono indicate con il nome di zona di Sesia-Lanzo. Frammenti delle Unità Austroalpine si rinvencono come klippen, nelle Alpi occidentali, dove sono rappresentati dalle facies a scisti blu ed a scisti verdi (ad esempio il Dent Blanche) e dalle facies ad eclogiti. Le Unità Austroalpine sono costituite da parascisti polimetamorfici (sia ercinici sia alpini) e rocce intrusive basiche ed acide di età tardo paleozoica, più o meno metamorfizzati durante l'orogenesi alpina.

Alle Unità Pennidiche appartengono le unità ofiolitiche del Bacino Piemontese, (Gran Paradiso, Monte Rosa, Gran San Bernardo, la parte inferiore della finestra tettonica di Ossola), La Dora Maira, il Gran Paradiso ed il Monte Rosa sono considerate i massicci (le unità) interni dell'edificio alpino, mentre massicci esterni sono considerati l'Argentera il Pelvoux-Belledonne (in Francia), il Monte Bianco e l'Aar-Gottardo (in Svizzera). I massicci interni sono scaglie di basamento del margine continentale adriatico (Unità Austroalpine), mentre i massicci esterni sono scaglie del basamento del margine continentale europeo (Unità Elvetiche). Le Unità Pennidiche della finestra di Tauern (costituite da calcescisti) affiorano nella zona settentrionale dell'Alto Adige. Le Unità Austroalpine e Pennidiche sono una pila di cunei tettonici con una geometria a ventaglio embriciato, con una forte componente di deformazione duttile (vedi Fig. 5.1 per una schematica distribuzione).

La convergenza ha avuto inizio con la subduzione verso Est o SE dei settori oceanici al di sotto della litosfera continentale adriatica (Placca Adriatica rappresentata dalle Unità Austroalpine e dalle Alpi meridionali). A partire dal Cretacico nella fossa oceanica e nei bacini di avanarco si depositano le potenti successioni flyschoidi Cretaceo-Eoceniche inserite nella catena a thrust subito dopo la loro deposizione. Nei livelli profondi si ha lo sviluppo di metamorfismo AP/BT (eclogiti e scisti blu) legato ai processi di subduzione in atto (nelle Unità pennidiche e austroalpine).

Le più antiche falde appartengono alla fase deformativa denominata eo-alpina (fig. 5.1).

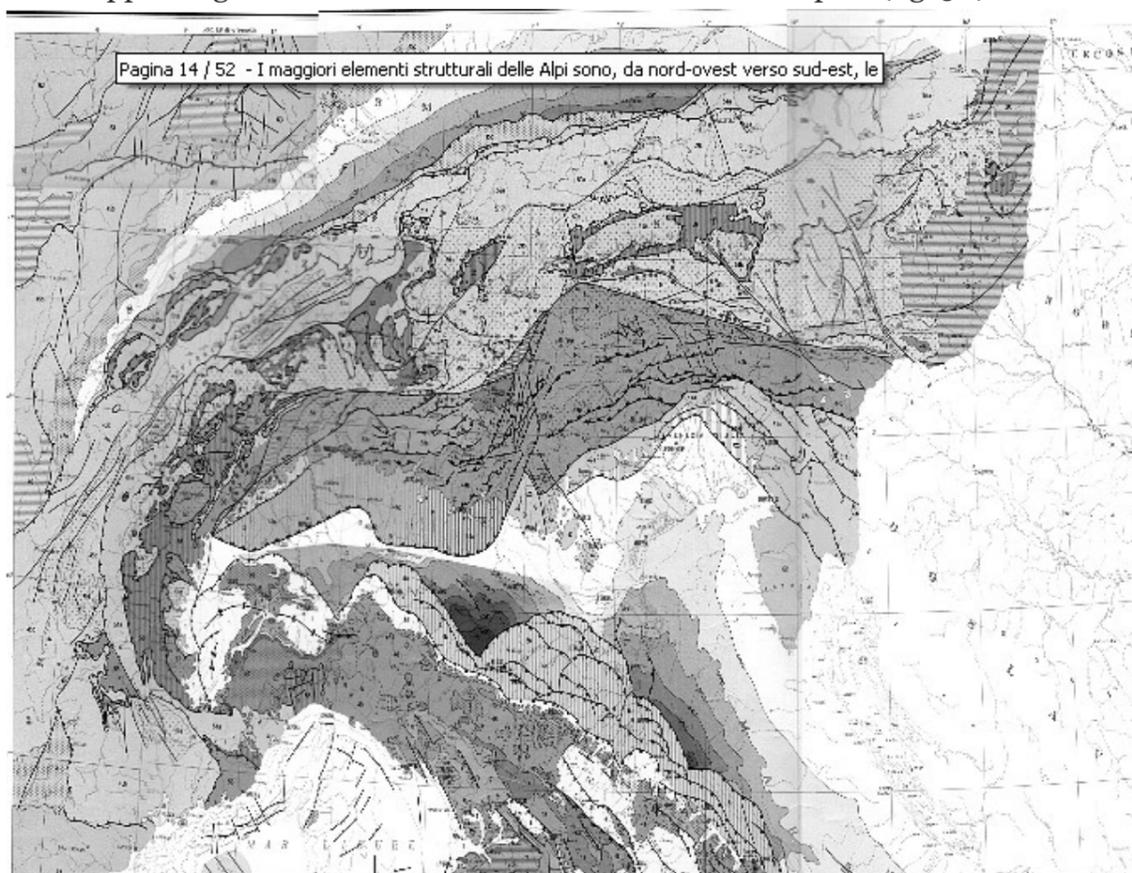


Fig. 5

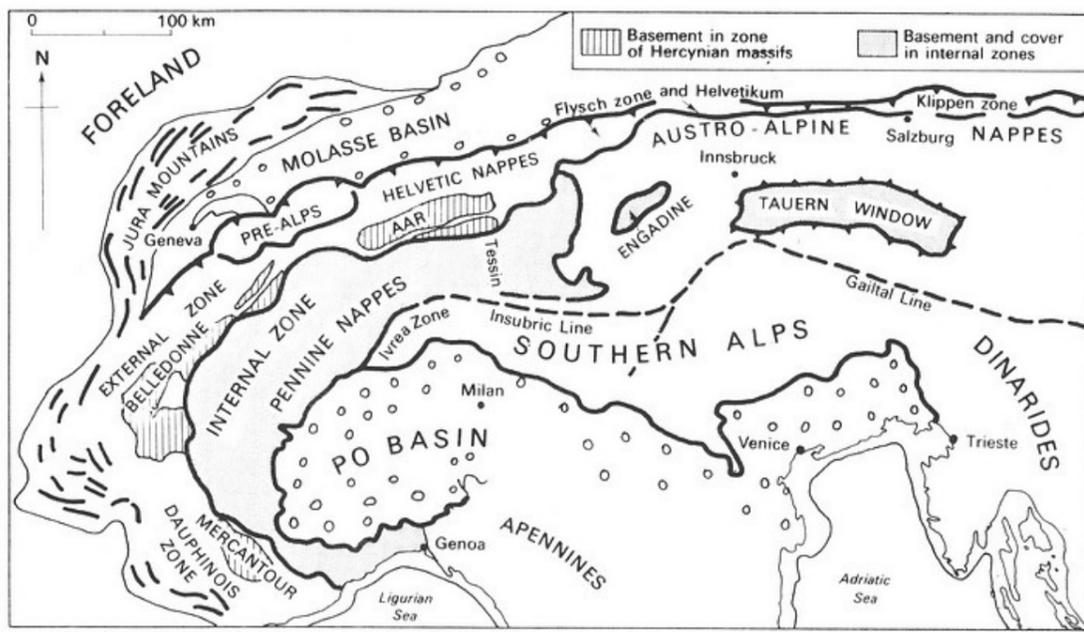


Fig. 7.3. The major tectonic units of the western, central and eastern Alps

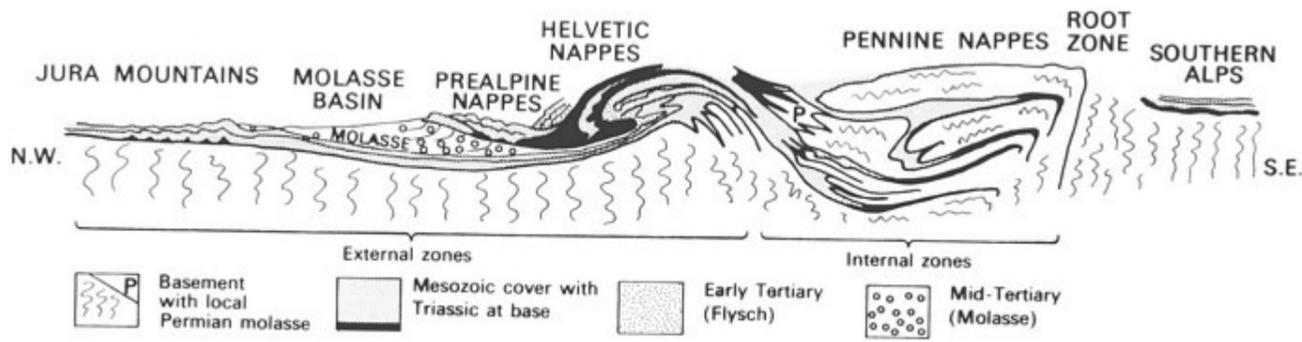


Fig. 7.6. Simplified cross-section of the western Alps (based on an unpublished compilation by J. G. Ramsay)

Fig. 5.1 – a) Le maggiori unità tettoniche delle Alpi; b) Sezione NW-SE.

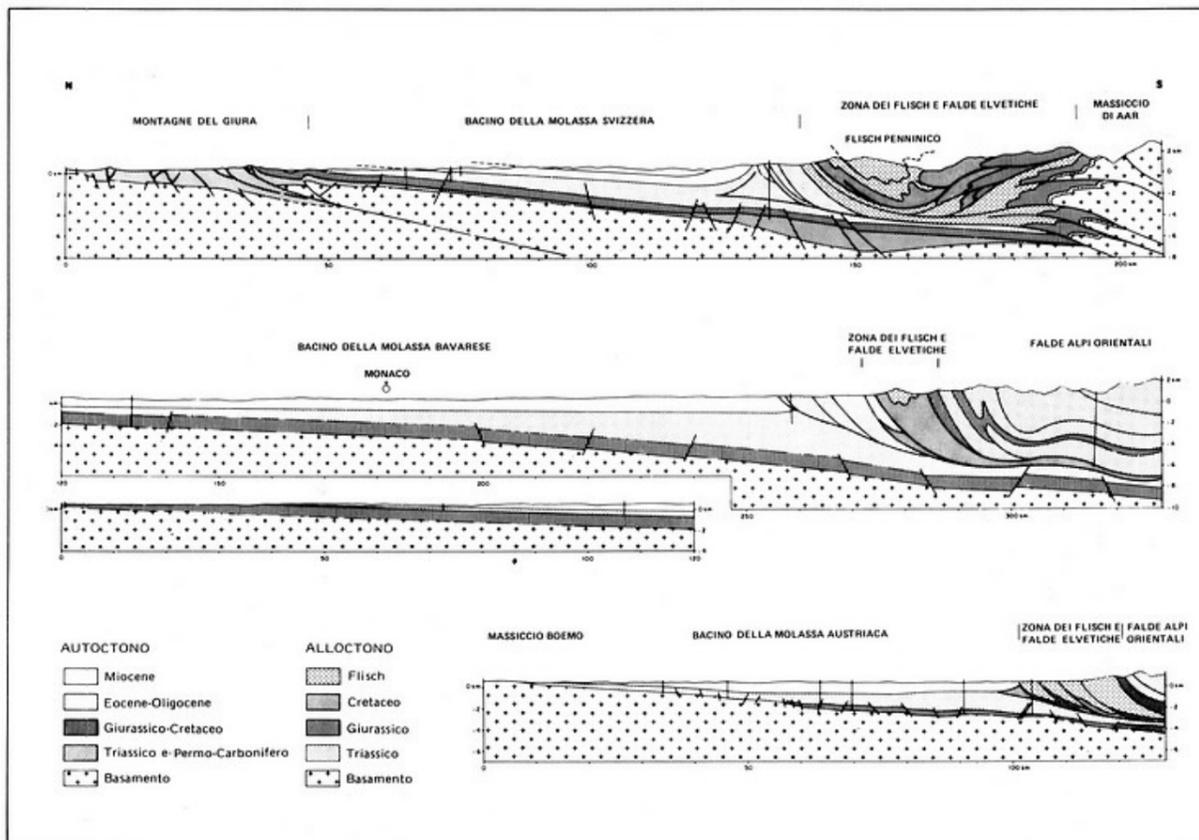


Figura 123. Sezioni strutturali attraverso i Bacini della Molassa Svizzera, Bavarese ed Austriaca (modific. da Ziegler P.A., 1982). Si confrontino le ultime due sezioni con i profili sismici interpretati delle figg. 124a e b.

Fig. 5.2

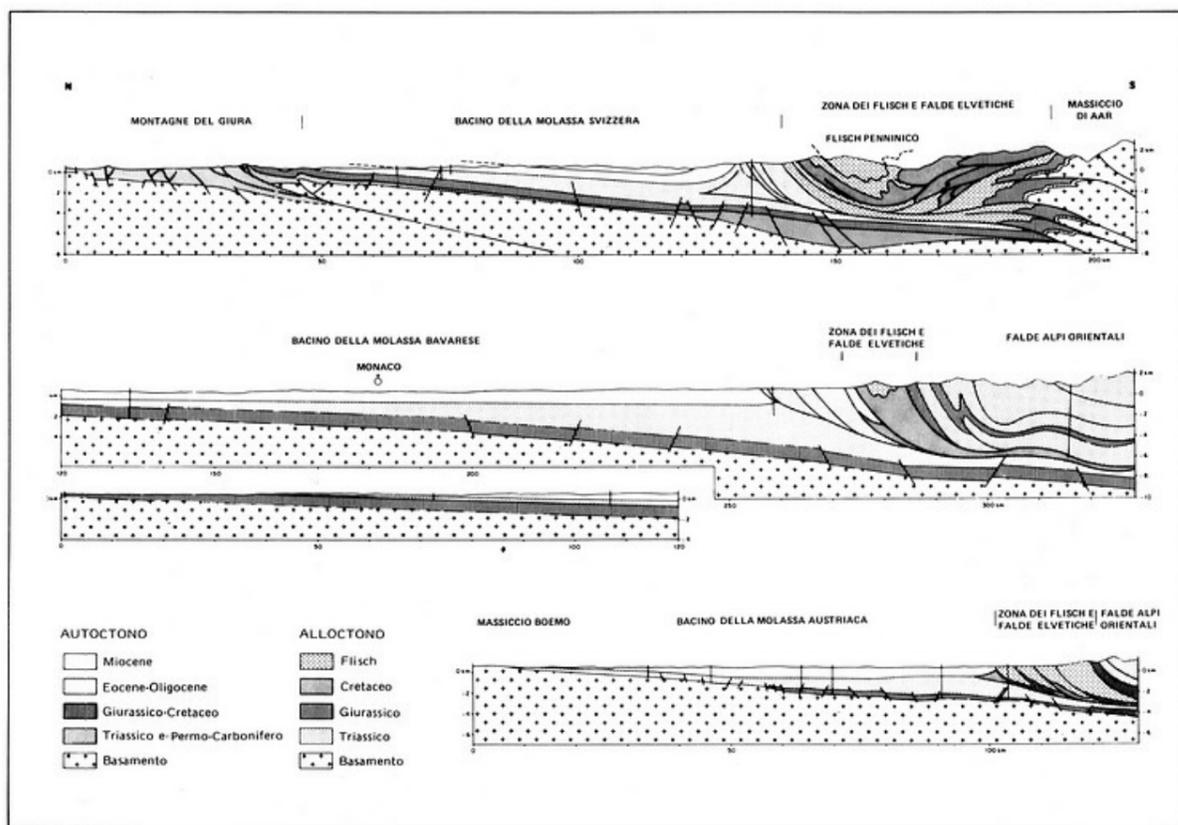


Figura 123. Sezioni strutturali attraverso i Bacini della Molassa Svizzera, Bavarese ed Austriaca (modific. da Ziegler P.A., 1982). Si confrontino le ultime due sezioni con i profili sismici interpretati delle figg. 124a e b.

Fig. 5.2a – Schema palinospastico delle unità alpine (tra il Giurassico ed il Cretaceo inferiore) secondo Trumphy 1975.

Successivamente si determinarono le collisioni ed il conseguente sottoscorrimento della Placca Adriatica sotto la Placca Europea che ebbero inizio nell'Eocene (fase meso-alpina). Il processo convergente della fase mesoalpina (Eocene-Oligocene inferiore) porta alla totale chiusura del bacino oceanico Piemontese ed alla fase di collisione continentale con rallentamento e contemporanea riduzione dell'anomalia termica che portò alla produzione di metamorfismo a scisti verdi ed anfiboliti. In questo contesto si origina il Magmatismo Periadriatico (es. Traversella, Adamello etc.).

La convergenza continuò durante il Neogene (fase neo-alpina) ed è ancora attiva, come indicato dalla deformazione (compressione) delle sequenze plioceniche e dalla sismicità attuale (Friuli, Cuneese). Dal Miocene all'Attuale si sviluppa la catena a doppia vergenza con la formazione di sistemi di falda sempre più esterni. Sul versante sud si sviluppa il sistema sud vergente delle Alpi meridionali (Sud Alpino) che si svincola dal resto del sistema Europa vergente per l'attivazione dell'elemento periadriatico (linea Insubrica). Il fronte delle falde avanza verso l'avampaese padano-adriatico (a sud) (figg. 5.2, 5.3, 5.4 e 5.5 schema Castellarin fig. 5.6).

Uno dei più importanti problemi nella paleogeografia alpina riguarda le relazioni tra le Unità Austroalpine e quelle Brianzonesi l.s.

Una fondamentale distinzione tra Alpi occidentali ed orientali è data da una differente distribuzione delle Unità Austroalpine, che sono ampiamente diffuse nel settore orientale della catena mentre sono molto più limitate nel settore occidentale. Esse risultano meno estese verso Nord e completamente assenti sono le Unità equivalenti alle Alpi Settentrionali Calcaree. Per spiegare questa distribuzione, si ipotizza una differente evoluzione paleogeografica dei due settori dell'originario margine continentale africano. Seguendo la ricostruzione paleogeografica proposta da Trumphy (1971/1975), si può assumere che durante il Giurassico inferiore – medio la separazione continentale produsse un solco irregolare, ma collocato più a Nord nella porzione orientale della placca africana neofornata rispetto a quella occidentale

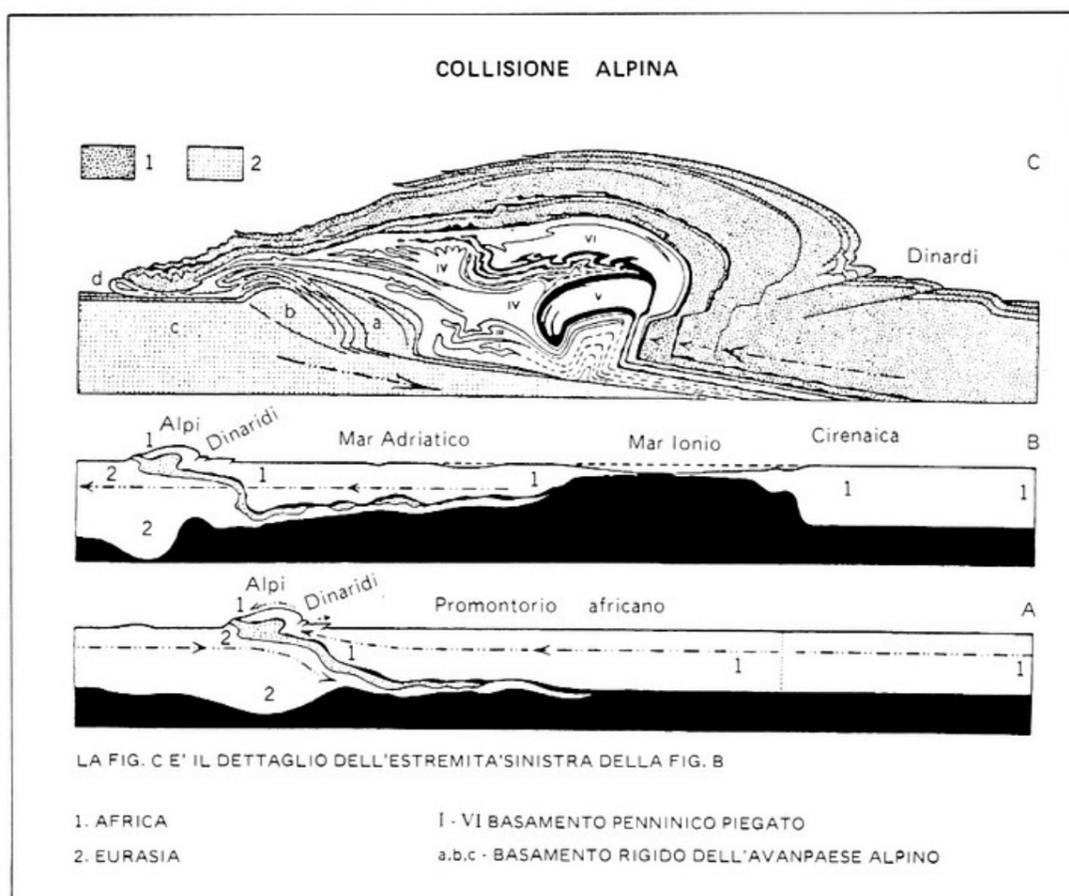


Figura 92. Questa figura, da *La tectonique de l'Asie*, Argand (1924), illustra come la collisione tra il continente europeo e quello africano sia stata all'origine della formazione della catena alpina.

Fig. 5.3

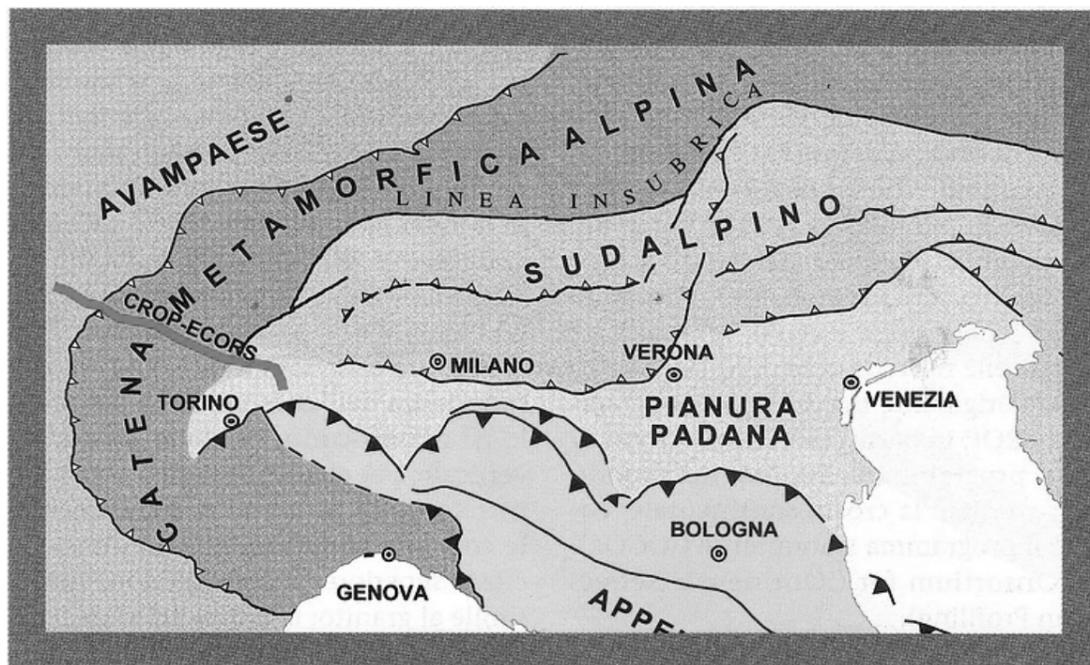


Fig. 5.3a - Schema generale delle Alpi

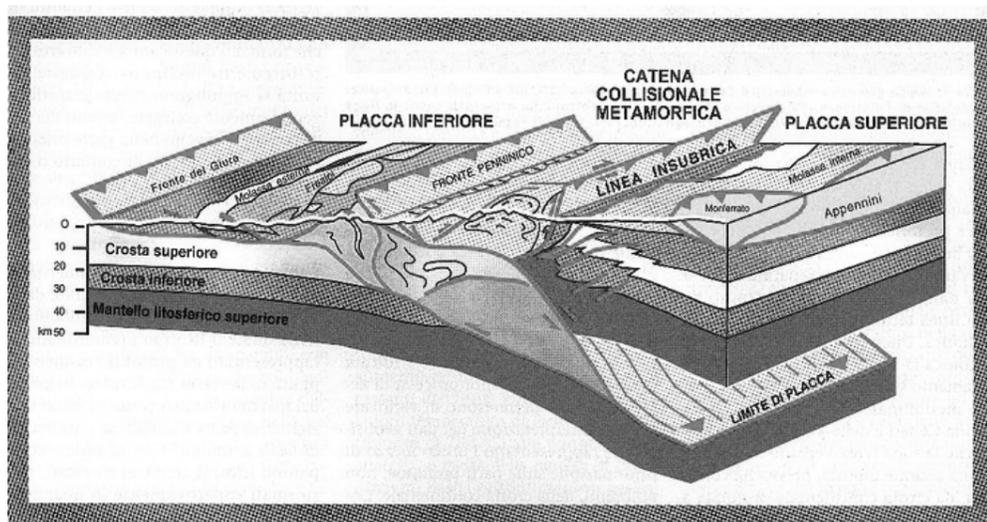


Fig. 5.4 - Schema generale tridimensionale delle Alpi e loro rapporto con l'Appennino Settentrionale.

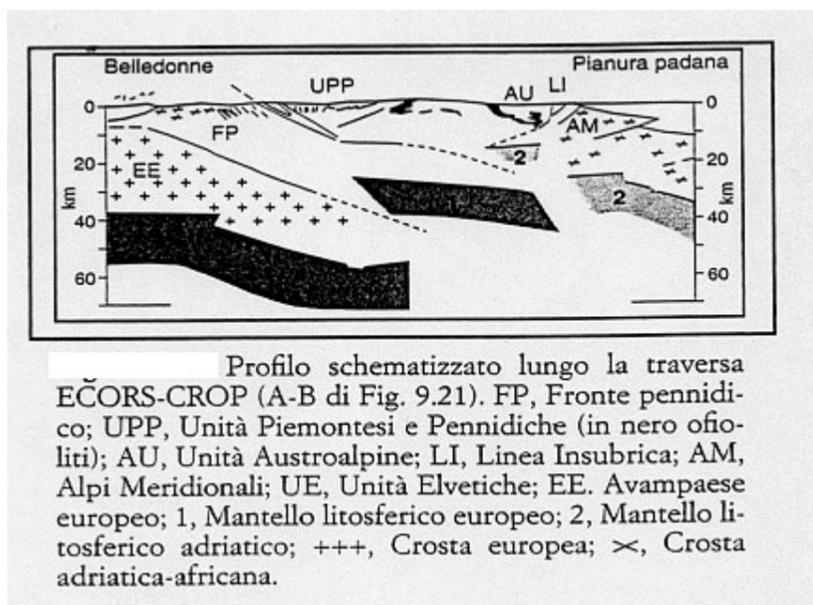


Fig. 5.5a - Profilo schematicizzato ECORS-CROP (vedi localizzazione nella carta precedente).

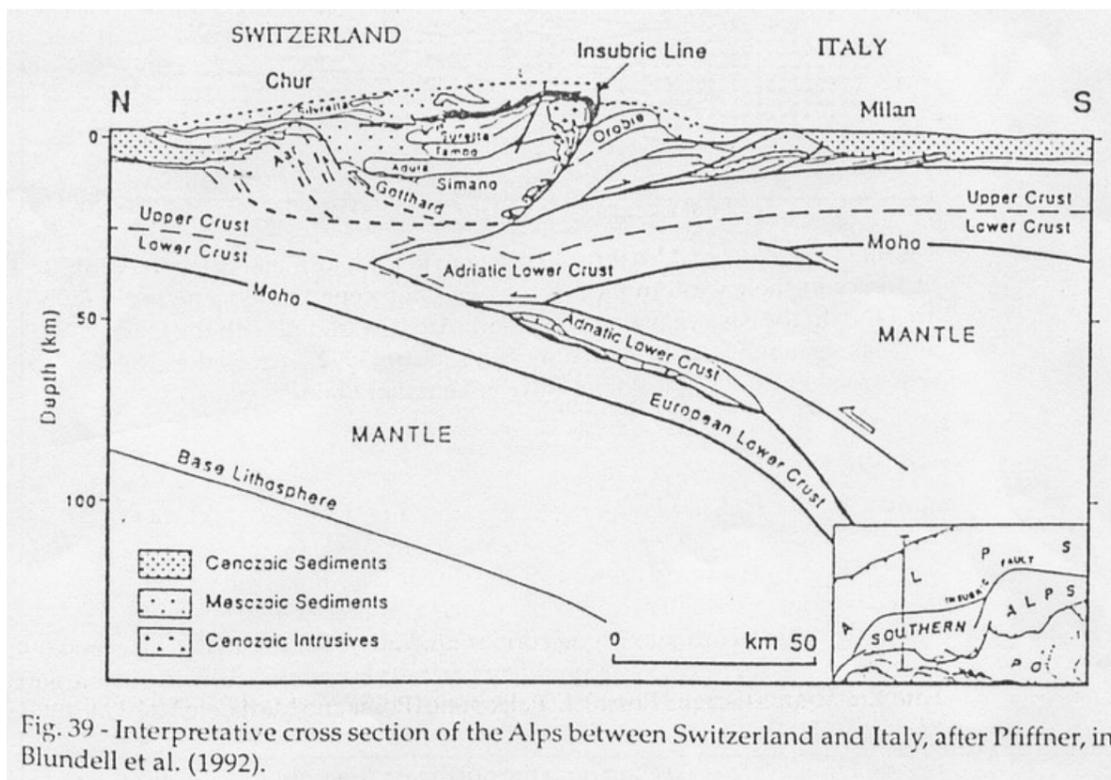


Fig. 5.5 b

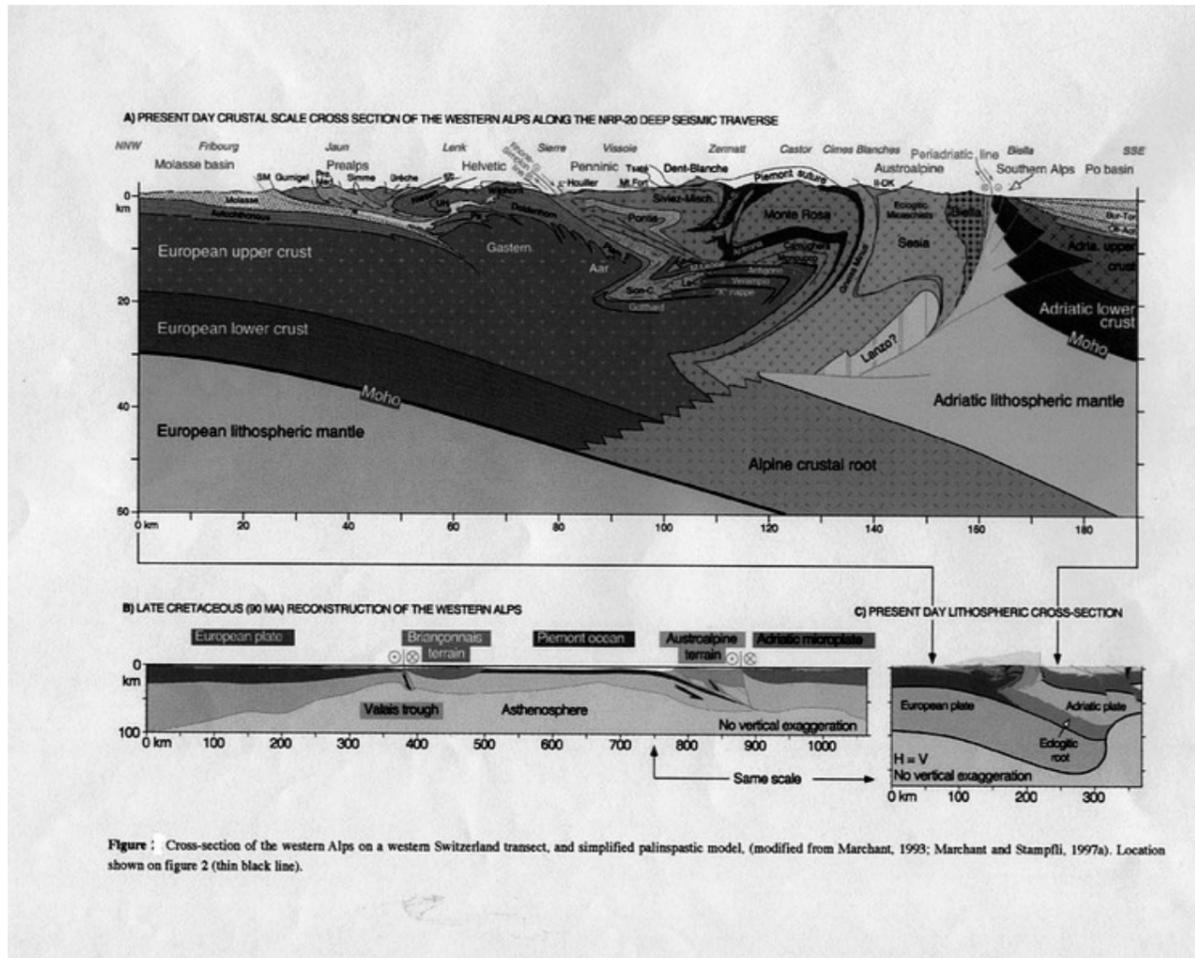


Fig. 5.5 c

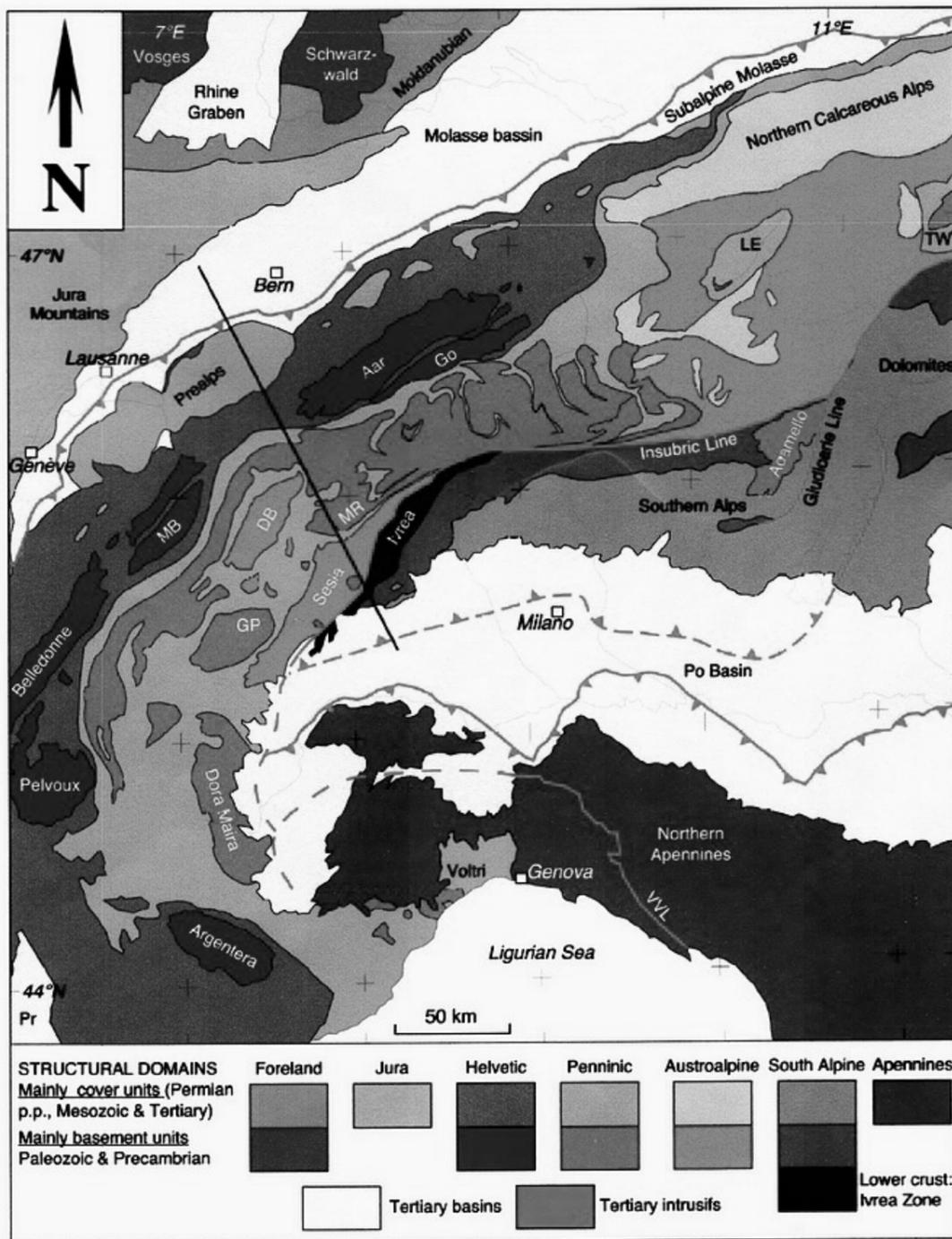


Figure Tectonic map of the Western Alps (modified from Berthelsen, 1992b). Ao = Adamello intrusions; DB = Dent Blanche nappe; Go = Gotthard massif; GP = Grand Paradis massif; LE = Lower Engadine window; MB = Mont Blanc massif; MR = Monte Rosa nappe; Pr = Provence basin; TW = Tauern window; VVL = Villalvernia-Varzi-Levanto line.

Fig. 5.5 d

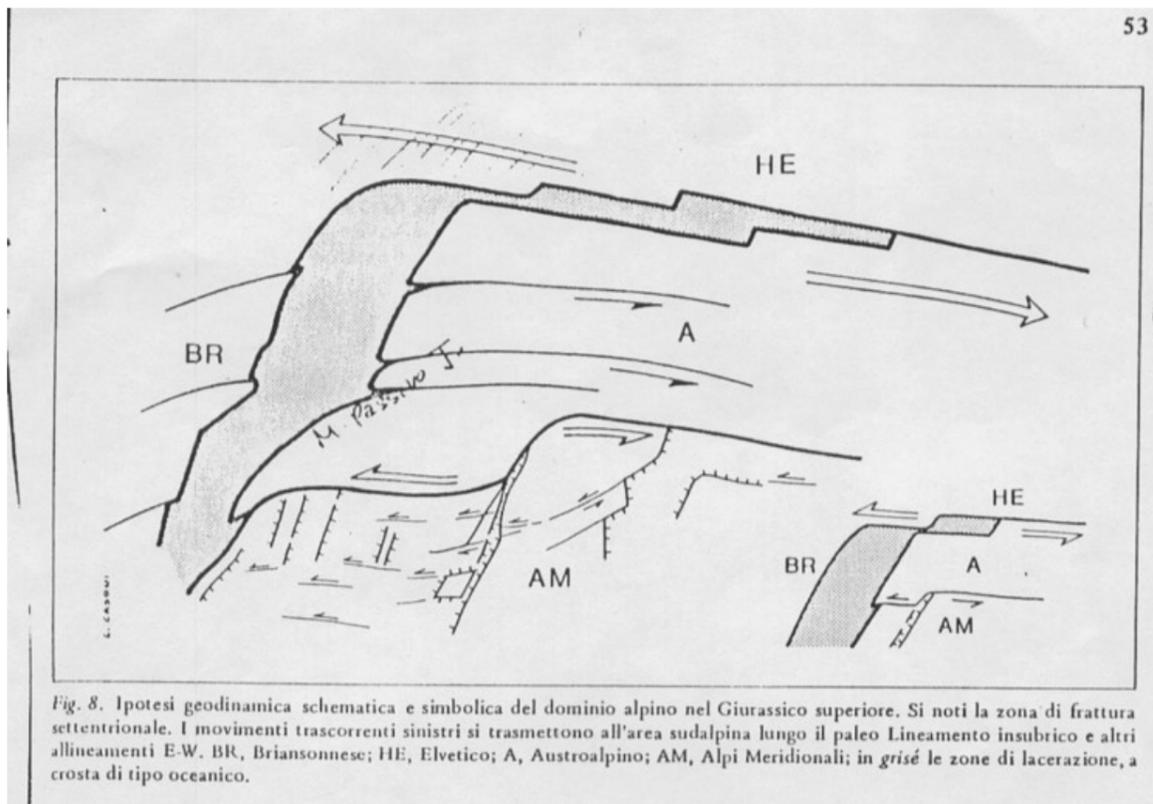
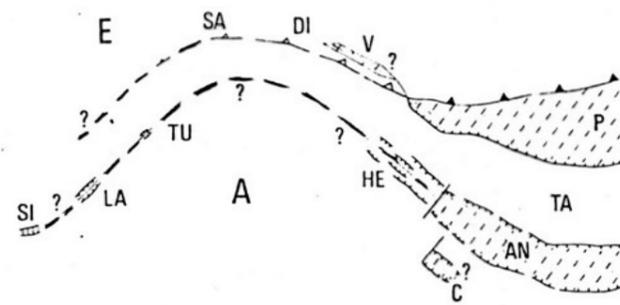


Fig. 5.5 e



- ▲ Subduction zone of oceanic crust
- ▲ Subduction-like zone
- ~ Passive continental margins and zones of rifting
- ▨ Areas of oceanic crust

Fig. 2 Very hypothetical and simplified palaeogeographic map for the Middle Triassic in the central Mediterranean area, mostly based on trends of volcanism. A = African block; B = European block; SI = Sicily; LA = Lagonegro; TU = Tuscan (Punta Bianca); SA = Southern Alps; DI = Dinarides; V = Vardar; HE = Hellenides; C = Cyprus; AN = Antalya; TA = Taurides; P = Palaeotethys.

Fig. 5.5 f

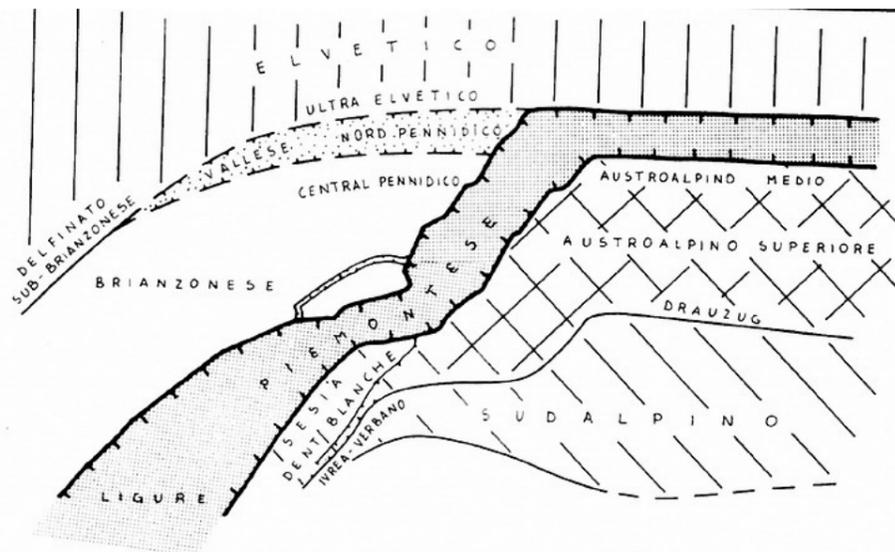


Fig. 5.6 – Schema paleogeografico dei vari domini alpini (da Castellarin & Vail, 1982)

05.1.1 - L'avanfossa Della Molassa Perialpina e il Bacino Di Vienna

L'Avanfossa Alpina, riempita da depositi molassici marini e continentali oligocenici ed in particolare neogenici, va da Genova a Vienna lungo il confine settentrionale delle Alpi centrali e orientali, cioè lungo la parte quasi rettilinea delle Alpi.

Verso est, questa avanfossa che inizialmente viene ridotta in estensione vicino l'angolo orientale del massiccio Boemo, cambia direzione in corrispondenza del Danubio fino a Vienna e corre longitudinalmente all'avanfossa Carpatica. A questo punto esso comunica verso sud-est con il bacino di Vienna; quest'ultimo maschera la continuità tra le Alpi ed i Carpazi, e comincia a sud e a sud-est con il bacino pannonic. I depositi molassici che in vicinanza delle Alpi possono raggiungere uno spessore di 3000/5000 m, sono particolarmente detritici (sabbie e conglomerati), sono situati al margine dell'arco alpino, dove corrispondono a delta di antichi fiumi che scendevano dalla catena (fig. 8.16 – 8.18). Al margine interno della parte centrale (Svizzera, Baviera occ.) di questo solco, si possono distinguere le seguenti formazioni dalla base al tetto:

1. "Molasse marine inferiori" (basso Oligocene), conosciute soltanto in una posizione molto interna nella zona molassica subalpina;
2. "Molasse d'acqua dolce inferiore" (Oligocene sup. – Aquitoniano);
3. "Molasse marine superiori" (Burdigaliano – Serravalliano);
4. "Molasse d'acqua dolce superiori" (Serravalliano-Messiniano).

Dal punto di vista strutturale, l'avampaese della zona molassica è costituito dal Giura piegato, Giura tabulare, Massiccio Boemo. A sud di questa area si può distinguere innanzitutto una ampia zona di molassa non piegata, e ancora più a sud, una fascia con pieghe e sovrascorrimenti: è questa la molassa subalpina, che di solito sormonta (tettonicamente) la molassa non piegata, la quale a sua volta è sovrascorsa dal fronte alpino.

Il substrato della molasse non piegata, composta da terreni mesozoici ricoprenti il basamento cristallino, (prolungamento di quello del massiccio Boemo), si immerge regolarmente verso sud, in modo che questa molassa raggiunge il suo massimo spessore in vicinanza della molassa subalpina che la sormonta. Il bacino di Vienna "intra-alpino" ha una significato diverso. Il suo riempimento, che è discontinuo sulle strutture Alpino – Carpaziano, comincia nell'Elvesiano e continua fino al Pliocene (Pannoniano); ma poco deformati, semplicemente ondulato e fagliato, è più un annesso del bacino Pannonico che del solco molassico del peri – Alpino.

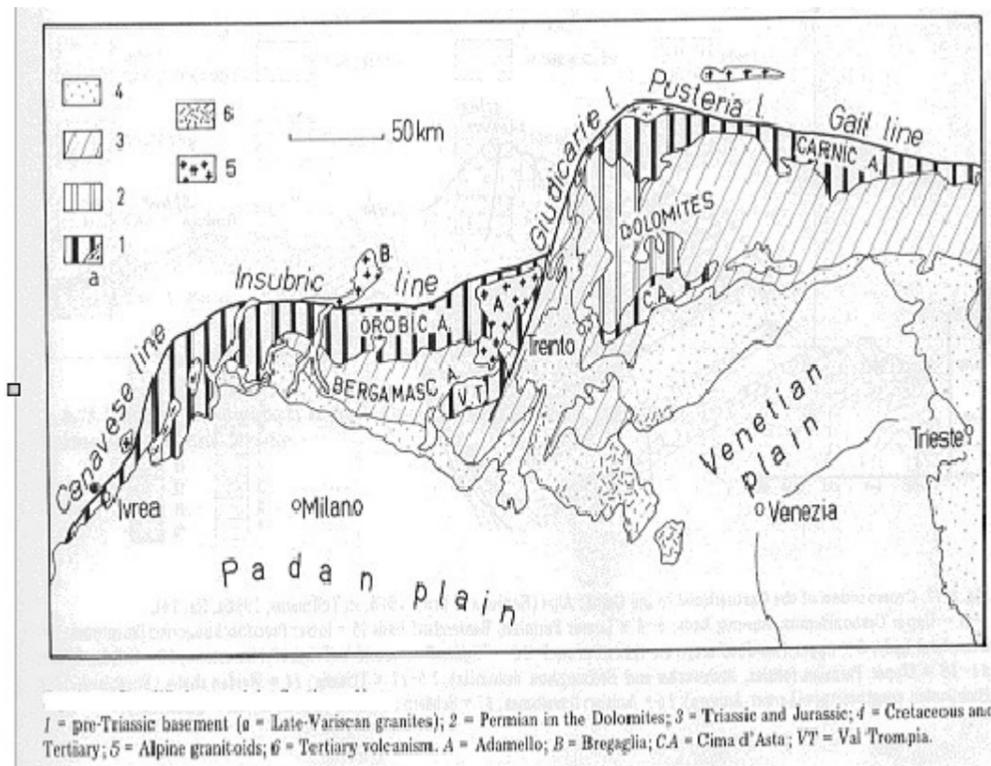


Fig. 5.7- Carta semplificata della Alpi meridionali

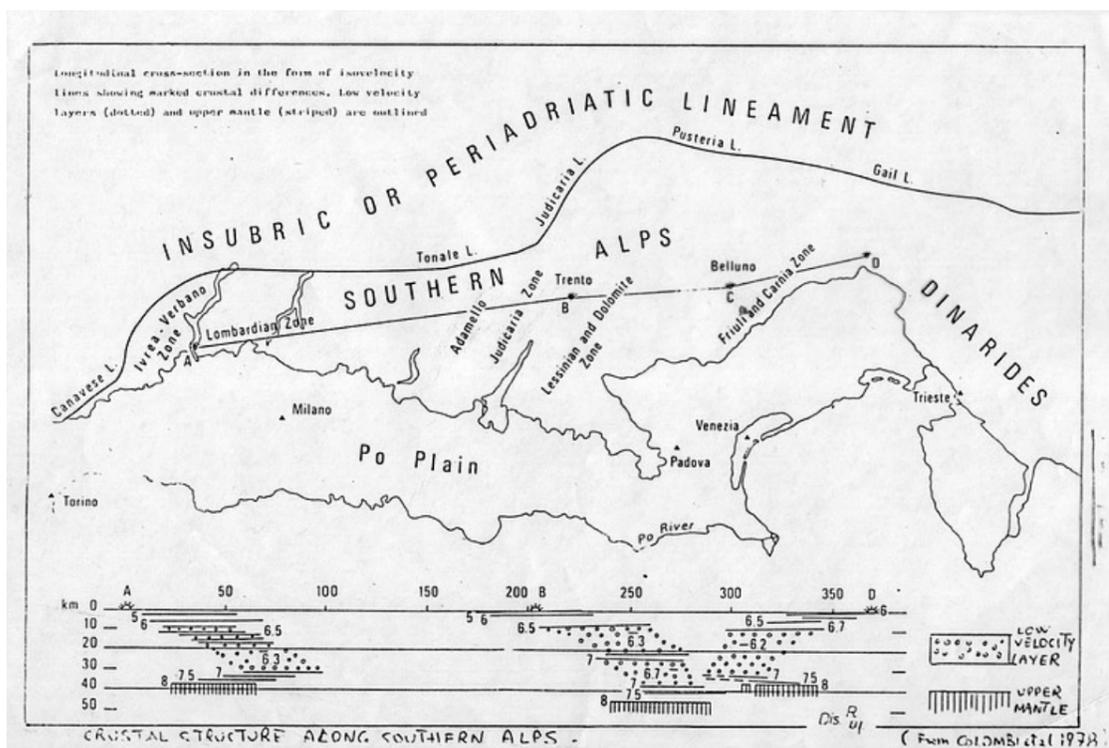


Fig. 5.8

Le Alpi meridionali (Sudalpino) sono una catena post collisionale alpina, estesa dal Canavese al bacino Pannonico lungo 700km in lunghezza e di larghezza variabile (tra 50 e 150 km). E' costituita da nuclei ercinici (Fig. 5.7) in parte metamorfici e da una pila di depositi permo-terziari piegati variamente in più fasi dall'Eocene al Plio-Quaternario. Le Unità del Sudalpino sono separate dalle Unità Austroalpine dalla Linea Insubrica, un importante lineamento tettonico attivo fin dall'Oligocene (fig. 5.7, 5.8). I segmenti di questa linea orientati in senso E-W (Linea del Tonale e Linea della Pusteria) sono stati caratterizzati da transpressione destra durante l'Oligocene ed il Neogene, mentre i segmenti orientati NNE-SSW sono interpretabili sia come semplici sovrascorrimenti che come faglie traspressive (Linea del Canavese e Linea delle Giudicarie).

Le Alpi meridionali corrispondono al settore più avanzato verso nord del Promontorio Africano o Adria.

I vecchi Autori ritenevano le Alpi meridionali il retroterra praticamente indeformato delle Alpi S.S.. A partire dal 1950 vari A.A. (tra cui Signorini 1951, Auboin 1964, De Jong 1967, Leonardi 1968) hanno invocato come principale meccanismo di deformazione e genesi la tettonica gravitativa che ha sollevato molti contrasti legati alla difficoltà di localizzare aree sorgenti adeguate e di riconoscere evidenze sulla presenza delle previste zone di accumulo tettonico.

Le Alpi Meridionali mostrano vergenza verso SSE mentre le altre unità alpine mostrano una vergenza europea, quindi verso W e NW.

Le Alpi Meridionali sono caratterizzate da una distribuzione delle successioni sedimentarie legata alla fisiografia Mesozoica. Comprendono, da est ad ovest, la zona del Canavese (che rappresenta la zona di transizione verso ovest all'Oceano Tetideo o bacino Liguro-Piemontese), l'alto di Lugano, il Bacino Lombardo, l'alto di Trento, il Bacino di Belluno, la Piattaforma Friulana (fig. 5.9, 6.2). Queste suddivisioni schematiche sono spesso una confusa mescolanza di unità paleostrutturali e paleogeografiche.

Il termine piattaforma indica un ambiente di piattaforma carbonatica, che può essere stata soggetta o meno a fenomeni di annegamento durante il Giurassico medio (ad es., l'alto di Trento, che era nel Lias una piattaforma carbonatica, coperta successivamente dal Rosso Ammonitico). Le variazioni di spessore della copertura sedimentaria, che identificano più precisamente gli alti ed i bassi tettonici, sono tipici delle principali unità paleogeografiche. Questi domini sedimentari mesozoici si succedevano ad E ed a W limitati da lineamenti paleostrutturali con andamento N-S (vedi figg. 5.9-5.10-5.11). I domini paleogeografici sono stati successivamente tagliati obliquamente dai sovrascorrimenti delle Alpi meridionali. Le unità strutturali alpine più importanti si succedono da W ad E: Unità Orobiche, Unità della Val Trompia, Unità della Valsugana, Unità periadriatiche e di Belluno il cui fronte tettonico appare responsabile del terremoto del Friuli del 1976 (Fig. 5.7).

Le Alpi Meridionali mostrano una deformazione di tipo fragile, con piani di faglia aventi una geometria a ventaglio embriciato. Il fronte occidentale delle Alpi Meridionali è sepolto sotto la Pianura Padana, a causa dell'avanzamento verso Nord dell'avanfossa appenninica (Fig. 5.7).

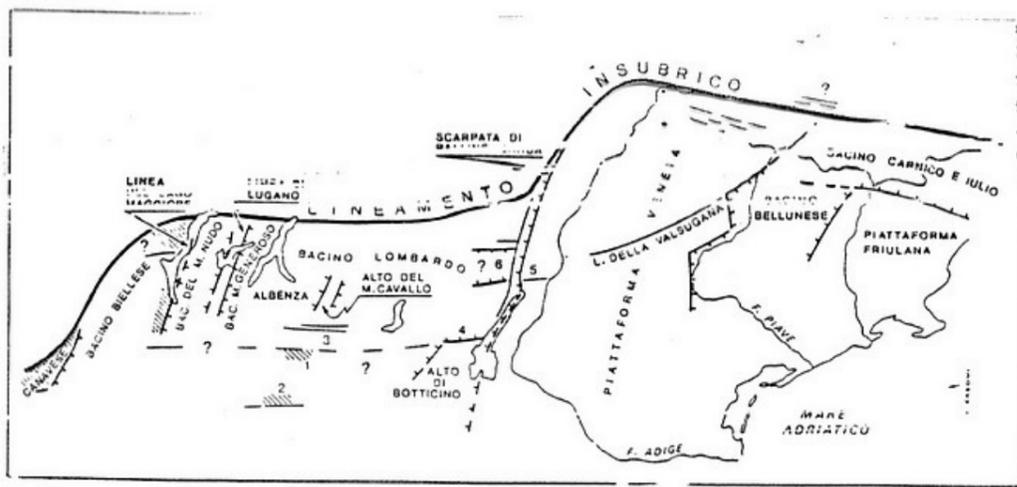


Fig. 25 Principali lineamenti della tettonica giurassica nelle Alpi Meridionali secondo gli AA. (citazioni nel testo). Spiegazione dei numeri: 1, "Alto" di Monza; 2, "Alto" di Battuda; 3, "Alto" di Bergamo; 4, sistema E-W dell'"Alto" di Botticino; 5, sistema E-W di Favrio (Ballino); 6, presunto sistema E-W innestato sulla scarpata Pajolino-Carda; 7, sistema di filoni sedimentari e faglie E-W del bordo settentrionale delle Dolomiti. Linee diagonali: "alti" del basamento cristallino.

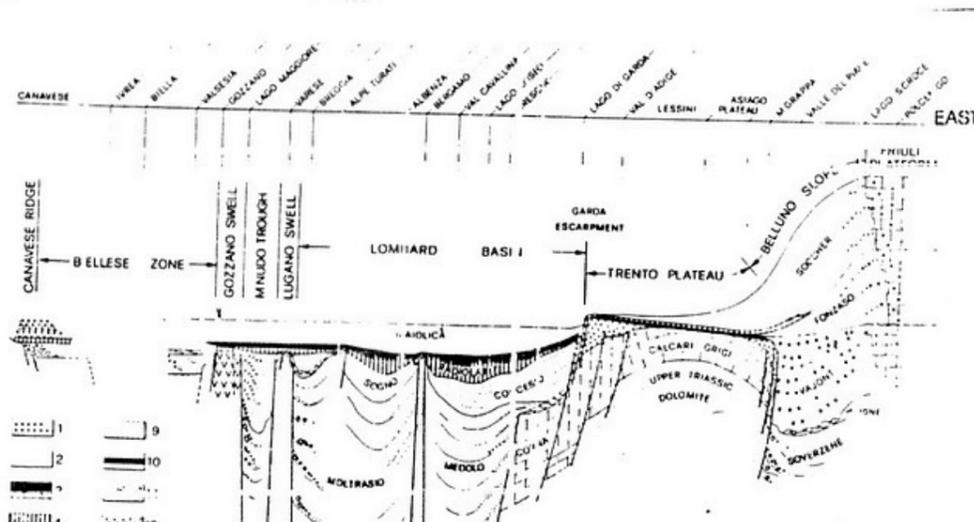




Fig. 26 Sezione schematica attraverso i vari domini paleogeografici durante il Giurassico

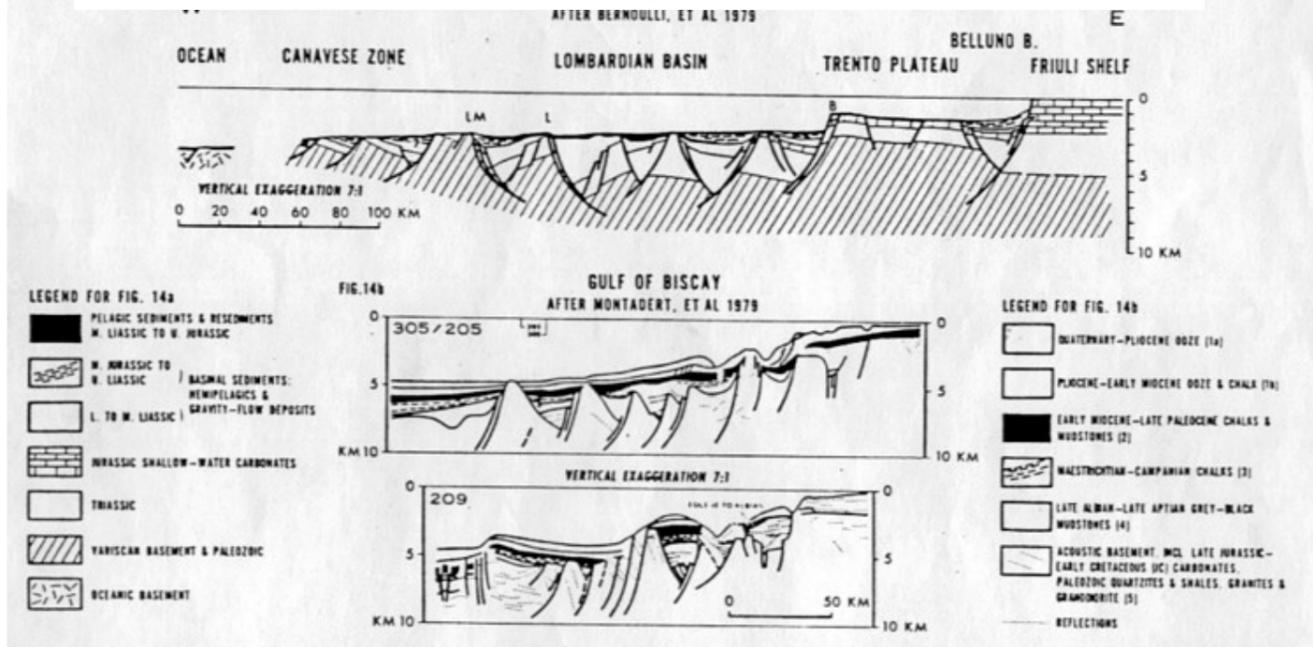


Fig. 5.10- a) Carta e sezione schematica attraverso i vari domini paleogeografici durante il Giurassico da E ad W; b) Ricostruzione del margine meridionale della Tetide.

Il fronte tettonico delle Giudicarie nel settore centrale delle Alpi Meridionali è la maggiore ondulazione strutturale, in corrispondenza della cerniera tettonica tra la piattaforma carbonatica di Trento ad est e il Bacino Lombardo ad ovest. Sin dall'inizio dell'inversione dalla fase di margine passivo a quella di margine attivo (collisione) le zone paleogeografiche hanno cambiato la loro configurazione e l'avanfossa delle Alpi meridionali si è sviluppata in direzione E-W.

Nella zona orientale delle Alpi meridionali, durante il Cretacico superiore ed il Paleogene, queste strutture tettoniche interferivano con quelle Dinaridi, una catena creata dal sottoscorrimento della Placca Adriatica sotto la placca europea orientale, dopo la completa consumazione dell'oceano Vardar (il braccio orientale dell'Oceano Tetideo). I fronti di sovrascorrimento eocenici e l'avanfossa delle Dinaridi, con andamento NNW-SSE, sono riconoscibili nell'Italia nord-orientale.

I lineamenti distensivi mostrano componenti trascorrenti orientate secondo una direzione EW, attive durante il Cretacico e l'Eocene. I piani dei sovrascorrimenti e le zone milonitiche sono generalmente piegate.

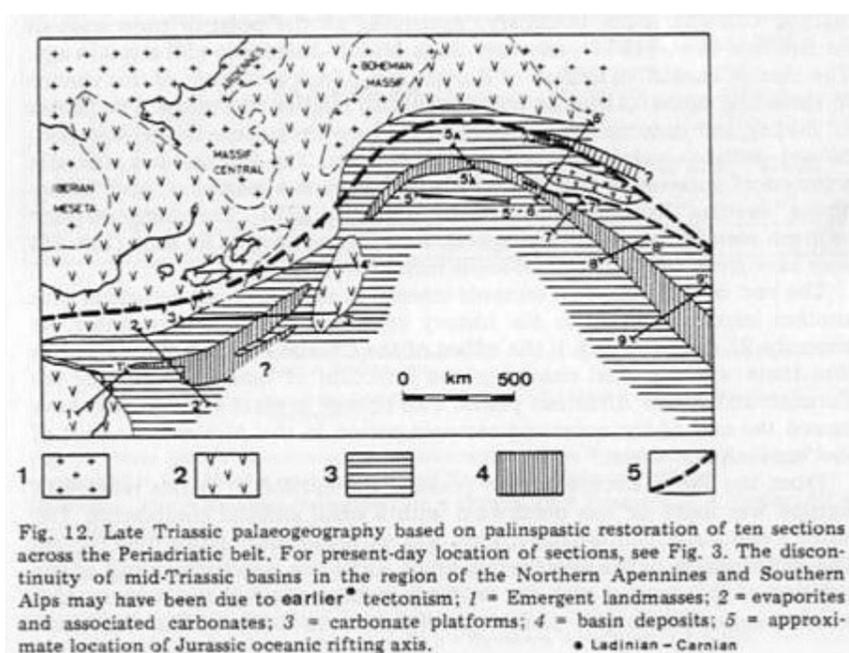


Fig. 12. Late Triassic palaeogeography based on palinspastic restoration of ten sections across the Periadriatic belt. For present-day location of sections, see Fig. 3. The discontinuity of mid-Triassic basins in the region of the Northern Apennines and Southern Alps may have been due to earlier tectonism; 1 = Emergent landmasses; 2 = evaporites and associated carbonates; 3 = carbonate platforms; 4 = basin deposits; 5 = approximate location of Jurassic oceanic rifting axis.

Fig. 5.11- Paleogeografia del Triassico sup. basata su ricostruzioni palinspastiche attraverso la catena Periadriatica. 1 = Aree emerse, 2 = Evaporiti con associati Carbonati, 3 = Piattaforme Carbonatiche, 4 = Depositi di Bacino, 5 = Localizzazione approssimata dell'asse di rifting oceanico del Giurassico.

Unità strutturali

Le Alpi meridionali (Sud-Alpino Fig. 5.7, 5.8, 5.12) insieme con le strutture austroalpine delle Alpi orientali derivano dalla deformazione della parte più settentrionale del margine continentale di Adria che limitava la Tetide durante il Giurassico (Fig. 5.6).

Mentre nelle Alpi Orientali le coperture staccate dal loro originario basamento sono sovrascorse spostate verso Nord formando il sistema di falde del complesso austroalpino, nelle Alpi meridionali appaiono deformazioni relativamente deboli. La linea Insubrica separa queste due aree (fig. 5.7-5.9). La evoluzione stratigrafica mesozoica e tardo paleozoica è simile sia per le unità austroalpine che per quelle meridionali; un'eccezione riguarda gli intervalli medio-alto cretacici, durante i quali hanno luogo gli eventi orogenici del Gosau (settore orientale, inizio della chiusura oceanica).

Le Alpi meridionali furono interessate da fenomeni di compressione insieme con l'intero bordo meridionale ("esterno") delle Alpi durante l'evento postcollisionale che si sviluppa dal Cretaceo superiore al Terziario.

Le Alpi s. s. (fig. 5.12) erano una catena già sollevata e funzionavano probabilmente come un ostacolo per ulteriori spostamenti verso Nord delle Unità tettoniche meridionali, inducendo pertanto le deformazioni a spostarsi verso Sud.

Alcuni settori furono sottoposti a più intensa deformazione a causa del sotto scorrimento della crosta inferiore, mentre altri furono deformati soltanto lievemente.

Gli spostamenti verso Nord e il sottoscorrimento di crosta inferiore produssero raccorciamenti non soltanto nelle Alpi meridionali ed orientali ma anche nel settore occidentale (Lombardia-Piemonte).

L'età del probabile evento tettonico più importante nel settore occidentale delle Alpi meridionali è riferibile al tardo Oligocene, movimenti alto miocenici-pliocenici sono molto deboli o mancano nelle Alpi meridionali-occidentali, mentre nello stesso periodo più intense deformazioni si svilupparono nel settore più orientale che è tutt'oggi coinvolto in fenomeni di compressione come indicato dai piani di faglia nei terremoti recenti.

La Linea Insubrica, recentemente supposta come una linea trascorrente regionale, potrebbe corrispondere ad un solco tettonico dal quale le Unità austroalpine furono distaccate oppure ad un originario limite strutturale dove la crosta inferiore sudalpina cominciò a sottoscorrere.

Pertanto la linea Insubrica potrebbe corrispondere ad una zona di cerniera dove movimenti verticali avrebbero mascherato processi tettonici più profondi.

La tettonica gravitativa secondo alcuni autori sarebbe la principale causa di deformazione dopo che gli sforzi compressivi raccorciarono il basamento producendo sollevamento e pertanto lo scollamento nelle coperture.

L'interpretazione gravitativa è la più semplice per risolvere i problemi di una disomogeneità strutturale nel senso E-W nelle Alpi meridionali; infatti coperture deformate con tali strutture tettoniche si possono formare soltanto dove il top del basamento è stato sollevato e/o basculato.

05.3.1 - Evoluzione Tettonica

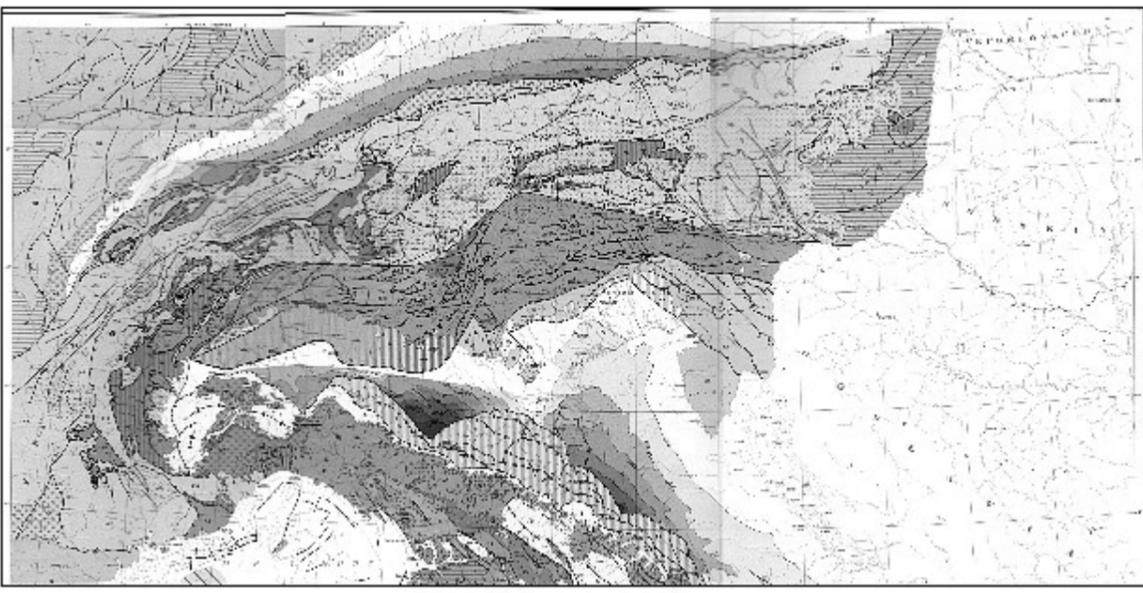


Fig. 5.12 – Modello strutturale delle Alpi Meridionali - Pianura Padana – Appennini Settentrionali.

Le Alpi meridionali si differenziano lungo il loro asse longitudinale E-W dai singoli settori paleostrutturali. A Sud della linea Insubrica possono essere individuati come abbiamo già visto differenti settori paleostrutturali (fig.5.10):

- Canavese ed Ivrea-Verbano
- Alpi Lombarde
- Zona delle Giudicarie
- Dolomiti e Lessini
- Dolomiti-Cadore-Carnia-Friuli.

Contrariamente a quanto avvenuto per gli altri Elementi orogenici peri-adriatici, il raccorciamento ed i fronti di deformazione della regione Sud-Alpina si formarono obliquamente rispetto all'andamento delle principali fasce di facies. Una conformazione peculiare dell'Arco Sud-Alpino è data da un doppio raccorciamento tettonico, che si crea a partire dalla zona delle Giudicarie, un'area allungata e compressa che ha direzione S-SW, N-NE e le cui strutture in gran parte vergono verso E-SE.

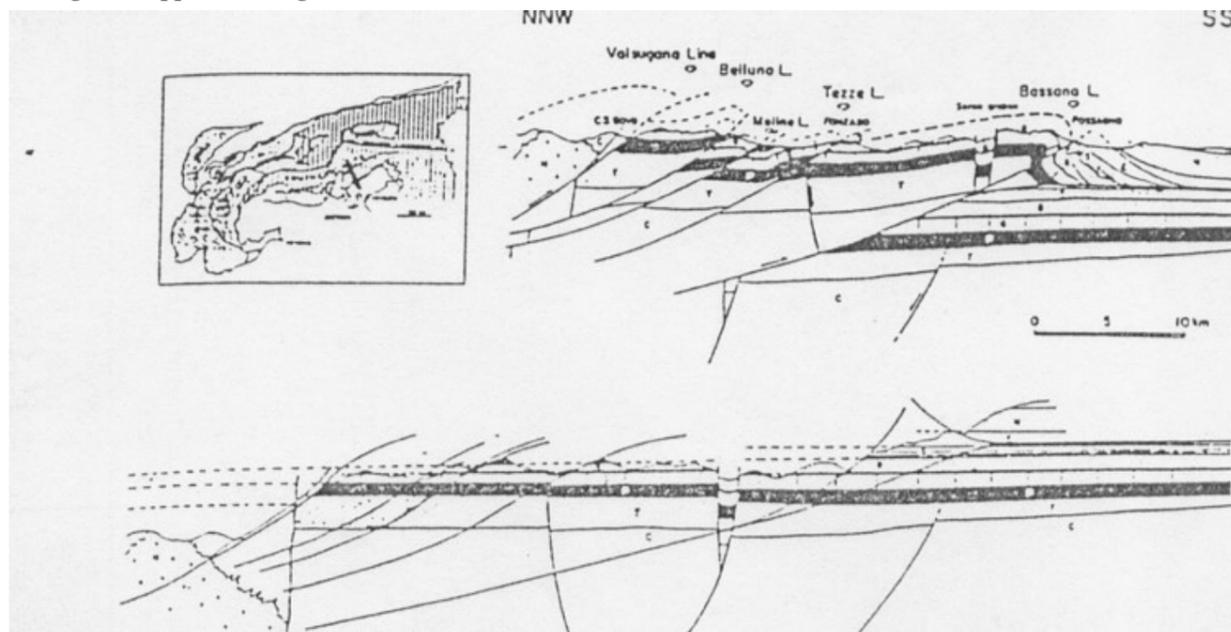
Ad Est delle zone delle Giudicarie, le Dolomiti ed i Lessini rappresentano i settori meno deformati delle Alpi meridionali, mentre nel Plateau di Trento, una spessa formazione vulcanica permiana sottostante le coperture mesozoiche sembra avere preservato questa unità paleotettonica da un più intenso raccorciamento.

Unità delle Dolomiti-Cadore-Carnia e Friuli.

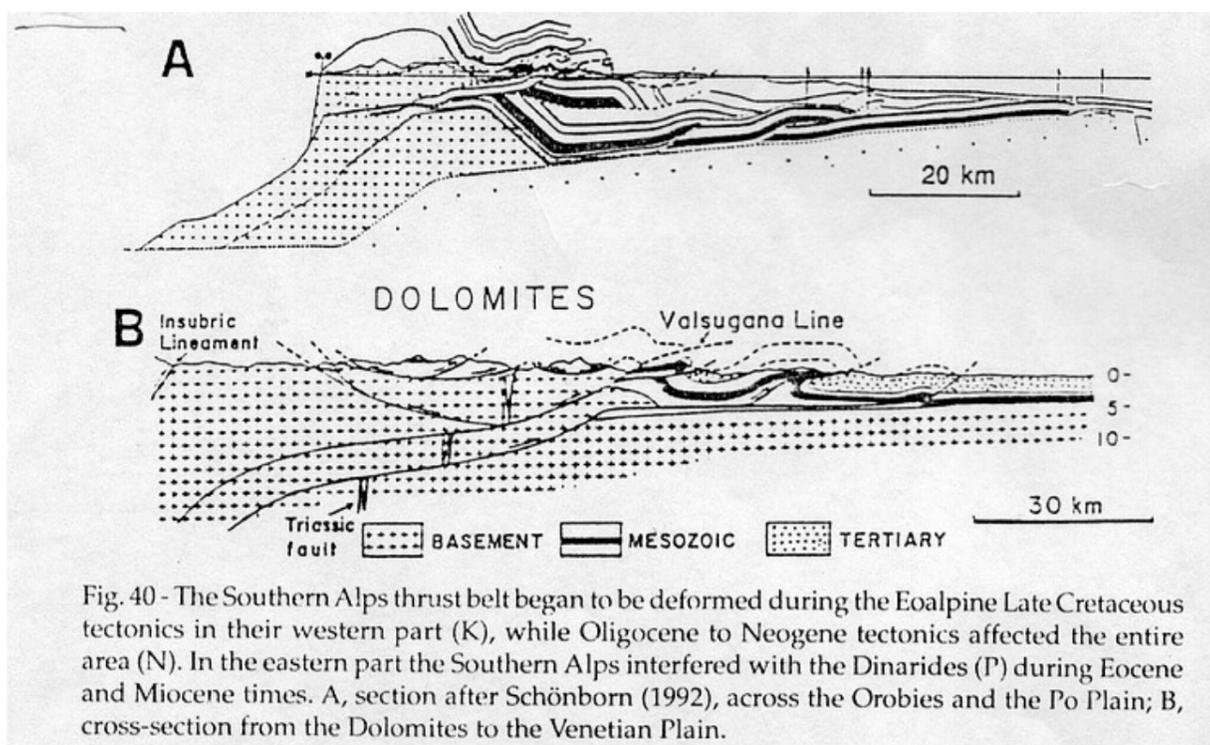
Le Unità tettoniche (fig. 5.7- 5.13), delle Dolomiti e dei Monti Lessini con generale direzione E-W appaiono ruotate e con raccorciamenti crescenti procedendo verso Est, dove la catena nel suo insieme ruota debolmente verso NE.

La massima concentrazione delle strutture può essere osservata nel Friuli centrale, dove i forti raccorciamenti della catena sono documentati da una forte imbricazione delle strutture che hanno un andamento E-W.

Queste strutture sono comprovate da un gran numero di fronti di accavallamento i cui piani di faglia in gran parte immergono verso Nord con conseguente apparente vergenza verso Sud.



a)



b)

Fig. 5.13a, b- Sezioni geologiche della Regione Dolomitica

Questa estrema tettonizzazione, riconosciuta in particolare nelle Alpi Carniche Giulie da Selli, fu più tardi confermata nella cosiddetta "anticlinale Bernadia" dalle ricerche dell'Agip. In questo settore si sarebbe avuta una riduzione del 60% dell'iniziale spazio paleogeografico ad andamento N-S, cioè un raccorciamento della copertura sedimentaria certamente più intenso che nel settore occidentale. Inoltre il settore meno deformato è il più esteso, con il margine frontale apparentemente più avanzato verso Sud.

Dolomiti e Monti Lessini.

Questo settore è il meno deformato nell'insieme della catena delle Alpi meridionali. Il più intenso dislocamento corrisponde all'elemento strutturale della Val Sugana con direzione E-NE, S-SW con forte deformazione e intenso raccorciamento. È definito da un sovrascorrimento di rocce di un basamento plutonico e metamorfico sopra terreni mesozoici e terziari. A questa struttura si affiancano alcuni grossi nuclei locali di successivo dislocamento gravitativo in cui i fronti mesozoici giacciono tettonicamente su depositi clastici del Miocene piegati e rovesciati.

Le principali deformazioni delle Dolomiti sono non ancora del tutto chiare, come le piccole falde nelle cime più alte nei gruppi montuosi e la tettonica distensiva e compressiva che ha interessato intensamente il Permiano superiore e il Trias medio delle Dolomiti.

Tutte queste strutture generalmente, considerate terziarie o più giovani, sono invece da assegnare ad una fase tettonica del Trias medio con una più o meno intensa riattivazione recente.

Questi fenomeni sono accoppiati con una intensa attività magmatica medio triassica che ha interessato la parte centrale delle Alpi meridionali ed orientali con una varietà di prodotti vulcanici e plutonici che hanno mostrato inaspettatamente un trend calc-alcalino-shoshonitico, indicando pertanto possibili processi di subduzione nel mantello.

Unità Giudicarie.

Il più avanzato bordo orientale del Massiccio dell'Adamello è caratterizzato da prevalenti sistemi strutturali con direzione NNE, SSW. La sua terminazione più meridionale si congiunge con la fascia dei terreni sovrascorsi e piegati con direzione E-W, disposta lungo il bordo meridionale dello stesso massiccio cristallino.

La linea Giudicaria meridionale è composta da tre differenti segmenti la cui struttura può essere spiegata soltanto con un sollevamento verticale dell'area occidentale.

Uno stile da scollamento prodotto da dislocamento della copertura mesozoica lungo livelli più plastici di età Permiano-Carnico è stata recentemente proposta da Castellarin e Sertori, confermando pertanto alcune precedenti interpretazioni.

Inoltre la classica interpretazione di faglia trascorrente della linea delle Giudicarie, nella quale la linea gioca un ruolo di prevalente spostamento laterale, vicino alla superficie attraverso la copertura mesozoica non è più accettabile a causa della sostanziale continuità delle unità stratigrafiche Permiane e medio-alto Triassiche attraverso la linea.

Una componente compressionale attraverso l'allineamento strutturale delle Giudicarie, è da assumere indipendentemente dalla gravità, di ampie porzioni di basamento coinvolte nei sovrascorrimenti per spiegare le forti deformazioni tettoniche e la presenza nella terminazione settentrionale della linea Giudicaria.

Unità Lombarde.

In quest'area lo stile tettonico a falde di ricoprimento è la caratteristica dominante (Fig. 5.9) e prevalgono i sovrascorrimenti di coperture mesozoiche con fronti ad andamento E-W. I piani di sovrascorrimento immergono in modo irregolare verso N producendo una vergenza verso Sud. Nel settore settentrionale della regione anche porzioni di basamento sono profondamente coinvolte in questa deformazione tettonica. Questa fascia di strutture appare ampliarsi verso Est, concentrandosi in un più stretto corridoio nella parte centro-occidentale (Lecco, Monte Gregna). Questa struttura interpretata come un esempio di tettonica gravitativa è stata recentemente riesaminata criticamente (Gaetani, 1979).

Unità Canavese e Ivrea Verbano.

L'Unità Canavese e l'Unità Ivrea-Verbano (fig. 5.7 e 5.9) rappresentano le strutture più occidentali e la loro principale caratteristica è data dalla "risalita" di scaglie di Mantello superiore e Crosta inferiore e di basamento cristallino profondo. Dati geofisici, per lo più profili sismici confermano un limite Crosta/Mantello che segue perfettamente il rilievo topografico ed interpretato come il risultato di un raddoppio crostale dovuto alla subduzione del margine continentale settentrionale della zolla Europea al di sotto di quella Sud Alpina Africana (Giese, 1979).

05.3.2 - Pianura Padana

La vasta pianura padana si estende ai piedi meridionali delle Alpi; è chiamata così perché attraversata dal fiume Po e dai suoi affluenti. Limitata a sud dagli Appennini ed a est dal Mar Adriatico, si estende verso nord-est con la pianura Veneta (fig. 5.7).

Riempita da grandi spessori di sedimenti terziari e quaternari, è un bacino molassico composto, del quale soltanto la parte meridionale corrisponde all'avanfossa degli Appennini. La pianura Padana propriamente detta, che si estende per 500 km dalle Alpi occidentali fino al mar Adriatico, mostra praticamente soltanto affioramenti quaternari e la sua struttura profonda è nota solo attraverso perforazioni per ricerche petrolifere ed esplorazione di sismica a riflessione (figg. 5.15-5.20). Lo spessore del Quaternario può superare i 2000 m sotto il delta del Po e lo spessore del Pliocene 3000-5000 m a sud di questo delta (figg. 5.14-5.16).

AGE		FORMATION	LITHOLOGY	APPROXIMATE THICKNESS
QUATERNARY	PLIOCENE		GRAVEL WITH CLAYS	100m-300'
	PLEISTOCENE		SAND WITH CLAY	700m 2300'
TERTIARY	PLIOCENE	SEGGHANO	CLAY WITH SOME QUARTZOSE SAND CONGLOMERATES	500m 1650'
	MIOCENE	GONFOLITE	SANDY MARL WITH SANDSTONE INTERBEDDED	2500-3000m 8200-10000'
			SANDSTONE WITH SOME MARLY LIMESTONE INTERBEDDED	
	OLIGOCENE		MARL WITH THIN SANDY LEVELS	550m 1800'
	EOCENE			
CRETACEOUS	UPPER	SCAGLIA	REDDISH ARGILLACEOUS MUDSTONE	300-350m 1000-1150'
	LOWER	MAIOLICA	WHITE LIMESTONE	150m 500'
JURASSIC	LIAS	MEDOLO	ARGILLACEOUS LIMESTONE	100-300m 300'-1000'
		ZANDOBBIO	DOLOMITE	150m 500'
	Malm	SELCIFERO LOMBARDO	RADIOLARITE AND LIMESTONE	50-100m 150'-300'
TRIASSIC	UPPER	DOLOMIA PRINCIPALE	DOLOMITE	500m 1650'
		S. GIOVANNI BIANCO	SANDY SHALES INTERBEDDED WITH DOLOMITE, MARL, AND SANDSTONE	30m 100'
	MIDDLE	DOLOMIA DI ESINO	DOLOMITE	400m 1300'

● GAS AND CONDENSATE

Fig. 17 - Stratigraphic column of the western Southern Alps buried in the Po Basin, after Errico et al. (1980).

Fig.- 5.14 Colonna stratigrafica delle Alpi Meridionali più occidentali sepolte al di sotto della Pianura Padana, da Errico et al., 1980

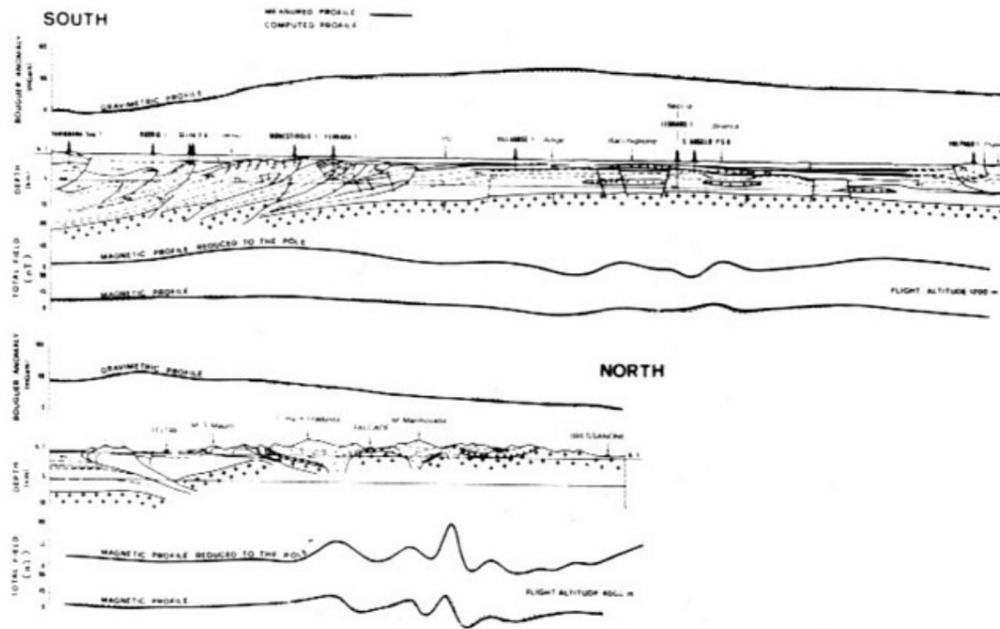


Fig. 5.15 d) – Interpretazione del



Fig. 5 GEOPHYSICAL-GEOLOGICAL SECTION ACROSS THE THE EASTERN PO PLAIN (FROM CASSANO ET AL., 1986).

profilo di fig. 5.30 a) prolungato fino alle Alpi (Agip, da Cassano et alii, 1986).

La storia terziaria e quaternaria di questo bacino è evidentemente connessa con quella delle catene che lo circondano ma con diversa influenza: le Alpi, che emersero e furono tettonizzate a partire dall'Oligocene, per quanto concerne la parte più interna, giocarono soprattutto un ruolo di aree di approvvigionamento di materiale detritico. L'evoluzione del bacino, comunque è intimamente connessa con quella degli Appennini esterni, che è successiva a quelle delle più interne Alpi; questa evoluzione è caratterizzata da alternanze di periodi di subsidenza (depositi molassici spessi, presenza di evaporiti messiniane come nel Mediterraneo) che furono attivi ma variabili nel tempo e nello spazio, e di fasi tettoniche con formazione o rimaneggiamento di pieghe "Pede-Appenniniche" (fase al limite Pliocene-Miocene, più significativa ed est) o emersioni locali o generalizzate.

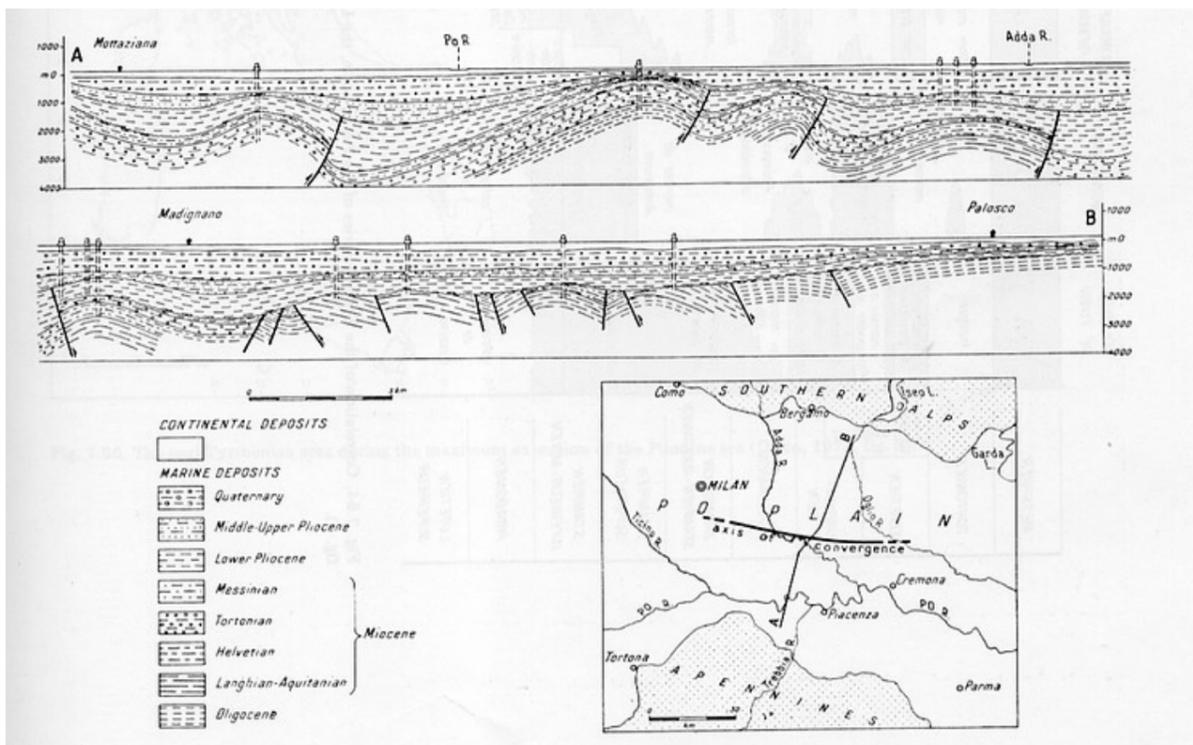


Fig. 5.16 – Sezione geologica nella Pianura Padana dagli Appennini alle Alpi.

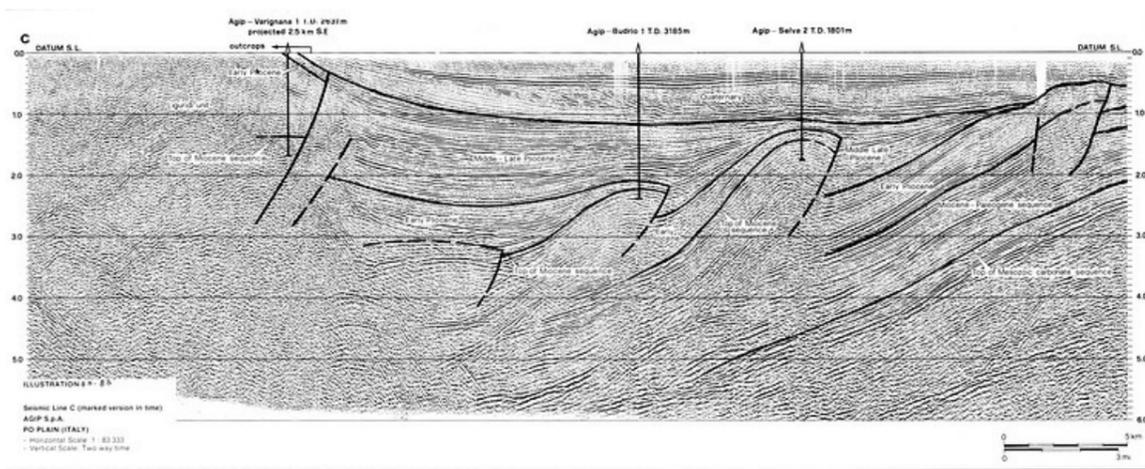


Fig. 5.17- Sezione sismica NNE-SSW nella Pianura Padana (Agip, Pieri e Groppi, 1983).

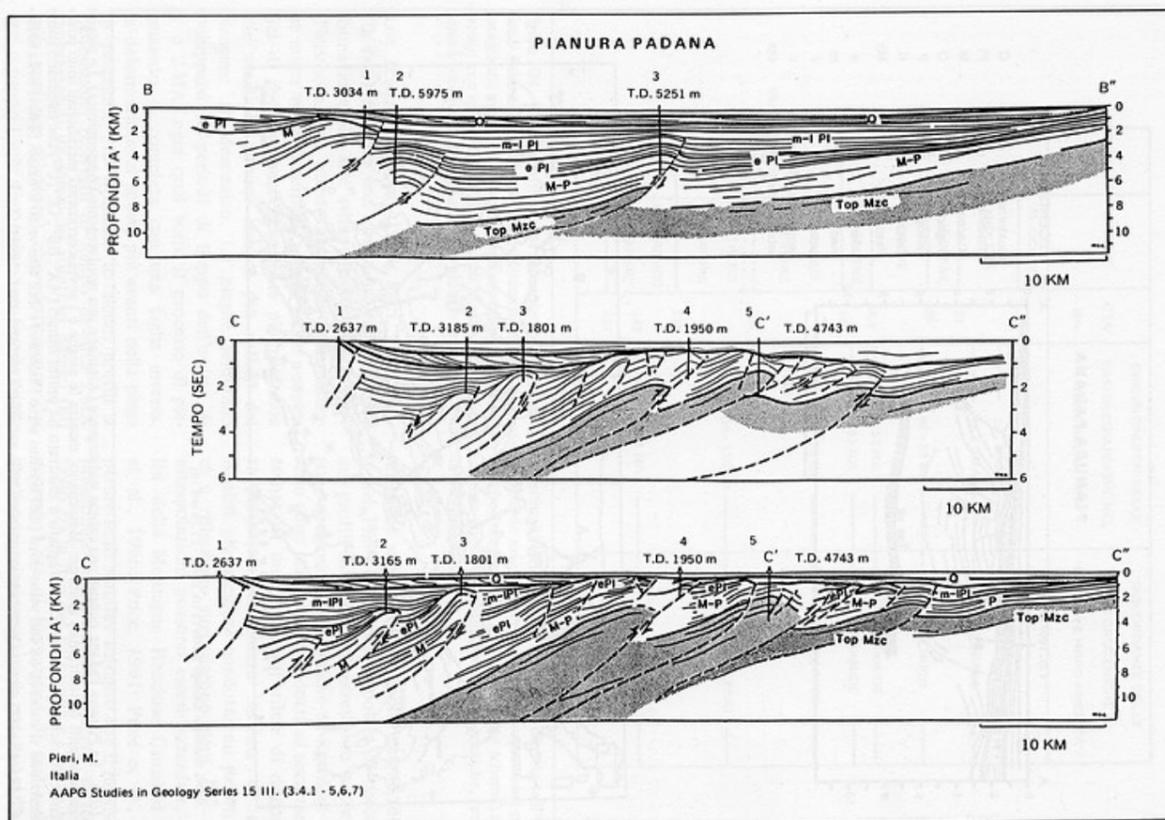


Fig. 5.18 Sezioni geologiche nella Pianura Padana ricavate da profili sismici

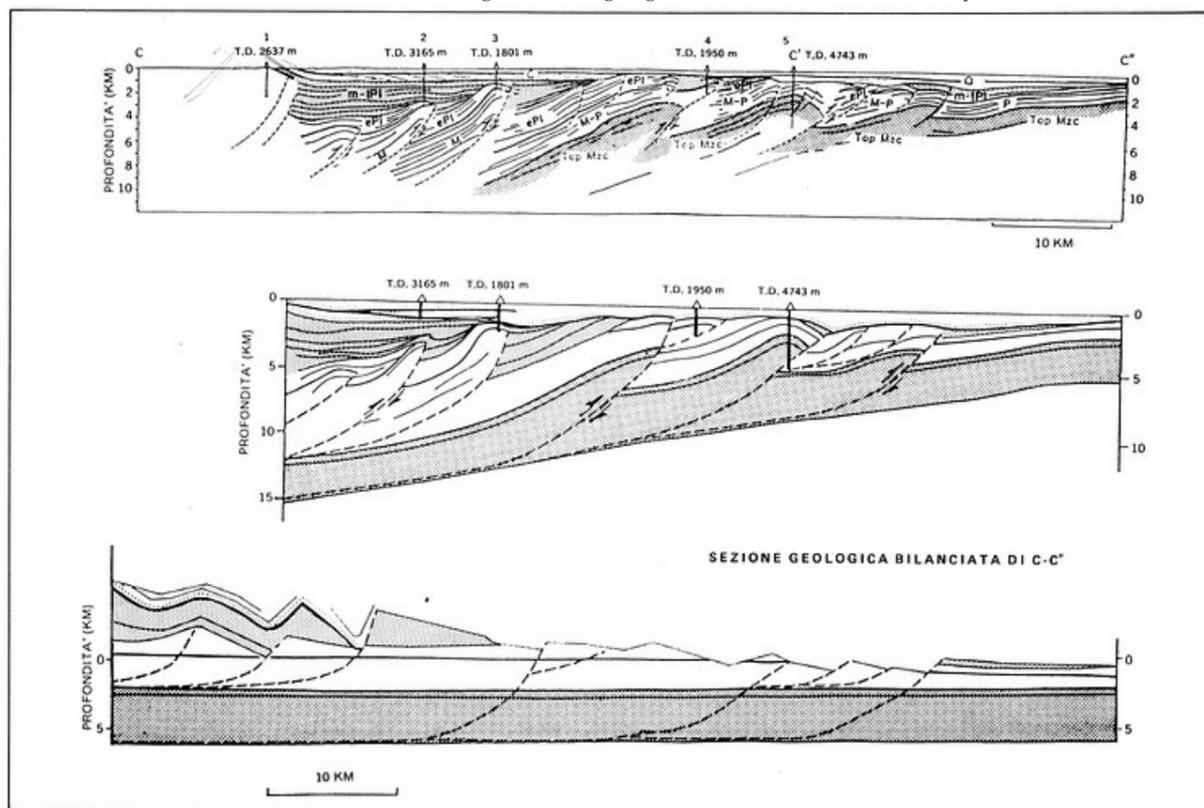


Figura 108. La figura mostra la sezione geologica bilanciata e la relativa ricostruzione palinspastica (sezioni al centro ed in basso) basate su un profilo sismico a riflessione eseguito dall'AGIP nel settore orientale della Pianura Padana. Nella sezione bilanciata l'inclinazione della linea basale corrisponde all'immersione del basamento (pendio regionale). Interpretazione della sezione sismica (in alto) e sezione bilanciata a cura degli Autori.

Fig. 5.19- Sezione geologica della sezione sismica di fig. 6.14 a), e sezione bilanciata con ricostruzione palinspastica.

In un'ampia parte di questo dominio, né l'esplorazione sismica, né le perforazioni hanno permesso di determinare la natura e la struttura degli strati del Pre-Pliocene; questi sono noti soltanto da pozzi o da affioramenti nelle parti alte (Alto di Ferrara).

Dal punto di vista strutturale si possono distinguere due zone principali:

1. A nord, il dominio "Pede-alpino", che si estende a nord-est di Venezia e dove il Pliocene discordante, ricoperto dal quaternario, non è deformato e si immerge dolcemente verso sud nella direzione del centro del bacino.
2. A sud, il dominio "Pede-appenninico", dove gli strati terziari incluso il Pliocene, sono interessati da pieghe, i cui assi sono paralleli alla direzione degli Appennini generalmente associati con faglie inverse e strutture più comunemente rovesciate dirette verso nord

(vergenza Appenninica). Questo dominio meridionale è diviso da due o tre zone trasversali che sono probabilmente fagliate e che separano gruppi differenti di faglie e domini dove gli spessori del Pliocene e del Quaternario possono essere molto diversi; c'è per esempio il contrasto tra l'alto di Ferrara dove il Mesozoico è quasi affiorante, e la regione a nord di Parma dove la base del Pliocene è a più di 5000 m di profondità.

Al limite degli Appennini, masse "alloctone" scivolate per gravità vengono incontrate tra i depositi pliocenici formando strutture che richiamano quelle note nel sud dell'avanfossa degli Appennini (fossa Bradanica).

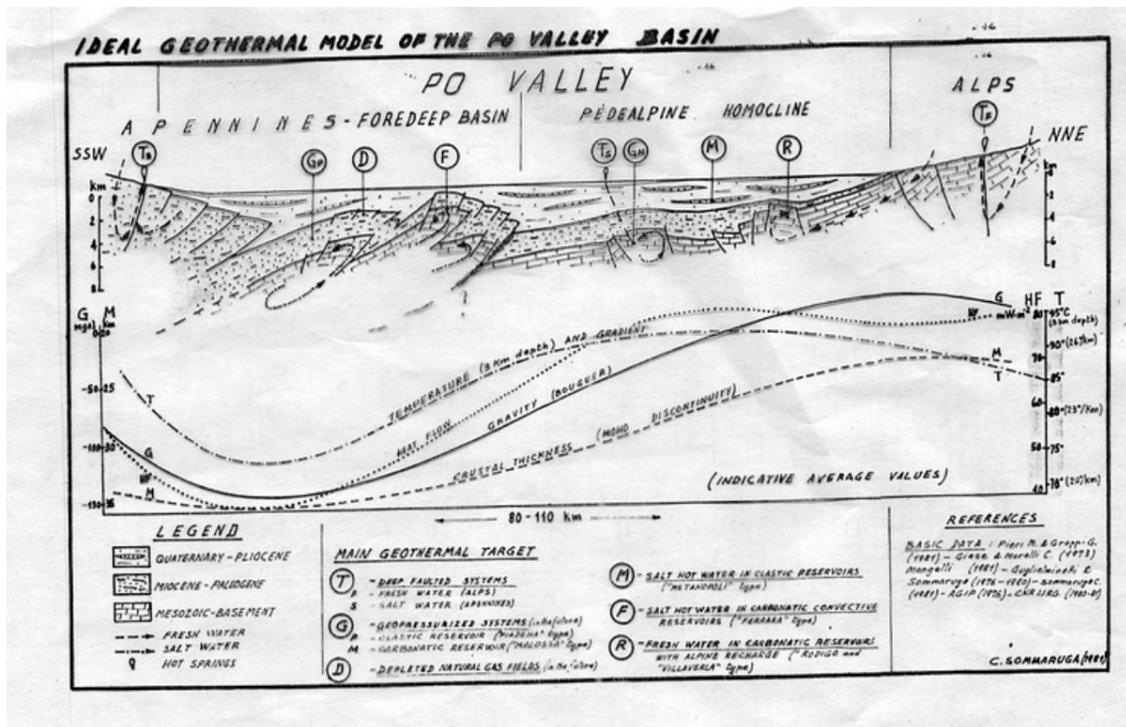


Fig. 5.20- Sezione schematica del fronte dell'Appennino e dei depositi della Pianura Padana. In particolare viene evidenziato un modello di circolazione geotermica.

05.4 - Stratigrafia Dei Domini Paleostrutturali E Paleogeografici

Gli studi di dettaglio sulle caratteristiche stratigrafico-strutturali delle Alpi Meridionali hanno permesso una verosimile ricostruzione paleogeografica della storia mesozoica di questo segmento della catena periadriatica.

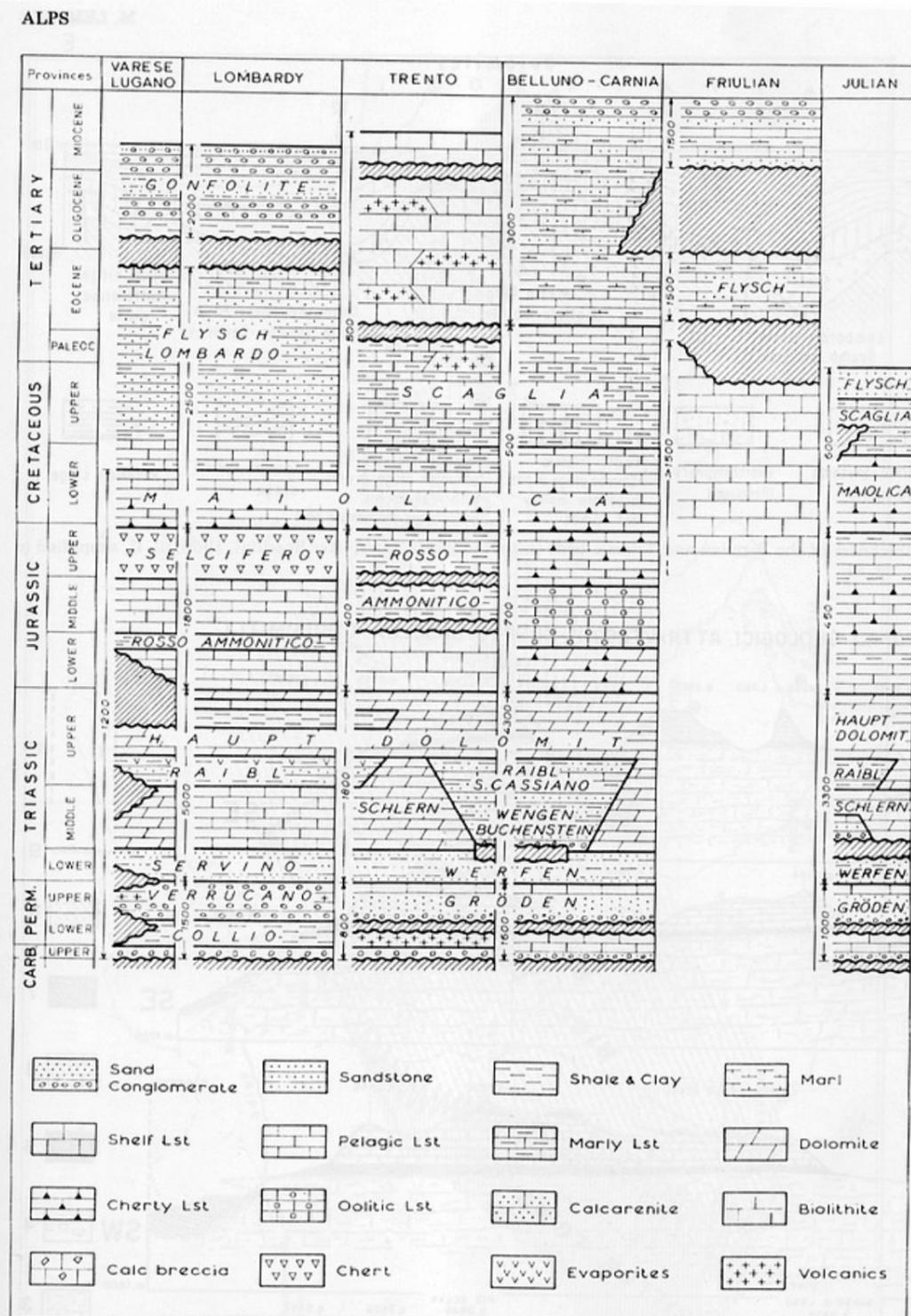


Fig. 8.78. Diagram of the stratigraphy of the Southern Calcareous Alps (Pieri, 1969, fig. 6). Thicknesses (approximate) in metres.

Fig. 5.21 – Schema stratigrafico dei vari domini delle Alpi Meridionali.

Seguendo le più moderne distinzioni paleogeografiche e stratigrafiche, le Alpi Meridionali durante il Giurassico erano separate in diversi ambienti di bacino da alti strutturali corrispondenti ad ambienti di piattaforma. Sia le piattaforme che i bacini mostrano una direzione N-S. Queste unità paleogeografiche si possono ricostruire secondo un andamento E-W. Dalle più interne possono essere distinte da W le seguenti unità paleogeografiche con successioni sedimentarie (Fig. 5.21) molto tipiche:

a) Seamounts del Canavese e della Lombardia occidentale.

Durante il Giurassico i domini Canavesi (Lombardia occidentale e Piemonte), appaiono come un'area di soglia di tipo seamount alternati con bacini, con direzione NNE-SSW dalla zona di Torino al Lago di Lugano. Le unità paleogeografiche di ordine inferiore che sono state distinte sono:

- 1) Seamount del Canavese;
- 2) Bacino Biellese;
- 3) Seamount di Monte Nudo e seamount di Arbostora nella Lombardia occidentale;

L'unità Canavese è molto importante da un punto di vista strutturale. La copertura mesozoica giace sopra il basamento ercinico. La sequenza giurassica comincia con una breccia basale, che ricopre le dolomie del Trias medio.

Le sequenze giurassiche giacenti generalmente sopra il basamento (come nella U. Canavese-Gozzano) sono considerate trasgressive in seguito ad emersione e sollevamento dovuti ad una tettonica sinsedimentaria.

La diffusa (e talvolta, esclusiva) componente silicoclastica dentro ai calcari spongolitici, è legata ad un'area di sorgente cristallina emersa, che può corrispondere in parte a questa regione. Inoltre i rari documenti mesozoici sembrano indicare lunghe emersioni di queste arce in gran parte durante il Trias superiore. La pertinenza di queste regioni ad un ambiente pelagico è abbastanza condivisa. Inoltre l'apporto silico-

clastico non cessò durante lo sviluppo del bacino di questo settore, indicando quindi il persistere di condizioni subaeree, durante il Giura, dei settori di basamento probabilmente localizzati a NNW.

La stratigrafia generale della Lombardia occidentale (Est del Lago Maggiore) mostra i trend paleotettonici del Trias sup. – Lias inf., che sono stati ricostruiti dopo dettagliati studi.

Le strutture tettoniche che controllavano le distribuzioni delle facies alto-Triassiche e Giurassiche, si pensa siano relative a movimenti con direzione WSW-ENE e NE. In questa parte della Lombardia si possono distinguere i seguenti elementi paleogeografici:

Bacino di Monte Nudo, diviso in una parte centrale più fortemente subsidente a NW della soglia di Arbostora e una parte sud-occidentale tra Arbostora e Gozzano.

Le soglie di Arbostora e Gozzano, che originariamente erano parti di un elemento probabilmente continuo, corrispondente al corpo vulcanico del Permiano.

Il termine “soglia di Arbostora” è oggi proposto al posto del termine “soglia di Lugano” di precedenti autori.

Nella Lombardia occidentale l’inizio dei processi di frammentazione della piattaforma con la formazione di singoli blocchi di faglia, è documentata da un improvviso cambiamento nello spessore della serie del Retico; questa è una particolarità evidente nella soglia di Arbostora, che è tagliata da un sistema di faglie sub-parallele orientate N-S.

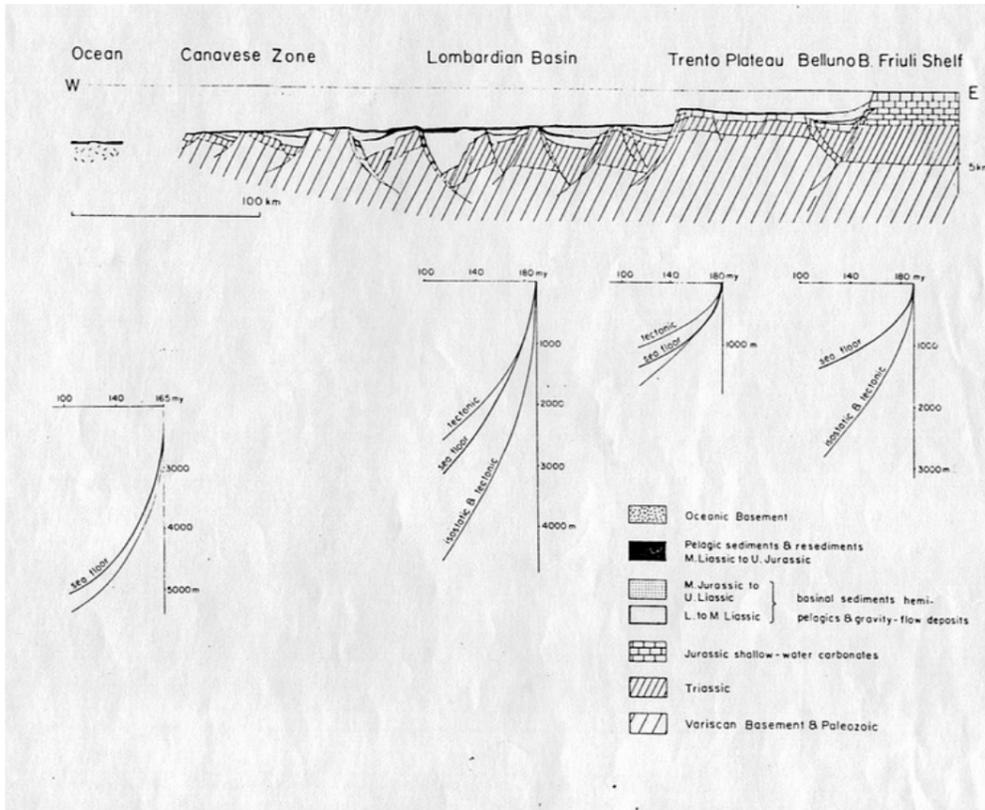


Fig. 5.22- Evoluzione del margine continentale passivo nelle Alpi meridionali

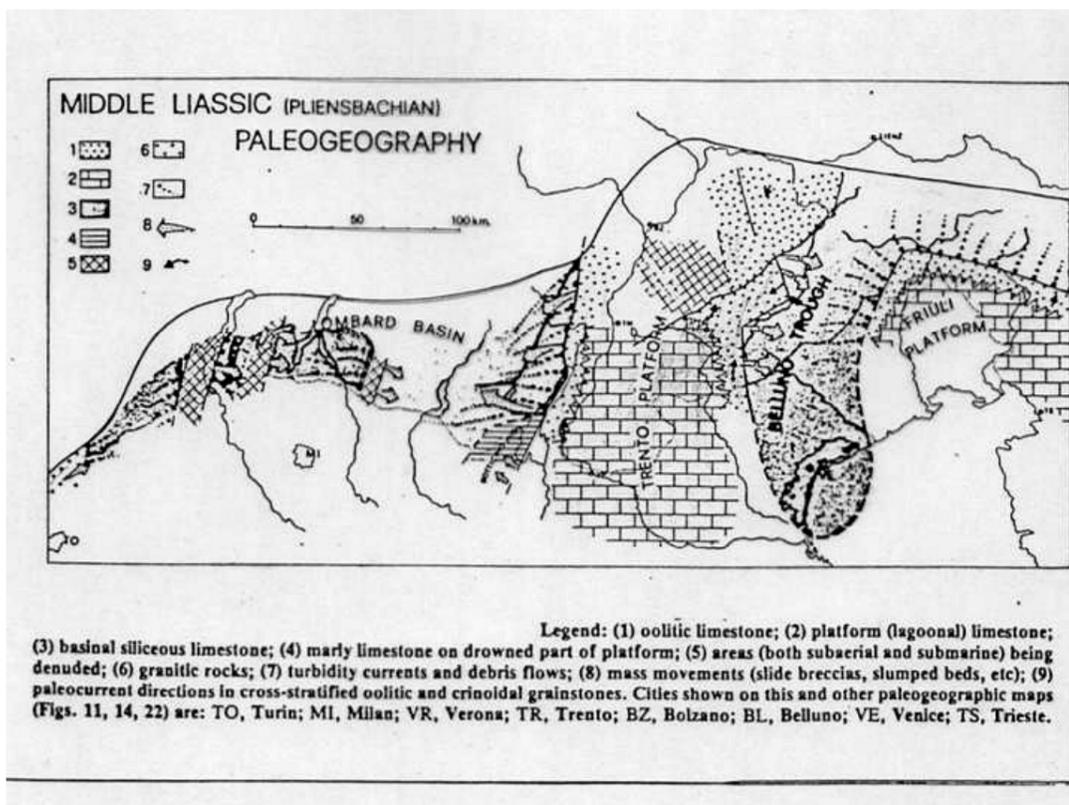


Fig. 5.23- Ricostruzione paleogeografica delle Alpi Meridionali nel Lias medio.

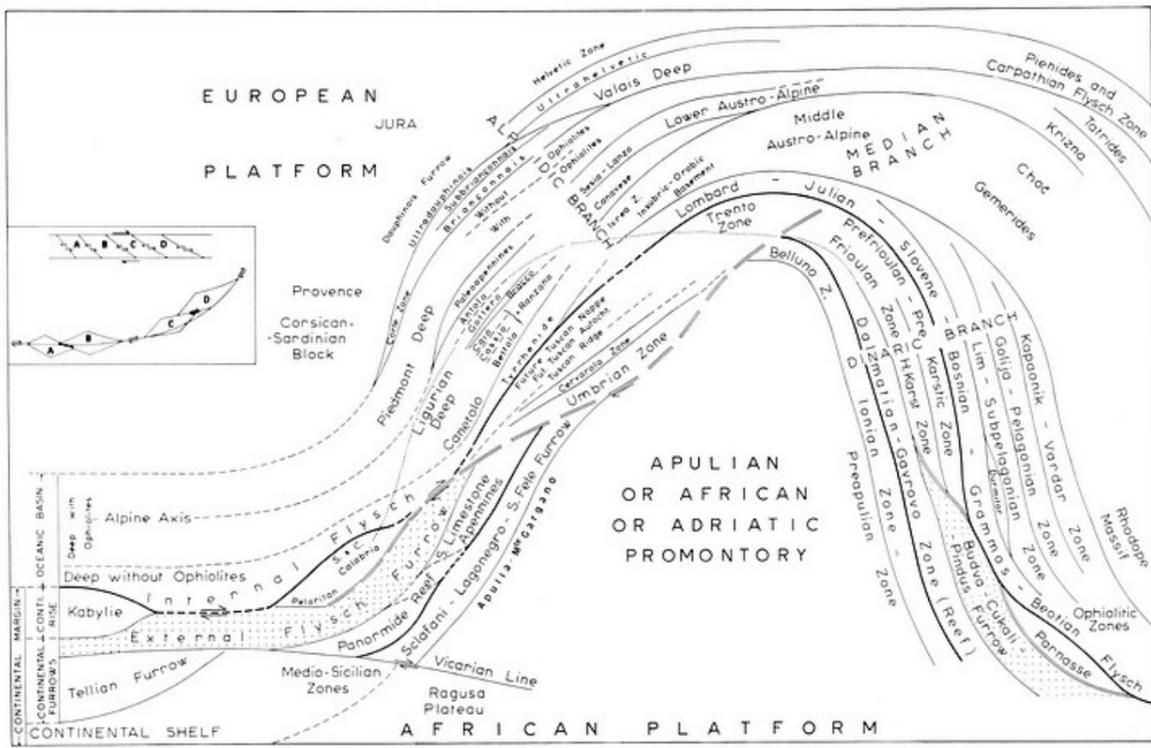


Fig. 5.24

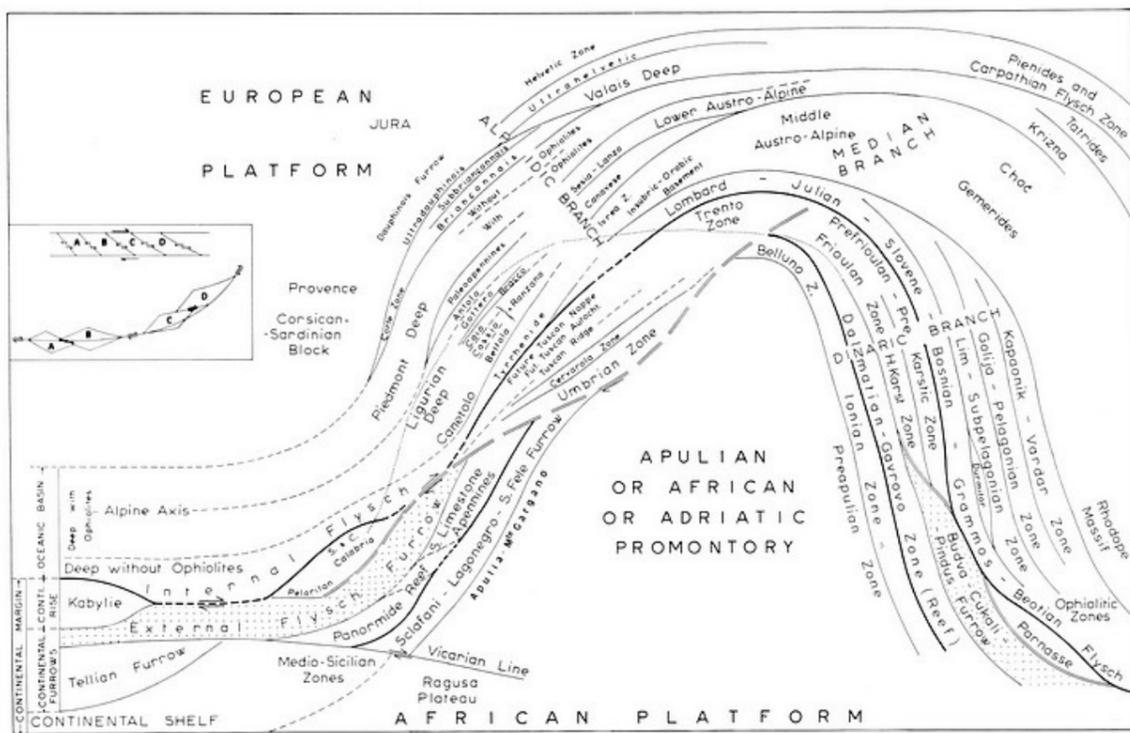


Fig. 5.25

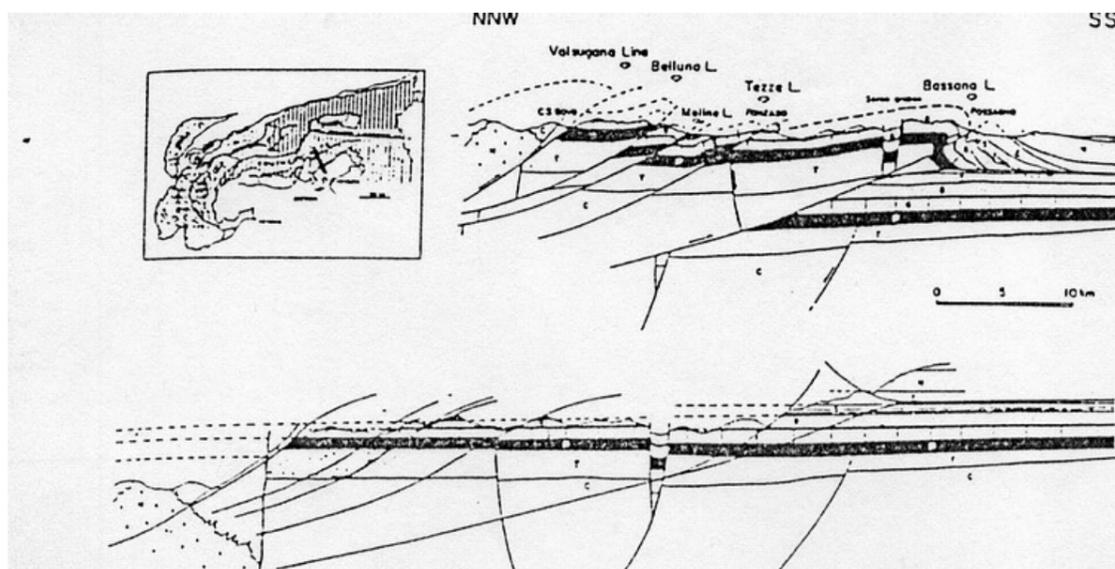


Fig. 5.26

b) Bacino Lombardo.

Durante il Giura, il dominio Lombardo appare come una vasta area di bacino con seamount. Può essere suddivisa in alcune subunità paleogeografiche:

- Bacino di Monte Generoso;
- Seamount di Albegna;
- Seamount di Monte Cavallo;

- Bacino di Monte Sebino;

I domini del Bacino Lombardo, coprono un'area di circa 140 km² con direzione W-E.

La prima considerazione stratigrafica può essere fatta riferendosi alla successione del Trias superiore. Le successioni di piattaforma carbonatica appaiono condensate o mancanti ad W nella zona di Lugano, sono drasticamente ridotte sul margine orientale (Plateau di Trento) ma sono molto spesse lungo il bacino (circa 5000 nell'area di Sebino). La disomogeneità dello spessore laterale di queste unità stratigrafiche (con alcune notevoli e rapide differenze), e l'improvvisa interruzione delle successioni del Retico sui margini, confermano l'attività di rottura in blocchi del Trias sup. con un regime quasi coincidente con quello della tettonica giurassica.

Tale interpretazione fu proposta non soltanto per la zona di Lugano e per il Bacino di Monte Generoso ma fu generalizzata all'intero Bacino Lombardo fino al suo margine orientale. In quest'area, soltanto nel bacino di Monte Generoso, la sequenza giurassica inizia con depositi emipelagici del Calcere di Moltrasio con ammoniti (Hettangiano medio-superiore) direttamente, sovrapposti su quelli peritidali della Formazione Dolomia a Conchodon.

In tutti gli altri settori, depositi di piattaforma carbonatica dell'Hettangiano (Calcere di Sedrina) seguono in continuità le successioni reticine, la cui parte superiore (Dolomie a Conchodon) è datata come Hettangiano inferiore (Vedi Figs. varie).

Dopo questa fase si ha un generale approfondimento verso condizioni batiali. Aree elevate come le zone di Lugano e di Monte Cavallo non si collegano con le aree circostanti ma rimasero come alti isolati limitati da faglie singenetiche (Fig. 5.21). Processi di subsidenza iniziarono nel Bacino di Monte Generoso (Lias medio).

Alla fine di questo intervallo, l'intero Bacino Lombardo, con le sue aree più elevate già in parte emerse, "annega" al di sotto della zona fotica.

Conseguentemente si depositarono calcari micritici scuri con vaste plaghe spongolitiche. Intervalli turbiditici, megabrecce e fanghi con ciottoli sono rari nel Bacino di Monte Generoso e nelle zone orientali adiacenti, dove le torbiditi micritiche pelagiche, finemente gradate, sono i depositi prevalenti.

Questo apporto clastico può essere connesso alla scarsa o inesistente produzione di sabbie carbonatiche di acque basse nella vicina area sorgente (la soglia di Lugano) dovuta all'instabilità tettonica della soglia ed alla sua prevalente immersione sotto la zona fotica fin dal Lias inferiore. Corpi turbiditici di sabbie carbonatiche con ciottoli si riscontrano molto abbondanti nel lato orientale del Bacino (nel settore delle Giudicarie e nell'area di Sebino), legati all'esistenza, durante il Lias inferiore medio, di un margine di scogliera carbonatica altamente produttiva della Piattaforma carbonatica di Trento,.

Verso la fine del Pleinsbachiano, la subsidenza può essere connessa alla stasi tettonica lungo le faglie singenetiche, che, specialmente nell'area occidentale e centrale, erano accoppiate ad una importante diminuzione della velocità di sedimentazione, fattore che permise la deposizione della Formazione dell'Ammonitico Rosso Lombardo.

Al contrario nella Zona delle Giudicarie la scarpata del Garda, controllava strutturalmente una grande abbondanza di megabrecce e corpi sabbiosi turbiditici.

Con il Baiociano, l'intero Bacino Lombardo venne colmato da depositi pelagici o da depositi sedimentati formati lungo scarpate instabili. Alla fine del Giura medio (Oxfordiano) si formano depositi radiolaritici (Fm. Radiolariti), in parte o totalmente privi di CaCO₃ seguiti da depositi carbonatici del Kimmeridgiano-Titonico dalle marne silicee stratificate rosse e verdi ricche in Aptici (Rosso ad Aptici), dovunque seguito dalle micriti a nannoplancton della Maiolica (Giurassico sup-Cretaceo inferiore).

Fig. 5.28– Ricostruzione paleogeografica delle Alpi Meridionali nel Dogger.

c) Scarpata del Garda

Il Bacino Lombardo e la Piattaforma di Trento sono due differenti domini paleogeografici le cui sequenze sono in contatto nell'area localizzata a Nord del Garda. Il limite netto tra queste due aree paleogeografiche si pensava fosse legato alla presenza di una faglia trascorrente, di età neogenica con direzione N-S oppure ad una transizione di facies graduale in corrispondenza della scarpata. Al contrario, il contatto tettonico è legato alla presenza di una faglia sinsedimentaria del Giurassico inferiore, con andamento principale N-S (Linea di Ballino).



Fig. 5.29– Relazione stratigrafiche e paleotettoniche tra il Bacino Lombardo e la Piattaforma di Trento

(da Castellarin, 1972).

d) Piattaforma Carbonatica ed Alto di Trento.

Due aree possono essere individuate nella Piattaforma Giurassica di Trento: un settore settentrionale ed uno meridionale separati dalla Linea della Valsugana, una linea tettonica di età giurassica.

1) Settore meridionale.

E' vasto circa 80 km², comprende il Lago di Garda e la Valle del Piave; il margine settentrionale di questo settore corrisponde alla Linea della Valsugana con direzione NNE-WSW, attiva durante il Giurassico. In questo dominio, sono localizzate le sezioni meglio esposte e conosciute della Piattaforma di Trento. La parte centrale della Piattaforma divenne una laguna (Formazione dei Calcari Grigi, Membro Rotzo), dove l'alta attività organogena produsse un rapido colmamento. Emersero lentamente delle isole coperte da una lussureggiante vegetazione tropicale e caratterizzate dalla presenza di zone paludose. A volte la subsidenza prevalse sulla sedimentazione. Quando fu raggiunta la profondità della zona fotica, la produzione carbonatica si interruppe improvvisamente e la Piattaforma "annegò". I depositi prodotti in questo ampio seamount generalmente formarono sequenze pelagiche condensate, che includono soprattutto i calcari rossi nodulari del Rosso Ammonitico Veronese e facies relative.

2) Settore settentrionale (Dolomiti).

A Nord della Linea della Valsugana nelle Dolomiti e nell'area del Cadore la piattaforma di Trento si suppone continui in una serie di piattaforme carbonatiche e seamounts con direzione E-W (circa 120 km) lungo la Linea Insubrica. Questo allineamento giurassico si sviluppò secondo differenti condizioni: la velocità di subsidenza era molto bassa, e per di più alcune aree erano probabilmente emerse, come documentato da vaste ed ampie lacune e riduzioni delle sequenze fino alla diretta sovrapposizione dei depositi ad encriniti e lumachelle del Lias medio-superiore, sulla Formazione dei Calcari di Dachstein e la Formazione Dolomia Principale.

Un'altra caratteristica di questo dominio è l'età precoce di annegamento, dove le unità encrinittiche, associate o sovrastate delle facies dell'Ammonitico Rosso (Lumachelle e Posidonia Alpina), mostra un'età Lias medio-superiore. La progressiva disintegrazione giurassica del dominio di piattaforma raggiunse le Dolomiti sin dal Lias medio.

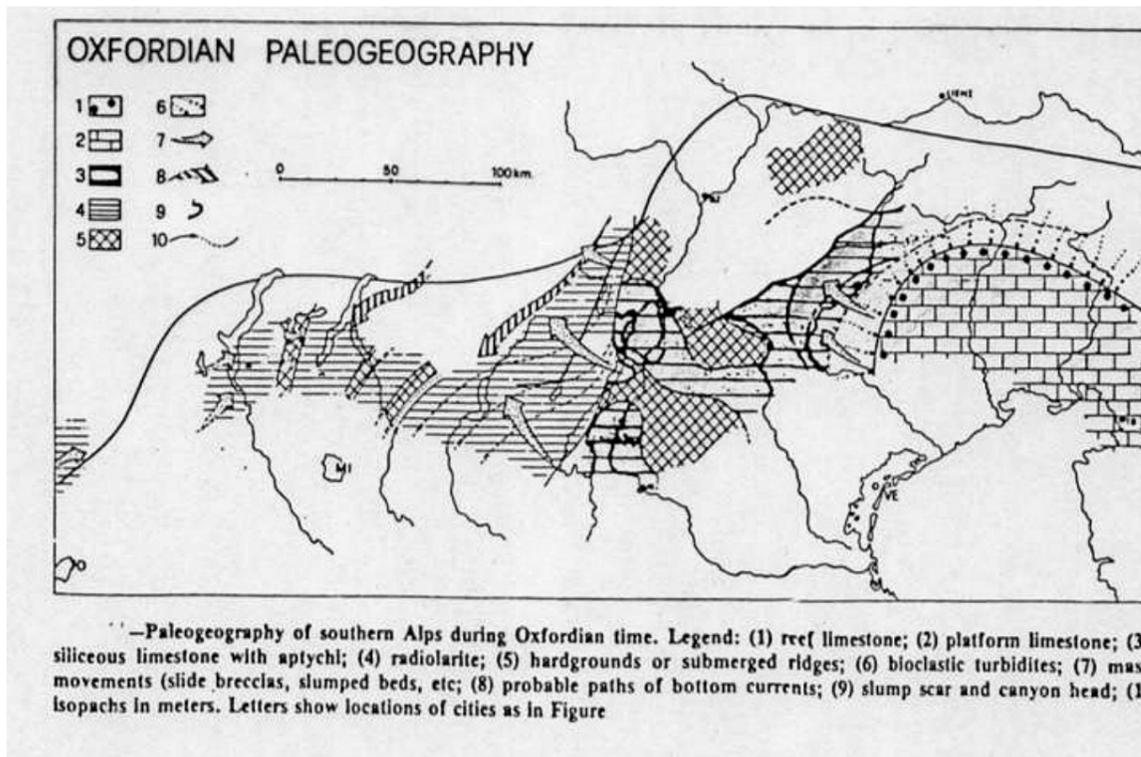


Fig. 5.30- Ricostruzione paleogeografica delle Alpi Meridionali nell'Oxfordiano (Malm).

e) Bacino di Belluno.

La fossa di Belluno è un bacino stretto ed allungato con trend NE-SW che si sviluppò nel settore NE del margine continentale di Adria. Esso acquistò identità topografica nel Lias inferiore.

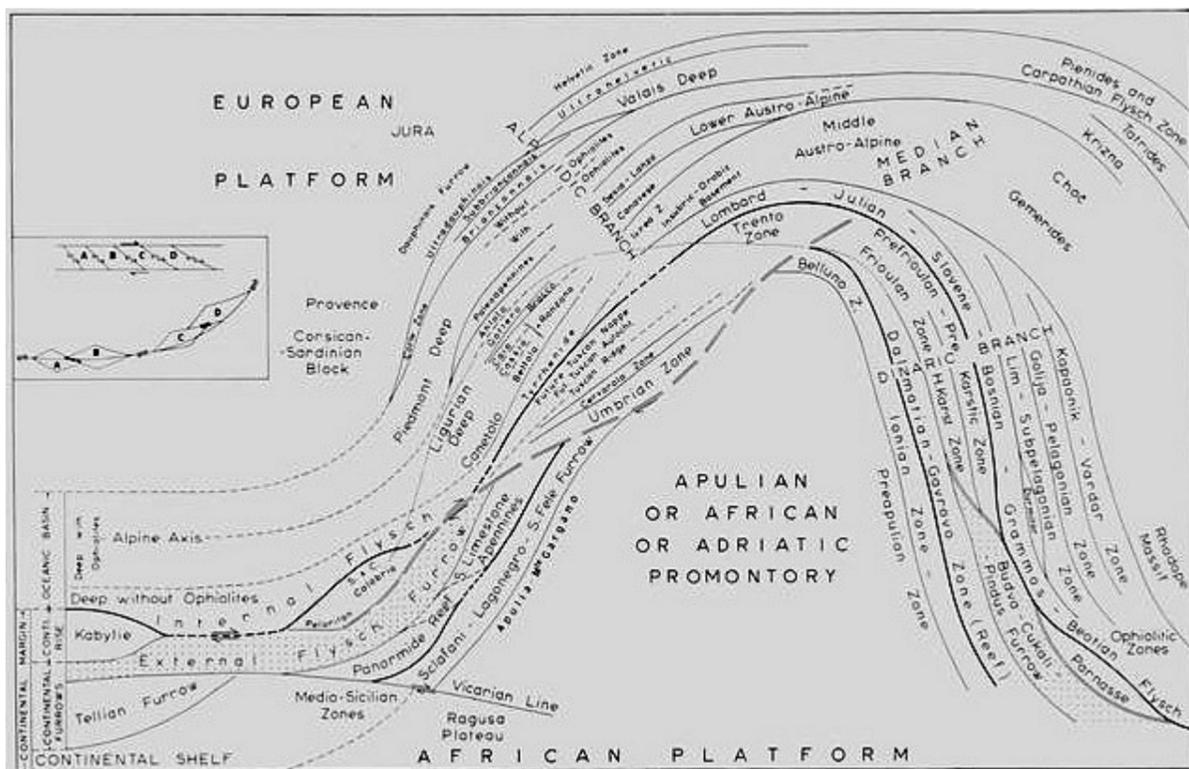


Fig. 5.31- Ricostruzione paleogeografica del Promontorio Africano (o Apulo, o Adriatico).

<!--[if !supportLineBreakNewLine]-->



Fig. 5.32- Schema dei rapporti nelle Alpi Settentrionali nel Trias superiore (Norico - Retico). Con il tratteggio il livello del mare, K = Kossen beds (Retico), H D = Hauptdolomit (Norico), L = Lofer facies, R = Reef limestone (da Fischer, 1965). La facies di Hallstatt è fatta da calcari marnosi ad ammoniti e si è depositata a una profondità maggiore delle facies di scogliera (R) e di retro-scogliera (L) della facies di Dachstein.

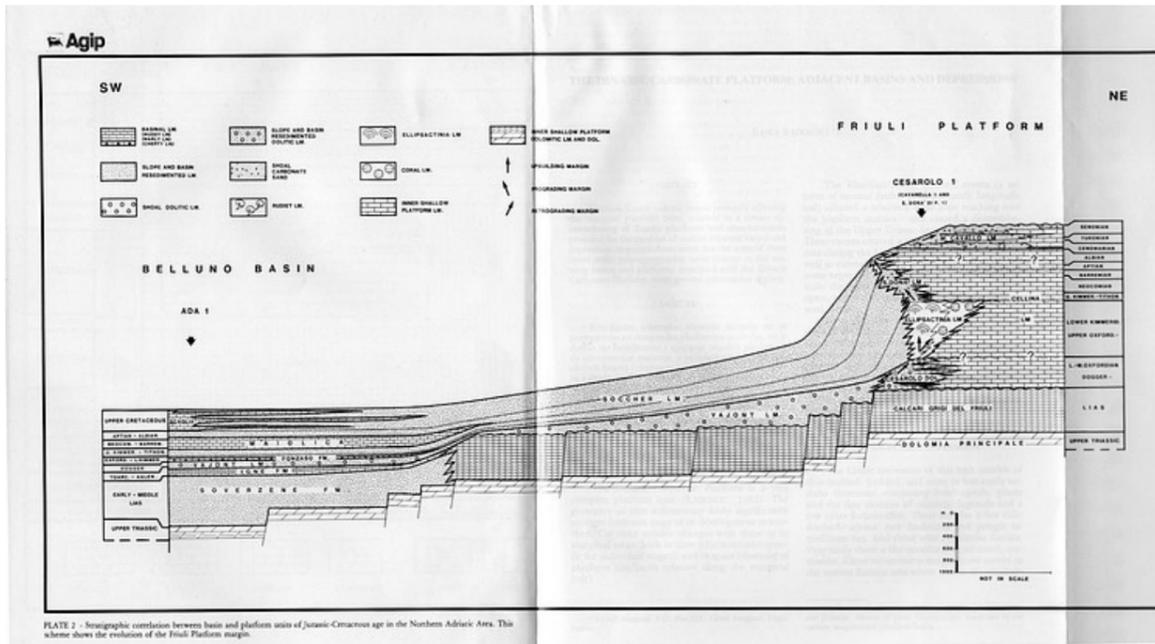


Fig. 5.33- Correlazione stratigrafica fra le unità di bacino e di piattaforma del Giurassico-Cretacico del margine della piattaforma Friulana.

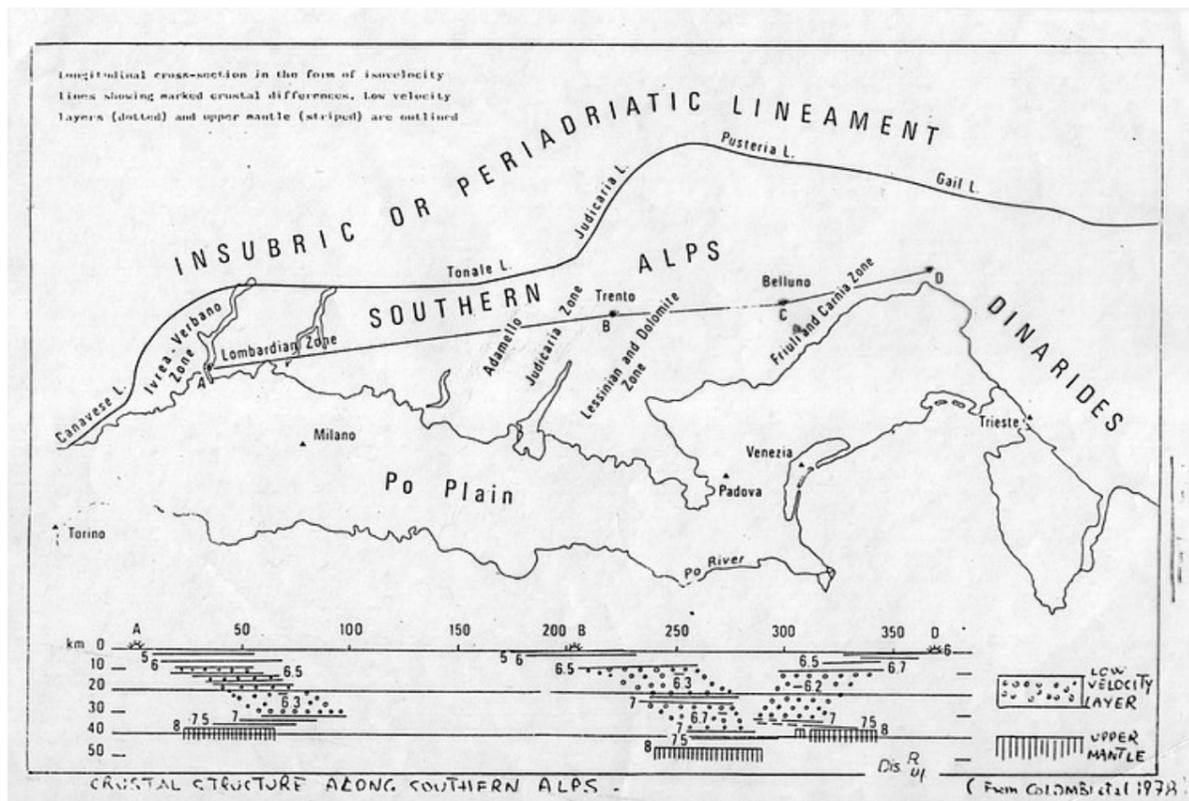


Fig. 5.34- Crustal structure along southern Alps

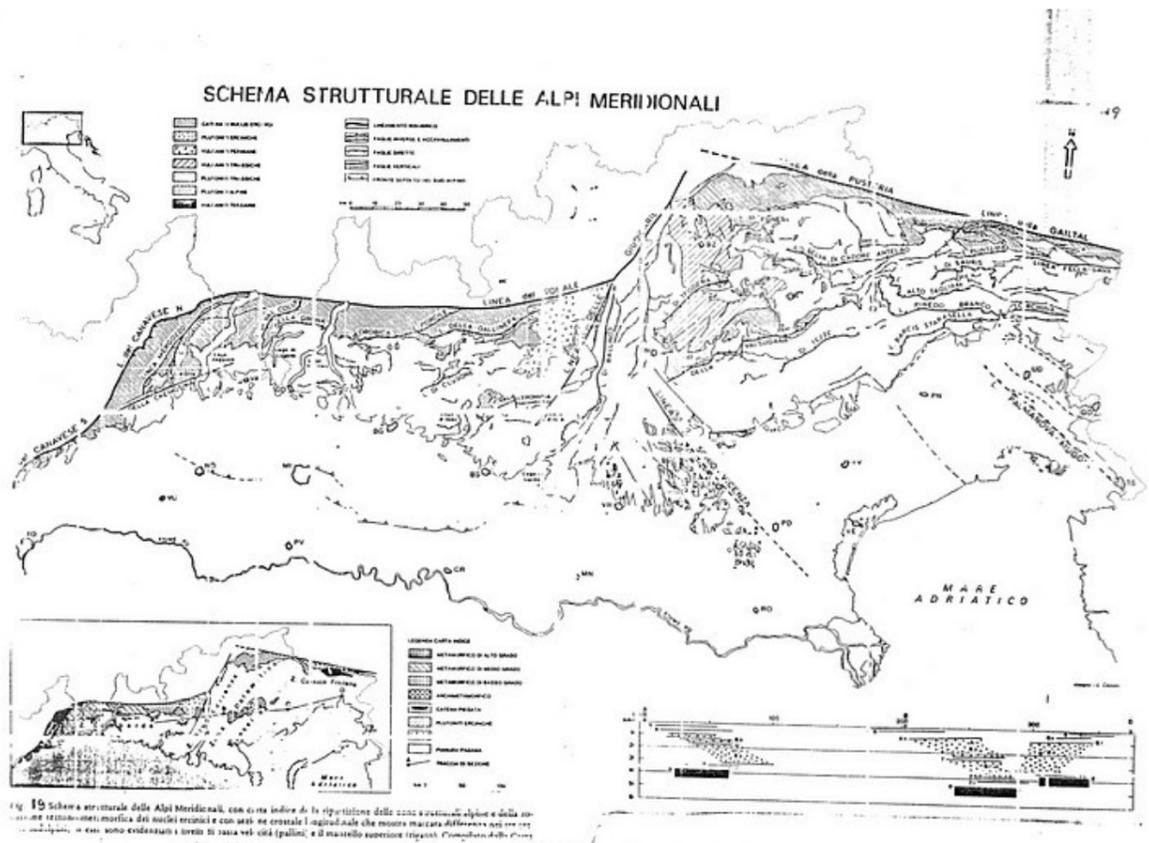


Fig. 5.35

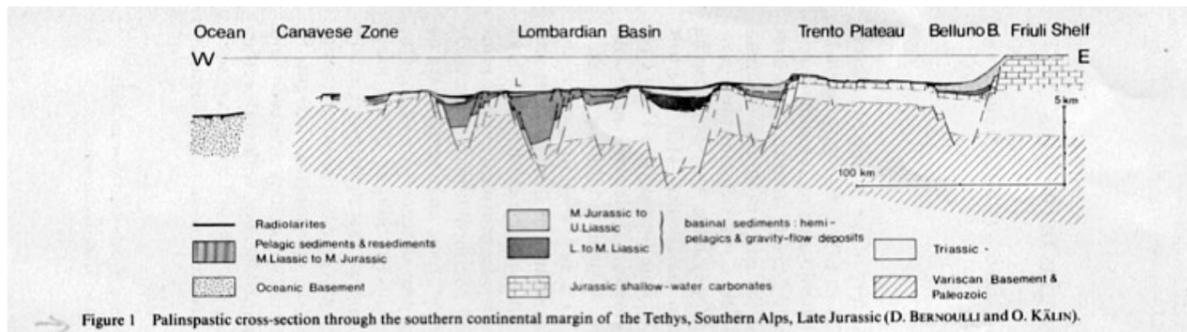


Fig. 5.36

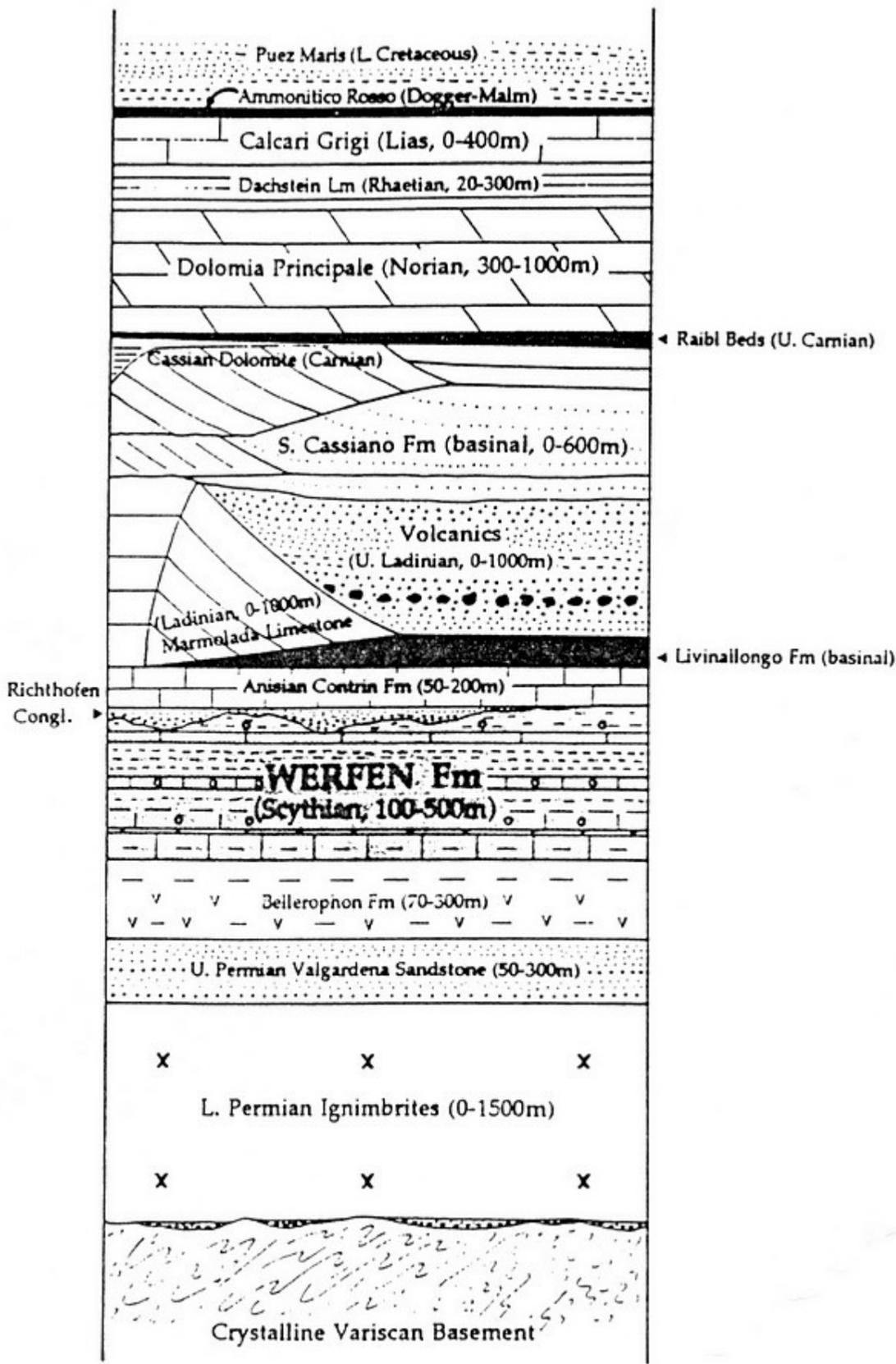


Fig. 16 - Schematic stratigraphic column of the Dolomites (Southern Alps).

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

06 - APPENNINO: STRUTTURA E SEDIMENTAZIONE

06.1 - CARATTERISTICHE STRUTTURALI

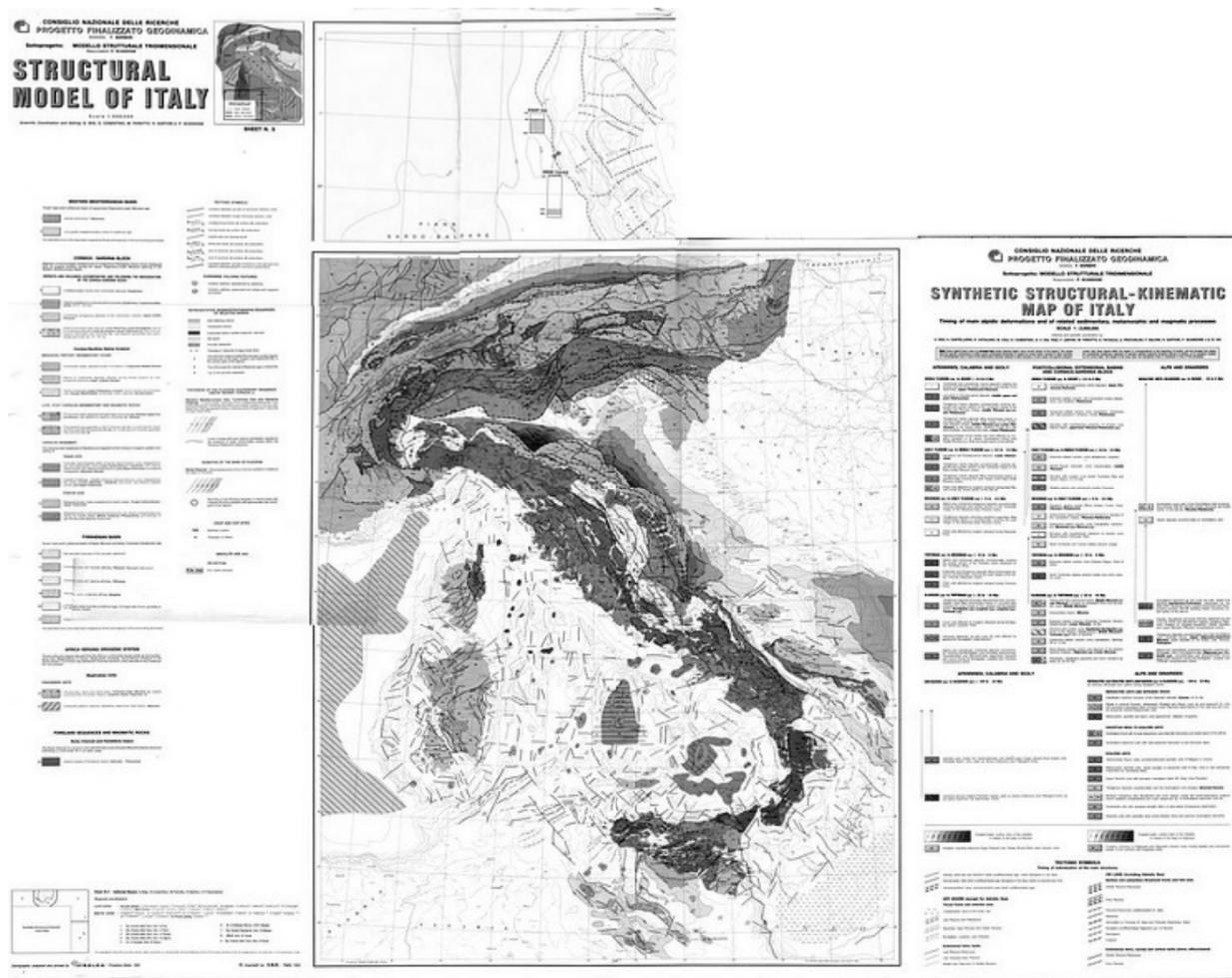


fig. 6.1 – Fronte Appenninico con l’Avanfossa (Modello Strutturale d’Italia).

Gli Appennini mostrano una struttura a falde che è molto simile a quella siciliana. Nei 4 settori distinti (Campania - Lucania e Lazio – Abruzzi che formano gli Appennini meridionali, Umbria – Marche – gli Appennini centrali e Liguria – Toscana, che formano gli Appennini settentrionali) affiorano diverse unità stratigrafico-strutturali (fig. 6.1 – 6.2). Queste ultime si continuano al di sotto della Pianura Padana (fig. 6.2). Alcune delle Unità stratigrafiche, appartengono ai domini interni (“oceanici” o “quasi oceanici”) e si trovano nella posizione strutturale più alta nella pila delle falde. Le falde interne sono conosciute sia negli Appennini Meridionali che Settentrionali (Falde Liguridi e Sicilidi di Ogniben 1969) e, anche se furono originate come falde già durante il Cretaceo superiore-/Terziario inferiore, esse hanno raggiunto l’attuale posizione tettonica durante il Terziario superiore. Le unità stratigrafico-strutturali sono state spesso divise durante la loro deformazione da faglie trascorrenti e successivamente spostate da faglie normali nello stadio di sollevamento, individuando così singoli blocchi cinematici. L’avanpaese è affiorante soltanto negli Appennini Meridionali (Apulia), mentre nel Nord è sepolto nel Mare Adriatico. Sezioni sismiche (Colombi et al. 1973, Cassinis et a., 2000) mostrano sotto il lato Tirrenico della Penisola (Toscana, Campania, Calabria) delle inversioni di velocità (fig. 6.4) nella parte media ed inferiore della crosta che indicano una complessa tettonica compressiva anche a grande profondità.



fig. 6.2 - Principali settori dell'Appennino e limiti di confine.

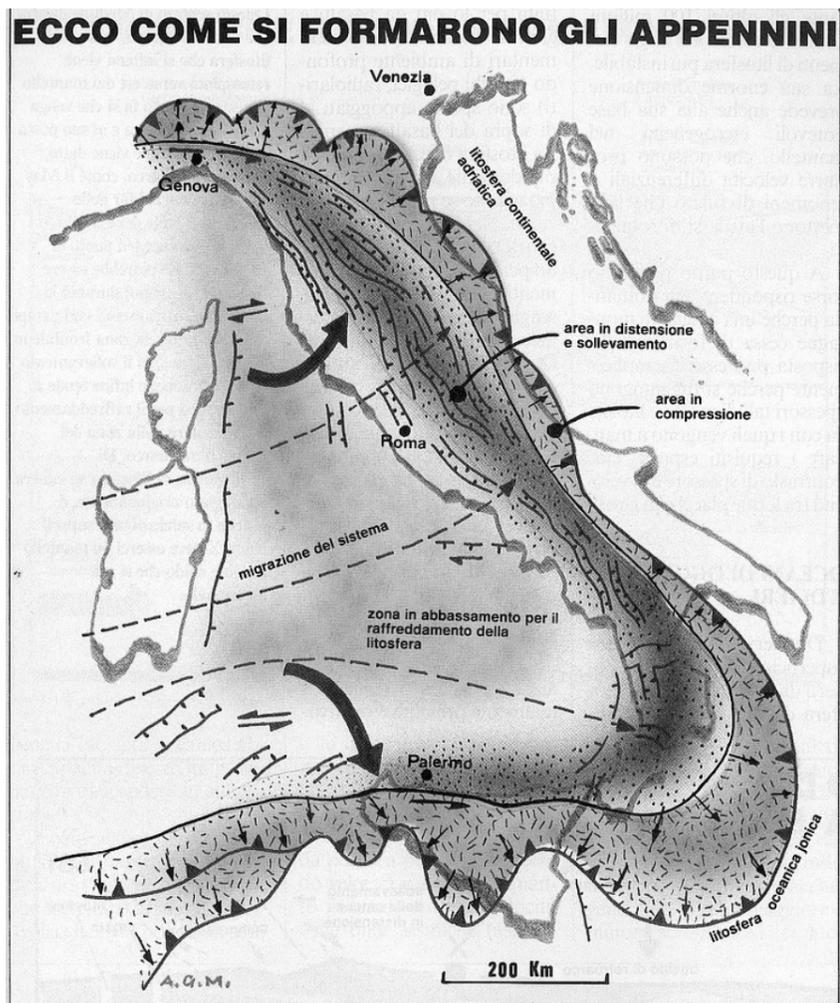
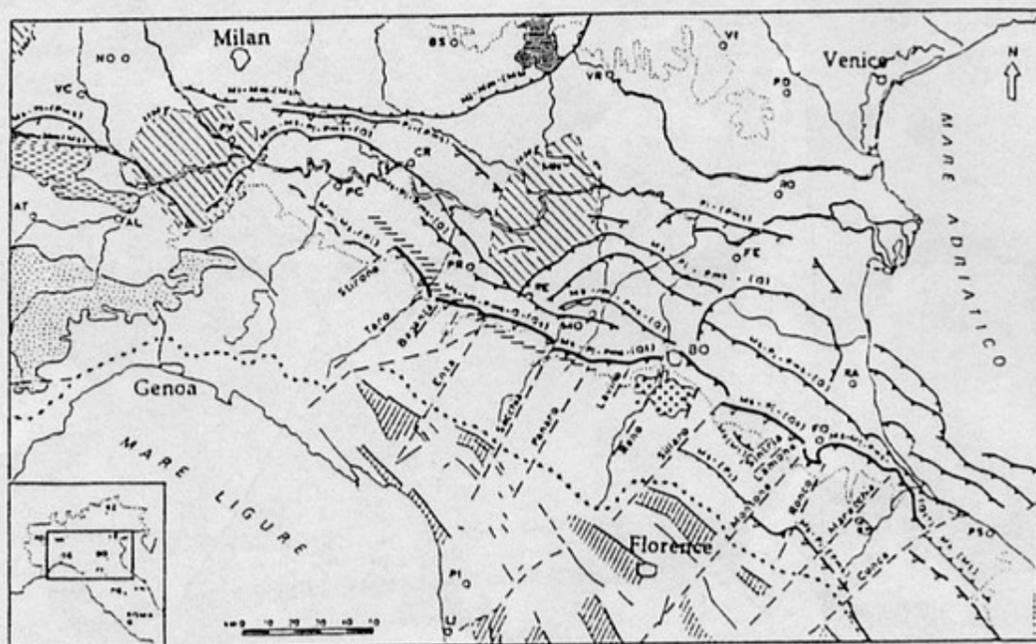
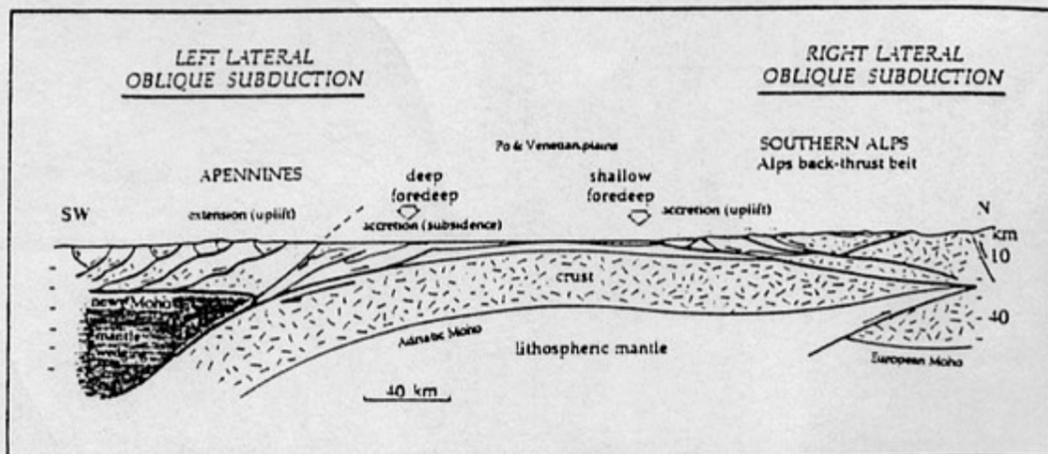


fig. 6.3



- | | | | |
|--|------------------------------------|--|---|
| | PIEDMONT BASIN | | TRANSVERSAL FAULT |
| | MONFERRATO | | NORMAL FAULT |
| | INTRI-APPENNINE PLIOCENE | | THRUSTS |
| | GRAVITRIC ANOMALY | | (OQ1) = pre terminal Oostermary scw. |
| | CREST OF MAGNETIC ANOMALY | | (OQ2) = pre upper Oostermary scw. |
| | MAJOR TECTONIC DEPRESSION (GRABEN) | | (OQ3) = pre Oostermary activation |
| | MAJOR WATERSHED | | (PMS1) = pre middle-upper Pliocene scw. |
| | OUTCROPPING PLIOCENE BASIN | | (PMS2) = pre lower Pliocene activation |
| | | | (MS1) = pre Messinian activation |
| | | | (MS2) = pre Messinian activation |

Fig. 44 - Schematic tectonic map of the Northern Apennines, after Castellarin et al. (1985). Pliocene-Quaternary thrusts are buried in the Po Plain, while the outcropping Apennines are characterized by grabens cross-cutting the earlier accretionary wedge.

fig. 6.4

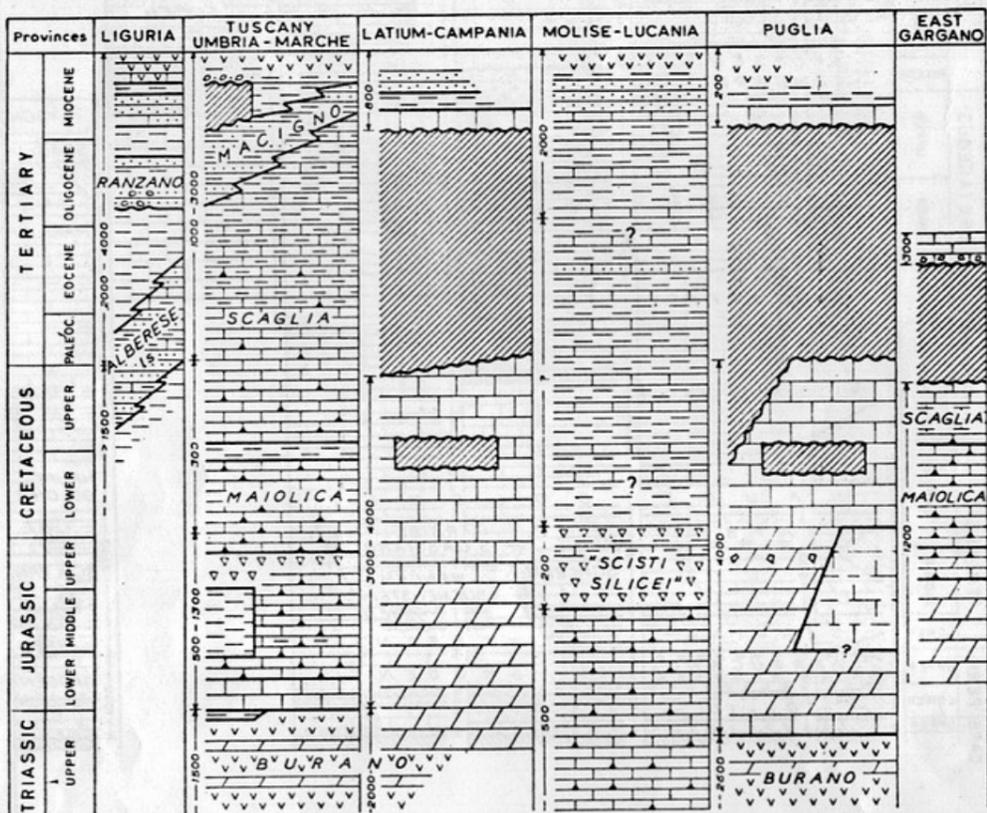


Fig 7. Stratigraphic chart of peninsular Italy: type sections, indicative thicknesses (in metres), and names of the more important formations. Occurrence and lithology of allochthonous material is omitted.

fig. 6.5- Comparazione tra le successioni affioranti nell'Appennino settentrionale e meridionale.

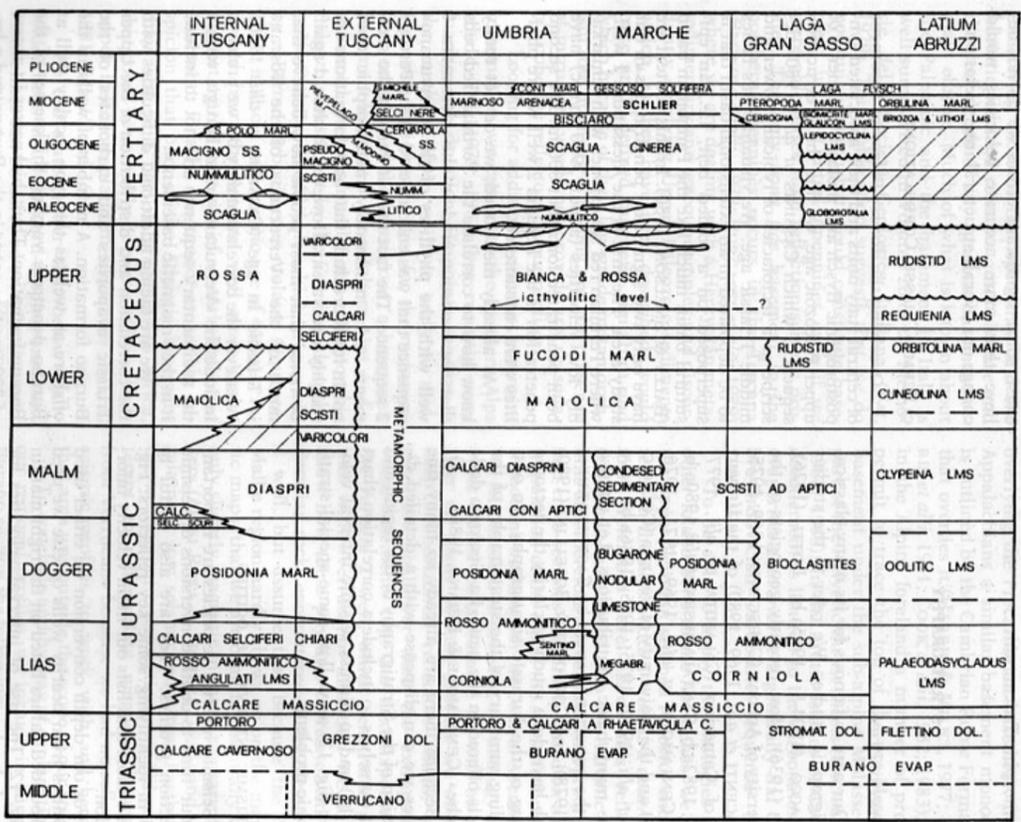


fig. 6.6 - Stratigrafia del settore centro - settentrionale dell'Appennino.

06.2 - SISTEMA CATENA AVANFOSSA E L'AVAMPAESE

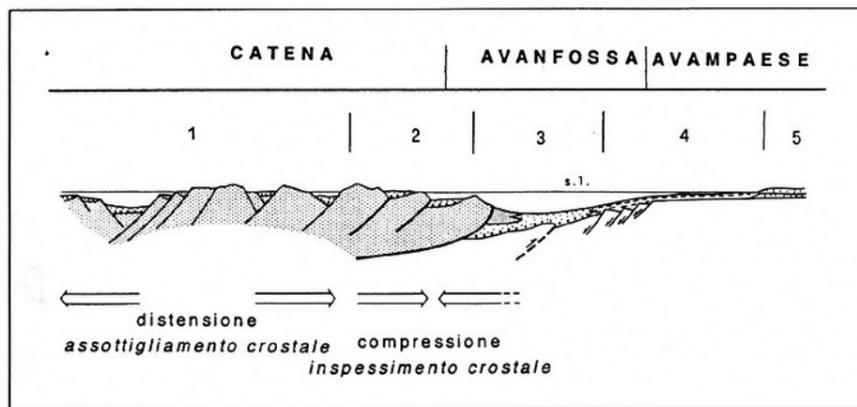


Figura 67 Sezione schematica di una catena con distinti i bacini sviluppati nelle diverse condizioni strutturali. **Legenda:** 1) bacini interni (ad es. i bacini neogenici toscani); 2) bacini sviluppati in corrispondenza del sovrascorrimenti sul fronte della catena e assieme a questa trasportati, piggy back basins (ad es. il Pliocene intrappenninico); 3) avanfossa posta tra il fronte della catena e la scarpata dell'avampaese, la rampa di avampaese; 4) avampaese sommerso collegato attraverso una scarpata controllata da faglie dirette all'avanfossa; 5) avampaese emerso (modif. da BOCCALETTI e altri, in Boccaletti e Moratti, 1990)

Sotto la catena la profondità della Moho si trova a circa 40-60 Km. (Colombi et al. 1973; Giese e Morelli 1976). Verso l'avampaese sia il rilievo topografico che l'entità dell'ispessimento tettonico decrescono. Secondo alcuni A.A. scivolamenti gravitazionali di età Pleistocenica spessi fino ad alcuni Km hanno preso posto negli ultimi stadi di deformazione (sollevamento) negli Appennini Meridionali ed in Sicilia. Le masse alloctone si trovano dentro l'avanfossa ricoperte da sedimenti marini del Pleistocene inferiore.

06.2.1 - Avanfossa

L'avanfossa affiora quasi in continuità dagli Abruzzi alla Sicilia; essa consiste di sedimenti clastici marini del Pliocene e del Quaternario derivanti quasi interamente dallo smantellamento delle falde Appenniniche e Siciliane vigorosamente sollevate. Questi sedimenti marini (coperti in discordanza da una sottile coltre di sedimenti continentali Plio-Quaternari) hanno un ispessimento che va da 2 Km a più di 6 Km tra Ancona e Chieti (sinclinale di Pescara). Secondo alcuni A.A. conterrebbero Olistostromi, sedimenti di spessore considerevole probabilmente staccatisi dal fronte della catena montuosa e messi in posto per gravità.

06.2.2 - Catena

Il sistema a falde forma in questa catena due principali archi separati da una linea trasversale (linea Ancona-Anzio, vedi fig. 6.1). Una divisione degli Appennini in due segmenti è generalmente accettata (Ogniben 1976, Acc. Nazionale dei Lincei 1973). La linea Ancona-Anzio, un sovrascorrimento obliquo che corre approssimativamente da Nord a Sud, separa un segmento occidentale (Appennini Settentrionali) da uno orientale (Appennini meridionali). La linea del Sanginetto (una faglia sinistra, secondo Amodio Morelli et al. 1976; (un vasto fronte di sovrascorrimento, secondo Ortolani, 1979), segna, il limite meridionale dell'Appennino che passa sotto l'arco Calabro per affiorare di nuovo nella Sicilia occidentale ad Ovest del fronte di sovrascorrimento della falda Calabro-Peloritana (linea di Taormina). A Nord gli Appennini si fondono con le Alpi occidentali e un limite convenzionale di separazione viene assunto vicino Genova dalla linea Sestri-Voltaggio, Fig. 6.5).

Nel lato concavo degli archi Appenninici una estesa attività vulcanica si è verificata dal Terziario sup. con le principali fasi di sollevamento che raggiungono più di 6 Km (fino ad un massimo di 8 Km) di spostamento verticale (Pieri e Groppi, 1976). L'apertura ed oceanizzazione del Mare Tirreno si sviluppò durante lo stesso intervallo di tempo (Selli e Fabbri, 1971).

06.3 - APPENNINO CENTRO-SETTENTRIONALE

fig. 6.8a – Fronte delle principali unità tettoniche dell'Appennino settentrionale. Legenda: 1) fronte della Falda Toscana; 2) fronte del Cervarola; 3) fronte dell'ubro-marchide; in puntinato: aree di affioramento della Successione Toscana Metamorfica e del suo basamento paleozoico (la Dorsale Medio Toscana) (modif. da Dallan Nardi & Nardi, 1974)

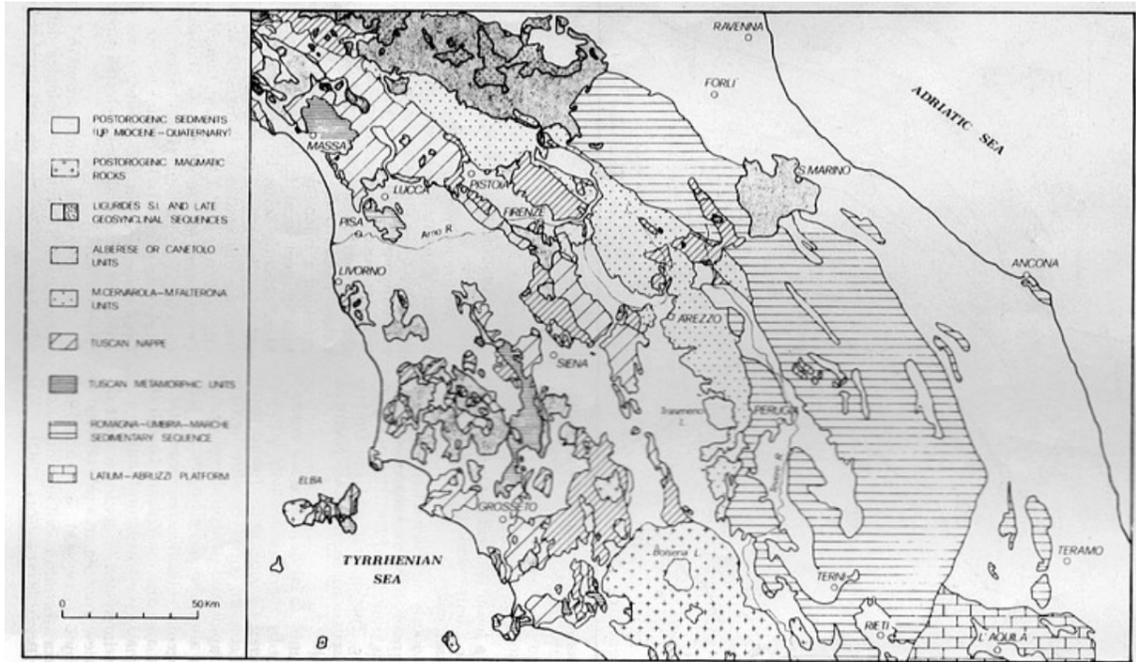


fig. 6.8b – Carta strutturale dell'Appennino centro-settentrionale.

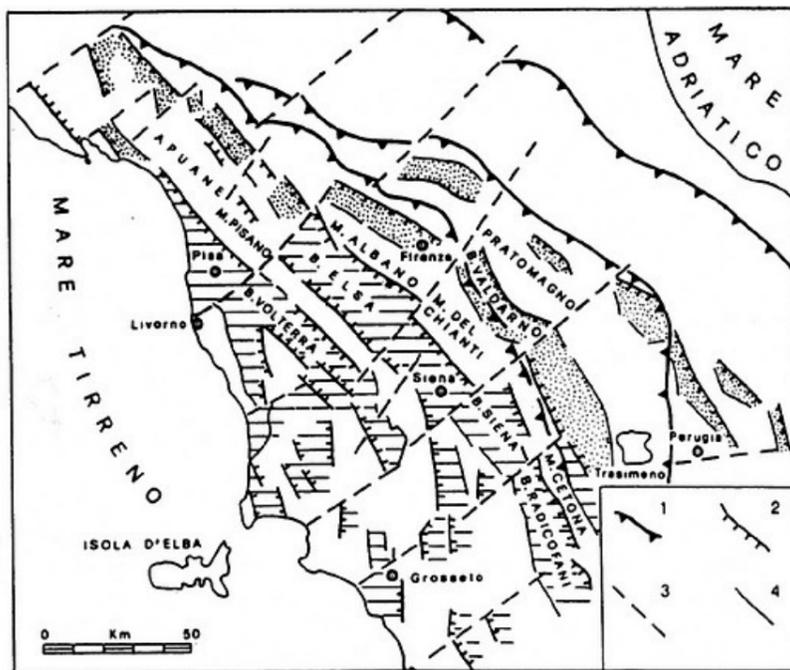


Figura 6.8c Principali bacini neogenici e quaternari del versante tirrenico appenninico. **Legenda:** in rigato: i bacini mio-pliocenici con depositi prevalentemente marini; in puntinato: i bacini plio-pleistocenici con depositi continentali (da AUTORI VARI, 1992a).

06.3.1 - Unità "interne" Appenniniche (figg. 6.8a - b, 6.9, 6.10).

Tanto gli Appennini Settentrionali quanto gli Appennini Meridionali e la Sicilia orientale in minor misura, sono caratterizzati da falde costituite prevalentemente da depositi clastici di età Cretaceo – Terziaria e subordinatamente da Ofioliti, rocce cristalline, sia plutoniche che metamorfiche, e altri tipi di sedimenti mesozoici di provenienza “oceanica”.

Queste falde mostrano il più alto grado di trasporto tettonico e spesso una storia tettonica molto complessa, comprendente perfino episodi di tardo retroscorrimento (Miocene) durante lo stadio di collisione continentale, che deformò il Margine Appenninico. Le unità interne sovrascorrono sulle Unità Appenniniche alla fine dell'Oligocene-Miocene inferiore e affiorano nella parte concava degli Appennini Settentrionali e su entrambi i lati dell'arco Calabro e nell'Italia meridionale, dalla falda del Cilento fino alla Sicilia orientale.



06.3.2 - Appennino Centro-Settentrionale: Unità Interne.

Negli Appennini Settentrionali le unità "interne" (falde Liguridi e Subliguridi) affiorano vastamente, sia come falde o olistostromi intercalati dentro il flysch e successivamente dentro depositi tardo orogenici (molasse).

Talvolta esse raggiunsero l'avanfossa come frane gravitative e attraverso diverse fasi, (frana di Val Marecchia e dell'Aventino - Sangro).

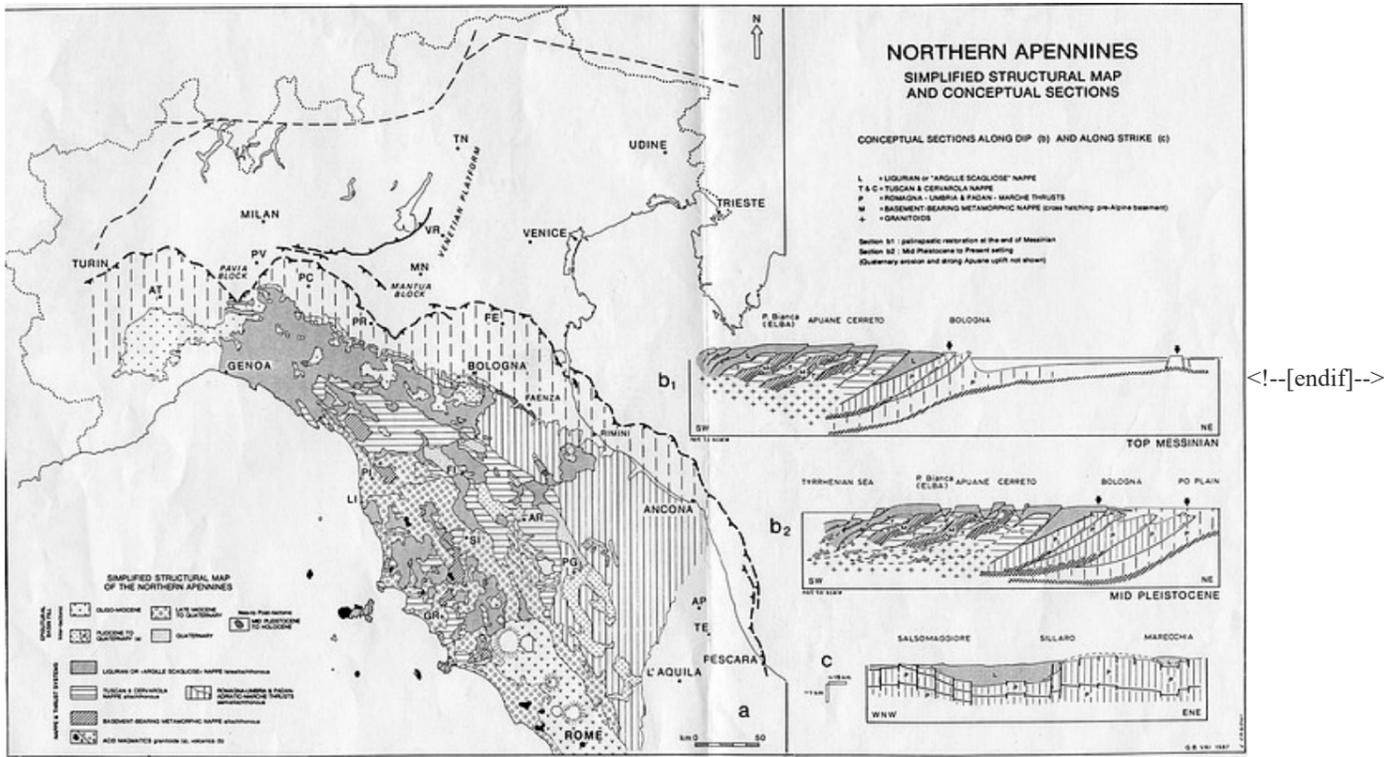


fig. 6.9 – Carta strutturale dell'Appennino settentrionale con le relative sezioni.

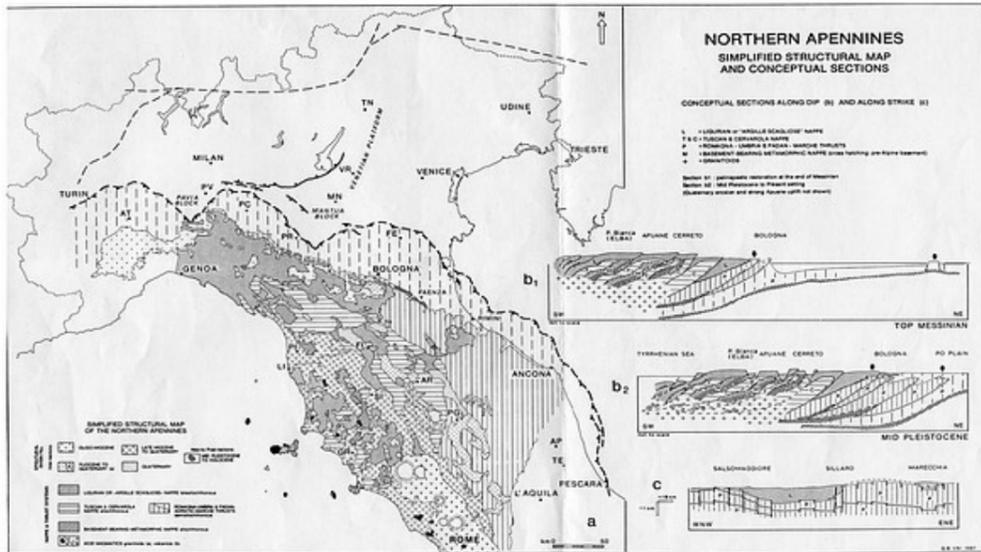


Fig. 6.10

fig. 6.11

F

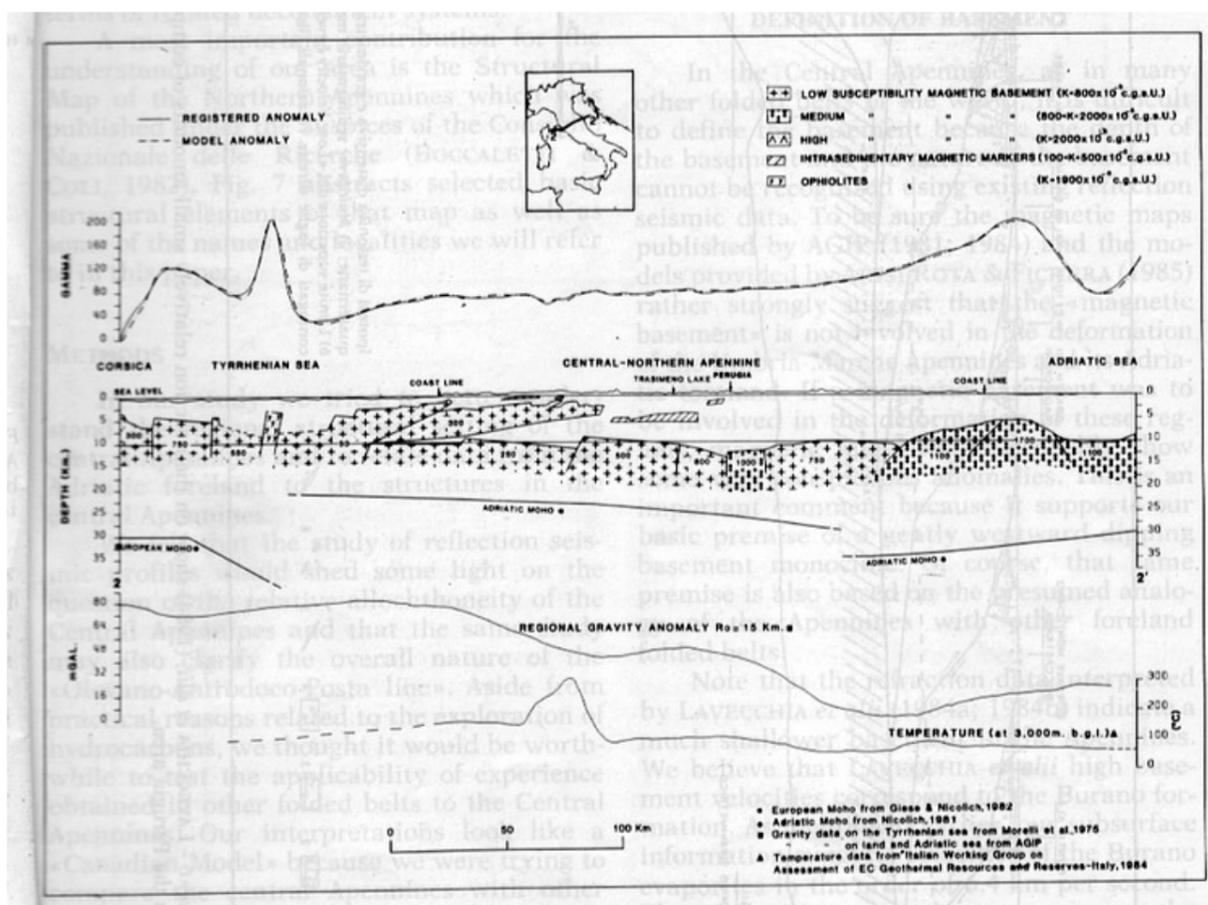


fig. 6.12

06.3.2.1 - Unità di Canetolo o Alberese (Subliguride)

Secondo alcuni autori essi corrispondono alle unità Sicilidi degli Appennini meridionali (Ogniben, 1969). Una diversa opinione è espressa da Elter e Scandone (1980) che correlano le Sicilidi degli Appennini meridionali con il cosiddetto Flysch ad Elmintoidi delle Liguridi interne. Le sequenze non sono sempre complete, mancano di livelli giurassici e consistono di argilliti e sabbie (Cretaceo sup. (?) – Eocene) passanti verso l'alto a sabbie e conglomerati di età Terziario inf. (spessore totale da poche decine ad alcune centinaia di metri). La posizione originale delle unità dell'Alberese è ritenuta intermedia tra le Liguridi e i domini della Falda Toscana. La messa in posto sopra la falda Toscana è ascrivibile all'Oligocene sup. (?) – Aquitaniano (Miocene medio?).

06.3.2.2 - Unità Liguridi

Sono generalmente divise in Liguridi "esterne" (strutturalmente inferiori) e "interne" (strutturalmente più alte) separate dalle ofioliti della catena del Bracco (Elter, 1972, 1973).

Le Liguridi esterne si estendono dall'ipotetica ruga Insubrica (sensu geosinclinale), che divideva il dominio Liguride dai domini Subliguride (o Canetolo o Alberese) e Toscano, fino alla catena del Bracco. Essi sono costituiti da un "complesso basale" di età Giura sup. – Cretaceo sup., che passa a un flysch calcareo di età Cretaceo sup. – Paleocene. Il "complesso basale" è composto (dal basso verso l'alto) dalle seguenti formazioni:

- Diaspri e Calcari a Calpionelle (Malm – Cretaceo inf.) che hanno uno spessore ridotto e sono presenti soltanto nella zona più interna.
- Breccie con frammenti calcarei (derivanti soltanto dal Calcare a Calpionelle) e olistoliti ofiolitici, ricoperti da depositi Cretaceo – Paleocenici (Sabbie della formazione di Pontolo, Sabbie Casanova e così via).
- Le Liguridi sono stratigraficamente ricoperte da depositi terrigeni (Fm di Ranzano – Bismantova) che derivano da apporti sedimentari prodottisi durante il loro trasporto tettonico.

Le Liguridi interne hanno una sequenza in parte simile a quella delle Liguridi esterne:

- Radiolariti ("Diaspri") e calcari a Calpionelle (Malm – Cretaceo inf.).
- Argille intercalate con calcari silicei (o "Palombini") e con sabbie di età Titonico – Albiano (?).
- Argille di Val Lavagna (marne siltose con livelli arenaci e argille varicolori con livelli di olistostromi derivati dalla "Catena del Bracco"), di età Albiano (?) – Senoniano.

Altri depositi seguono, verso l'alto, (flysch di M. Antola, Argille del Passo di Bracco) nell'intervallo Cretaceo sup. - Paleocene. Lo spessore medio delle Liguridi Interne è di 2600-3000 metri. L'unità carbonatica dei Calcari a Calpionelle, mostra caratteri peculiari rispetto alla Maiolica Toscana ed Umbra; essa è principalmente costituita da marne.

06.3.2.3 - Unità del Bracco (U.S.S.)

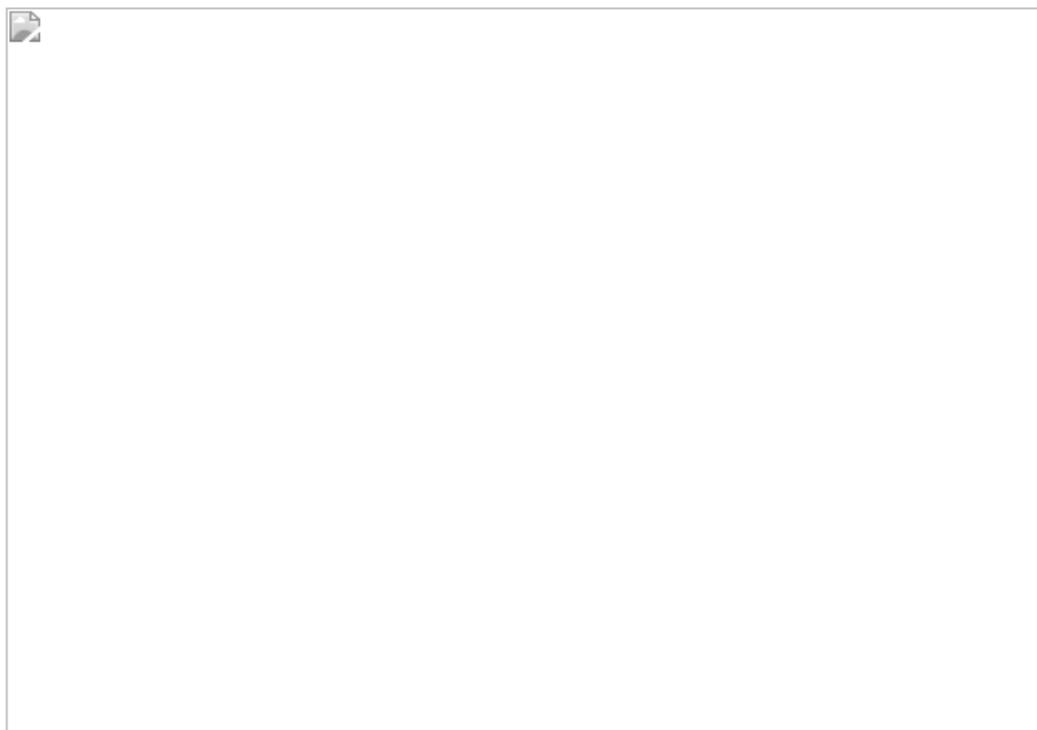
Questa unità strutturale (e paleogeografica) è costituita principalmente da ofioliti (serpentiniti, gabbri e diabasi) e dalla loro copertura sedimentaria che include “Diaspri”, “Calcari a Calpionelle”, “Argille Palombini” etc.

Le Ofioliti del Bracco (Liguridi) sono tettonicamente intercalate tra le Liguridi interne ed esterne e sono interpretate come parte di una catena oceanica originariamente situata tra i Domini Liguridi. Le Ofioliti Liguri sono caratterizzate da un metamorfismo molto debole o quasi assente, in contrasto con le ofioliti “Piemontesi”, che possono essere interessate da un vario grado di metamorfismo di alta pressione/bassa temperatura.

Mentre le ultime sono interpretate come relative ad un fondo oceanico in subduzione, le unità Liguridi sono state messe in relazione ad un fondo oceanico relativamente stabile, che si trovava tra le fosse e il margine continentale interno. L'eventuale sovrapposizione tettonica delle due unità ofiolitiche (Liguridi su quelle Piemontesi) è stata attribuita ad alcuni processi di sovrascorrimento lungo la parete interna della fossa nella prima fase di subduzione (Giurassico sup. ? – Cretaceo inf.).

06.3.3 - U. S. S. esterne geometricamente più alte e dislocate.

Un fronte tettonico ben sviluppato (fig. 6.8b) separa le falde Toscana e di M. Cervarola, più interne e dislocate, dalla unite umbro-marchigiane.



a) *U. S. S. della falda Toscana.*

Queste unità derivano dalla deformazione di un dominio (Bacino Toscano), che occupava una porzione ad Ovest del dominio Umbria-Marche. E' accettato che la falda Toscana abbia raggiunto la sua presente posizione sovrapponendosi al dominio Apuano (vedi prima) nell'intervallo Miocene inf. (Aquitaniiano? – Burdigaliano) - Tortoniano.

La successione tipica (fig. 6.13) molto simile a quella del bacino Umbro ed è costituita da: (a) più di 1000 m di dolomiti ed evaporiti, le prime sono frequentemente brecciate (Trias sup.); (b) pochi metri a non più di 100 m di calcari e marne grigie e grigiocuro (Livelli a R. contorta, "Portoro"); (c) Ammonitico rosso, (non più di 60 m); si trova a differenti livelli, che vanno dal Sinemuriano al Pliensbachiano inf.; (d) calcari selciferi e marne (da poche decine di metri a più di 600 m dal Lias medio al Malm inf.); (f) da pochi metri a circa 300 m di calcari selciferi (Maiolica di età del Malm sup. - Neoceniano); (g) alcune centinaia di metri di argille varicolori e marne (Scaglia rossa), talvolta con selce, spesso con intercalazioni calcarenitiche risedimentate (Cretaceo – Oligocene); (h) sabbie torbiditiche (Macigno, Oligocene sup. – Miocene inf.).

AGE	PALAEOTECTONIC STAGE	LITHOSTRATIGRAPHIC UNIT	LITHOFACIES	SEDIMENTARY ENVIRONMENT
MIOCENE	Flysch	Macigno	Turbiditic sandstones	Terrigenous Basin
LOWER TERTIARY		Scaglia (Scisti Policromi)	Claystones & marlstones with interbedded calcarenites Bedded Cherts	
UPPER CRETACEOUS	Epiocceanic basin	Maiolica	cherty micrites	Pelagic Basin
LOWER CRETACEOUS		Diaspri	Radiolarites and cherty micrites	
MALM		Posidonia marls	Marls and cherty graded calcarenites	
DOGGER		Selcifero Ammonitico Rosso	Cherty biomicrites Marls and nodular limestones	
LIAS		Massiccio	Algal and foraminiferal micrites	
UPPER TRIAS	Carbonate-evaporitic	R. contorta beds	Micrites - Laminated marls - Cyclothems	Lagoons and tidal flats
MIDDLE TRIAS		Verrucano	Phyllites and quartzites, conglomerates Diplopore biolithites - Prasinites	Paralic to continental
	Intra-continental platform			

fig. 6.13- Successione del Bacino Toscano.

b) *Unità Apuane (o "Autoctono Toscano").*

Le unità Apuane derivano da una parte del dominio Toscano che è considerato come originariamente localizzato in una posizione intermedia tra la falda Toscana e il Bacino Umbria-Marche. Comunque una posizione originale sul lato interno (occidentale) del Paleo-dominio della Falda Toscana non può fino ad ora essere esclusa.

Le rocce di questa unità affiorano a macchia lungo la fascia di circa 200 Km. andando da La Spezia al promontorio dell'Argentario (Fig. 6.9).

Alcune unità possono essere distinte nella parte settentrionale (Unità di Stazzema, Massa, Pania) come nella parte più meridionale di questa zona (Monte Pisano, Elba, Argentario). Esse si formeranno in seguito alla deformazione nel Tortoniano (Nardi, 1976), ma episodi precedenti probabilmente avvennero nel Miocene inf. (Aquitano) o Oligocene sup. (Haccard et al., 1972). La successione, che è spesso mancante della sua parte superiore a causa dell'erosione, è interessata da un metamorfismo di basso grado che si sviluppò dall'Oligocene sup. al Tortoniano. Le unità Apuane sono considerate da alcuni A.A. più o meno radicate poiché appaiono come le unità più profonde degli Appennini. Comunque recenti indagini strutturali indicano che anche l'"autoctono" Toscano è stato deformato e fagliato profondamente e ripetutamente. La successione che copre il basamento Paleozoico (matasementi di basso grado del Paleozoico sup.), è simile a quella della falda Toscana, è piuttosto variabile e consiste di (a) circa 1000 m. di clastiti da continentali a parali (Verrucano) passanti a circa 600-1000 m. di depositi di piattaforma Carbonatica ("Grezzoni" e "Marmi") di età Trias - Lias inf.; (b) circa 600 m. di calcari selciferi (Lias) passati a circa 300 m. di calciseltiti (Marmi Cipollini), del Dogger (in parte equivalenti ai calcari a Posidonia dell'Umbria); (c) circa 300-400 m. di radiolariti varicolore e calcari a crinodi selciferi (Malm - ? Cretaceo inf.); (d) circa 300-400 m. di scisti varicolori di età Cretaceo-Eocene; (e) poche centinaia di metri di quarziti (Pseudomacigno) del Terziario inf. (fig. 6.14).

AGE	PALAEOTECTONIC STAGE	LITHOSTRATIGRAPHIC UNIT	LITHOFACIES	SEDIMENTARY ENVIRONMENT
MIocene	Flysch	Pseudo-Macigno	Quartzarenites	Pelagic Basin
LOWER TERTIARY		"Scisti Policromi"	varicoloured shales	
UPPER CRETACEOUS				
LOWER CRETACEOUS	Epiocenic Seamount & Basin	"Maiolica"	Claystones	(condensed sedimentation, non-emersional stratigraphic breaks.)
MALM		"Diaspri"	Cherty micrites	
DOGGER		"Posidonia Marls"	Calcarenes & Marlstones	
LIAS		"Selcifero"	Cherty micrites & calcarenites	
		"Massiccio"	Micrites & biomicrites stromatolites	
UPPER TRIAS	Carbonate	"Grezzoni"	Dolomicrites & stromatolitic dolomites - Cyclothemmes	Carbonate platform
MIDDLE TRIAS		Silicoclastic	"Verrucano"	

fig. 6.14 - Successione delle Unità Apuane.

c) U. S. S. di M. Cervarola.

Queste unità, affioranti lungo un fronte arcuato di circa 200 km (Fig. 6.8b), derivano dalla deformazione della parte superiore della successione del dominio Toscano, dal quale è stato separato in vari momenti.

Queste unità consistono di "argille scagliose" passanti verso 'alto a sabbie e argilliti rosse. Sono sovrascorse sui terreni Oligomiocenici (Marnoso - arenacea) dal dominio Umbria - Marche dal Serravalliano sup. (?) al Tortoniano (Giglia, 1976, 6.13).

L'Appennino settentrionale è un'area di prevalente sedimentazione di piattaforma Carbonatica durante il Trias - Lias e di bacino durante il Giura sup. - Cretaceo ed il Terziario inferiore. E' evidente una forte attività tettonica nell'Oligocene superiore per le aree più occidentali e dal Miocene superiore (Tortoniano) al Miocene) per le aree più orientali (Umbria - Marche). La deformazione appare più recente procedendo verso l'avampaese.

Da quelle più esterne vengono distinte le seguenti unità:

d) U. S. S. Umbria - Marche.

Questa unità deriva dalla deformazione di un bacino (bacino umbro) che si sviluppò da una sequenza evaporitica e di piattaforma Carbonatica nel Trias - Giura inf., passante verso il basso a una sequenza continentale - clastica (Verrucano) nota soltanto dai pozzi. La sequenza giurassico - cretacea è data da (a) circa 160-200 m. di calcari selciferi (corniola) a volte con intercalazioni di calcareniti o marne (Lias medio); (b) alcune decine di metri di calcari nodulari e marne (Ammonitico Rosso, Lias sup.), passando lateralmente ad una sequenza marnosa più spessa (Marne del Serrone); (c) calcari pelagici a molluschi (strati a Posidonia, Dogger - Malm); (d) 60-100 m. di calcari selciferi (Scisti ad Aptici, Malm sup.); (e) 100-200 m. di calcari selciferi bianchi (Malm sup. - Cretaceo inf., Maiolica); (f) 10-100 m. di calcari marnosi varicolorie marne (Marne a Fucoidi, Aptiano - Albiano); (g) da 200 a più di 600 m. di calcari da bianchi a rosa e rossi selciferi, (Scaglia, Cenomaniano ad Eocene medio); (h) diversi intervalli stratigrafici (Eocene sup.-Miocene) seguono verso l'alto, caratterizzati da un aumento dell'influsso terrigeno e talvolta raggiungono spessori notevoli (per es. la Marnoso-Arenacea, che può superare i 300-400 m).

Verso Est la sedimentazione si sviluppa in continuità fino al Pliocene, mentre nelle aree più occidentali del bacino è interrotta da una deformazione che avvenne in diverse fasi dal Tortoniano sup. al Pliocene (fig. 6.18 - 6.24).

Figura : Carta geologica schematica della Sestri-Voltaggio. **Legenda:** «Zona Sestri-Voltaggio»: 1) unità triassico liassica di M. Gazzo-Isoverde; 2) unità ligure-piemontese di Gravasco-Voltaggio; Gruppo di Voltri: 3a) metagabbri, eclogiti, serpentiniti; 3b) calcescisti, prasiniti; 4) unità ofiolitica di M. Figogna ligure-piemontese; Unità «appenniniche»: 5) unità Erro-Tobbio; 6) unità fliscioidi; 7) coperture tardo-orogene (Oligocene-Quaternario) (modif. da VANOSI, 1991).

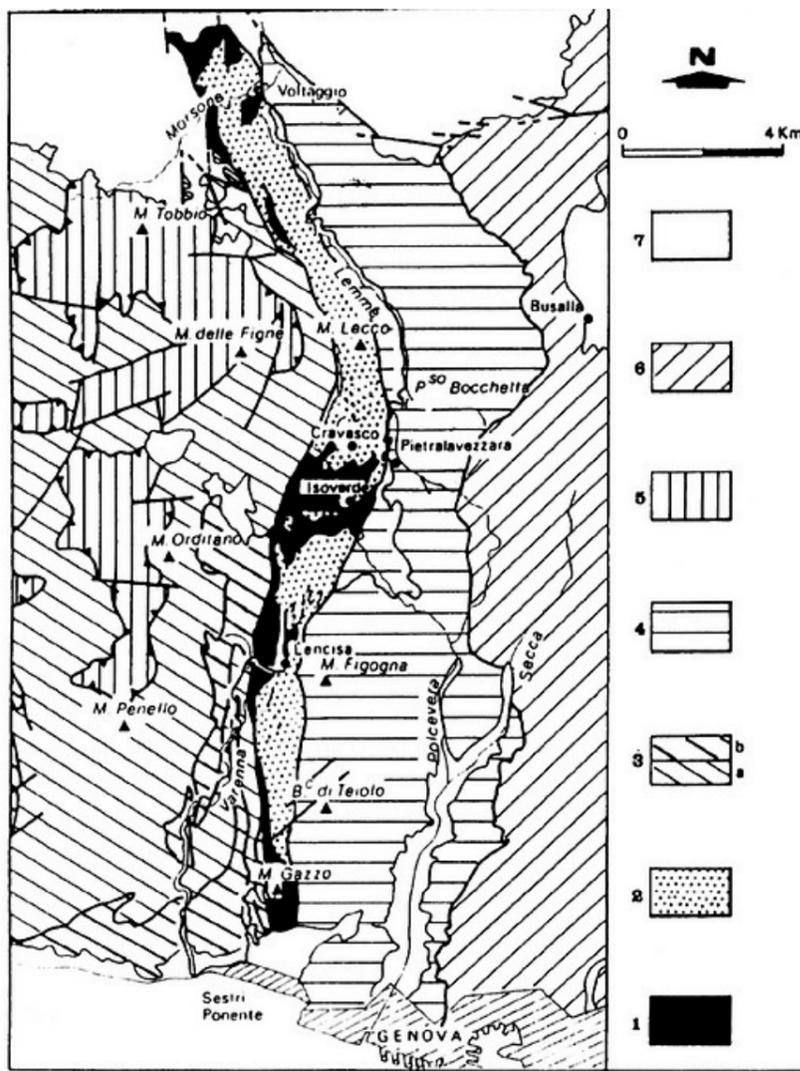


fig. 6.15

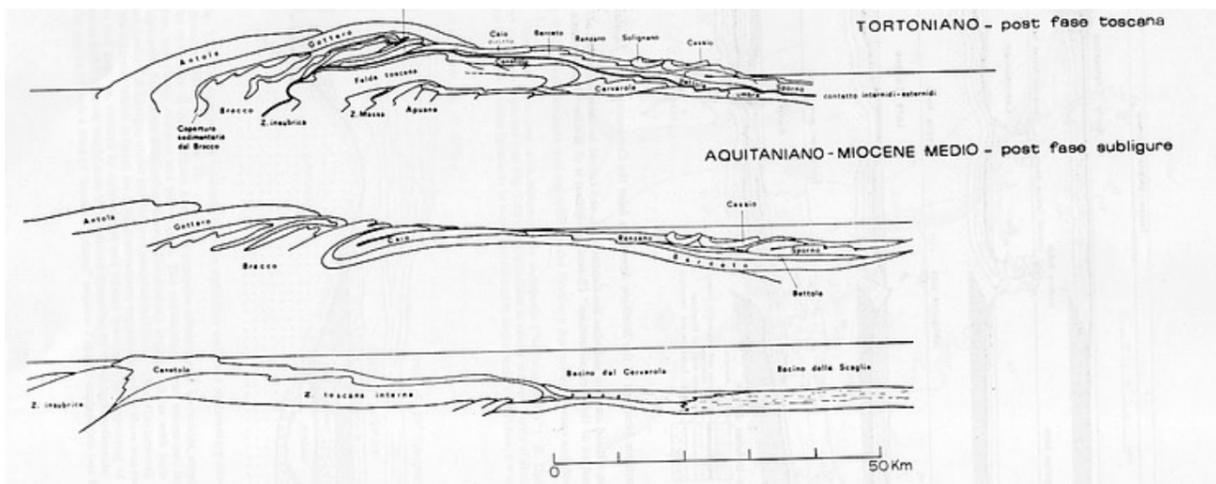


fig. 6.16 - Evoluzione tettonica dell'Appennino toscano-emiliano nel Miocene.

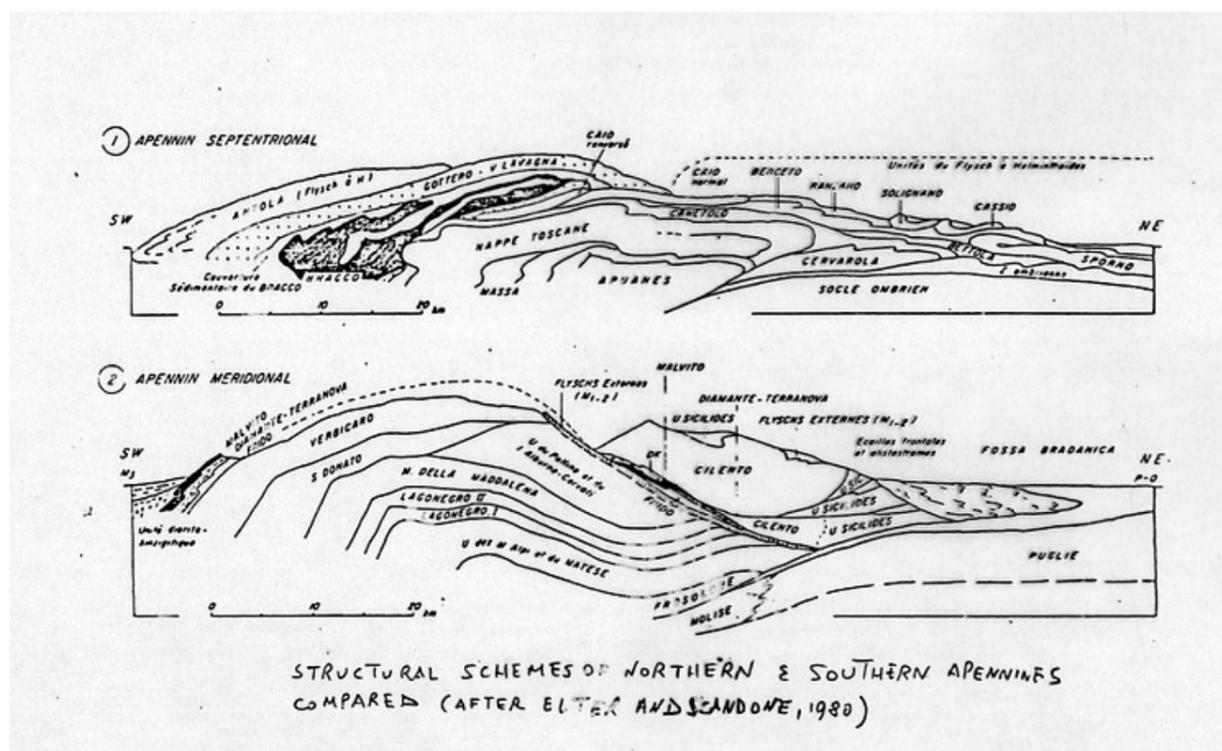


fig. 6.17- Comparazione fra schemi strutturali relativi all'Appennino settentrionale e meridionale (Elter e Scandone, 1980).

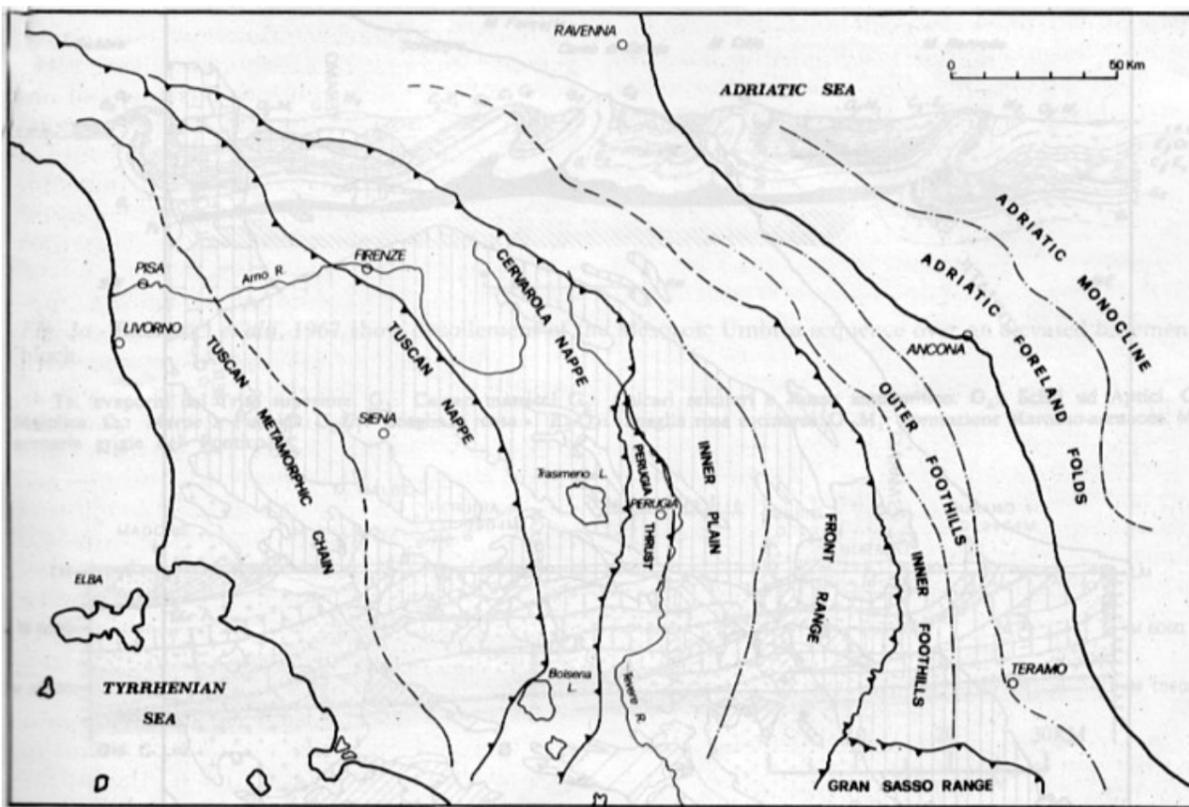


fig. 6.18 - Carta Strutturale dell'Appennino Umbro-marchigiano.



fig. 6.19

AGE	PALAEOTECTONIC STAGE	LITHOSTRATIGRAPHIC UNIT	LITHOFACIES	SEDIMENTARY ENVIRONMENT		
MIOCENE	Flysch	Marnoso Arenacea Biscaro	Turbiditic sandstones & siltstones marls	Terrigenous Basin		
LOWER TERTIARY		Scaglia Cinerea	calcareous marls			
UPPER CRETACEOUS		Scaglia Rossa	Cherty micrites			
LOWER CRETACEOUS	Epiocenic Basin	Marne a Fucoidi	Varicoloured clays and marls	Pelagic Basin		
		Maiolica	Cherty micrites			
MALM		Calcarei Diasparini	Interbedded calcarenites Stumpings		Cherty biomicrites graded with breccias	Depositional Gaps
		Ammon. Grigio			Green nodular biomicrites	
		Calcarei a "Filaments"	Biomcrites and interbedded turbiditic calcarenites		seamount	
DOGGER		Ammon. Rosso	Red nodular micrites			
		Corniola	Cherty micrites - channeled turbiditic calcarenites			
LIAS	Carbonate Evaporitic	Calcere Massiccio	Crossbedded oospirites - Bioturbated micrites - Supratidal - Subtidal carbonatic cyclothems	Carbonate Platform		
		Dolomie a Conchodon	Bioturbated massive dolomites	Tidal flats Lagoons		
UPPER TRIAS		Portoro - Calc. a.R. Contorta	Bioturbated micrites - Carbonatic - Clayey cyclothems		Tidal flats Sabkha	
		Burano Fm.	Dolomites - Laminated and brecciated anhydrites - Stromatolites			
MIDDLE TRIAS	Silicoclastic	Verrucano	Phyllites - Varicoloured shales - Quartzites	Paralic tidal flats		

fig. 6.20 - Successione delle Unità Umbro- Marchigiane;

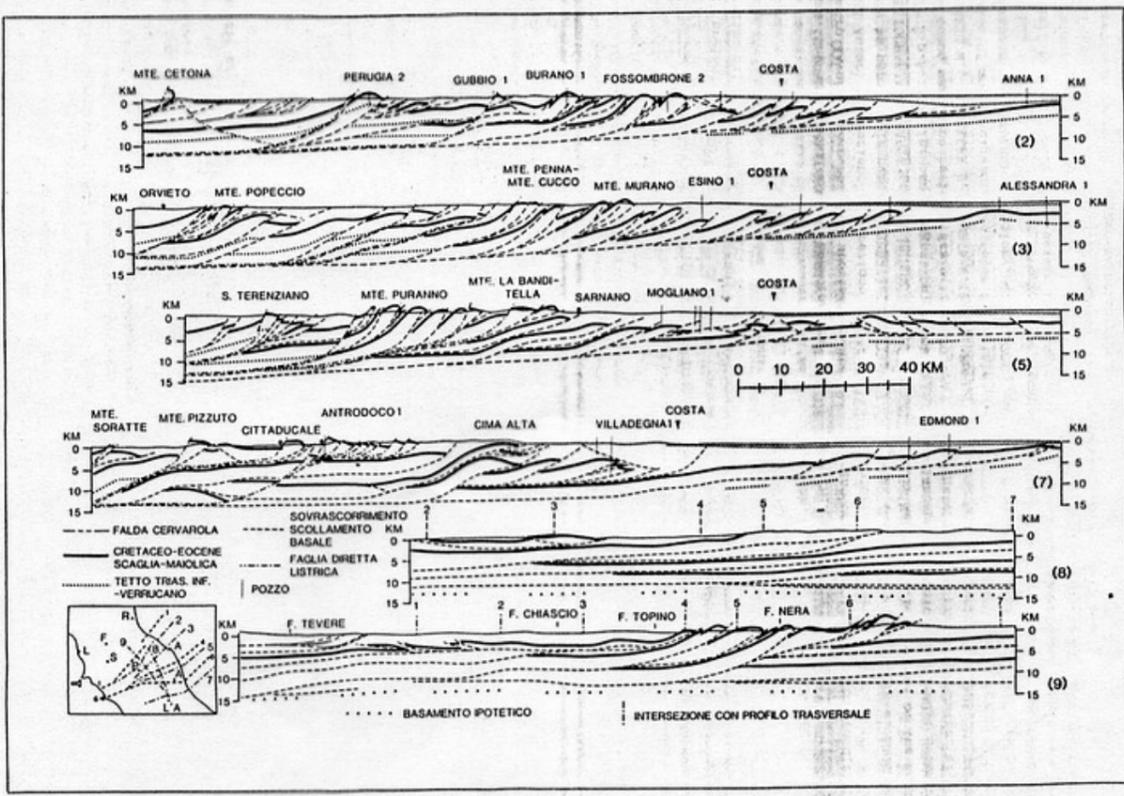


fig. 6.21

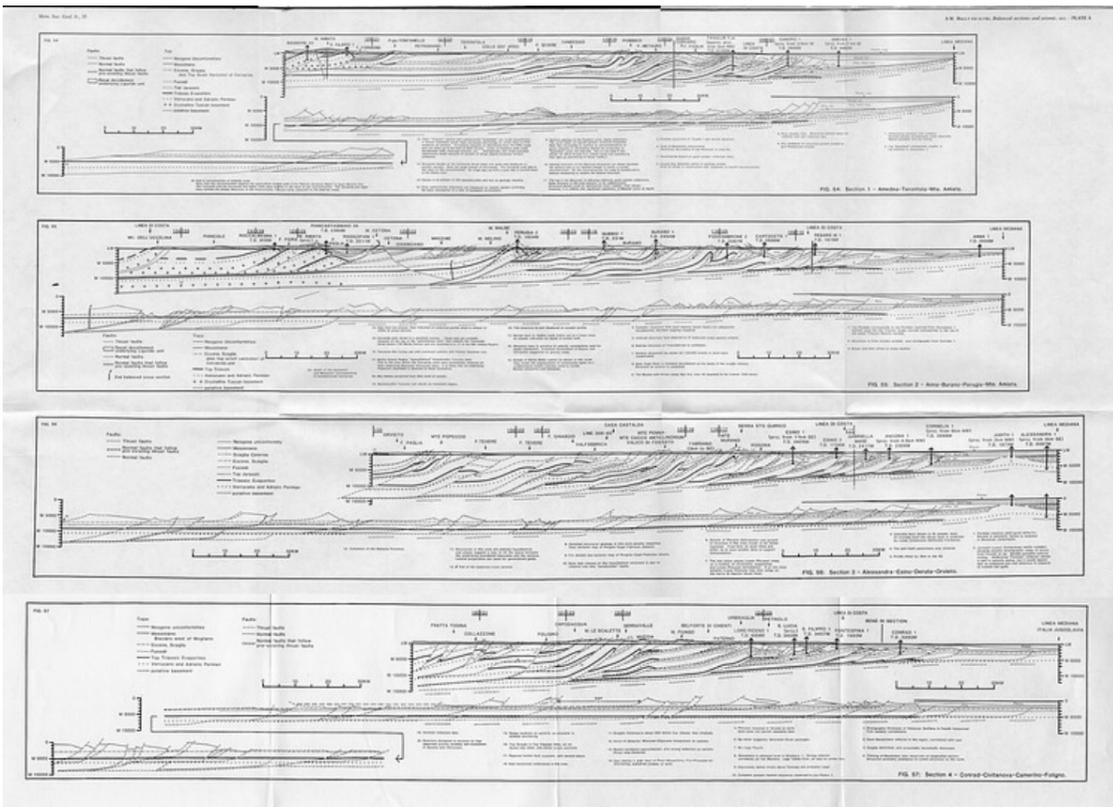


fig. 6.22a – Sezioni geologiche attraverso l'Appennino centrale dalle aree di catena deformata all'avampaese adriatico (da Bally et alii, 1986).

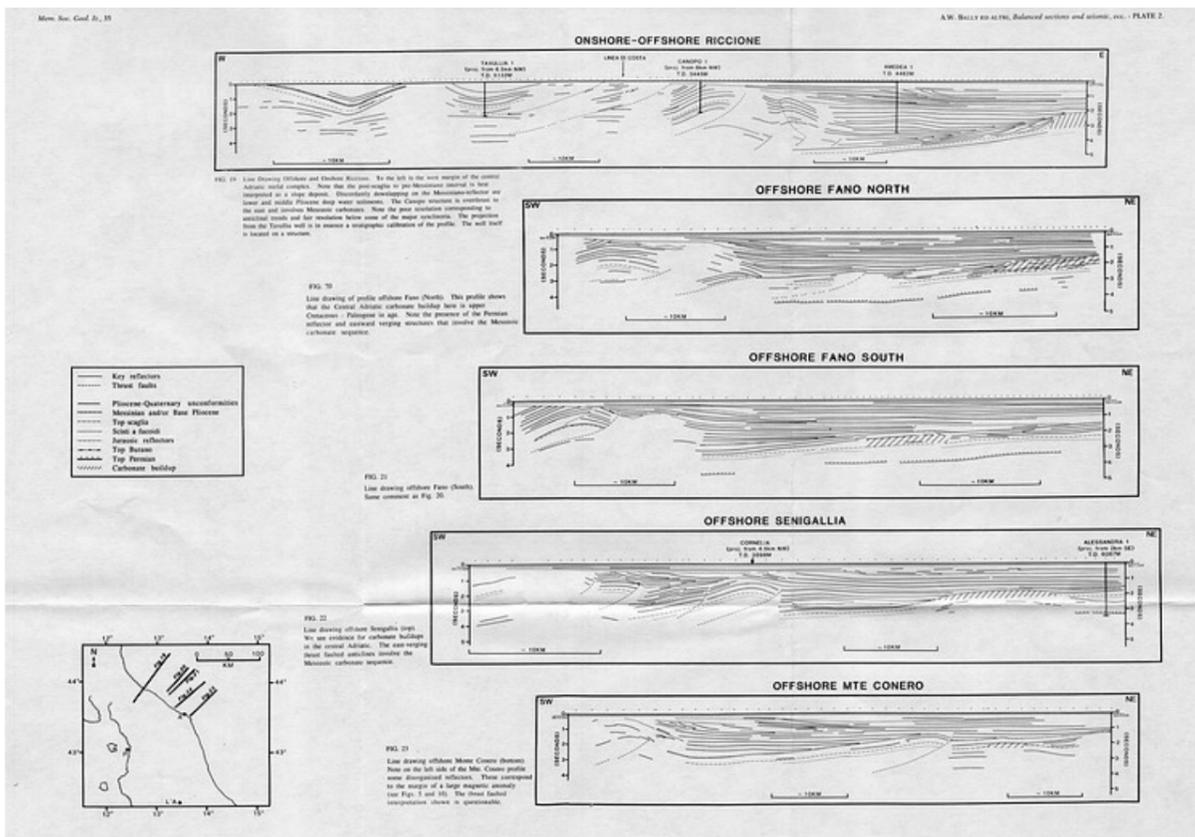


fig. 6.22b– Appennino emiliano: Fronte della catena, avanfossa, avanpaese (da Bally et alii, 1986).

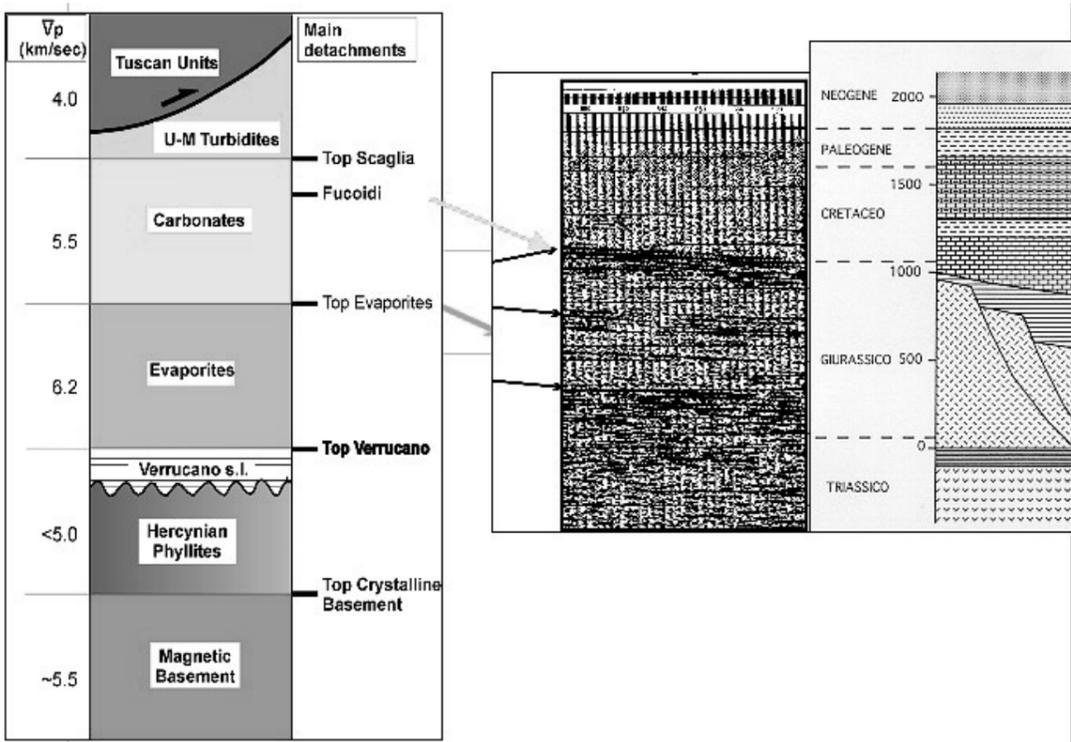


fig. 6.23 -Stratigrafia schematica, stratigrafia sismica

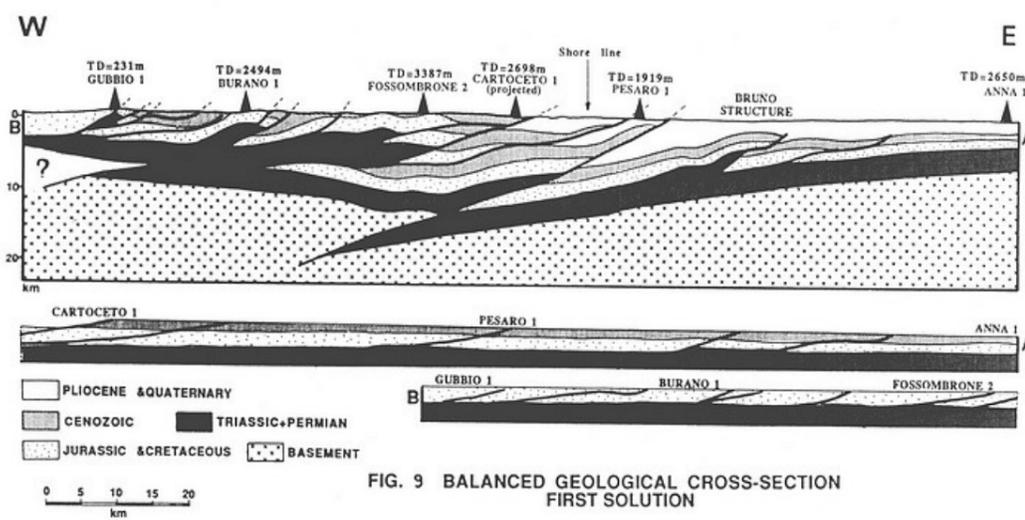


FIG. 9 BALANCED GEOLOGICAL CROSS-SECTION FIRST SOLUTION

fig. 6.24a

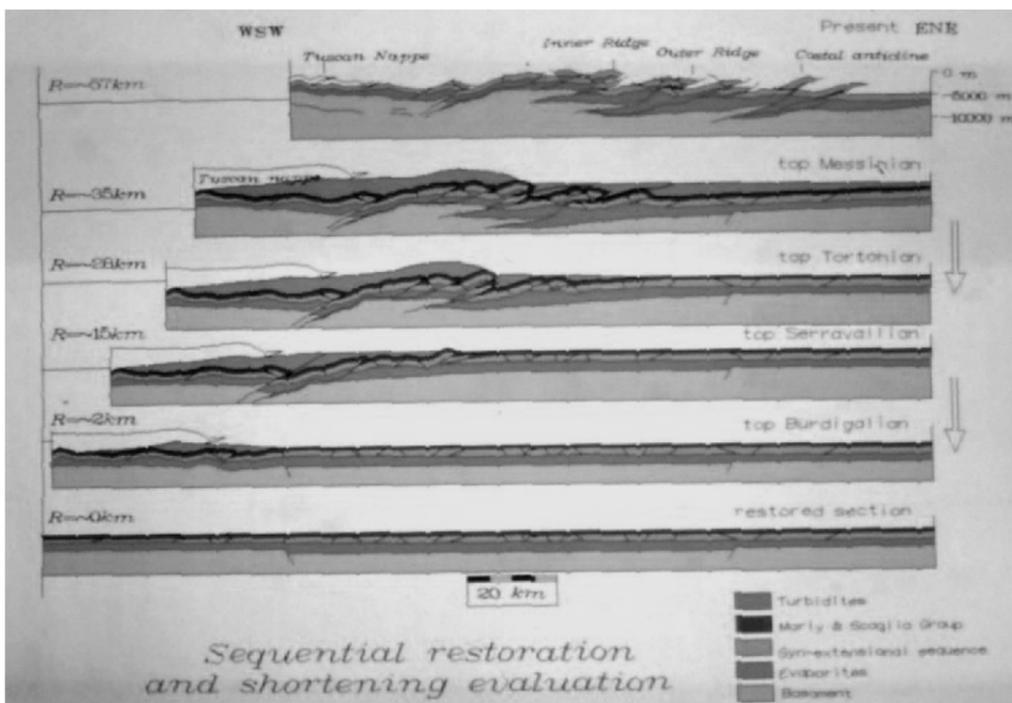
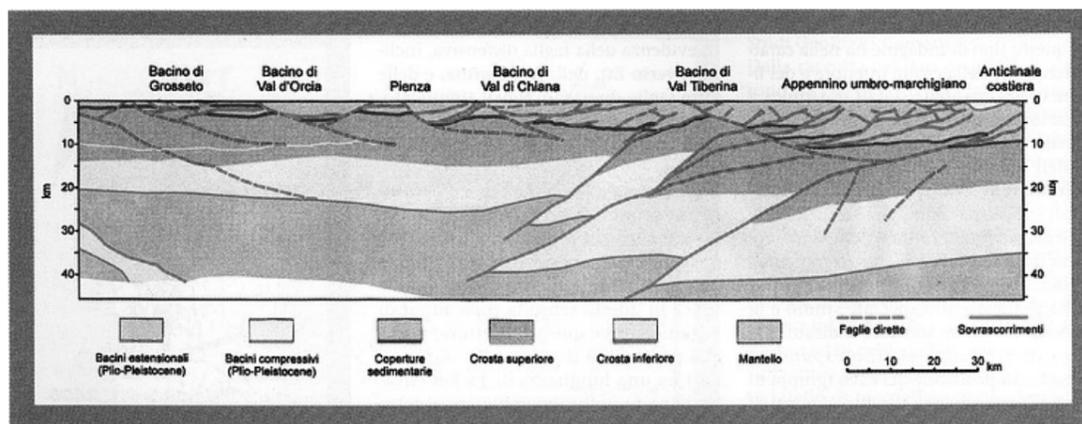


fig. 6.24b



06.4 - APPENNINO CENTRO-MERIDIONALE



fig. 6.25 – Schema strutturale dell'Appennino centro- settentrionale: in viola le Unità Interne.

06.4.1 - Appennino Centrale (Fig. 6.25-6.28)

06.4.1.1 - U. S. S. esterne maggiormente dislocate

Le unità qui di seguito descritte mostrano un più alto grado di trasporto tettonico ed un'età di deformazione precedente dal Langhiano al Burdigaliano. Esse si sviluppano a Sud-Ovest di un fronte di sovrascorrimento quasi continuamente esposto (visibile) che generalmente corre dentro o parallelamente a valli intermontane simili a graben.

a) *U. S. S. del Lazio*

Mancano evidenze di un'estensione verso Nord-Ovest dal Bacino di Lagonegro e delle unità strutturali relative al Lazio, a Nord del Fiume Garigliano. Un gruppo piuttosto complesso di unità è qui conosciuto (Parotto e Pratlun, 1976, fig. 6.28).

b) *U. S. S. del Volsci*

Non è chiaro se questa unità deriva dal prolungamento della Piattaforma Carbonatica Campano – Lucana o è ancora parte della Piattaforma Carbonatica Lazio-Abruzzi (Fig. 6.32).

La sequenza è molto simile a quella già descritta per le U. S. S. di Alburno – Cervati. Soltanto la parte superiore delle Dolomie Triassiche sono note in affioramento. La deformazione si sviluppa dal Messiniano (Parotto e Pratlun, 1976); ma probabilmente è molto più antica (dal Burdigaliano al Tortoniano).

06.4.1.2 - U. S. S. esterne meno dislocate.

L'Appennino meridionale durante il Trias – Terziario inf. fu un'area di sedimentazione di piattaforma carbonatica e di bacino. Le unità stratigrafiche – strutturali che formano la pila di falde, alcune originate dalla deformazione dei bacini, altre dalla deformazione delle piattaforme carbonatiche, furono messe in posto durante il Miocene (D'Argenio et al. 1973/76; Parotto e Praturlon 1976).

Un allineamento trasversale con andamento N-S (Linea della Maiella), la cui natura non è ancora ben chiarita, separa due settori negli Appennini meridionali; Lucania ad Est e Lazio – Abruzzi ad Ovest. I seguenti gruppi di unità stratigrafiche – strutturali sono stati individuati a partire dal basso nella pila delle falde:

- Unità del Molise – Marsica – Gran Sasso
- Unità Abruzzi – Campania
- Unità Irpine.



fig. 6.26 – Sezione composita della successione stratigrafica dell'Appennino centrale.

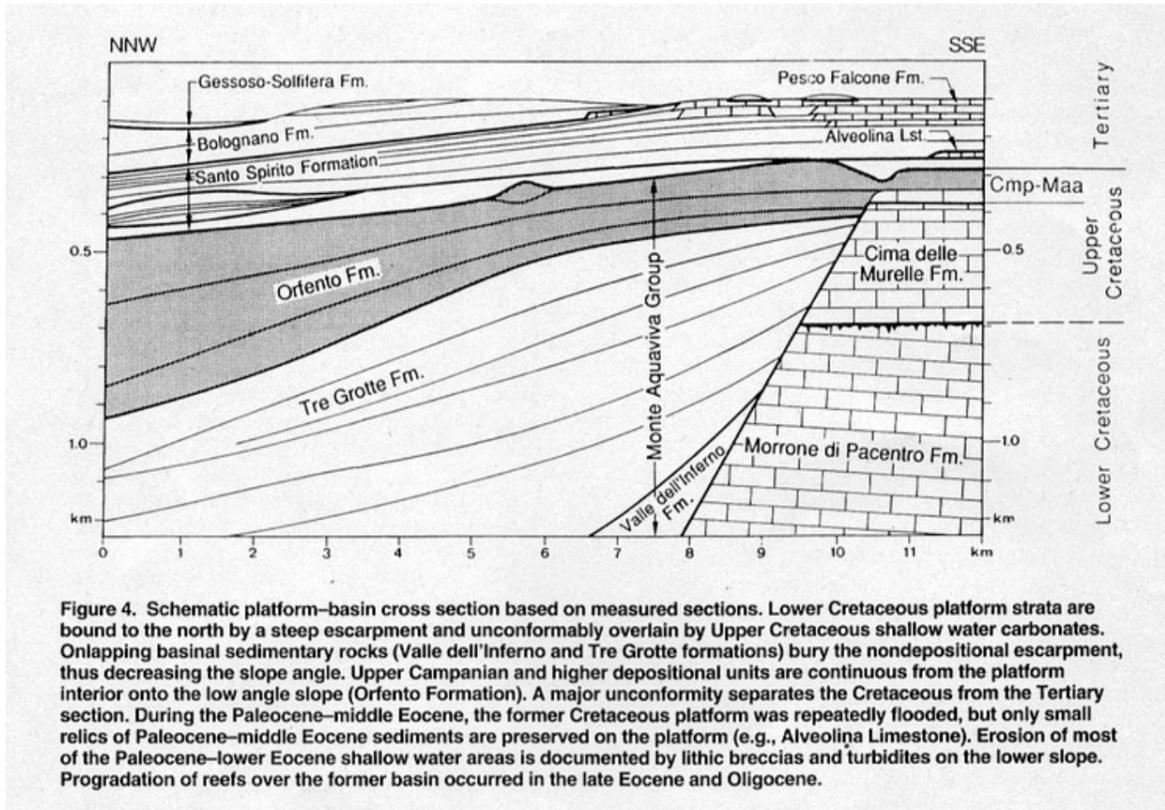


fig. 6.27 - Un tipico esempio di transizione piattaforma – bacino nella Maiella.

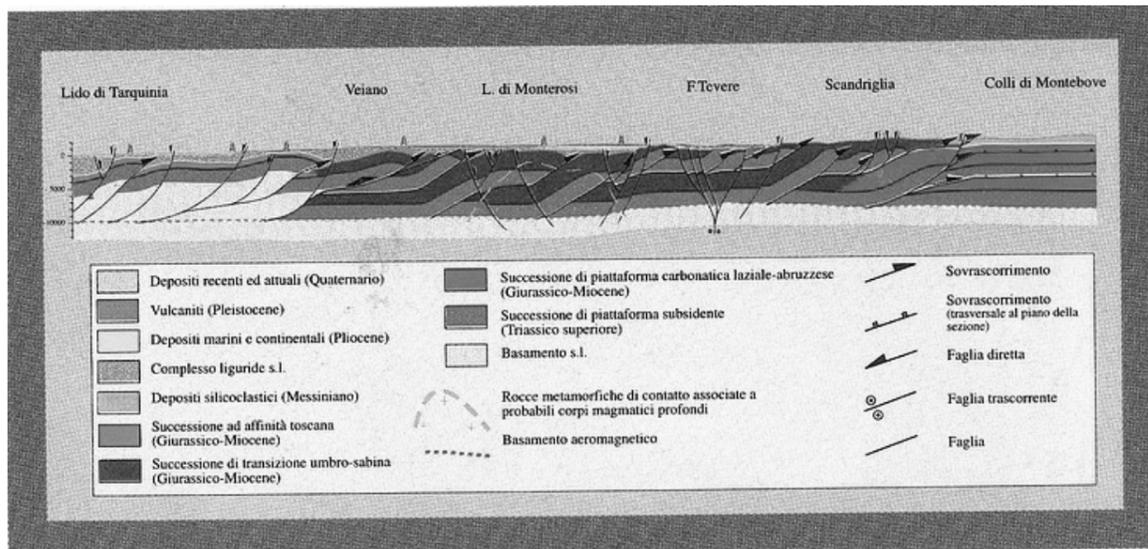


fig. 6.28 – a) Carta strutturale lungo il profilo CROP 04

Fig. 6.29 – Sezione colonnare stratigrafica composita

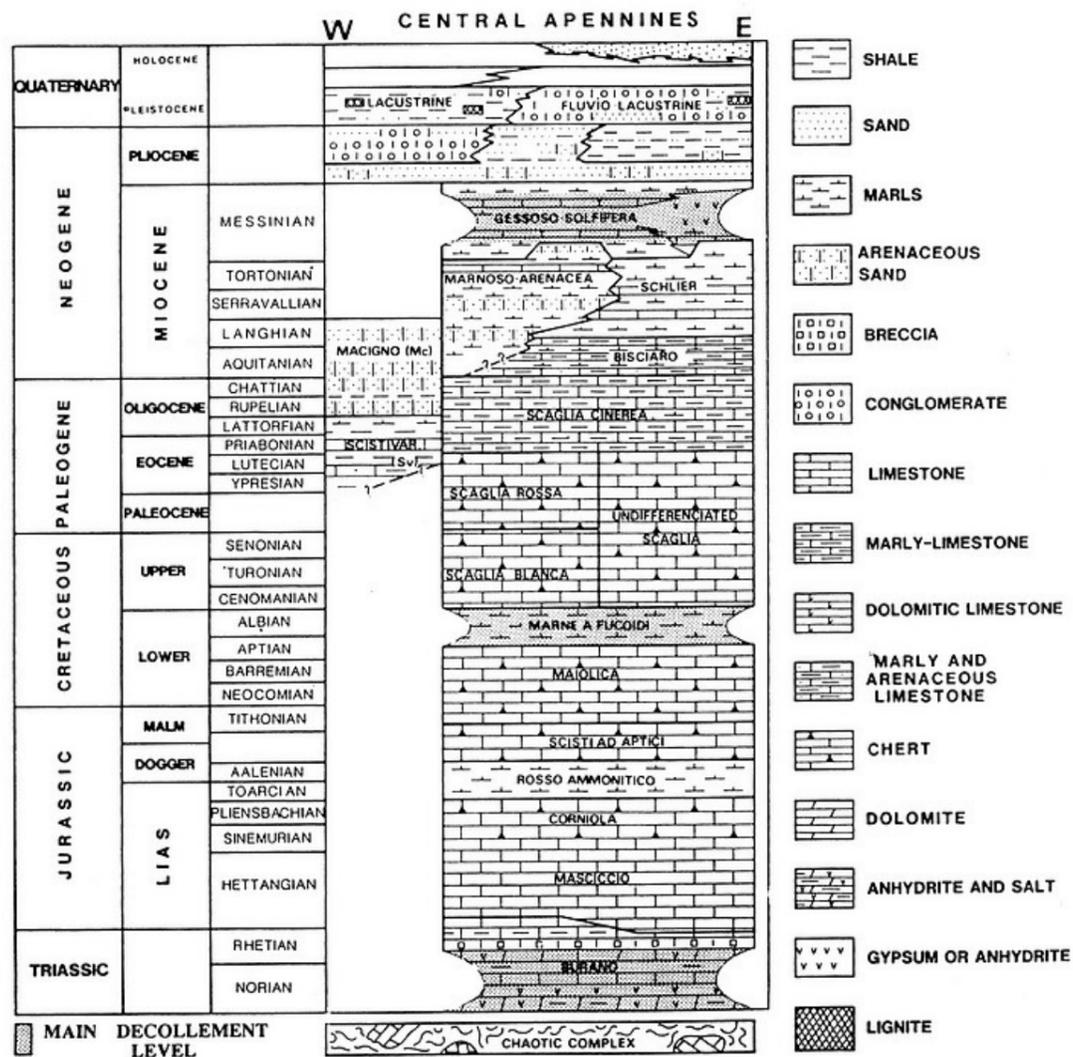


FIG. 2 COMPOSITE STRATIGRAPHIC COLUMN

After L. BURBI and R. GHELARDONI (Modified)

a) U. S. S. del Molise – Marsica – Gran Sasso

Tre unità stratigrafico – strutturali possono essere separate in questo gruppo: l'unità di Frosolone ad est della linea della Maiella ed a ovest di questa linea le unità di Monte Amaro (Maiella) e del Gran Sasso – Morrone.

L'unità di Frosolone deriva dalla deformazione di una successione bacinale (Bacino del Molise – Marsica, fig. 6.27), in gran parte conosciuto dai dati di perforazione.

La sequenza ha possibilmente caratteri interamente di bacino ed è formata da: (a) dolomiti selcifere, Trias (?) – Lias passanti a (b) argille e radiolariti giurassiche con intercalazioni vulcaniche, (c) arenarie calcaree gradate, calcilutiti e marne cretache – ologoceniche (?) (d) arenarie calcarenite e siltiti di tipo flysch mioceniche. L'unità di Frosolone si individua durante la fase tettonica del Tortoniano sup.

L'unità di M. Amaro deriva dalla Piattaforma Carbonatica della Maiella. La sequenza Mesozoica corrisponde all'incirca a quella rinvenuta nel Gargano. Quella terziaria differisce per il maggiore spessore e per la maggiore completezza di termini. Questa unità si è deformata e messa in posto nel Pliocene medio.

L'Unità del Gran Sasso – Morrone deriva dalla deformazione della parte nord occidentale del Bacino Molise – Marsica, parti minori della Piattaforma Carbonatica Abruzzi- Campania e probabilmente da un'estensione verso NW del bacino del Gargano (bacino Gargano – Gran Sasso). La sequenza in parte è simile a quella descritta per l'unità di Frosolone: comunque sono conosciute sia variazioni di facies locali che di spessori.

La deformazione si sviluppa durante il Pliocene inferiore.

b) U. S. S. Abruzzi – Campania

Sono state individuate diverse unità in questo gruppo su entrambi i lati della linea trasversale della Maiella:

- Unità Matese – M. Maggiore
- Unità M. Croce

Ad est della linea, mentre ad ovest sono state riconosciute:

- Unità Sirente – M. Genzane
- Unità Velino – Meta
- Unità Simbruini – Monte Cairo

fig. 6.30–Sezione geologica bilanciata lungo la Piattaforma laziale-abruzzese

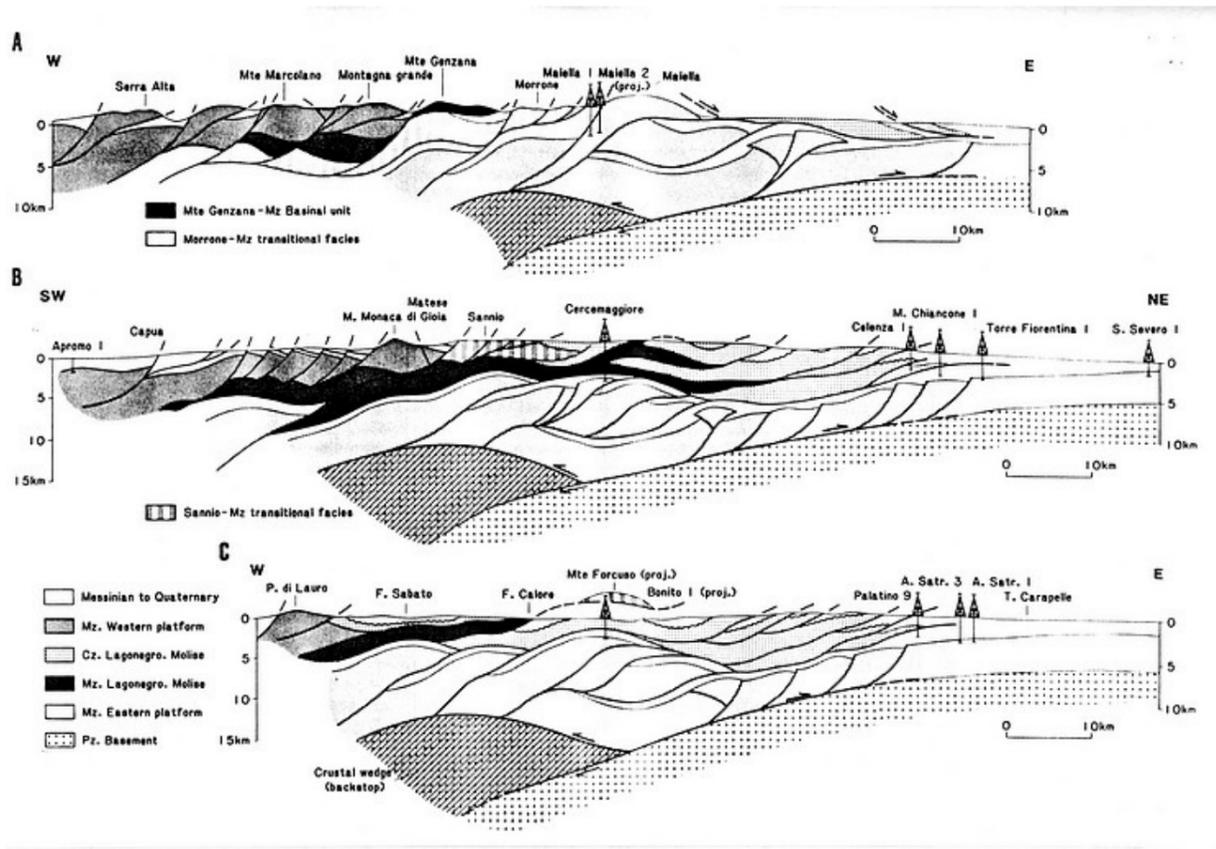


fig. 6.31 - Sezioni geologiche bilanciate nell'Appennino centrale.

c) *U. S. S. del Sirente – M. Grande, Velino – Meta e Simbruini – M. Cairo.*

Diverse U. S. S. sono qui descritte insieme (basate su dati di Praturlon e Parotto, 1976). Esse derivano soprattutto dalla prolungazione verso Ovest della linea Pescara – Gaeta della Piattaforma Carbonatica Abruzzi – Campania, le cui successioni possono essere usate per confronto. Dalla più esterna (più bassa) alla più interna (più alta) le unità sono:

U. S. S. Sirente – M. Grande: include il margine nord – orientale e le parti interne della Piattaforma Carbonatica Abruzzi – Campania.

U. S. S. Velino – Meta: include il margine orientale e le parti interne della piattaforma Carbonatica Abruzzi – Campania a Noed-Ovest della Valle del Liri (Val di Roveto).

U. S. S. Simbruini – M. Cairo: include le parti interne della piattaforma Carbonatica Abruzzi – Campania a Sud-Ovest della Val di Roveto.

AGE	PALAEOTECTONIC STAGE	LITHOSTRATIGRAPHIC UNIT	LITHOFACIES	SEDIMENTARY ENVIRONMENT
MIOCENE	Flysch	Pietraroia FM Cusano FM	Turbiditic sandstones siltstones Organogenic carbonates	Scarp and basin Open shelf
LOWER TERTIARY	OR	Trentinara FM	limstones	Carbonate platform
UPPER CRETACEOUS	NING		Gap	Carbonate platform
LOWER CRETACEOUS	Epiocceanic carbonate platform		Rudistid limestones bauxites	Playa Lakes Karst
MALM			Diceratid limestones	Carbonate platform (Subtidal facies & low turbulence)
DOGGER			Algal foraminiferal and mollusc limestones and dolomitic limestones	
LIAS			Algal and megalodont dolostones alternating with stromatolitic dolostones	Carbonate platform (Tidalites, cyclothems)
UPPER TRIAS	Intracontinental evaporitic - carbonate platform		Evaporites	Sabkha ?
MIDDLE TRIAS	?			

fig. 6.32 – Successione della Piattaforma Carbonatica abruzzese-campana.

AGE	PALAEOTECTONIC STAGE	LITHOSTRATIGRAPHIC UNIT	LITHOFACIES	SEDIMENTARY ENVIRONMENT
MIOCENE	Flysch		Calcarenites and marls passing upwards to turbidites	Basin (Only marginal facies known)
LOWER TERTIARY	Epiocenic Basin		Calcarenites, calcilutites and marls	
UPPER CRETACEOUS			Graded calcarenites and calcirudites alternated with calcilutites and marls (scaglia type)	
LOWER CRETACEOUS				
MALM			Argillites and radiolarites with tuffaceous intercalations	
DOGGER	Drowning ?		Cherty dolomites	
LIAS	Intracontinental carbonate platform		Megalodont and stromatolitic dolostones	Carbonate platform
UPPER TRIAS			(Evaporites ?)	
MIDDLE TRIAS				

fig. 6.34 – Successione del Bacino Molisano.

06.5 - APPENNINO MERIDIONALE

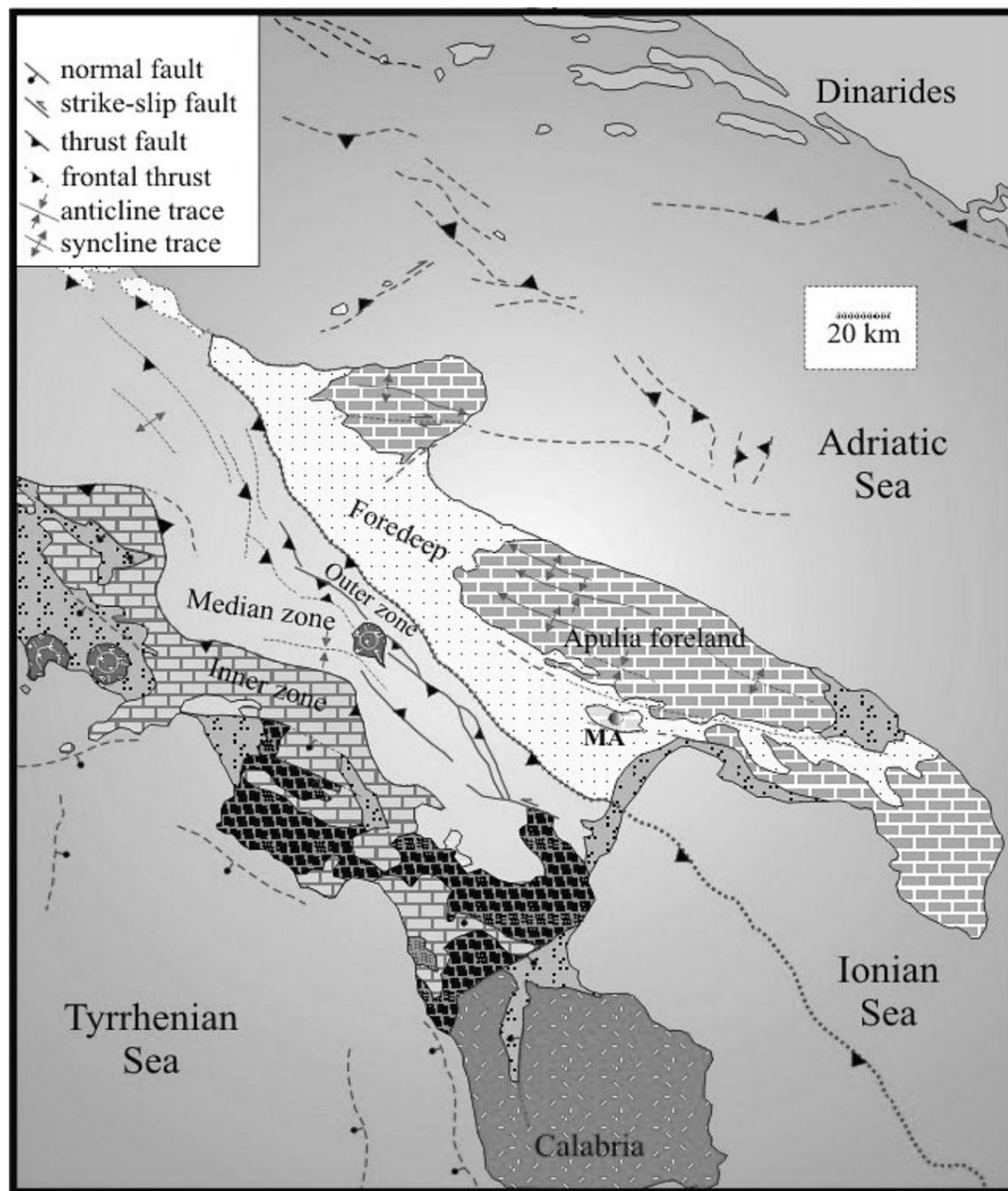
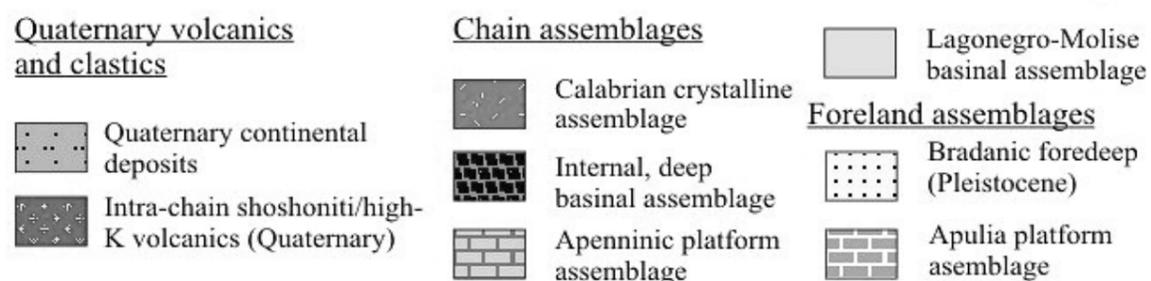


fig. 6.35



06.5.1 - Unità Interne

a) Frido

Poche centinaia di metri di argille leggermente metamorfosate, calcareniti e calcilutiti del Cretaceo, con olistostromi ofiolitici. Essa giace sotto la U. S. S. del Cilento che chiaramente sovrascorre la U. S. S. di Alburno – Cervati.

b) Sicilidi

Queste unità affiorano in modo sparso negli Appennini Meridionali, anche perché hanno subito diverse fasi tettoniche (Burdigaliano, Serravaliano, Tortoniano, Messiniano e Pliocene inf.) che le hanno spostate verso Est, disarticolando le loro sequenze molto spesso mostrano una struttura caotica e appaiono messe in posto come corpi olistostromici in U. S. S. più giovani. Una sequenza completa ovviamente non affiora, ma è possibile ricostruire da diverse sezioni una successione di 300 m di spessore (Aptiano – Oligocene) di sabbie conglomerati e argille varicolori.

c) Cilento

Questa unità è caratterizzata da più di 4600 m di spessore, di una sequenza clastica che in età si estende dal Cretaceo inf. (Aptiano?) all'Oligocene. Argille nere, silt e marne, con intercalazioni conglomeratiche sono i tipi di rocce principali. Durante la fase Burdigaliana le unità di Cilento - Frido sovrascorsero sulle U. S. S. di Alburno – Cervati.

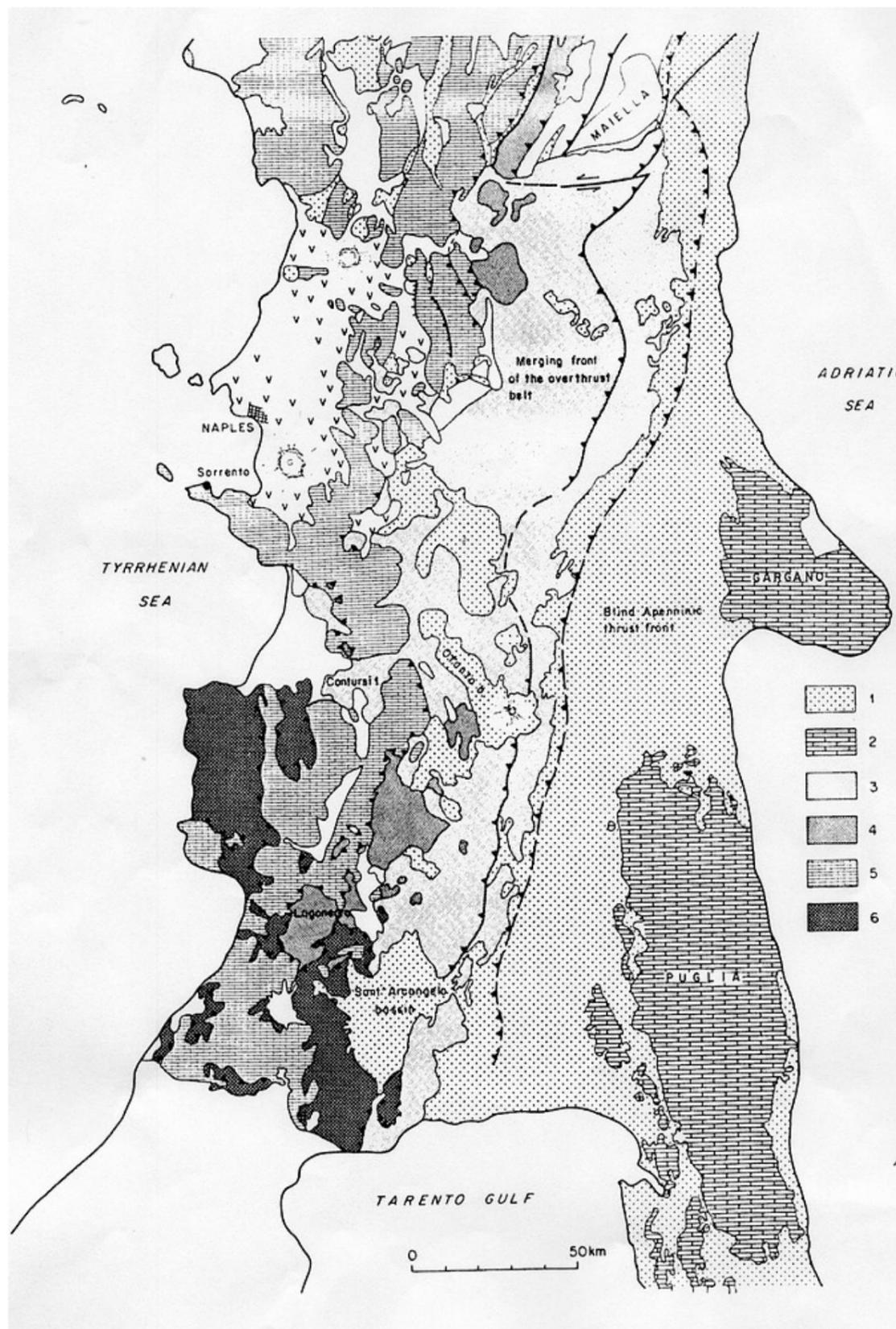


fig. 6.36

a) *U. S. S. di Lagonegro.*

Due unità sono state riconosciute: un'unità superiore ed una inferiore. La prima corrisponde alla parte assiale di un bacino (Bacino di Lagonegro) l'ultima al suo margine occidentale (Fig. 6.39). La sequenza dell'unità inferiore di Lagonegro è formata da (a) calcari selciferi triassici (b) radiolariti giurassiche, (c) argilliti e calcari silicei del Cretaceo e (d) marne e argille e calcareniti del Terziario inferiore. Lo spessore è più di 1000 m.; la deformazione iniziò durante il Tortoniano.

La successione dell'Unità S.S. superiore di Lagonegro è formata da arenarie siltiti e conglomerati con intercalazioni di calcare organogeno, del Permiano inf.- Trias; dal Trias sup. mostra buone analogie con l'unità inferiore, eccetto per la più spessa intercalazione di calcareniti e calciruditi risedimentate. Lo spessore supera i 1000 m., la deformazione inizia dal Burdigaliano (fig. 6.37-6.38).

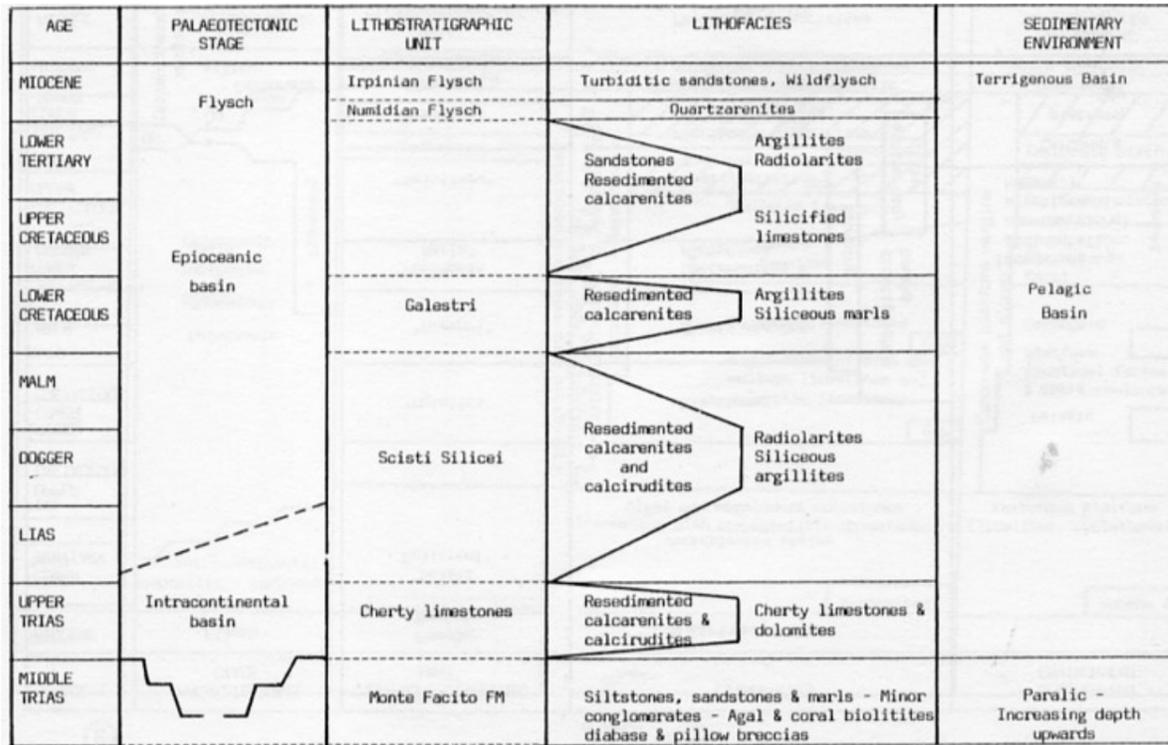


fig. 6.37a – Successione del Bacino di Lagonegro.

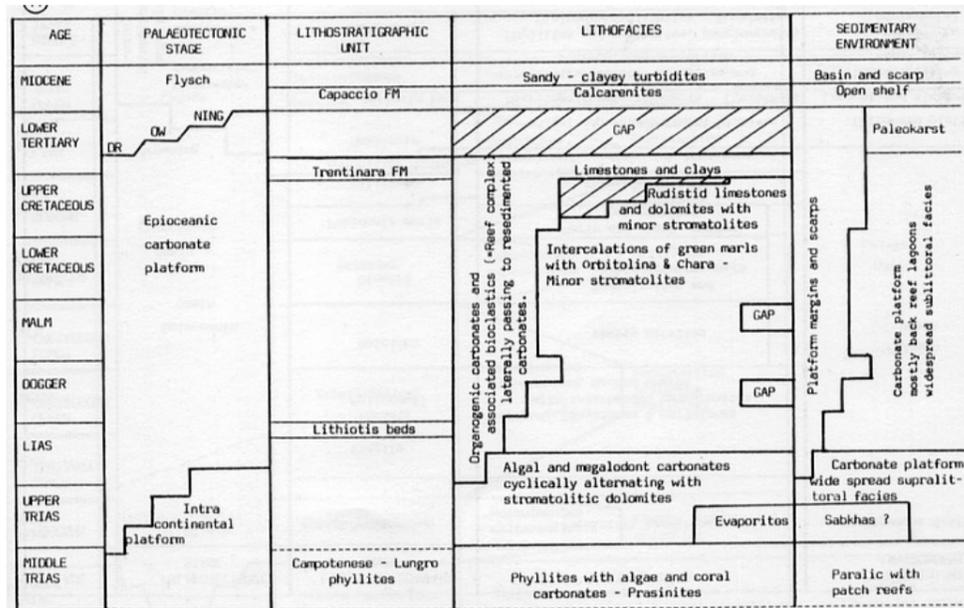


fig. 6.37b – Successione stratigrafica della Piattaforma campano-lucana.

LAGONEGRO UNIT

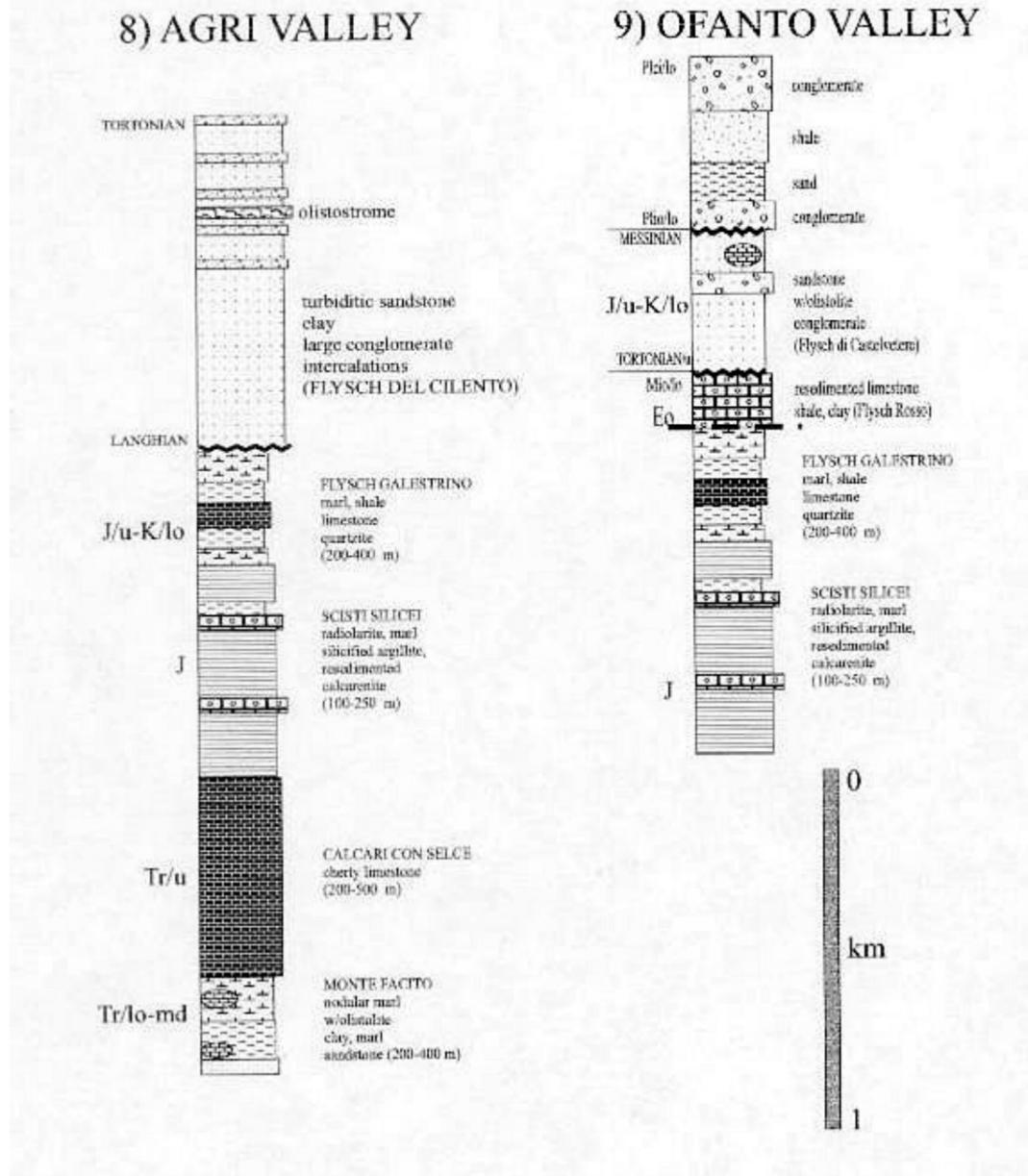


fig. 6.38

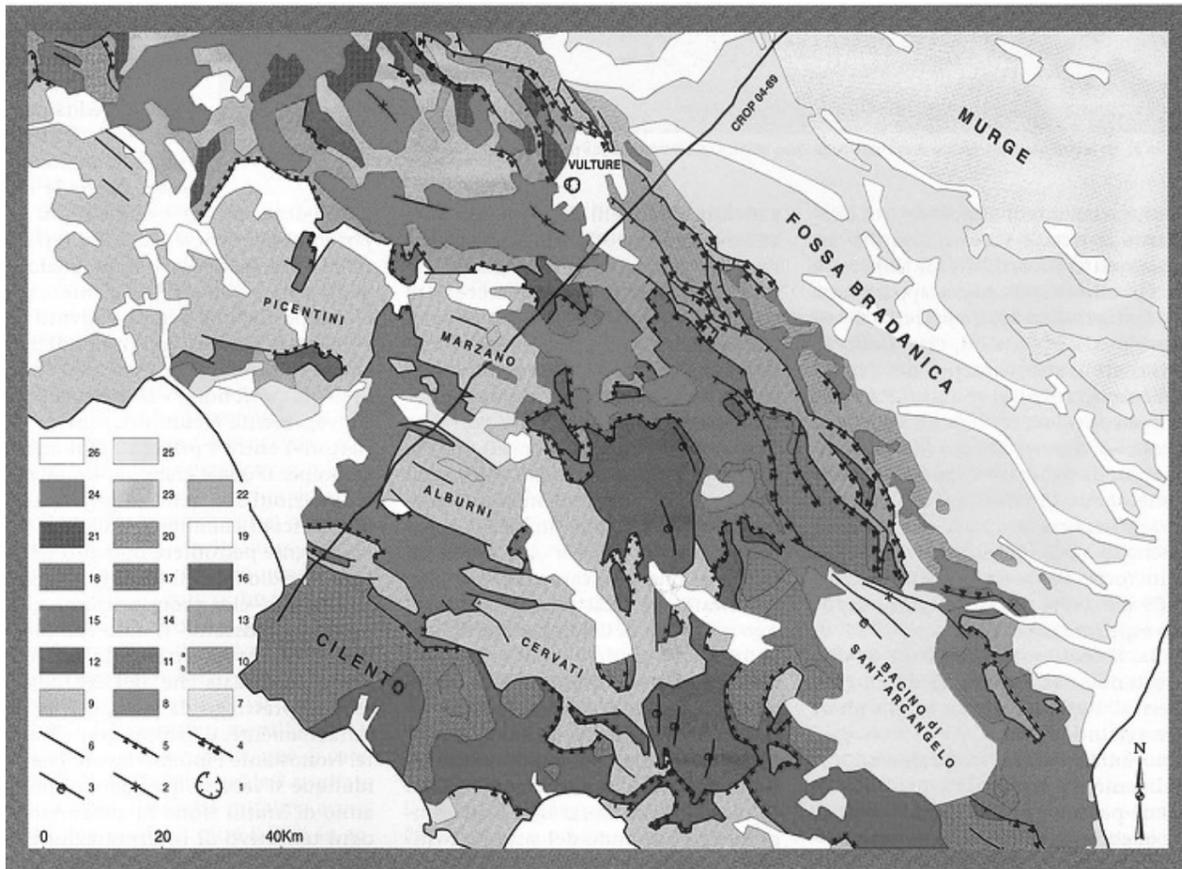


fig. 6.39

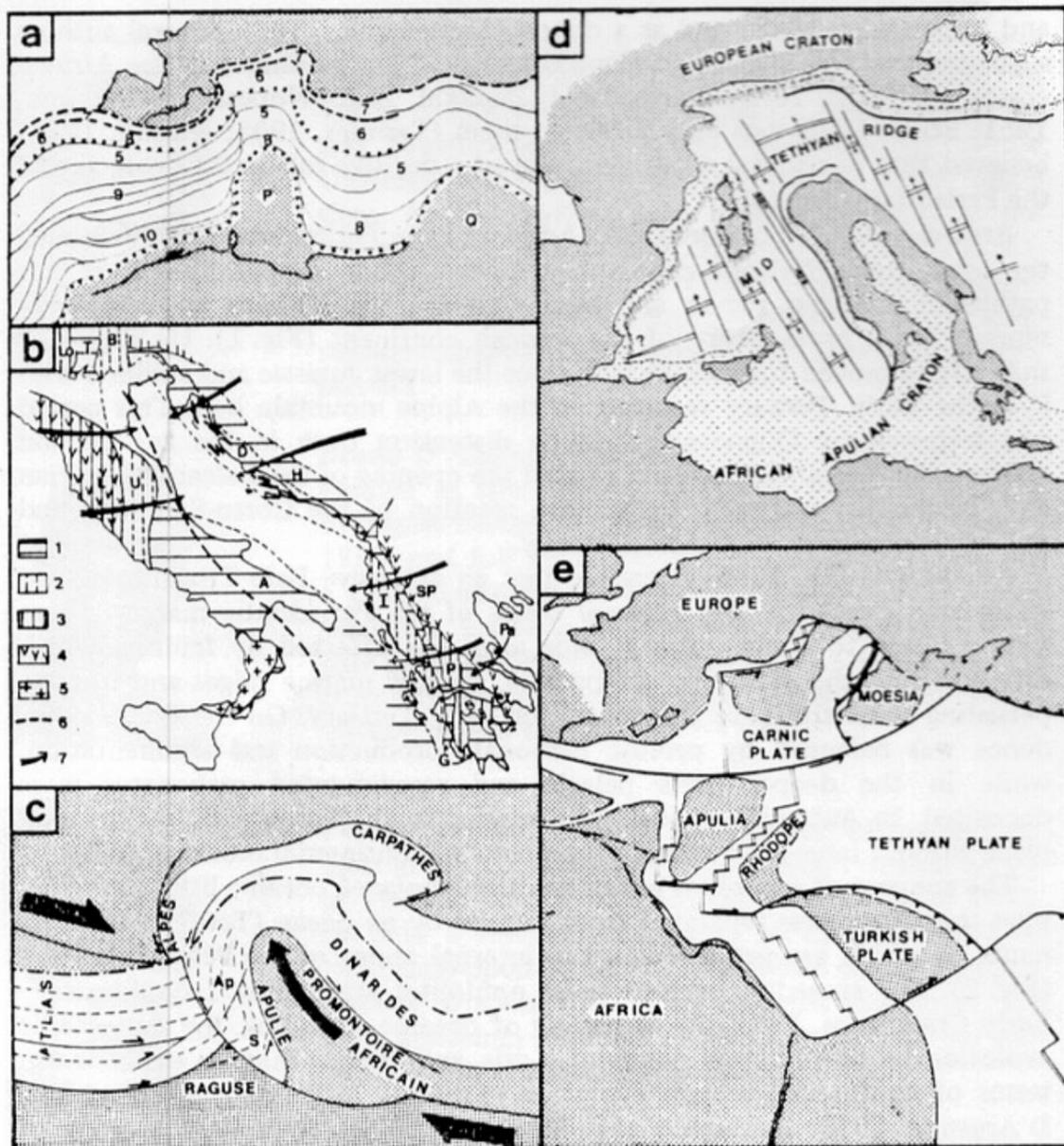
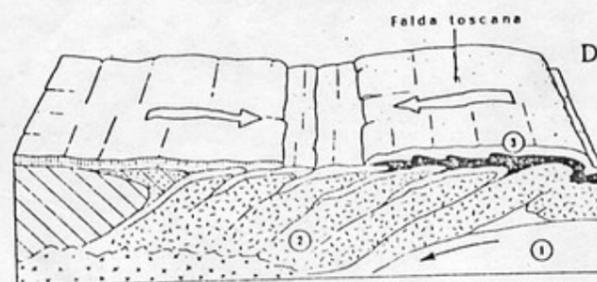
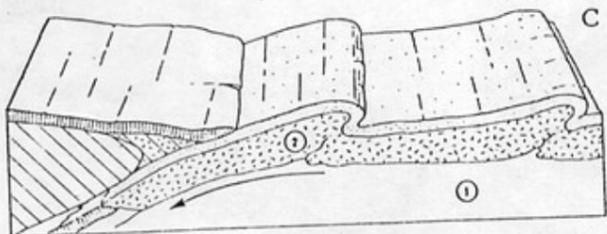
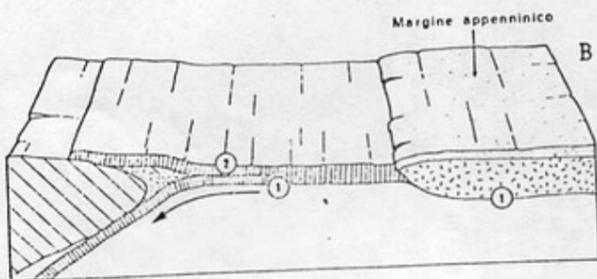
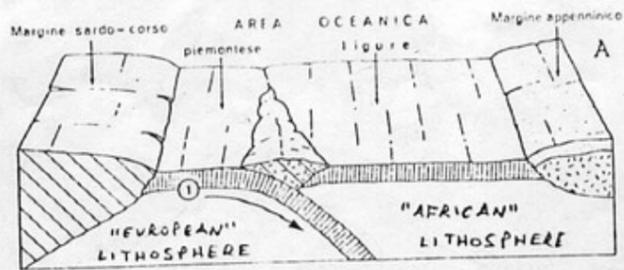


Fig. 1. Structural-evolutionary models proposed for the Adriatic region.

a. According to Argand (1924) the collision of the African and Arabian promontories (*P* and *Q* resp.) with Europe formed the Alpine foldbelt. The African margin (between the two dotted lines) incorporated what is now the Atlas (10), Apennine (9), Dinaride (8) and Austroalpine (5) foldbelts which were separated from the European—Helvetic margin (7) (between the two dashed lines) by the Penninic zone (6). (Late Jurassic reconstruction).

b. Aubouin (1965) visualized a central ridge (Apulia) flanked on both sides by miogeosyncline—eugeosyncline couples. 1, Neritic and reef sedimentation. Ridges: *A* = Apulian ridge (intermediate foreland between the Apennines and Dinarides—Hellenides); *D* = Dalmatian zone; *H* = High Karst zone; *G* = Gavrovo—Tripolitza zone; *T* = Trento zone; *Pa* = Parnassos zone. 2, External zone of pelagic or pelagic—terrigenous sedimentation (miogeosynclinal furrow). *U* = Umbrian zone; *B* = Belluno zone; *I* = Ionian zone. 3, Internal zone of pelagic or pelagic—terrigenous sedimentation (eugeosynclinal furrow). *L* =

A PLATE TECTONIC MODEL FOR NORTHERN APENNINES



The Northern Apennine, i.e. the chain segment roughly facing the Sardinian-Corsican mass, was formed by the tectonic evolution of the following domains and isopic zones:

- Oceanic Domain, in which two quite different isopic zones may be distinguished: the Piedmont Zone and Ligurian Zone;
- Austroalpine Domain, in which two quite different isopic zones may be distinguished: the internal and external Austroalpine Zones;
- Tusco-Umbrian Domain, in which four quite different isopic zones may be distinguished: the Massa, the Apuan, the external Tuscan and the Umbrian Zones.

The tectogenesis occur in two distinct stages: an oceanic stage preceding the collision, and an ensialic one subsequent to it.

The oceanic stage comprises two phases: during the first phase (Lower-Upper Cretaceous) the whole oceanic lithosphere (oceanic crust and lithospheric mantle) formed a unitary layer; the Piedmont Zone subducted beneath the Ligurian one dipping eastward. During the second phase (Upper Cretaceous-Middle Eocene) the subducted beneath the Sardinian-Corsican margin. However most of the cover (with associated ophiolites) was peeled off (obducted) over this margin so that two tectonic layers were produced.

The ensialic stage comprises several phases: during the first of them (the third of all the tectogenetic phases: Lower-Upper Oligocene) the tectonic layers are still two - different from the previous phase - and formed respectively from the lithospheric mantle, still moving downwards and from the thinned continental crust. The latter stayed behind on the surface. was compressed against the opposite continental margin and was shortened giving rise to a pile imbricate listric wedge - shaped blocks. Several phases followed, characterized by the individuation of a third layer made up of the Sialic cover disconnected from the basement because of peeling off and/or gravity sliding. The fourth and the sixth phases are particularly important. During the fourth was set in place the tuscan nappe; during the sixth, was achieved, through a gravity mechanism, the present relationships among the different tectonic units South of the Arno River.

- Margine continentale sardo-corso
- Margine continentale appenninico
b) copertura
a) basamento
- Crosta oceanica
- Livello evaporitico
- Microcratone intraoceanico
- Granito sincinemato

FROM: BOCCALETTI ET AL. 1980

TECTONIC EVOLUTION OF THE NORTHERN APENNINES

① ② ③ TECTONIC "LEVELS"
→ GRAVITATIONAL GLIDING

(FOR MORE DETAILS SEE THE NEXT FIGURE WHERE SEDIMENTARY DOMAINS ARE INDICATED)

67-68

Fig. 6.41

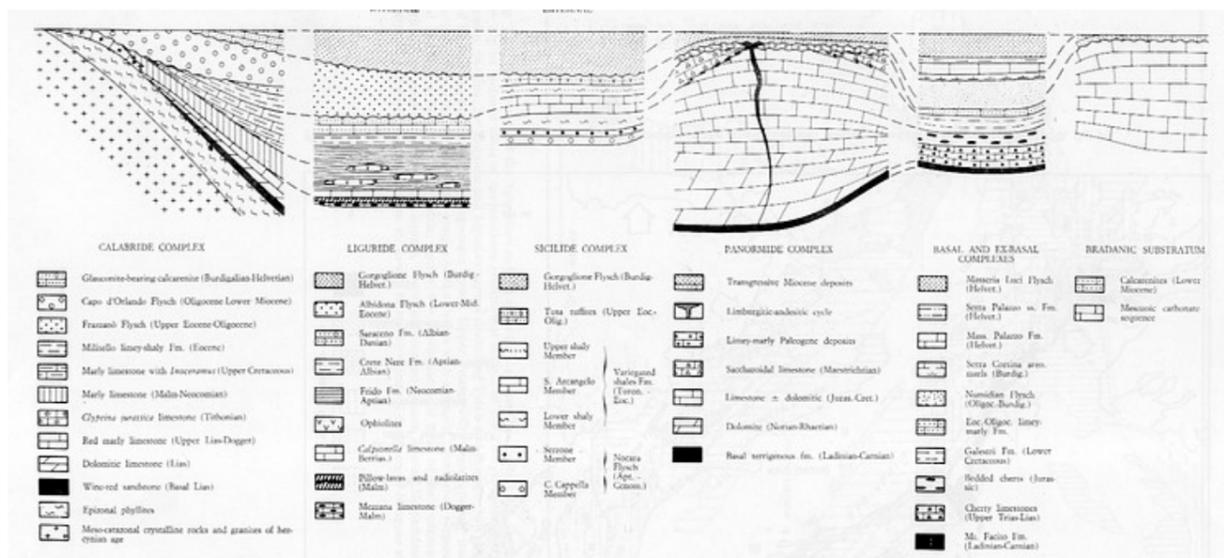


Fig. 6.42

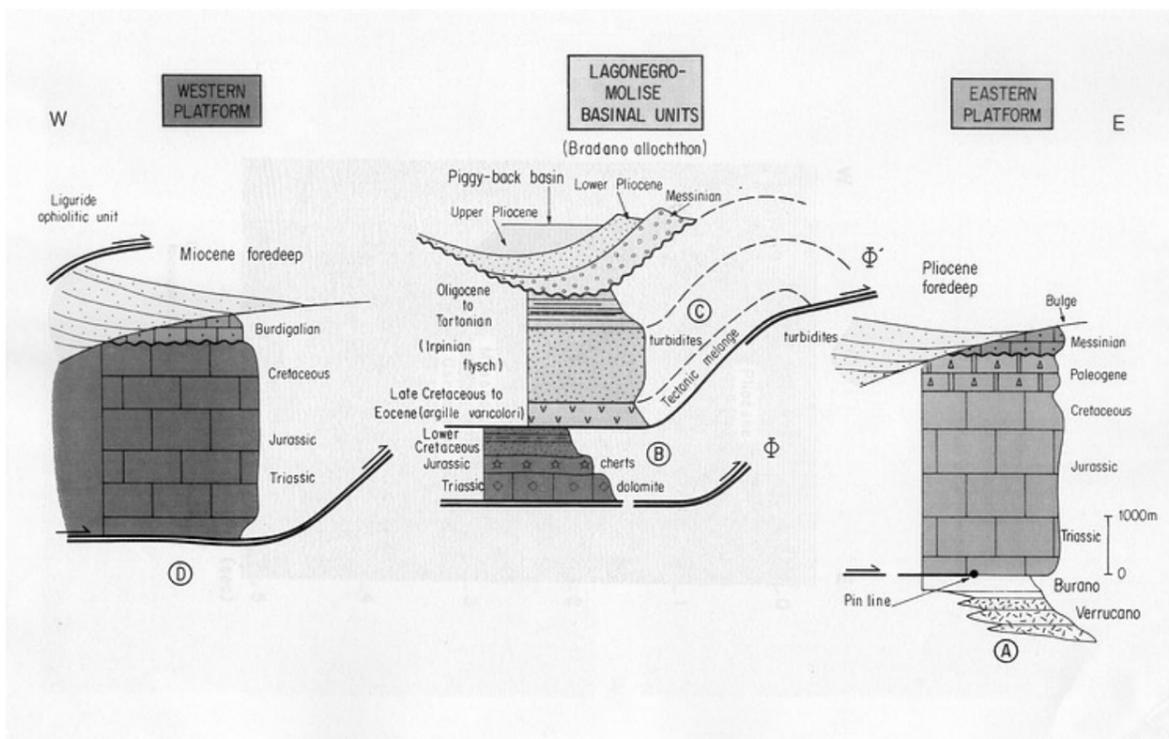
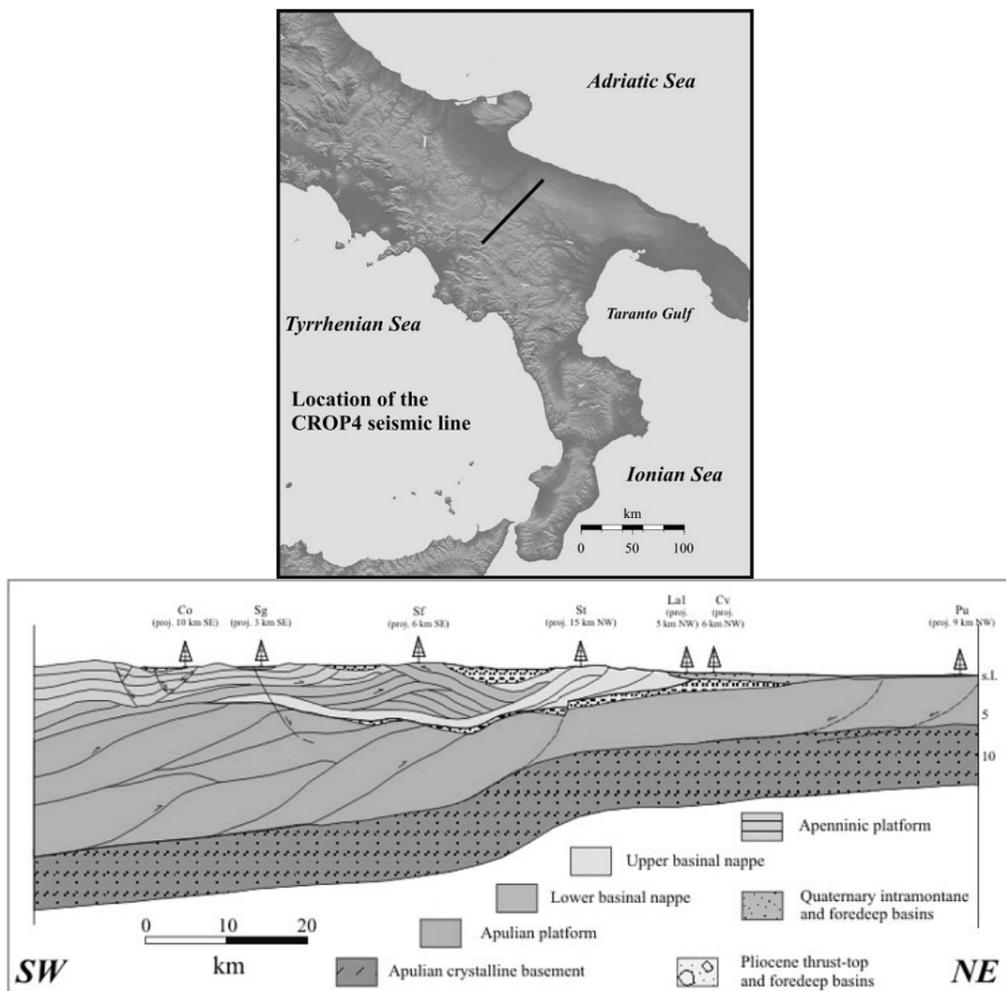


fig. 6.43 - Schema evolutivo dell'Appennino meridionale attraverso la Piattaforma Campano-Lucana, il Bacino Lagonegrese e la Piattaforma Apula

CROP 03 location

Apennine crustal section



Interpreted after Mazzotti et al., 2000

fig. 6.44

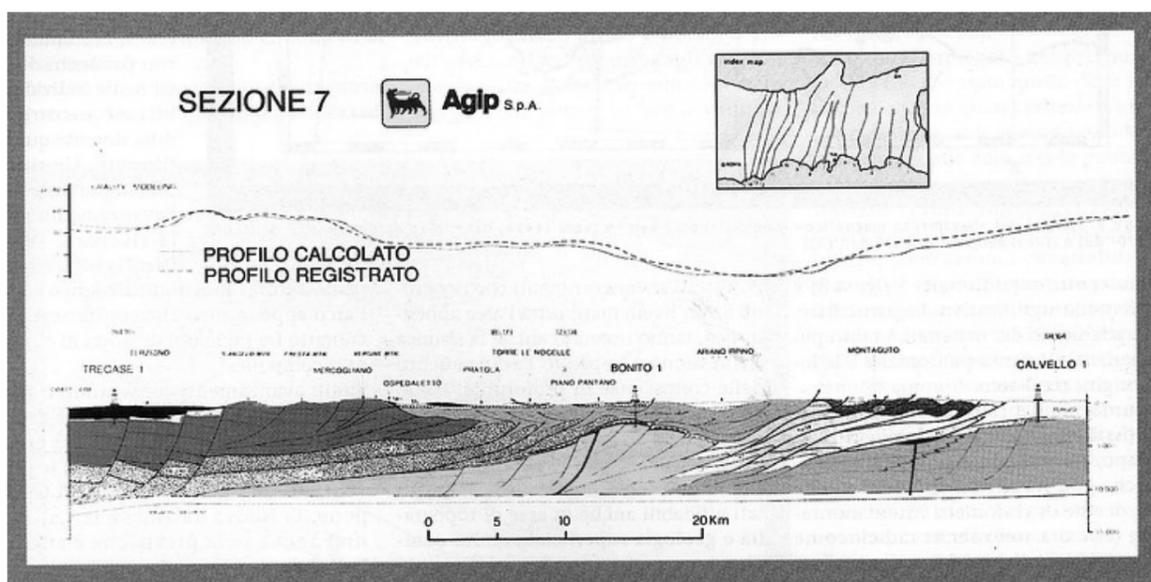


Fig. 6.45

b) *U. S. S. Campano – Lucana.*

Le tre principali unità individuate finora:

U. S. S. di Foraporta – Maddalena, Alburno – Cervati e Bulgheria – Verbicaro. Derivano dalla deformazione di una Piattaforma Carbonatica (Piattaforma Carbonatica Campano-Lucana equiv.).

U. S. S. Bulgheria – Verbicaro. Questa unità è formata dalla parte interna della piattaforma carbonatica e si individua soltanto durante la fase tettonica del Tortoniano. La sequenza è interamente carbonatica eccetto la parte superiore che consiste di depositi terrigeni.

U. S. S. Alburno – Cervati. Deriva dal corpo principale della Piattaforma Panormide Carbonatica (Fig. 6.18). Il suo spessore raggiunge quasi 6000 m. La sequenza è fatta da alcune centinaia di metri di siltiti, arenarie e conglomerati con intercalazioni carbonatiche organogene di età Trias – medio (Calabria settentrionale) da circa 1600 m. di dolomie del trias sup. e da circa 3000 m. di calcari e dolomie Giura – Cretacee. Calcareniti del Miocene inferiore seguono in discordanza verso l'alto e rapidamente passano a siltiti ed arenarie turbiditiche dell'Aquitano-Burdigaliano. La deformazione prende posto durante la fase tettonica Burdigaliana.

U. S. S. Monte Faraporta – Monti della Maddalena. Questa unità deriva dalla deformazione del lato “esterno” della Piattaforma Carbonatica Campano – Lucana. Le sequenze sono variabili sia negli spessori (da poche decine a circa 2000 m.) e nella litologia, sebbene le rocce siano prevalentemente carbonatiche. Sono state riconosciute diverse lacune stratigrafiche dal Giura al Miocene (sub - unità dei Monti della Maddalena) mentre in altre sequenze (sub – unità del M. Faraporta) sono conosciute argille nere e calcareniti risedimentate (Lias – Dogger). Dall'Aquitano si sviluppano depositi terrigeni (M. della Maddalena). La deformazione avvenne durante il Burdigaliano.

06.5.3 - Unità Esterne meno dislocate

U. S. S. Matese – M. Maggiore e M. Croce.

L'unità Matese – M. Maggiore deriva dalla deformazione di una Piattaforma Carbonatica (la Piattaforma Carbonatica Abruzzi – Campania). La sezione affiorante è quasi interamente formata carbonati (dolomie triassiche e calcari giura – cretacei). Carbonati organogeni burdigaliani – serravalliani giacciono in discordanza su calcari cretacei e passano verso l'alto ad arenarie e siltiti turbiditici di età Tortoniana. Il massimo spessore supera i 3.600 m; sono note due lacune principali: Cenomaniano medio e Paleogene. L'età della deformazione è il Tortoniano sup.

U. S. S. di M. Croce.

Affiora soltanto nella finestra tettonica di Campagna. Questa unità è considerata derivata dal margine interno della Piattaforma Carbonatica Abruzzi – Campania. Le rocce sono soprattutto carbonatiche (Trias Burdigaliano); marne serravalliane e sabbie seguono verso l'alto. Lo spessore raggiunge diverse centinaia di metri. La deformazione di questa unità si sviluppa durante la fase tettonica Tortoniana.

U. S. S. Irpine.

Le Irpinidi, (Pescatore 1978) costituiscono diverse unità (individuate ma ancora non completamente mappate) derivate durante il Burdigaliano-Tortoniano da un bacino che si sviluppa durante la deformazione Appenninica (Bacino dell'Irpinia). Queste unità affiorano dalla Campania alla Lucania lungo una fascia lunga circa 200 Km.

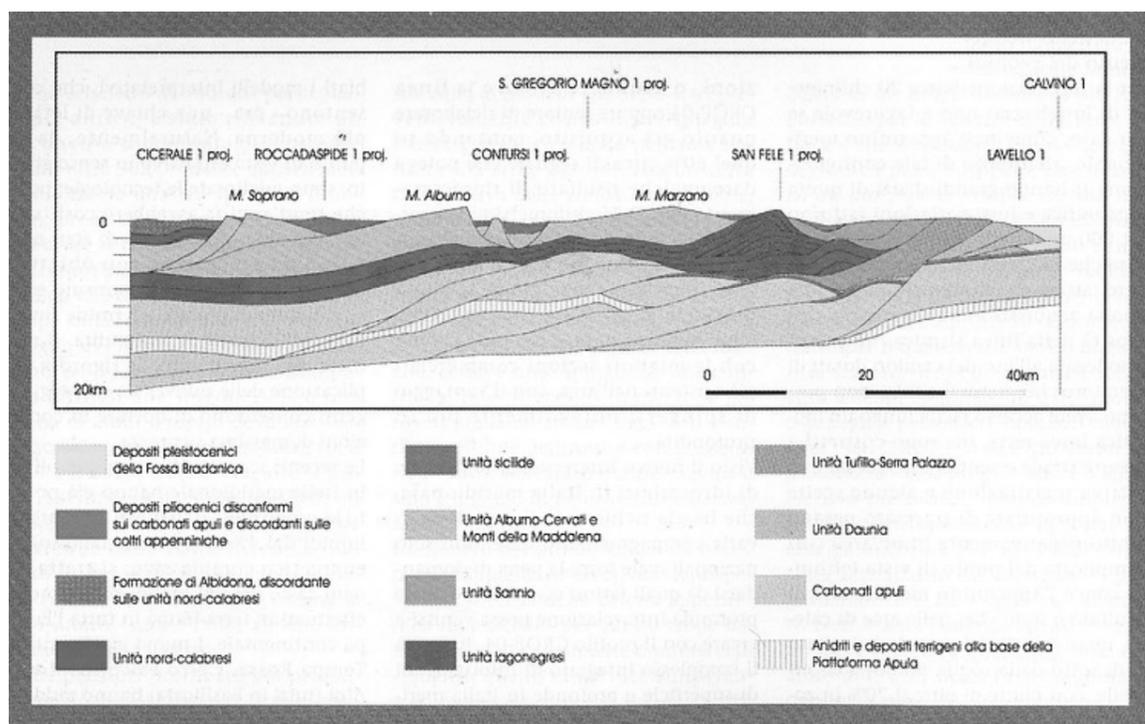


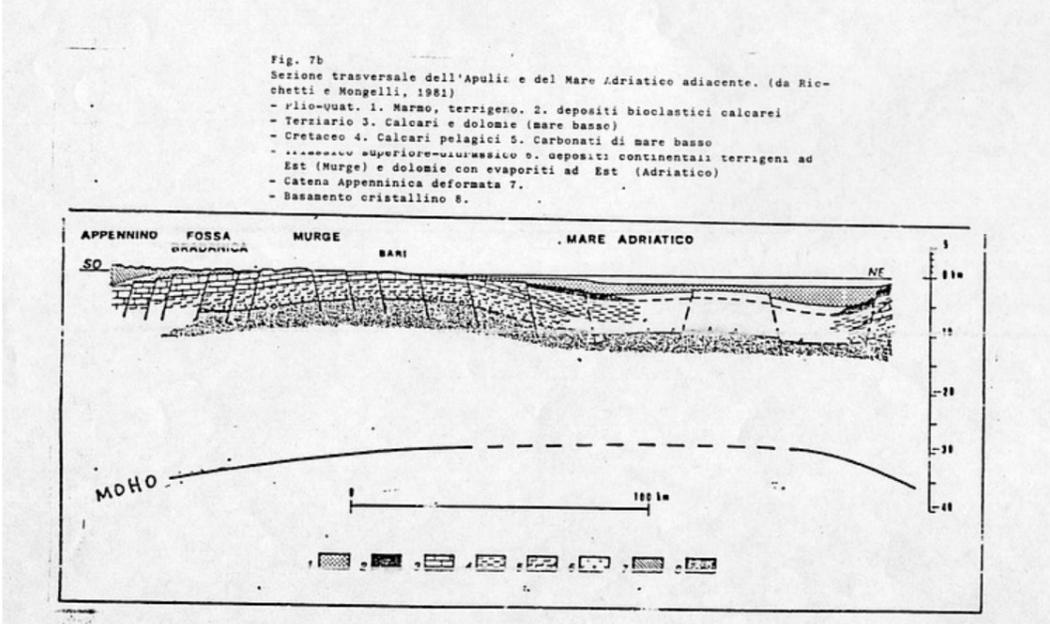
fig. 6.47

06.6 - L'AVAMPAESE APULO

Negli Appennini l'avampaese affiora nelle Murge e nel Gargano (Puglia, fig. 6.48). Questa è un'area stabile con una crosta continentale di spessore normale (Moho a circa 32 Km) coperta da 6 Km di evaporiti e carbonati neritici. Questi ultimi passano gradualmente e lateralmente a facies di bacino carbonatico sulla scarpata orientale del Gargano. Le Puglie sono fagliate verso ovest e verso NW, sotto il fronte Appenninico (sezione Lazio-Abruzzo).



a)



b)

fig. 6.48- a) Appennino meridionale: sistema avanfossa - avanpaese pugliese; b) Rialzo periferico nell'avampaese pugliese (da Ricchetti e Mongelli, 1981).

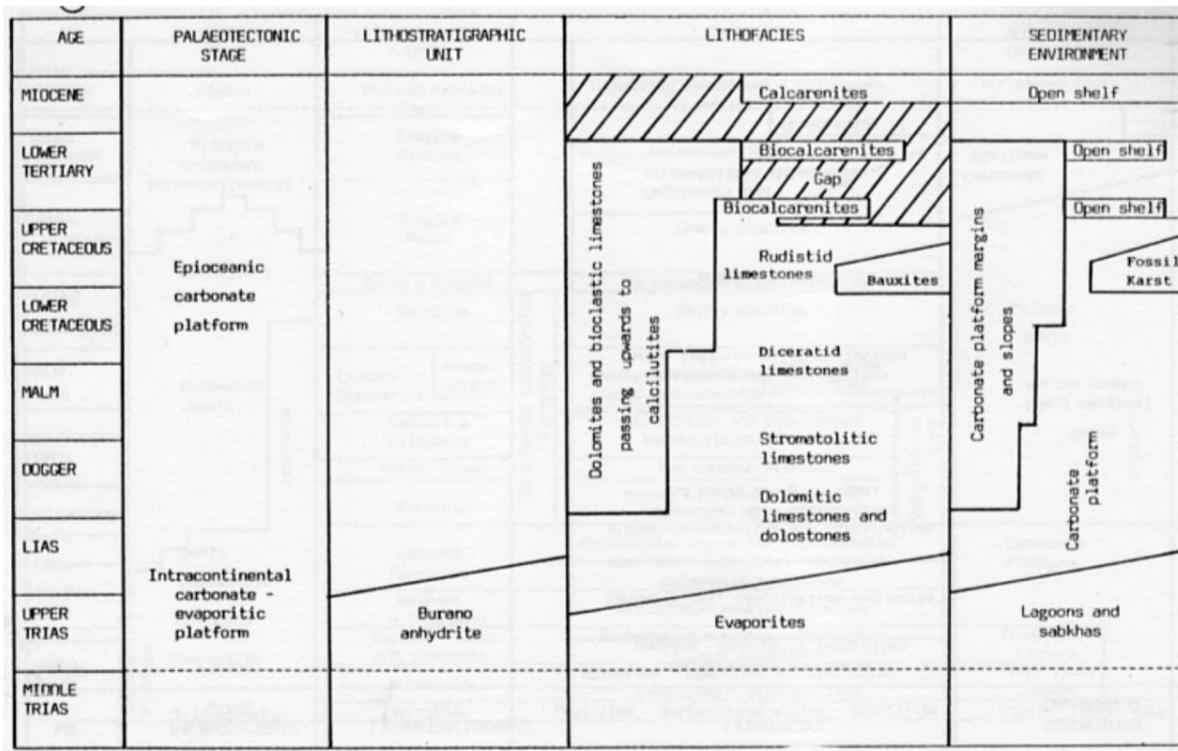


fig. 6.49 – Successione stratigrafica della Piattaforma Apula.

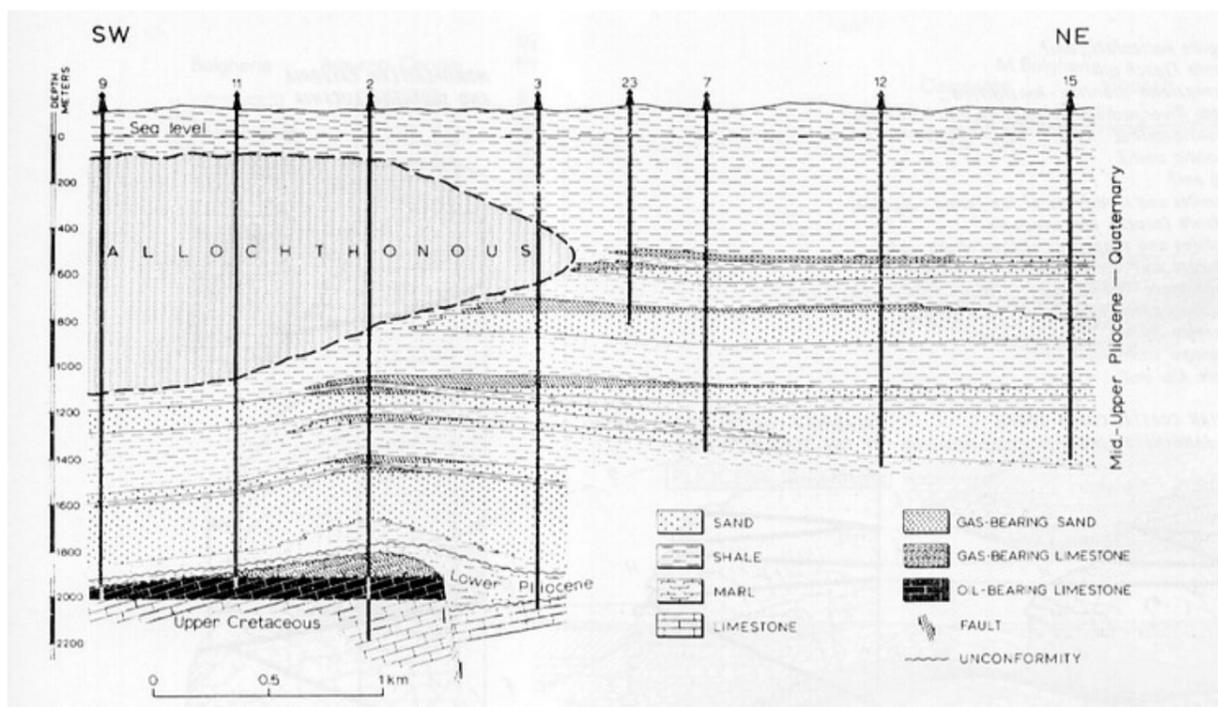


fig. 6.50

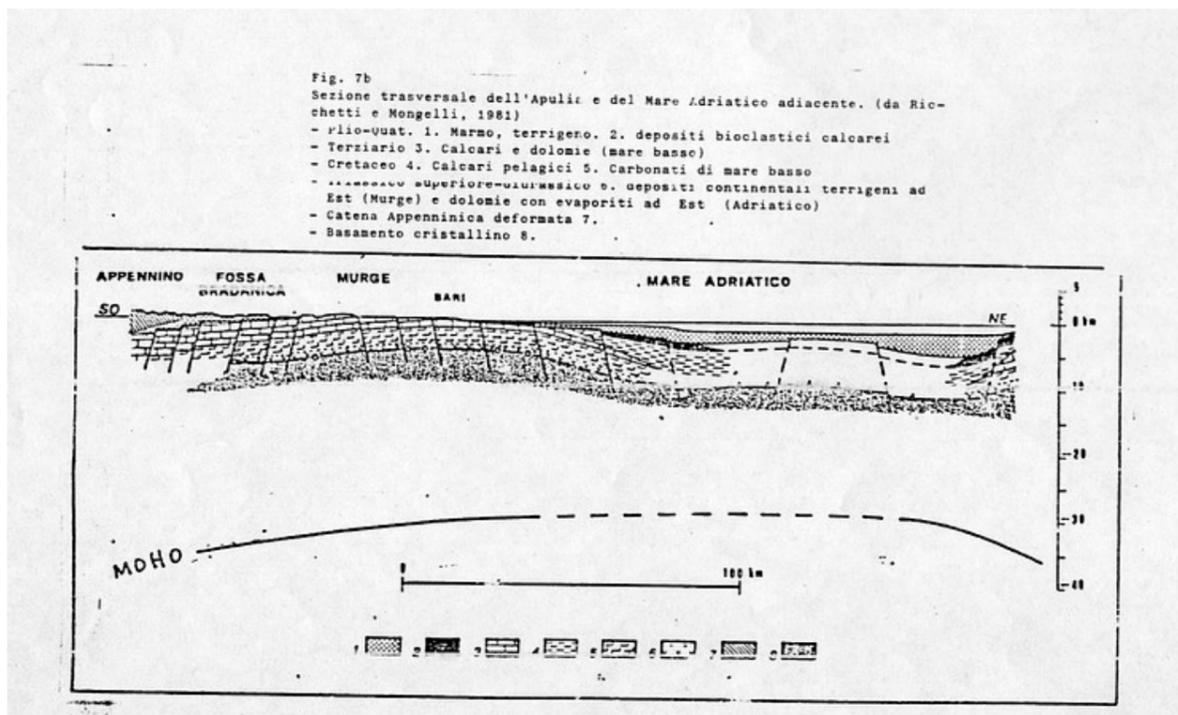


fig. 6.51 – Rialzo periferico nella Puglia

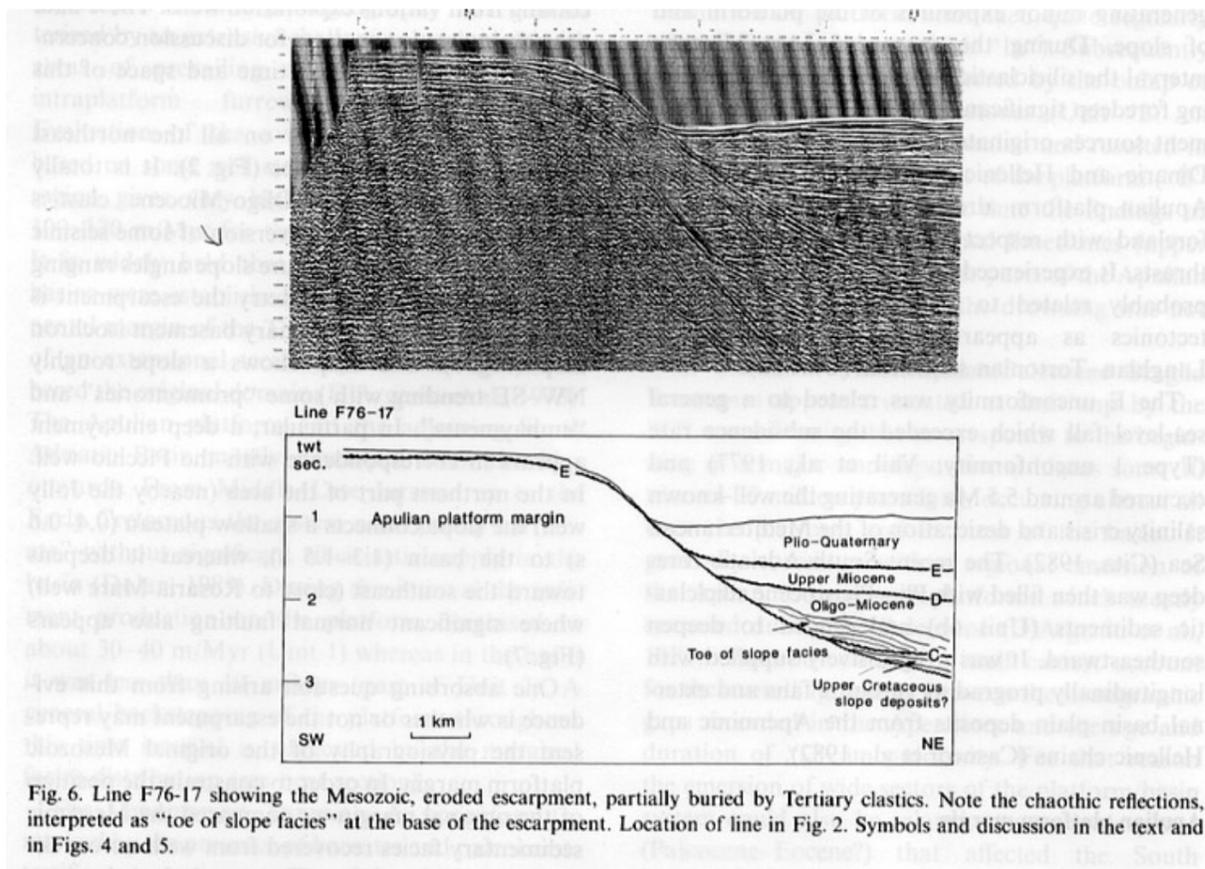


Fig. 6. Line F76-17 showing the Mesozoic, eroded escarpment, partially buried by Tertiary clastics. Note the chaotic reflections, interpreted as "toe of slope facies" at the base of the escarpment. Location of line in Fig. 2. Symbols and discussion in the text and in Figs. 4 and 5.

fig. 6.52

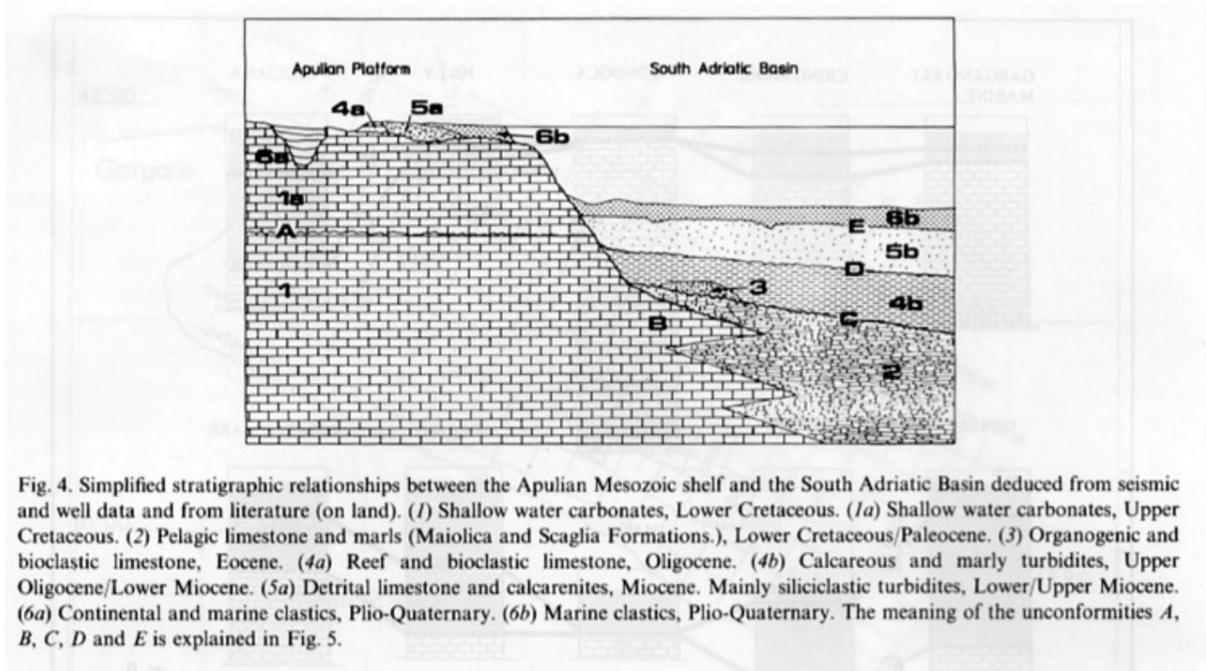


fig. 6.53

Fig. 4. Simplified stratigraphic relationships between the Apulian Mesozoic shelf and the South Adriatic Basin deduced from seismic and well data and from literature (on land). (1) Shallow water carbonates, Lower Cretaceous. (1a) Shallow water carbonates, Upper Cretaceous. (2) Pelagic limestone and marls (Maiolica and Scaglia Formations.), Lower Cretaceous/Paleocene. (3) Organogenic and bioclastic limestone, Eocene. (4a) Reef and bioclastic limestone, Oligocene. (4b) Calcareous and marly turbidites, Upper Oligocene/Lower Miocene. (5a) Detrital limestone and calcarenites, Miocene. Mainly siliciclastic turbidites, Lower/Upper Miocene. (6a) Continental and marine clastics, Plio-Quaternary. (6b) Marine clastics, Plio-Quaternary. The meaning of the unconformities A, B, C, D and E is explained in Fig. 5.

06.7 - EVOLUZIONE PALEOTETTONICA DELL'APPENNINO

Gli Appennini propriamente detti occupano la maggior parte della penisola Italiana (vedi figg. 6.1 - 6.3), dalla Calabria settentrionale fino a Genova e Torino. La catena che ha una vergenza tettonica verso nord-est, limita il mar Tirreno ed è orlata verso nord-est dall'avanfossa molassica. Quest'ultima può essere seguita dalla Pianura Padana al Golfo di Taranto (a sud-est) passando lungo la costa dell'Adriatico vicino Rimini, Ancona e Pescara, attraversando le regioni del Molise e del Bradano. All'esterno di questa avanfossa l'avanpaese non piegato occupa la regione della Puglia e del Gargano, a nord del Golfo di Taranto, dove affiorano i carbonati di piattaforma prevalentemente giurassico-cretacei.

E' difficile descrivere la struttura degli Appennini senza assumere una posizione (interpretativa) definitiva; molte differenti interpretazioni sono state fatte da diversi autori, in vari periodi. Esse vanno da ipotesi di totale alloctonia di tutti i corpi rocciosi (che rende molto difficile, se non impossibile, fare delle coerenti ricostruzioni paleogeografiche) ad altre interpretazioni legate ad ipotesi di sovrascorrimenti in varia misura. Queste diverse valutazioni sono anche legate alla cattiva qualità degli affioramenti (spesso coperti da vegetazione, specialmente nelle regioni dei flysch degli Appennini settentrionali), o all'esistenza di tettonica recente (Plio-Quaternaria) distensiva che si sovrappone alle deformazioni di fase alpina vere e proprie. Un'ulteriore complicazione è prodotta dallo sviluppo dei fenomeni di risedimentazione di olistostromi e olistoliti (descritti e nominati per la prima volta negli Appennini). Si dovrebbe notare anche, che come nel caso della Calabria e Sicilia, ogni autore usa le proprie nomenclature paleogeografiche-strutturali, spesso omettendo di tracciare correlazioni tra le loro nomenclature e quelle degli altri.

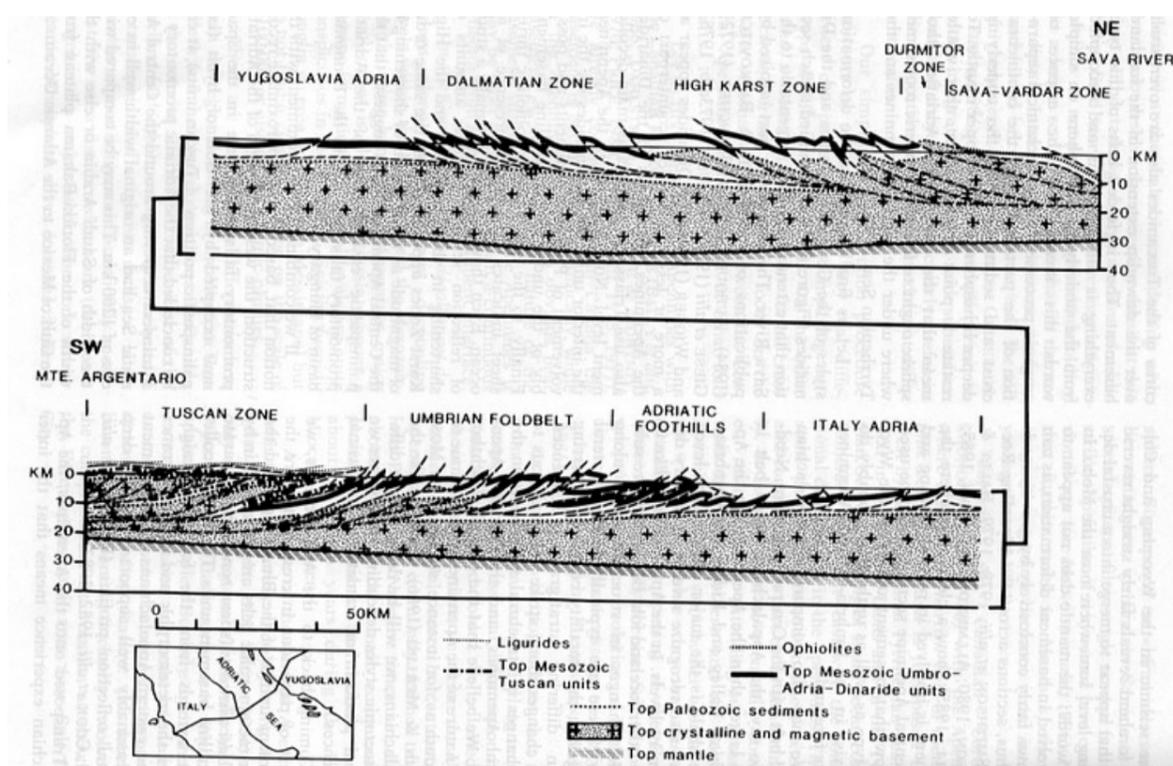


fig. 6.54

ECCO COME SI FORMARONO GLI APPENNINI

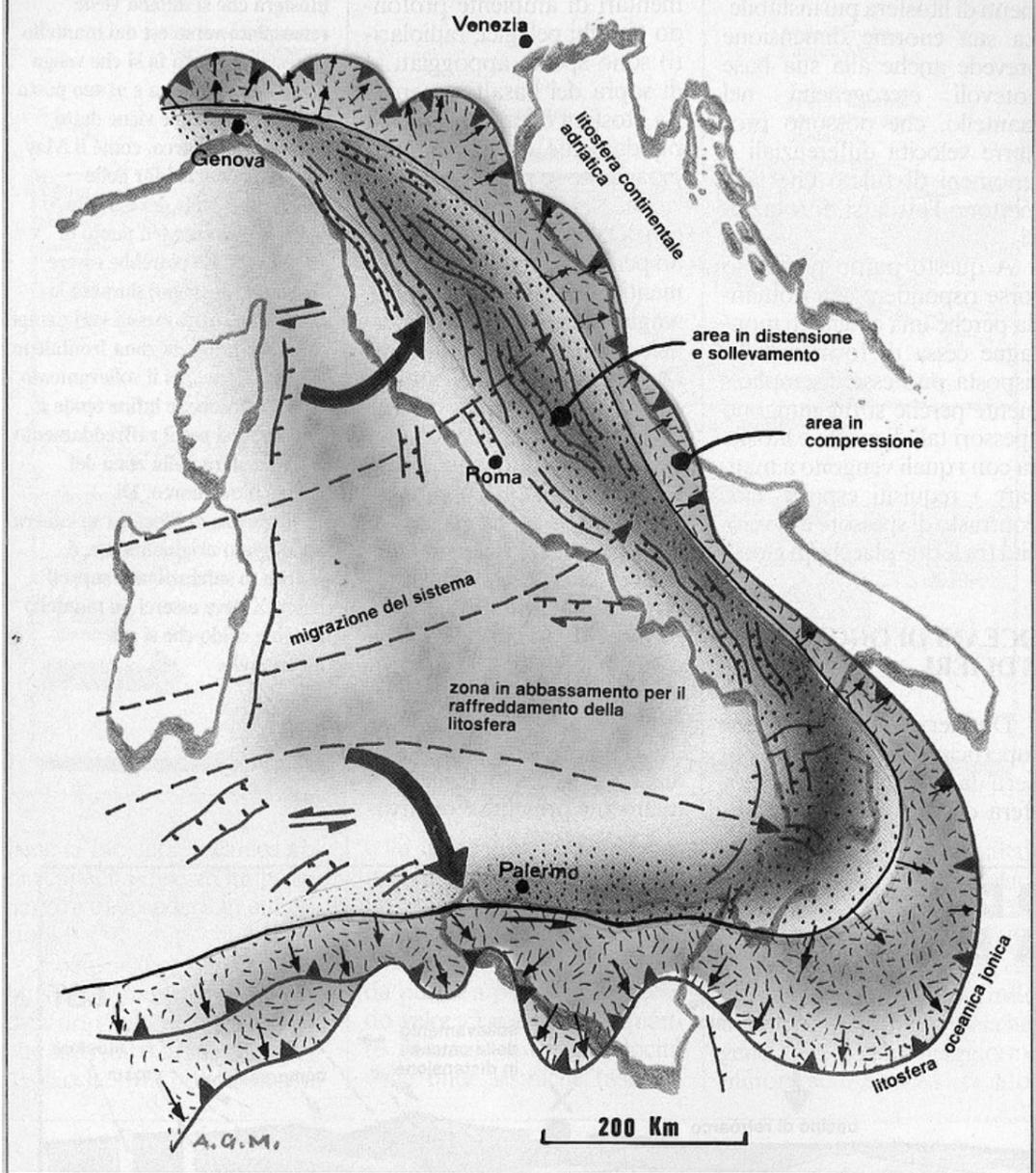


fig. 6.55

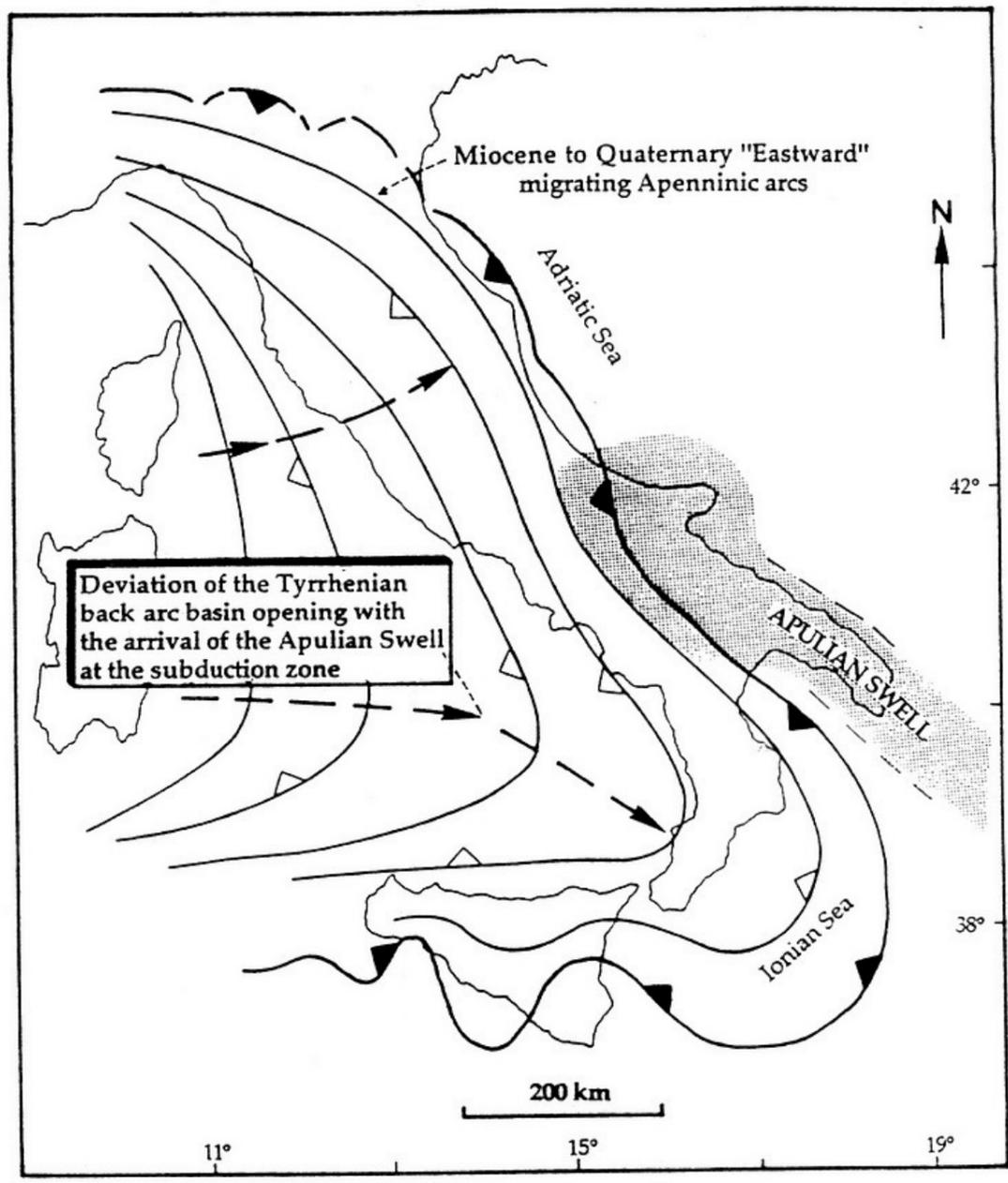


Fig. 6.56

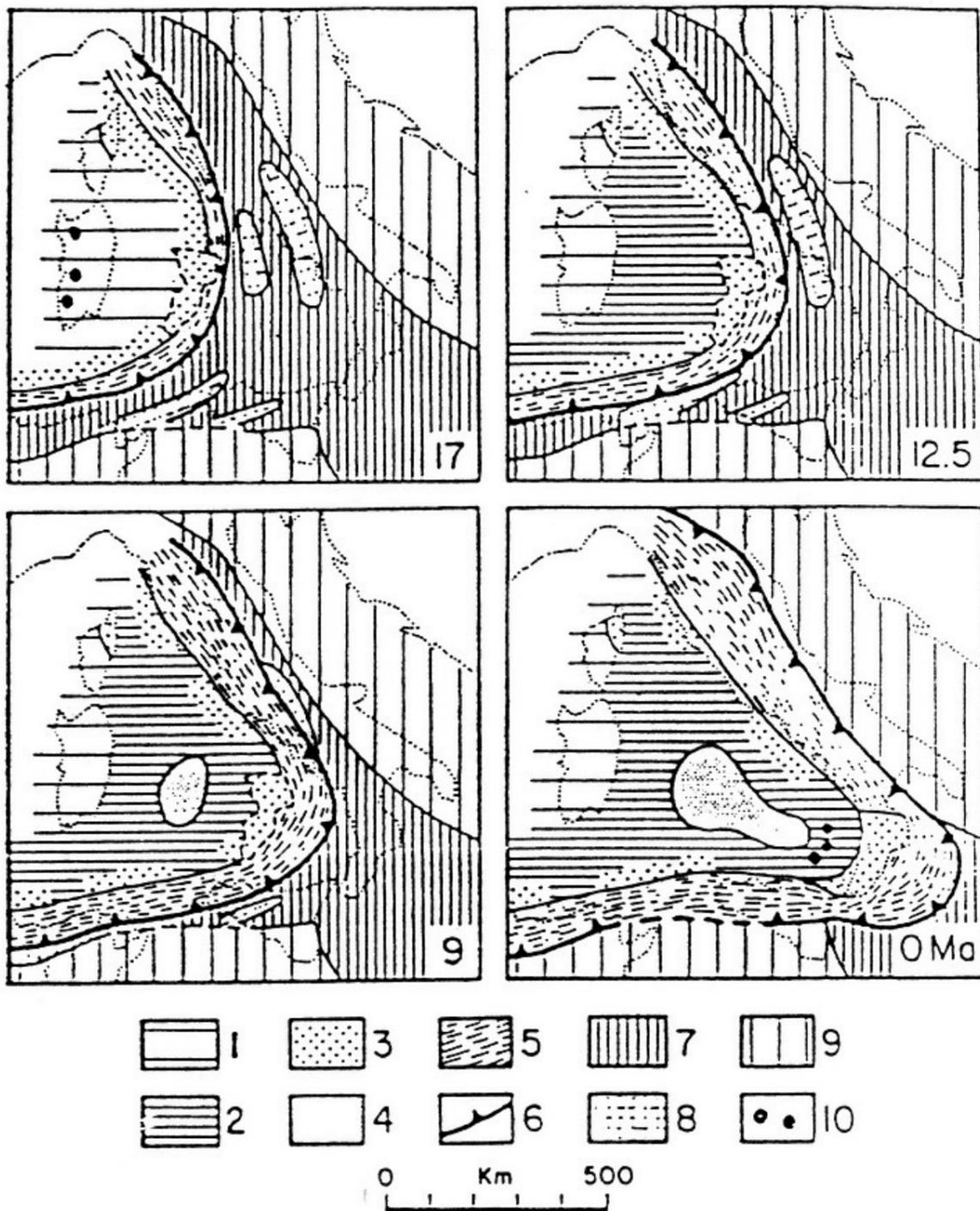


Fig. 6.57

E' opportuno distinguere da un lato gli Appennini settentrionali, tra Genova a nord-ovest, Parma a nord ed Ancona, e dall'altro lato gli Appennini meridionali (Appennini calcarei) tra Roma e il massiccio cristallino della Sila nella Calabria centrale. Questi due domini sono separati da una linea tettonica, detta linea Anzio-Ancona, che è stata variamente interpretata dai diversi autori sia come una faglia strike-slip, sia come il fronte di una grande falda, sia come il sovrascorrimento di ampiezza limitata (o una serie di sovrascorrimenti successivi) sovrapposti su un corpo litologico che mostra un rapido cambiamento di facies nel Mesozoico (passaggio dalla zona Marche-Umbria alla Zona Abruzzi- Lazio).

Nell'Arco Calabro-Siciliano, il basamento cristallino pre-alpino è noto soltanto in una singola unità strutturale (Peloritani + Calabria cristallina e non affiora in nessun altro posto in Sicilia, né nell'Italia peninsulare, né nella catena Appenninica dove i depositi più vecchi sono triassici, permiani, ed, eccezionalmente (Alpi Apuane) filliti metamorfiche probabilmente paleozoiche.

Molte delle serie mesozoiche degli Appennini e della Sicilia, soprattutto quelle che iniziano con carbonati di piattaforma triassica e liassica, giacciono o giacevano originariamente su un basamento a crosta continentale (serie comparabili sono anche note nelle Alpi meridionali dove esse giacciono su un basamento cristallino). Da questo punto di vista sembra possibile distinguere due tipi di successioni stratigrafiche negli Appennini.

Da una parte le successioni su crosta oceanica (di tipo "eugeosinclinale") con ofioliti, attualmente interamente alloctone. Corrispondono probabilmente ai depositi dell'antico dominio con crosta oceanica (bacino Piemonte-Liguria, comune per Alpi, Corsica ed Appennini, fig. 6.28): queste sono le Liguridi degli Appennini settentrionali con termini equivalenti negli Appennini meridionali, in Lucania e Calabria settentrionale.

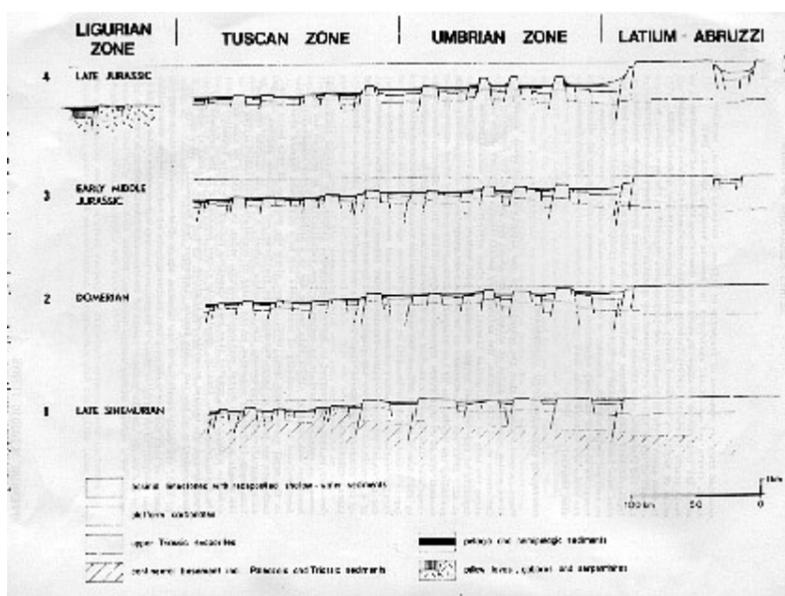


fig. 6.58a - Ricostruzione paleogeografica nel Giurassico per i settori dell'Appennino umbro-marchigiano.

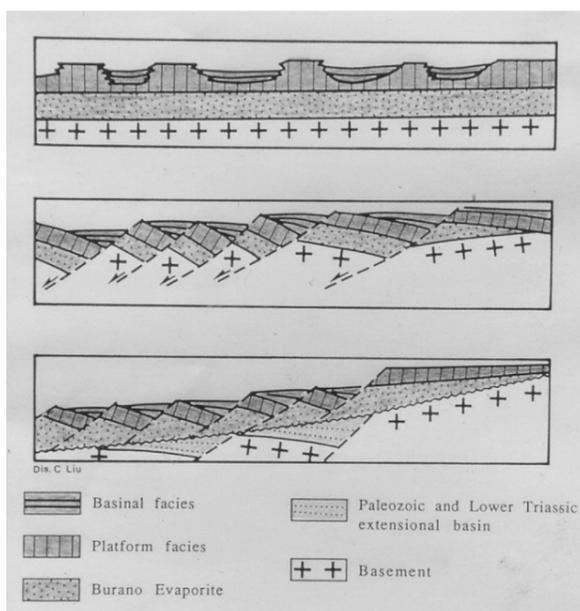


fig. 6.58b

Evidentemente le ricostruzioni paleogeografiche che possono essere fatte di queste serie differenti dipendono dalle ipotesi adottate riguardo le loro attuali relazioni tettoniche (autoctonia o significativa trascorrenza).

L'età della tettonogenesi è più recente nelle zone tettoniche o unità che sono più esterne, e accettando l'ipotesi di grandi sovrascorrimenti (charriages) che è oggi ampiamente ammessa, nonostante le variazioni relative le diverse idee di autori differenti, ciò corrisponde ad una progressione di falde dall'interno verso l'esterno (fig. 6.7).

Certi autori individuano l'esistenza di una certa compressione iniziale, nelle zone più interne, all'inizio del Cretaceo superiore. Il trasporto delle unità liguridi sugli Appennini più esterni cominciò nel corso dell'Oligocene, e il movimento delle falde interne (Liguridi) ed esterne (Toscana, Appennino calcareo ecc.) verso l'esterno della catena continuò attraverso il Miocene fino al Pliocene inferiore. Nel Pliocene sup. – Quaternario una tettonica tardiva distensiva intervenne (horst e graben) mentre gli ultimi olistostromi, le ultime masse alloctone completarono il loro scivolamento gravitativo verso le avansosse, dove furono intercalate nei normali sedimenti Plio-Pleistocenici.

UN DIVERSO PUNTO DI VISTA SULLA DORSALE APPENNINICA

INTRODUCTION

Based on the drilling and 2D/3D seismic control achieved during the 60 year long hydrocarbon exploration history (fig. 1), a detailed reconstruction of the Adria foreland is presented, by means of depth converted seismic transects joining the opposing belt margins (figs. 2-3) and time scaled maps of the evolving tectono-sedimentary framework (fig. 4).

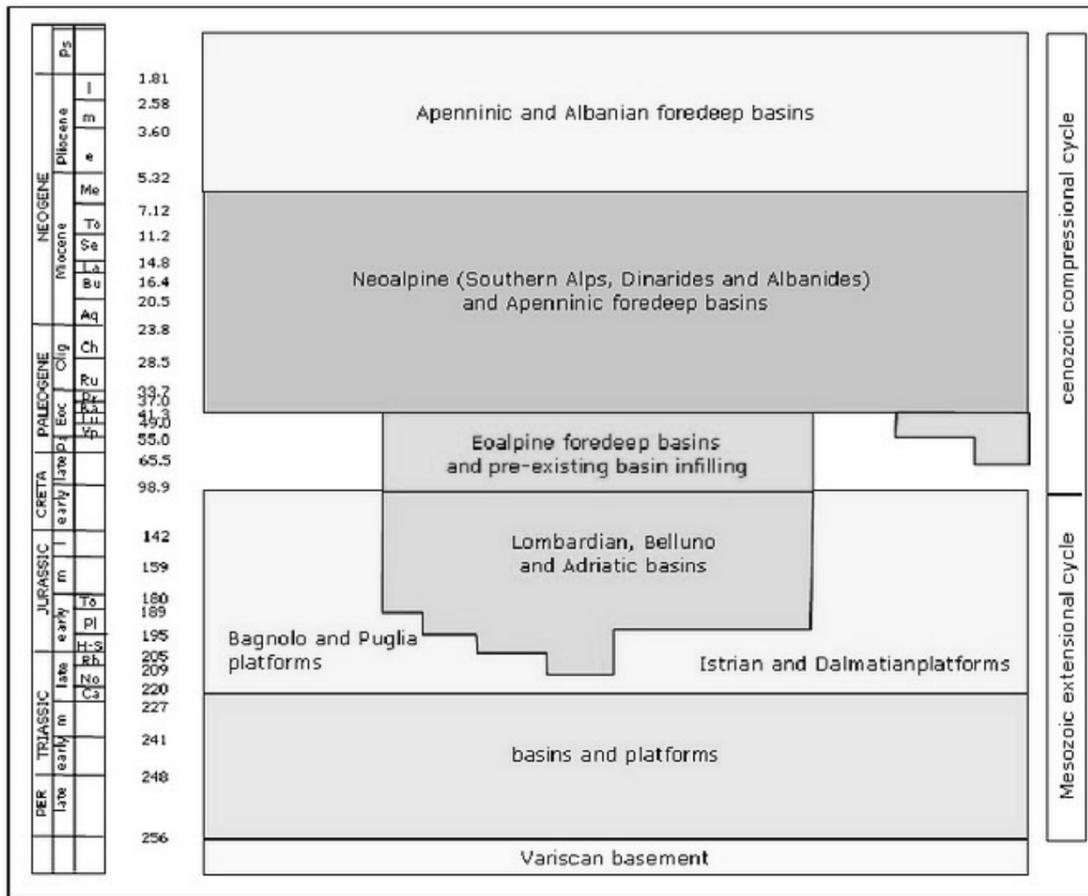


Fig. 1 – Tectono-stratigraphic cycles

THE MESOZOIC EXTENSION

As well as in the bordering chain sectors, the foreland compressional architecture is overprinted on the polyphasic framework produced by Mesozoic extensional cycles (from late Permian to early Cretaceous). The available data allow only an essentially rough definition of earlier extensional stages (quite punctual for the Po valley and North Adriatic sector), while the post-Carnian setting results well detailed all over the region and clearly matches the known one of confining emerged belts.

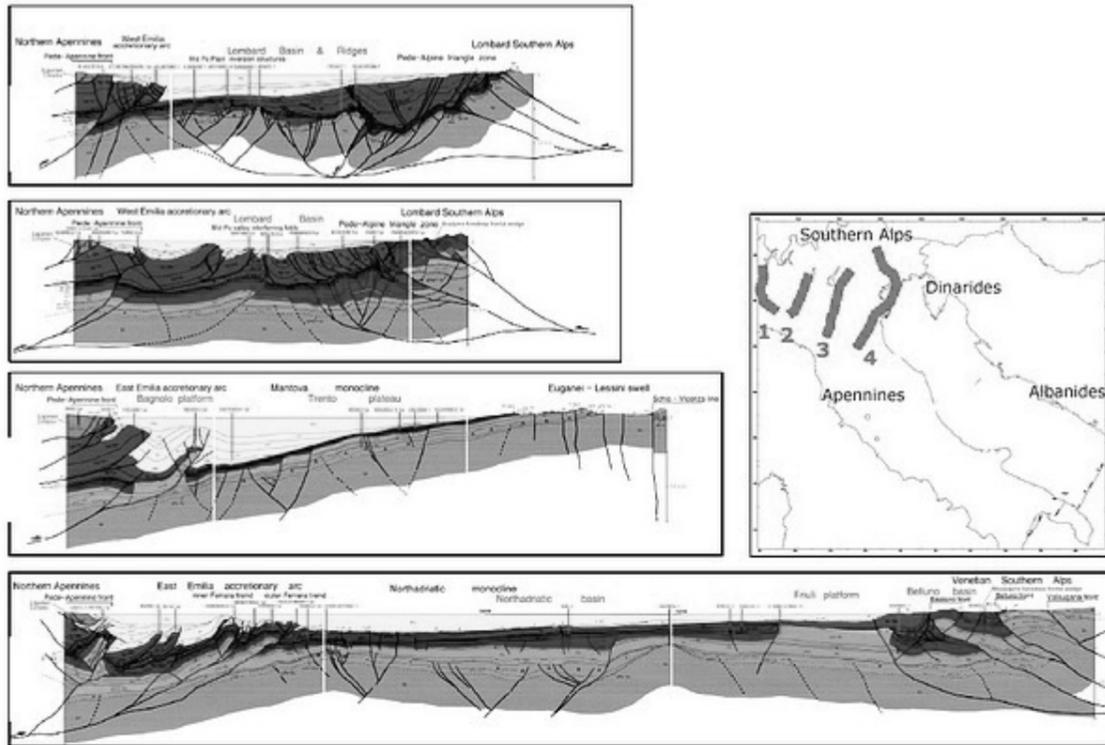


Fig. 2 - Geological sections trough Po and Veneto Plain

Po Plain and Venetian-Friulian Plain

A clear westward polarity of the post Variscan transgression (late Permian – Anisian) is displayed along this sector, gradually evolving from continental to shallow marine. Southward and westward silicoclastic supply increase toward the emerged Variscan border (presently involved in the western Alps and northern Apennine) accompanied also the following Mid-Triassic platform and basin fragmentation together with diffuse volcanics associated to the Ladinian tectonic phase. The scattered Mid-Triassic half graben frame was then completely disrupted by the strongest post-Carnian syn-rift deformation of the area (Lombardian rift). More than 5000 meters accumulated in the two main depocenters (Lombardian and Belluno basins) and less than 1000 meters in the associated intraplateau ridges and plateaux (Gozzano, Arzo, M. Cavallo and Trento). Long ranging carbonate platform conditions remained confined at the area margins (Istrian platform and, locally, Bagnolo platform). The rift dissection started during Norian and lasted during Lias. Then, after Toarcian westward shift of extension and Oxfordian spreading in the Piedmontese-Ligure area, the whole Po Plain essentially underwent post-rift thermal subsidence.

Northern Adriatic area

This area is marked by a complete marine development of the late Permian - early Carnian pre-rift system and also exhibits an accentuated dissection with NE strike associated to the late Ladinian tectonic collapse, with local denudation of the Variscan substratum.

The reorganisation of deposition polarities by the following Mesozoic phases was here milder than in the Po plain: both the confined Norian-Rhaetian dissection and the following basin spread out essentially ruled by the middle Liassic phase allowed in fact a more gradual reabsorption of the previous subsidence axes. In the Dalmatian sector the strong post-rift platform aggradation was accompanied by a consistent extensional reactivation (NNW striking) related to the mobilization of Triassic salt and later masked by the Tertiary folding; this led to both a restricted marine drowning in the platform side (with consistent Malm to Neocomian evaporites accommodation - Zadar peninsula) and to appreciable asymmetric growths in the basin.

Central and Southern Adriatic area

The only spot wells available and the seismic controls indicate a continental to marginal marine development of these zones during the westward Permian-Anisian onlapping followed by remarkable Ladinian dissection with substratum denudations.

An appreciable Rhaetian drowning is also documented in the southern compart, there also overcast by the following middle Liassic basin enlargements.

The post-rift salt related disruption observed in the Dalmtian platform importantly stressed, by presently NW strikes, also its Apulian twin, thus producing elongated troughs filled by evaporites during Malm-early Cretaceous platform aggradation and then flooded by pelagics during its late Cretaceous backstepping.

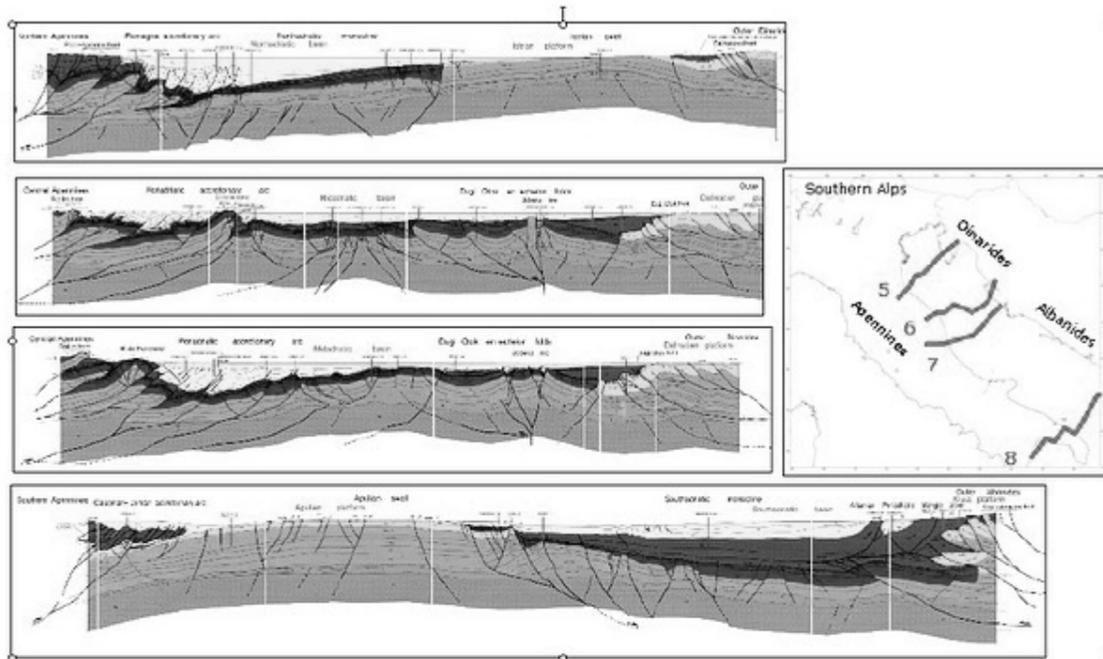


Fig. 3 – Geological sections trough Adriatic sea

THE CENOZOIC COMPRESSION

The effects of the Cenozoic compression developed in the area with different times and directions of tectonic transport: the Dinaric/Albanian system since Paleocene to Pleistocene, the Southern Alps system during Oligo-Miocene (and Pliocene) and the Apennines system during Pliocene-Pleistocene.

The south-alpine and dinaric flexuring

The foreland flexuring started with a feeble inflection towards the Dinaric/Albanian chain during Paleocene-Eocene. Then, from Oligocene to Messinian a major transfer system in Mid-Adriatic separated the Albanian foredeep segment (containing more than 6000 m of sediments) from the substantially deactivated north Dinarian foreland. A comparable partition accompanied the coeval Po plain flexuring towards the Southalpine chain: a 6000 m thick foredeep accompanied in fact the piling up of its western sector, while only a halved accomodation was provided by the later (Serravallian-Messinian) activation of the eastern one.

The appenne flexuring

Both deactivation of the western Southalpine sector and strong regional flexuring towards the Apennine chain (that produced up to 7000-8000 m thick foredeep depocenters) marked the Late Messinian-Quaternary evolution of the Adria foreland. During all this time interval the

Midadriatic flexural partition continued to act both towards the Dinaric/Albanian and Apennine systems. As a result, the Apulian swelling developed in the south between the opposing active Albanian and Southapennine segments, whereas further bending of the still active eastern Southalpine sector was inhibited by the Northapennine belt competition.

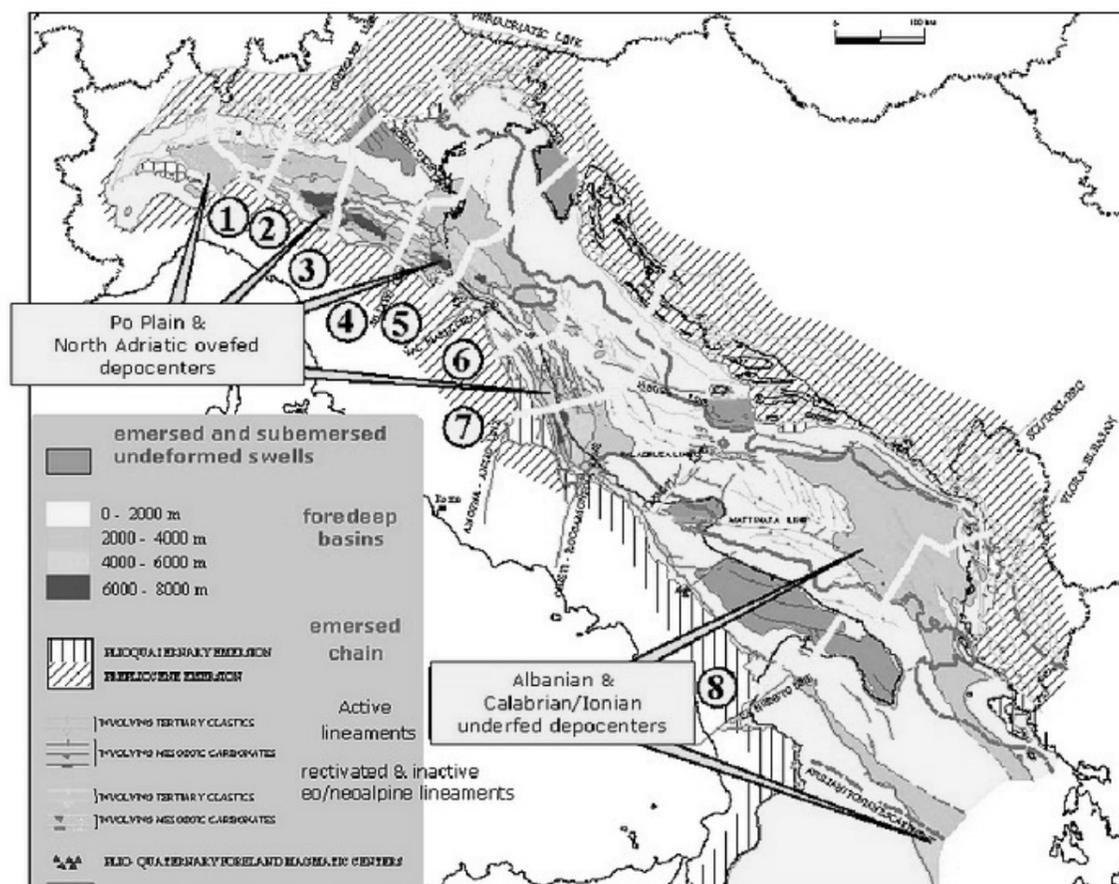


Fig. 4 – Plio-Quaternary architecture of the Po Plain – Adria foreland system

The chain competition

The general evidence is a fragmented post-Eocene tectonic evolution of the Adriatic foreland controlled by both the diachronous chain segments activity and their coeval competition. The effect of opposite chain segments interference was a multiple system of differently evolving foredeeps not exclusively ruled by the chains at their back. Time and amount of flexuring was controlled also by the competition of the opposite chain activity with formation of transversal positive belts that played the role of flexure transfer zones.

La storia evolutiva degli Appennini ricalca l'evoluzione Alpina fino all'Eocene superiore. Gli Appennini mostrano una simile paleogeografia mesozoica ed un processo di inversione tettonico successivo (Fig. 6.58a, b).

Durante l'Oligocene, ha avuto inizio una fase di subduzione con crosta oceanica immergente verso W, iniziata ad Est della catena alpina, ad est del Blocco Sardo-Corso, prima e durante la sua rotazione antioraria. Durante il Neogene, i thrust appenninici si sono formati coinvolgendo i depositi mesozoici del margine continentale passivo della Placca Adriatica ed il bacino oceanico della Placca ionica, durante l'arretramento verso Est della zona di cerniera del piano di subduzione.

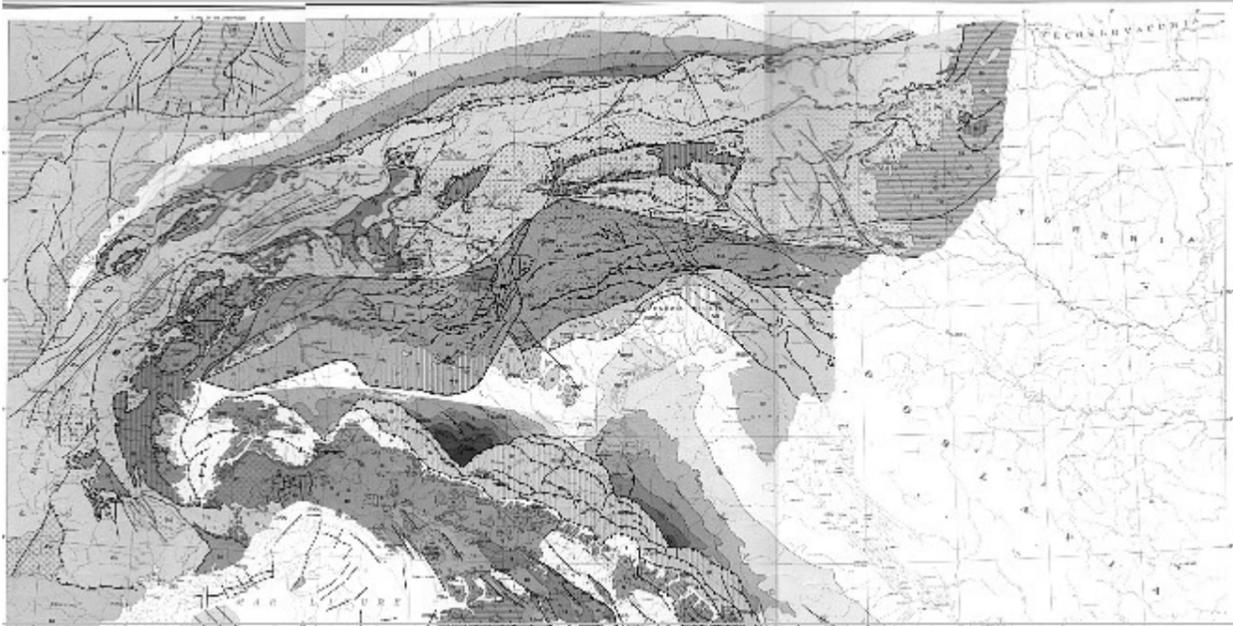


Fig. 6.59

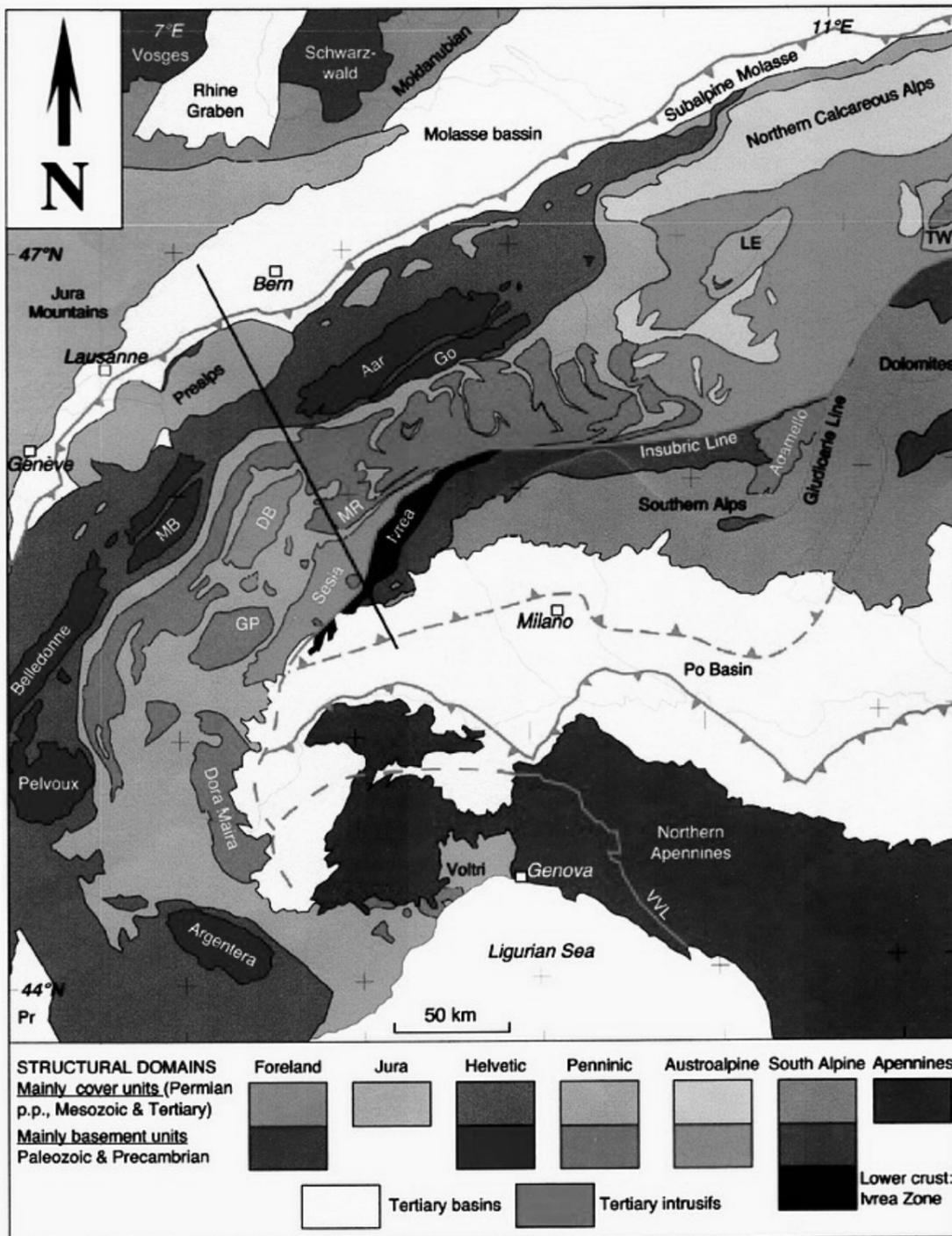


Figure Tectonic map of the Western Alps (modified from Berthelsen, 1992b). Ao = Adamello intrusions; DB = Dent Blanche nappe; Go = Gotthard massif; GP = Grand Paradis massif; LE = Lower Engadine window; MB = Mont Blanc massif; MR = Monte Rosa nappe; Pr = Provence basin; TW = Tauern window; VVL = Villalvernia-Varzi-Levanto line.

Fig. 6.60

La Catena Appenninica è andata migrando verso NE negli Appennini settentrionali, verso Est negli Appennini centrali e verso SE in Calabria ed in Sicilia. L'originaria paleogeografia mesozoica e le suddivisioni strutturali degli Appennini sono: nel settore settentrionale, da W verso Est, il Bacino Ligure (in larga parte un bacino oceanico, come per es. la Falda del Bracco), la zona toscana con facies di piattaforma fino al Liassico e successivamente caratterizzata da sedimentazione di tipo pelagico come nell'adiacente Bacino Umbro-Marchigiano; verso SE, si ritrova la Piattaforma Laziale-Abbruzzese; negli Appennini meridionali, procedendo in direzione WE, i principali domini paleogeografici erano la Piattaforma Campano-Lucana, i Bacini del Lagonegro-Molise (Bacini oceanici continuazione della Placca Ionica ?) e la Piattaforma Apula; ad Est della Piattaforma Apula, un altro bacino si sviluppò durante il Mesozoico (vedi i sedimenti bacinali del Gargano orientale), contemporaneamente all'apertura del Bacino Adriatico meridionale. La propagazione della deformazione ha determinato l'accavallamento in una pila di thrust derivanti dalla deformazione degli originari domini paleogeografici. In questa pila si trovano al tetto unità strutturali provenienti dalla deformazione di paleodomini originariamente disposti più ad ovest delle unità al letto, come ad esempio le Unità Liguridi sovrascorse sulla Falda Toscana, che a sua volta è sovrascorsa sull'Unità di Cervarola, (costituita da sedimenti di avanfossa) che a sua volta sovrasta tettonicamente le Unità del Bacino Umbro-Marchigiano.

Verso Sud, la Piattaforma Campano-Lucana sovrascorre sulle unità di mare profondo del bacino di Lagonegro, che a loro volta sovrascorrevano la Piattaforma Apula. Tutto questo si è verificato a causa dell'orientamento dei piani di sovrascorrimento, parallelo all'originaria distribuzione paleogeografica. In Sicilia una simile disposizione paleogeografica mesozoica è indicata dalla distribuzione della Piattaforma Panormide, dal Bacino Imerese, dalla Piattaforma Trapanese, dal Bacino Sicano, e dalle Piattaforme Saccense ed Iblea. Le piattaforme carbonatiche Trapanese, Saccense ed Iblea furono, durante il Giurassico medio, soggette ad annegamento, passando ad una sedimentazione di tipo pelagico.

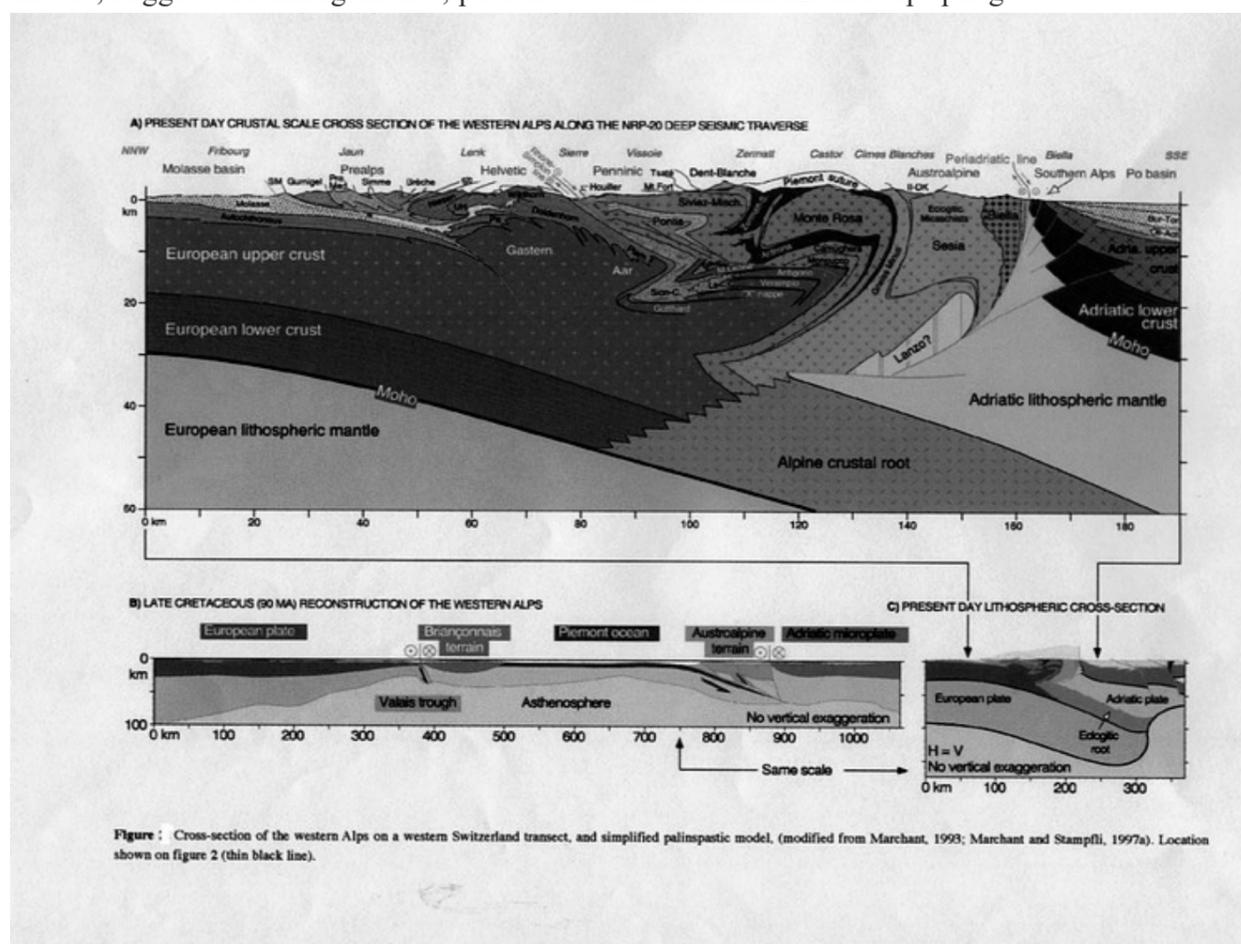


fig. 6.61

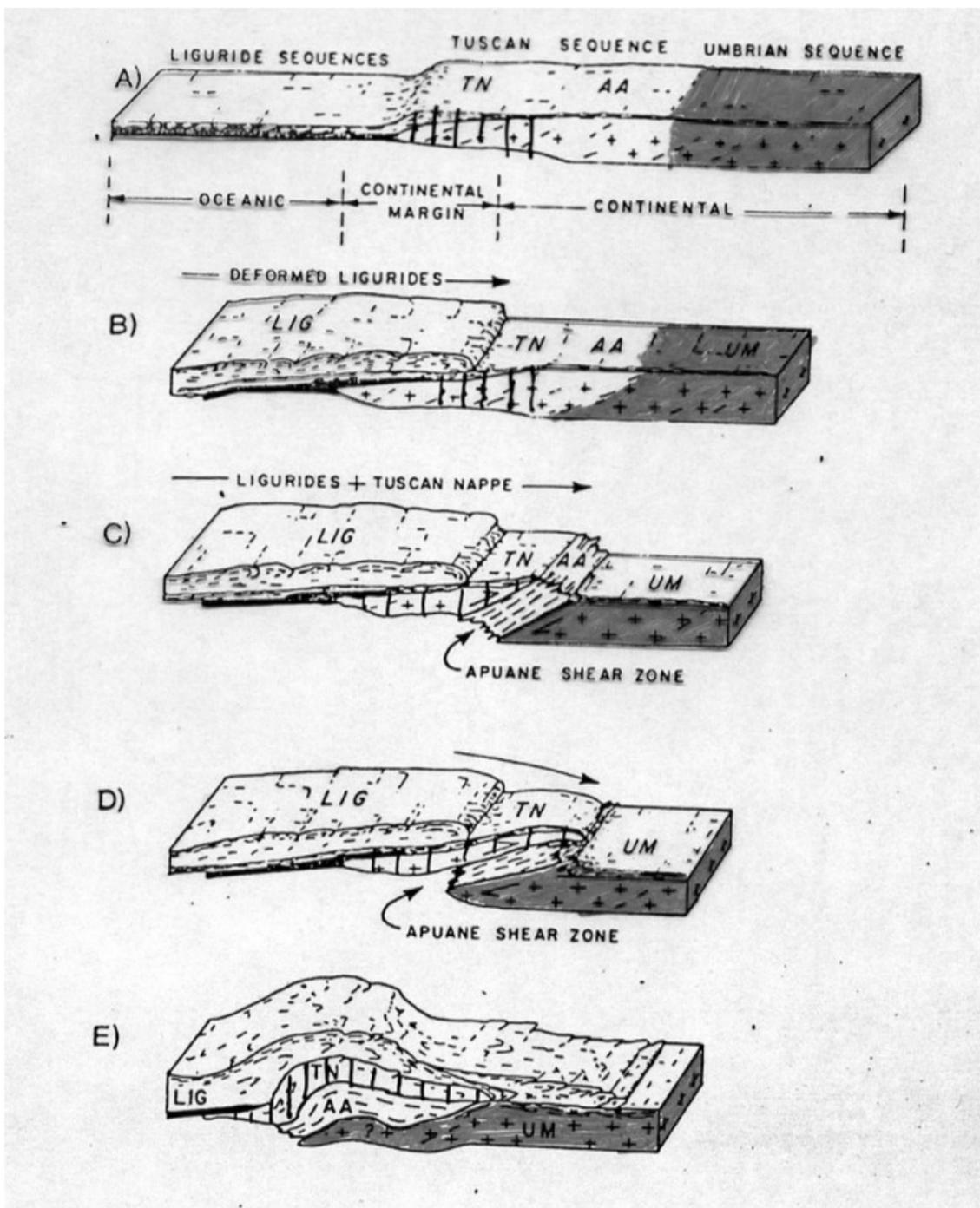


FIG. 12.—Schematic cross sections across the Northern Apennines continental margin illustrating the structural evolution of the Apuane Alps region by progressive deformation in a shear zone within continental crust. (a) Early Cretaceous to Paleocene-Eocene: Sedimentation along a subsiding continental margin. The probable areas of deposition for the Tuscan nappe (TN), Apuane Alps metamorphic sequences (AA), and the Umbrian sequences (UM) are indicated. (b) Eocene-Oligocene: Compressive deformation of the continental margin and ophiolite obduction. The Liguride sequences were already deformed during the Paleocene-Eocene, possibly in a subduction zone far from the continental margin. (c) Late Oligocene: Compressive deformation of the continental margin continues and leads to the initiation of the Apuane shear zone within continental crust. (d) Late Oligocene: Continued evolution of the Apuane shear zone. The Tuscan nappe, together with its overlying Liguride sequences, was emplaced above the shear zone during the D_1 phase. The Tuscan nappe is mostly translated but not significantly deformed internally. Penetrative deformation and regional metamorphism is largely confined to rocks within the basement of the Tuscan nappe.

fig. 6.62

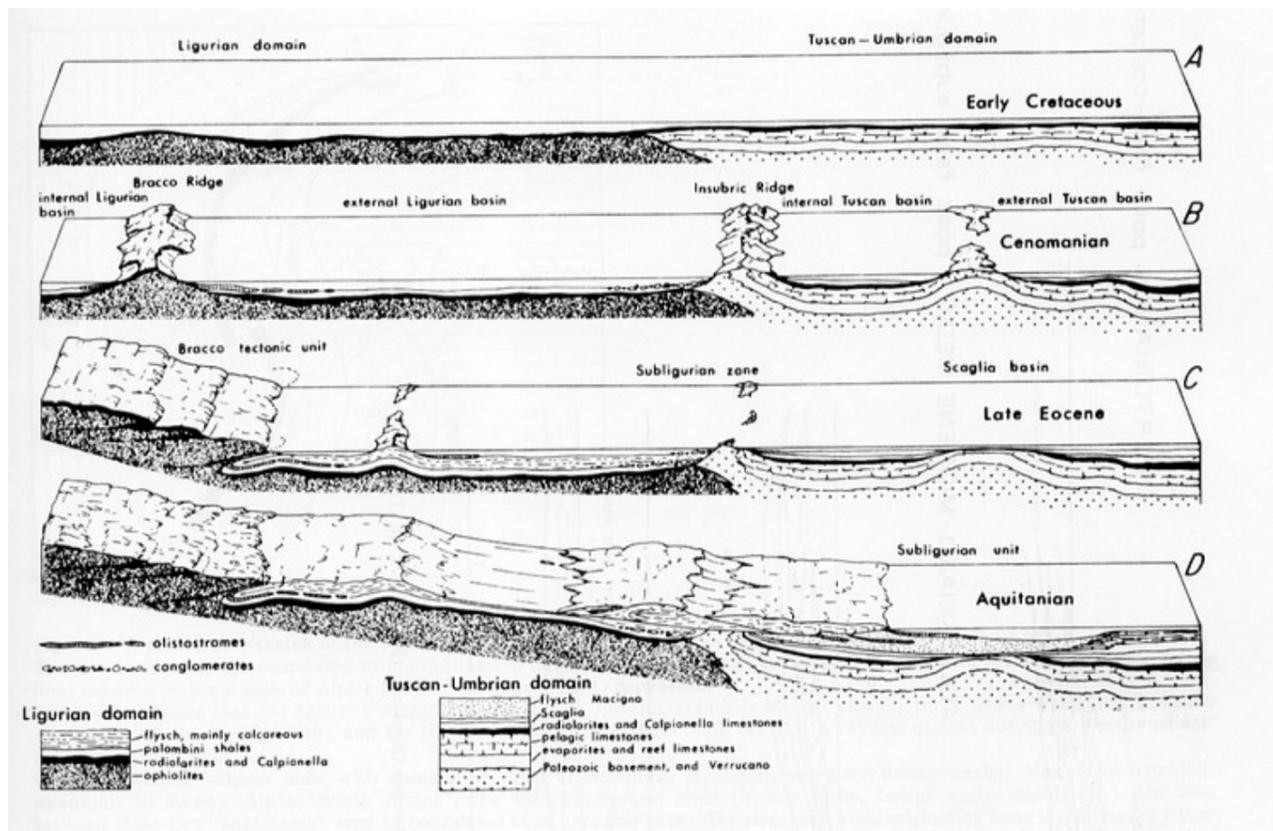


fig. 6.63

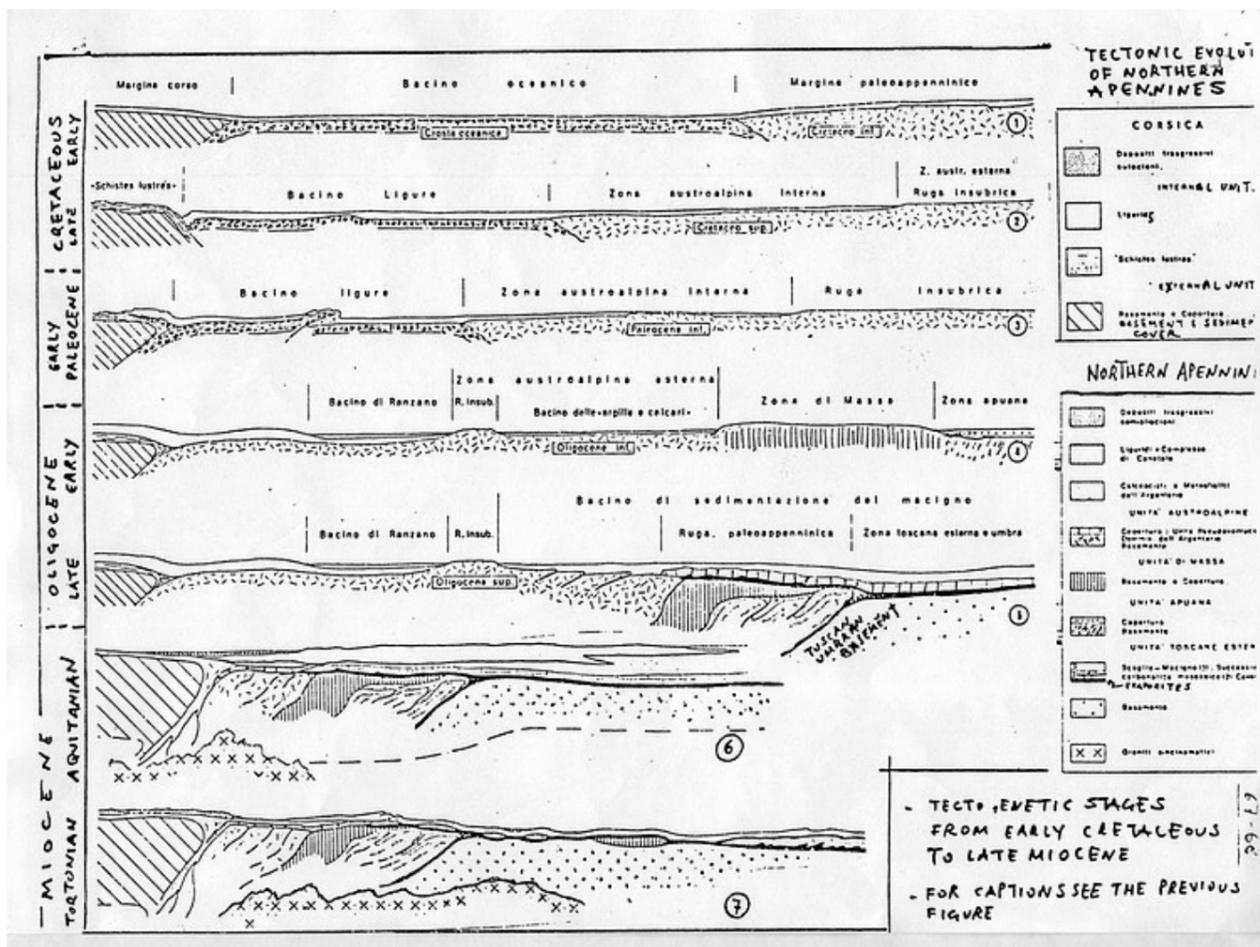


fig. 6.64

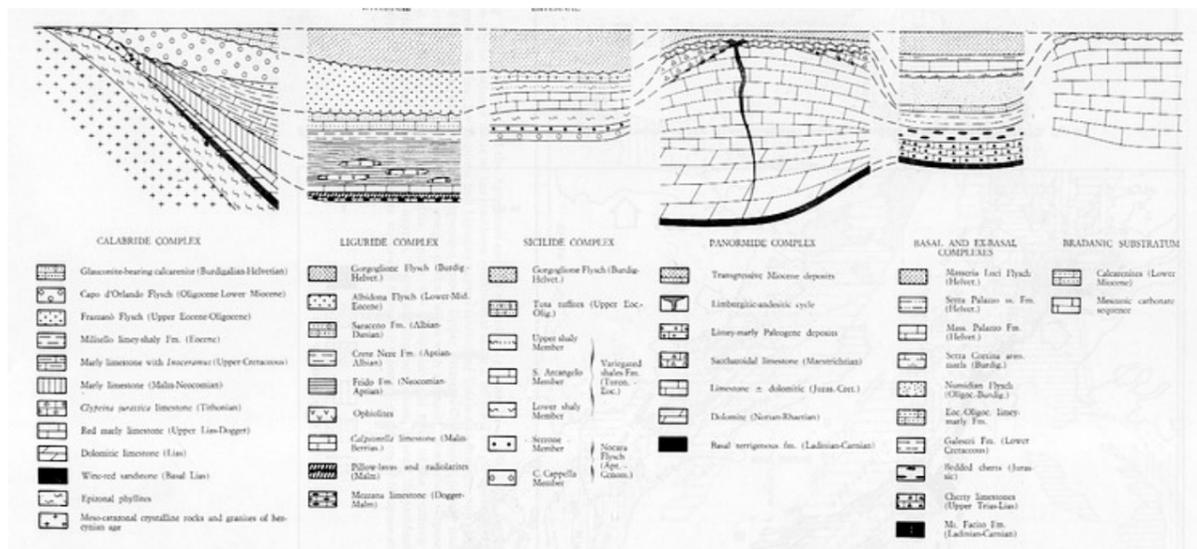


fig. 6.65 - Evoluzione dell'Appennino meridionale secondo un modello a geosinclinale.

Come nelle Alpi, l'inversione dovuta ai regimi di subduzione generato una nuova disposizione paleogeografica, per esempio, l'avanfossa plio-pleistocenica appenninica, che decorre dal Monferrato alla Pianura Padana (vedi fig. 6.3), il Mar Adriatico, la Fossa Bradanica, il Mar Ionio ed il bacino di Caltanissetta nella Sicilia meridionale. Le strutture tettoniche più importanti negli Appennini sono le Falde Toscane ed il fronte tettonico di Cervarola, il thrust dei Monti Sibillini, la Linea Olevano-Antradoco (o Linea Ancona-Anzio), i thrust del Gran Sasso e del Morrone, la Falda di Gela in Sicilia. Molti graben pleistocenici dissecano gli Appennini come per esempio quelli del Mugello, della Valle Tiberina, della Valdarno, di Chiana, di Radicofani, della Val dell'Elsa, di Siena, di Radicondoli, della Bassa Val Cecina, di Volterra, del Paglia-Tever, del Fucino, del Volturno, di Sant'Arcangelo, di Sibari, del Crati, di Catanzaro, di Mesima e di Messina. Le Unità Alpine in Calabria e nella Sicilia nord-orientale sono delimitate dalla Linea di Sanginetto nella Calabria settentrionale e dalla Linea Longi-Taormina nella Sicilia nord-orientale (Peloritani). Tranne gli affioramenti calabresi e siciliani, il basamento appenninico è visibile solo nella finestra tettonica delle Alpi Apuane, ad Est di Pisa, nelle Montagnole Senesi, nell'Isola d'Elba, nell'Argentario e in altri piccoli affioramenti lungo la costa toscana.

Le principali fasi dell'evoluzione appenninica sono la fase eo-alpina (Cretacico ?), la fase liguride (Paleocene-Eocene), con vergenza Alpina e simile stile strutturale la fase sub-liguride (Oligocene), la fase Toscana (Tortoniano).

Durante questa fase avviene la messa in posto delle falde principali (Liguridi, Falda Toscana, Falda di Cervarola) e l'area delle Alpi Apuane è stata soggetta a processi di metamorfismo. Tuttavia, gli Appennini hanno continuato a deformarsi durante tutto il Pliocene ed il Pleistocene, con un cuneo di accrezione frontale attivo ed una catena spessa e sollevata soggetta ad un regime estensionale (vedi figg. precedenti). Numerosi problemi riguardanti la paleogeografia appenninica sono tuttora aperti, come ad esempio a) l'estensione e la natura (continentale o oceanica) del Bacino Ionico-Lagonegrese, b) la forma e la distribuzione delle piattaforme carbonatiche mesozoiche ed il loro significato nel quadro della cinematica della deformazione, dove i domini paleogeografici si sono in parte trasformati in unità strutturali. Un altro argomento di dibattito riguarda il grado di coinvolgimento del basamento nel cuneo di accrezione appenninico, il

basamento della Placca Adriatica è stato o meno interamente subdotto, se c'è crosta continentale al di sotto degli Appennini o se sia stata completamente consumata nel corso della subduzione, o se gli affioramenti del basamento appenninico siano solo dei residui di una precedente fase tettonica alpina.

Il bacino di retro-arco neogenico (il Mar Tirreno) include numerosi bacini minori, che si sviluppano nei settori di piattaforma, scarpata continentale e nella piana batiale, che raggiunge i 3.000 - 3.600 metri di profondità (vedi fig. 6.3). I bacini peritirrenici neogenici ospitano successioni sedimentarie spesse fino a 2-4 km e si trovano al largo delle coste della Sardegna (Bacino della Sardegna), della Calabria (Bacino di Paola e Bacino di Gioia), e della Sicilia (Bacino di Cefalù) (sedimenti clastici miocenici, evaporiti messiniane e sedimenti clastici plio-quadernari).

Sul fondo del Bacino Tirrenico, sono state rinvenute rocce appartenenti al basamento ercinico, basalti tholeiitici abissali datati 6 Ma. Laddove la crosta del Bacino Tirrenico è di tipo oceanico, il suo spessore è poco meno di 8 km. Strutture diapiriche sono presenti nelle zone centrali dei bacini tirrenici, grazie alla presenza di uno spesso strato di salgemma.

Il Canale di Sicilia è legato ai processi di estensione tra la Sicilia e la Tunisia (Africa settentrionale), che perdurano sin dal Neogene. Questo processo è responsabile della formazione dei bacini di Pantelleria, Malta e Linosa, dei graben orientati NW-SE, paralleli a strutture simili, che affiorano in Tunisia e nei settori offshore della Piattaforma Pelagiana (vedi fig. 6.3).

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

07 - GEOLOGIA DELLA SICILIA: UNA INTRODUZIONE

Il riconoscimento nella Sicilia centro-occidentale di un assetto strutturale profondo caratterizzato dalla sovrapposizione delle unità bacinali Imeresi e Sicane su un substrato costituito da una pila di embrici di piattaforma carbonatica (Saccensi-Trapanesi e probabilmente Panormidi), a loro volta sovrascorse sull'attuale avampaese non deformato Ibleo-Pelagiano modifica radicalmente i precedenti schemi strutturali, i modelli paleogeografici più accettati e semplifica l'approccio metodologico allo studio della evoluzione della catena siciliana.

Le indagini estese al settore orientale siciliano suggeriscono che le strutture prima indicate si continuano in questa regione con le stesse caratteristiche stratigrafiche e strutturali.

Questa breve nota ha lo scopo di introdurre i fondamentali delle conoscenze acquisite più recentemente per una maggiore comprensione delle problematiche geologiche sviluppate più a fondo nella descrizione degli stop e nei contributi specifici che si accompagnano alla Guida.

07.1 - INTRODUZIONE

Vengono qui illustrati i caratteri principali della struttura e della stratigrafia della Sicilia che sono stati resi noti dagli studi e le ricerche più recenti.

La Sicilia occupa un settore del Mediterraneo centro-occidentale ed è un segmento del sistema alpino che si sviluppa lungo il limite di placca Africa-Europa. Questo segmento di catena collega le Maghrebidi africane con l'Appennino meridionale, attraverso il cuneo di accrezione della Calabria (Fig. 7.1). La catena ed il suo prolungamento sommerso occidentale e settentrionale si estendono dal blocco sardo attraverso la Sicilia, fino al settore ionico-pelagiano ed in parte sono affioranti nel Mar Tirreno centro-meridionale (Fig. 7.5)

Dopo la fase orogenica alpina paleogenica, i movimenti compressivi più importanti di questo settore del Mediterraneo sono legati alla rotazione antioraria del blocco Sardo-Corso, considerato da alcuni autori come un arco vulcanico. La rotazione, che si sviluppò dall'Oligocene superiore al Miocene inferiore, ha portato alla collisione del blocco Sardo-Corso con il margine continentale africano.

La formazione della catena è dovuta alla subduzione verso Ovest della litosfera adriatica ed ionica sotto il blocco Sardo-Corso. Attualmente una subduzione verso ovest sarebbe indicata dall'esistenza di una zona di Benioff, localizzata ad Ovest della Calabria e dell'Appennino meridionale. Questo piano, immergente verso Nord, fino alla profondità di 400 km, sarebbe in accordo con il vulcanismo calcalinico delle Isole Eolie. La subduzione e la formazione della catena sarebbero contemporanee con le fasi distensive di tipo retro-arco presenti nel Mar Tirreno.

La struttura dell'edificio tettonico affiorante in Sicilia è qui illustrata da profili geologici profondi che attraversano sia la Sicilia occidentale che quella orientale da nord a sud. Le sezioni geologiche integrano le recenti interpretazioni di parecchi profili sismici a riflessione (AGIP) con i dati stratigrafici, paleomagnetici e strutturali disponibili, e di quelli reinterpretati provenienti da pozzi esplorativi. Le unità tettoniche descritte derivano in gran parte dalla deformazione di successioni carbonatiche, bacinali e di piattaforma carbonatica. Le unità litotettoniche risultanti sono presentate secondo la loro posizione geometrica, in sezioni N-S che attraversano l'attuale catena (Fig. 7.2, 7.3). La stratigrafia ed i domini di facies sono riassunti in uno schema generale (Fig. 7.7) che include la Sicilia occidentale ed orientale. La distribuzione delle principali unità litotettoniche ed i loro rapporti tettonici sono illustrati in una carta strutturale della Sicilia (Fig. 7.2, 7.3).

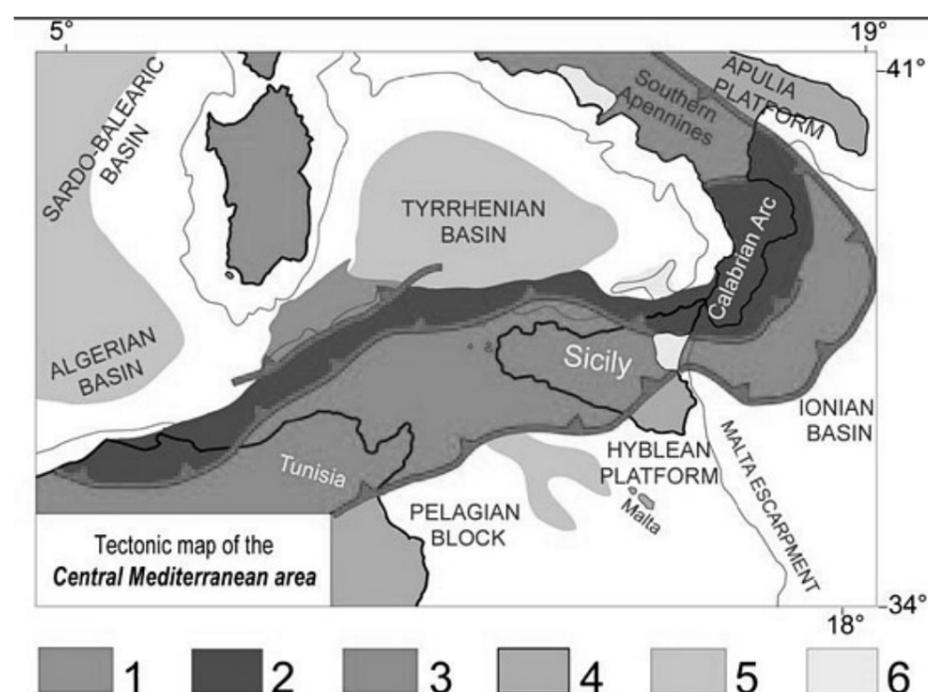
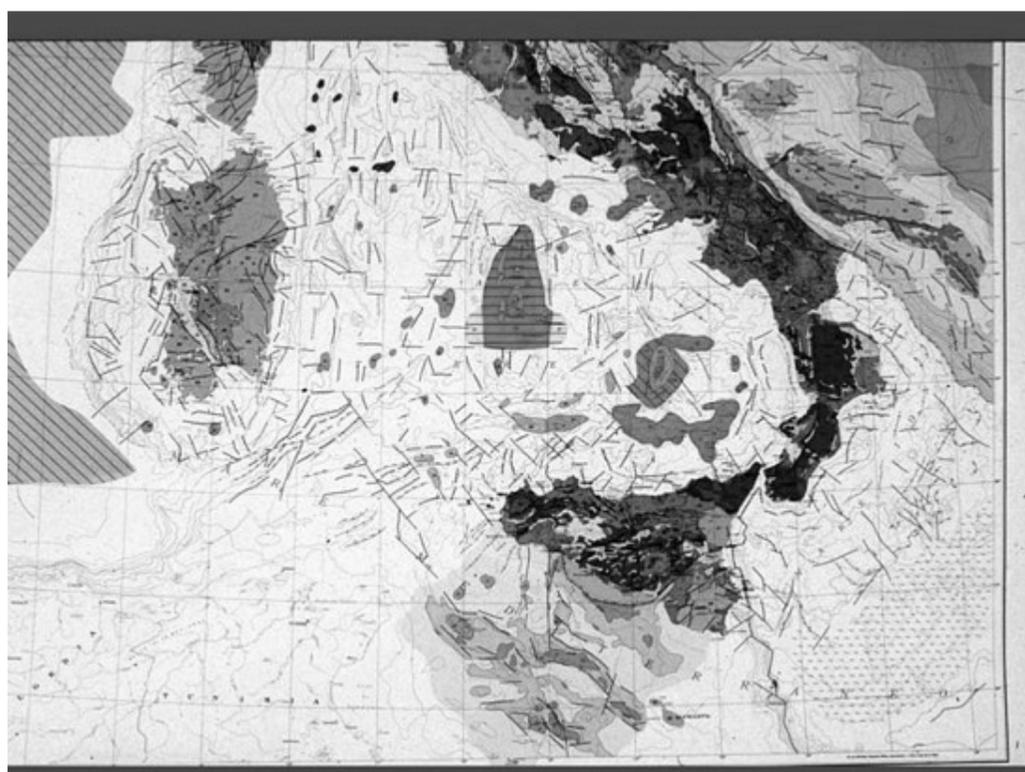


fig. 7.1 - Schema tettonico del Mediterraneo centrale 1) Corsica-Sardegna; 2) Arco Kabilo-Peloritano-Calabro; 3) Unità Appenninico-Maghrebidi e dell'avampaese deformato; 4) avampaese ed avampaese poco deformato; 5) aree in estensione; 6) vulcaniti plio-quadernarie

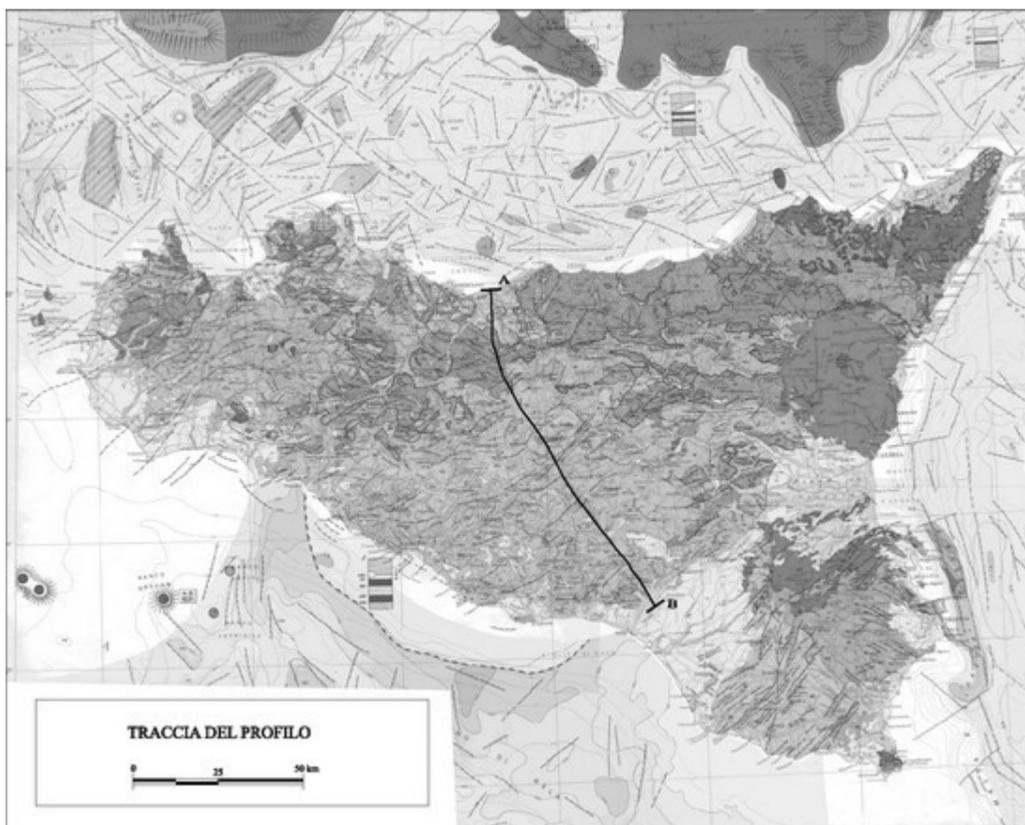


fig. 7.2

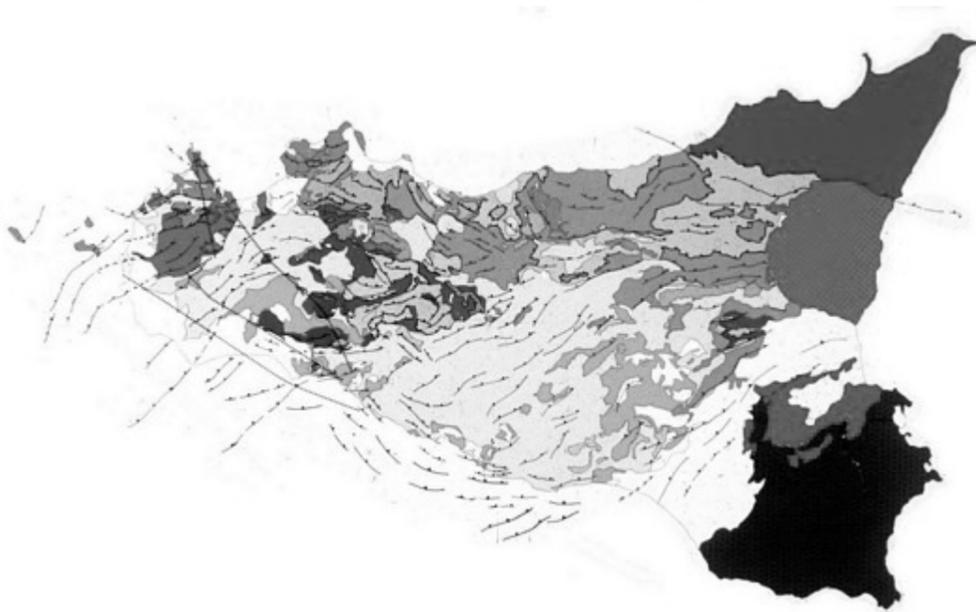


fig. 7.3

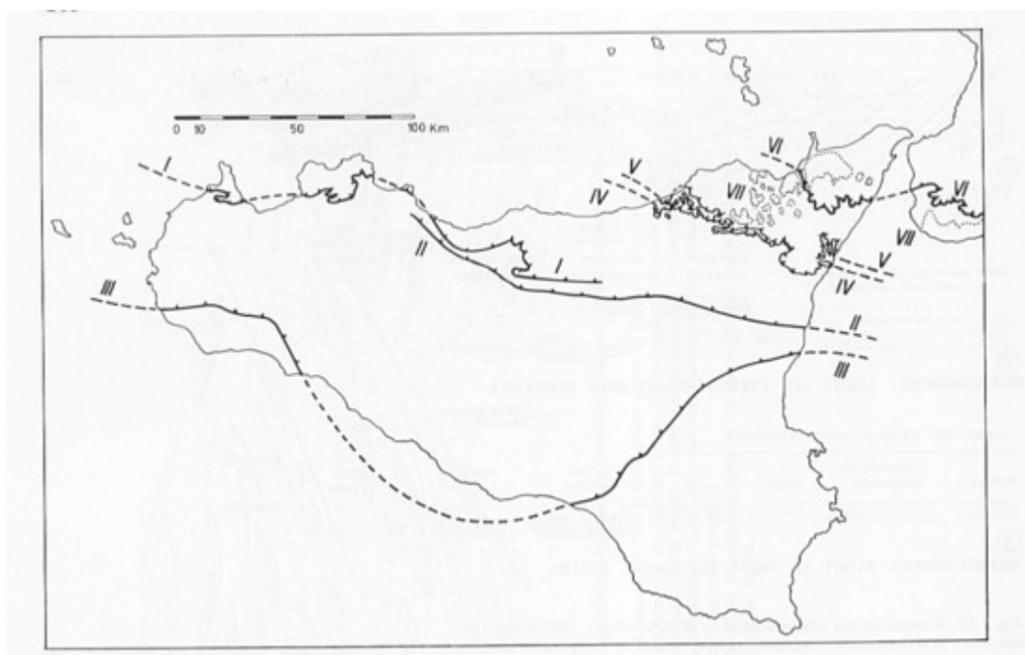


fig. 7.4 - Schema strutturale della Sicilia secondo Ogniben (1960)

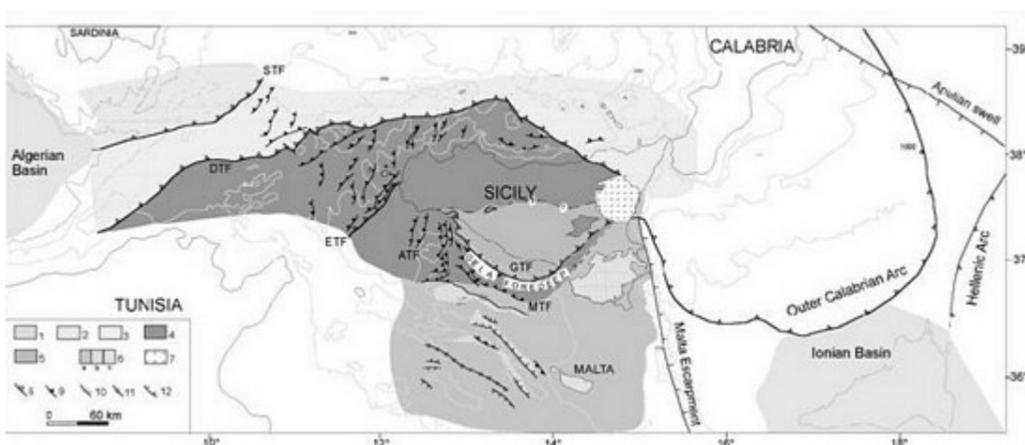


fig. 7.5

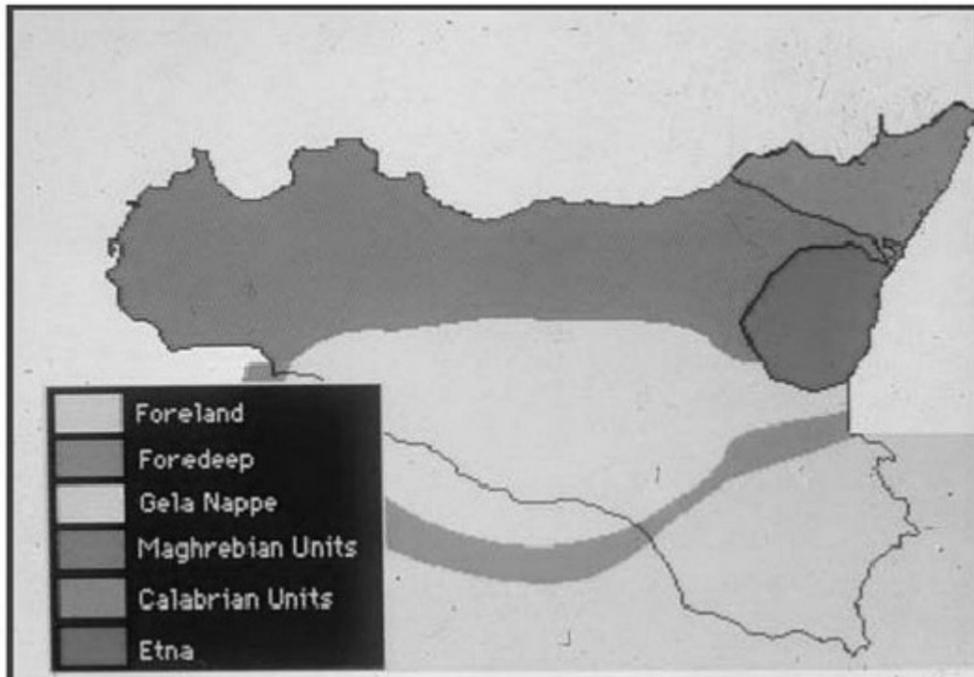


fig. 7.6

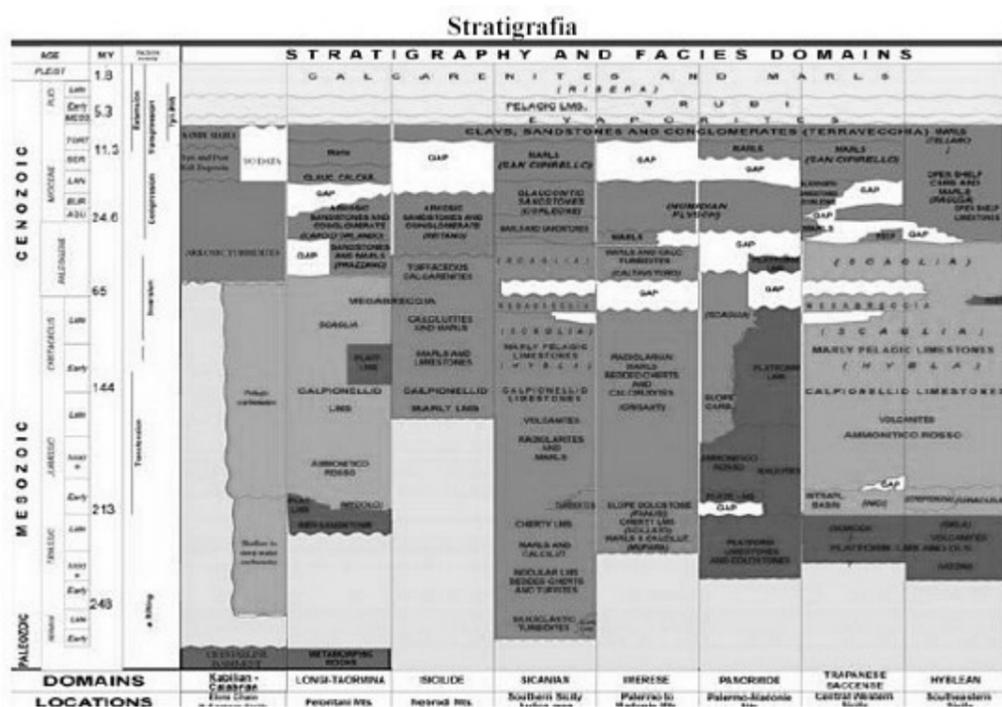


fig. 7.7

07.1.1 - Studi Precedenti

Catalano & D'Argenio (1978, 1982), Catalano et al. (1989 a, con bibliografia), Roure et al. (1990), Lentini et al. (1995), Giunta (1993), Catalano et al. (1996), Monaco et al. (1996), Nigro & Renda (1999) hanno descritto la Sicilia occidentale e centrale come un cuneo embricato di scaglie tettoniche pellicolari costituite da rocce carbonatiche e silicoclastiche meso-cenozoiche.

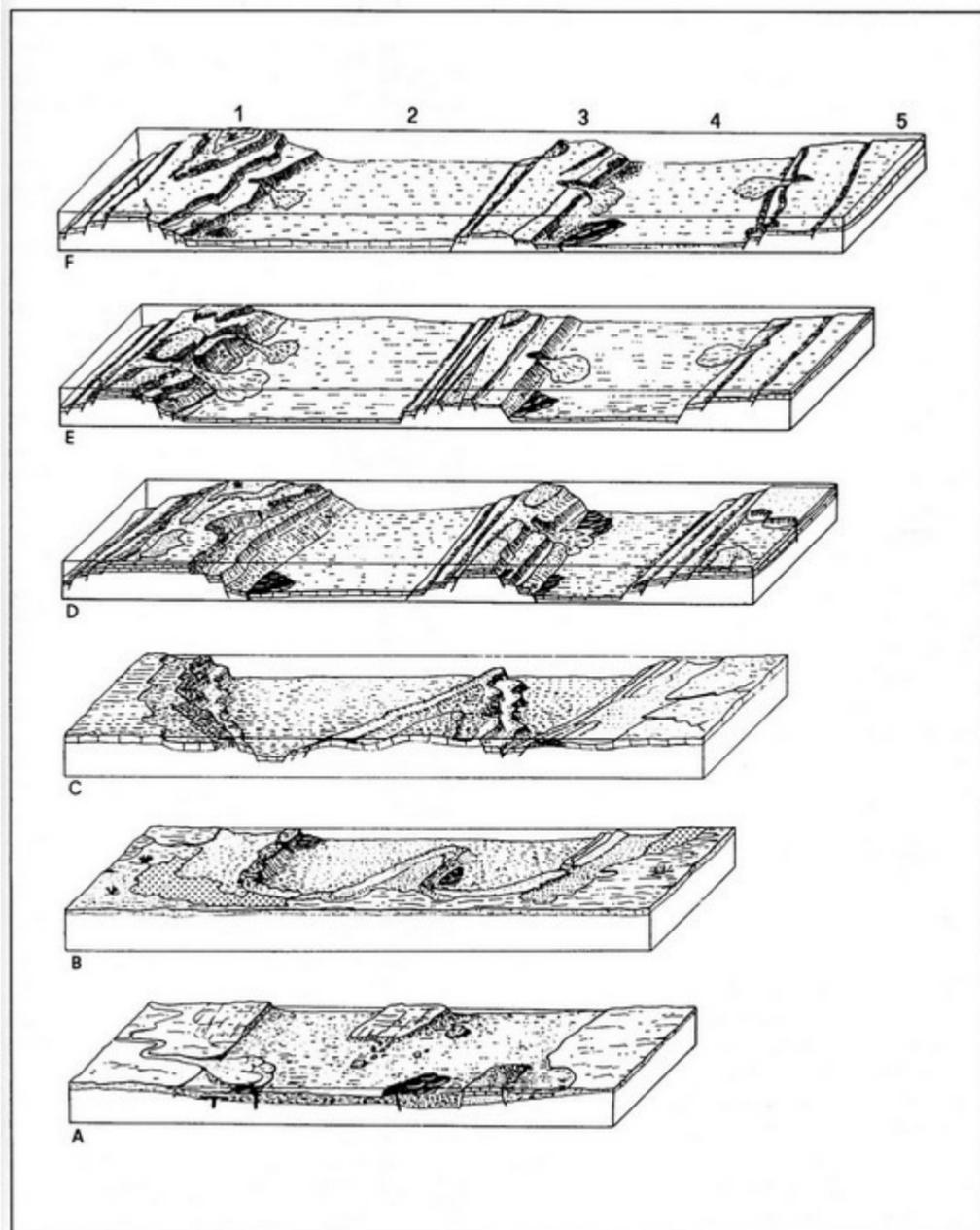
Diversi autori (Broquet, 1970; Catalano & D'Argenio, 1978, 1982; Mascle, 1979; Catalano et al., 1989) concordano su un'età Miocene inferiore dell'iniziale trasporto tettonico nella Sicilia centrale ed occidentale sulla base della datazione dei depositi sintettonici.

La deformazione compressiva fu accompagnata dallo sviluppo di bacini di piggy-back coevi all'interno della catena (Catalano et al., 1989).

Un'indagine strutturale (Oldow et al., 1990) associata a studi paleomagnetici (Channell et al., 1990), ha confermato, che durante il Miocene sup.-Pliocene si erano prodotte rotazioni orarie a grande scala dei corpi di falda, accompagnate da una progressiva variazione della direzione del trasporto tettonico da quadranti orientali a quadranti meridionali. Lavori recenti (Catalano et al., 2000a; Catalano et al., 2002) hanno descritto la Sicilia occidentale sulla base dell'interpretazione di una fitta rete di linee sismiche. Studi effettuati nella Sicilia orientale hanno via via descritto una struttura formata dalla sovrapposizione di numerose scaglie tettoniche sull'avampaese ibleo (Ogniben 1960, Catalano & D'Argenio 1982, Ghisetti & Vezzani 1984, Bianchi et al., 1989, Grasso et al., 1991, Lentini et al., 1995, Lickorish et al., 1999). La struttura della catena orientale siciliana, già riconosciuta da Lentini (1983), è stata ulteriormente illustrata da una sezione profonda N-S (Bianchi et al., 1989) che va dai Monti Nebrodi, in Sicilia settentrionale all'avampaese Ibleo. Roure et al., (1990), usando gli stessi dati di Bianchi et al., (1989) costruiscono una sezione geologica differente attraverso la Sicilia orientale. Recentemente Bello et al., (2000), con l'ausilio di numerose sezioni sismiche, hanno illustrato un'assetto strutturale della Sicilia orientale che appare sostanzialmente modificato rispetto alle conoscenze precedenti.

07.1.2 - Stratigrafia E Domini Di Facies

L'analisi di facies regionale indica che le successioni che vanno dal Paleozoico-Mesozoico al Paleogene, riconosciute in Sicilia, rappresentano la copertura sedimentaria di distinti domini paleogeografici che si svilupparono nell'oceano tetideo e sul margine continentale africano prima della deformazione. Le successioni del Miocene-Pleistocene invece si depositarono durante la deformazione di questi domini. Le caratteristiche stratigrafiche dei differenti corpi rocciosi, esposti nella catena, sono qui brevemente riassunti per illustrare la carta sinottica di Fig.7.7 (Fig. 7.8-7.12).



Varie tappe dell'evoluzione del sistema piattaforma-bacino della Sicilia occidentale. **Legenda:** A) Ladinico-Carnico; B) Carnico-Norico; C) Retico-Lias inferiore; D) Lias superiore-Malm; E) Cretaceo inferiore; F) Cretaceo superiore-Eocene; 1) Piattaforma Panormide; 2) Bacino Imerese; 3) Piattaforma Trapanese; 4) Bacino Sicano; 5) Piattaroma Saccense (da CATALANO e D'ARGENIO, 1982).

Fig.7.8

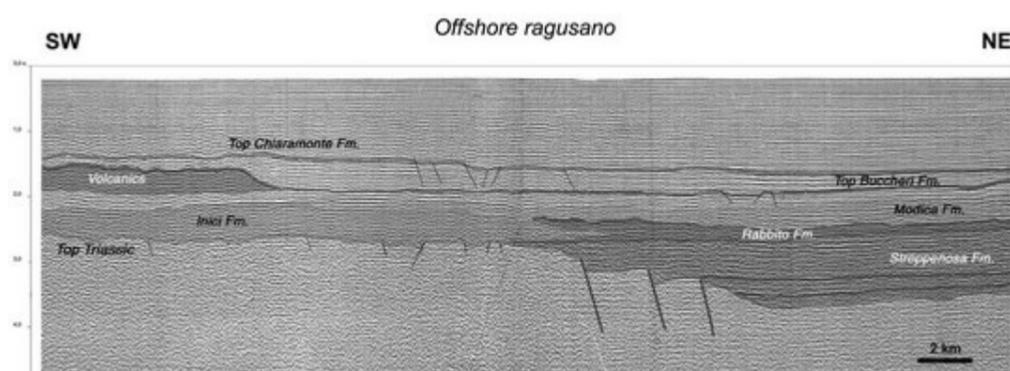


Fig. 7.9

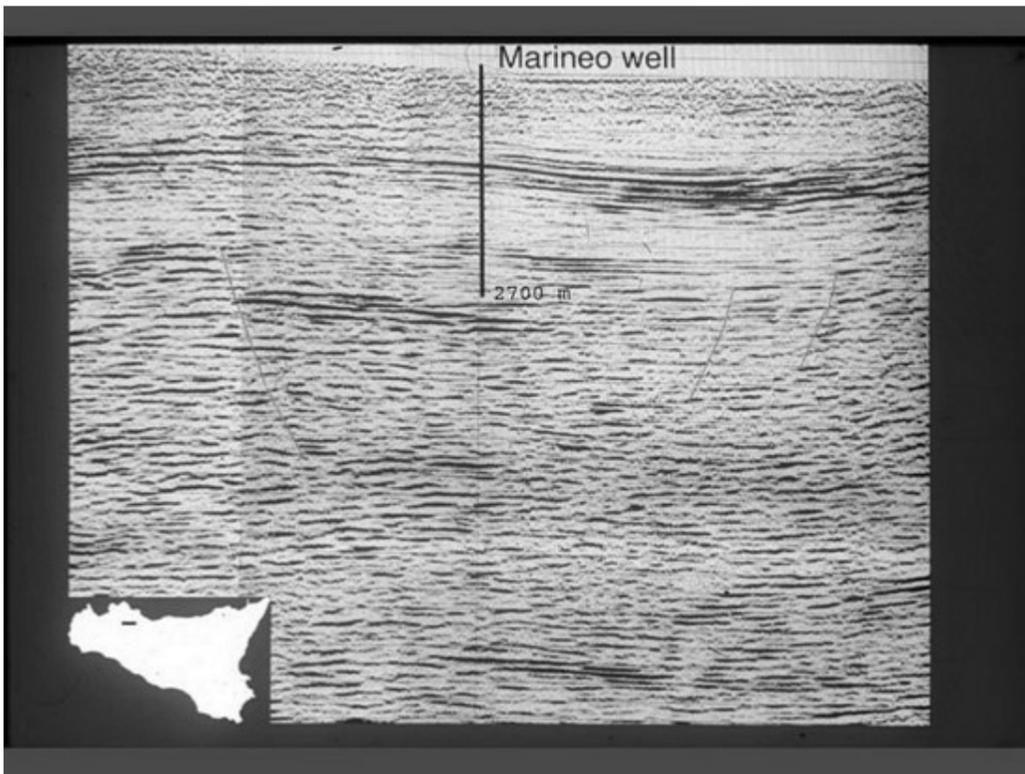


fig. 7.10

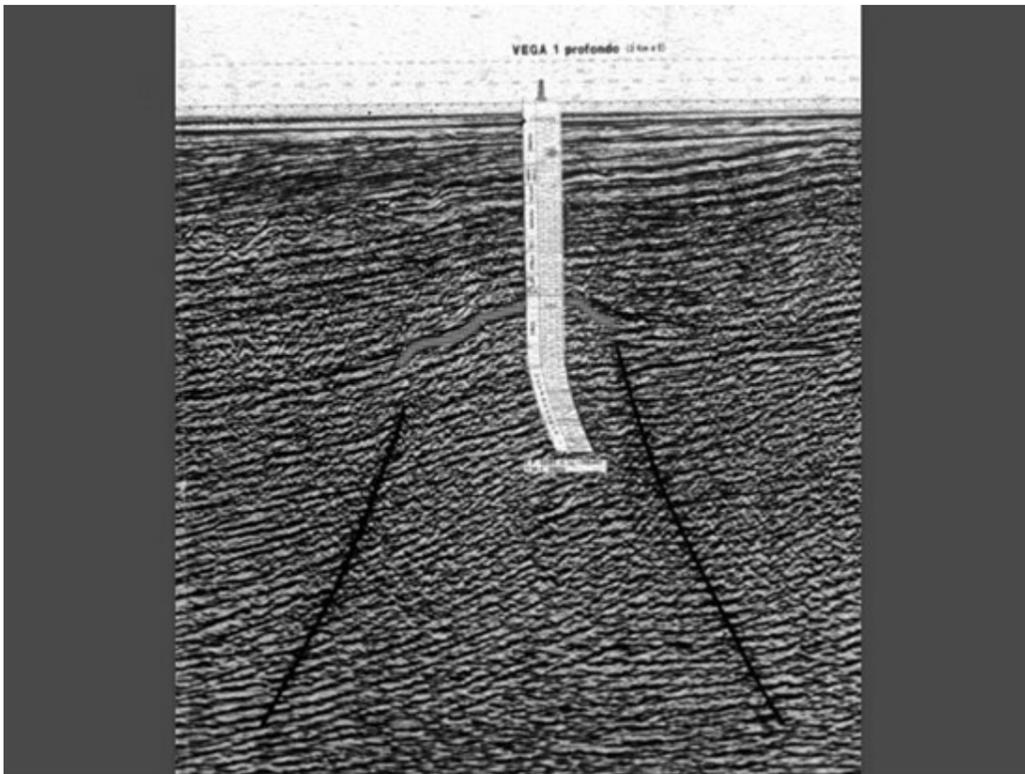


fig. 7.11

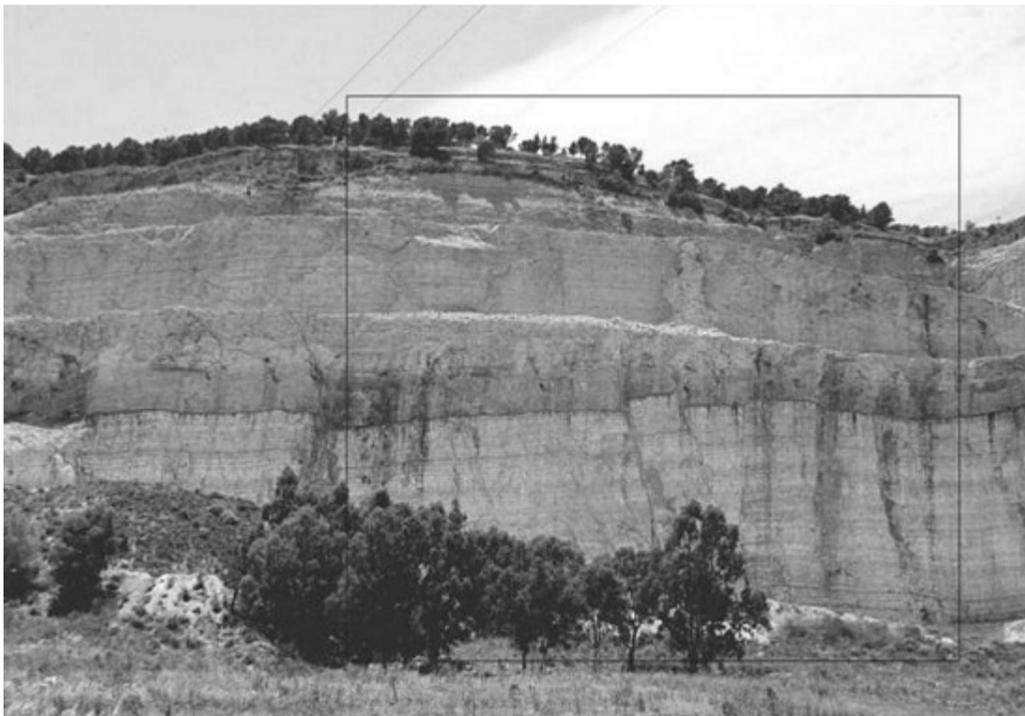


fig. 7.12

07.1.2.1 - Le Unità della Tetide

Consistono di corpi rocciosi derivanti dal cosiddetto Dominio Sicilide (Ogniben, 1960). Le successioni sedimentarie caratterizzate da carbonati bacinali e calcilutiti sabbiose del Giurassico superiore- Oligocene (Unità Monte Soro e Argille variegata Auct.) includono anche successioni torbiditiche dell'Oligocene sup.-Miocene inf. (Flysch interni) scollati dal loro substrato. Il substrato originario (crosta oceanica?) non si conosce.

07.1.2.2 - Le Unità Africane

Le successioni sedimentarie (che adesso formano le principali unità tettoniche) sono costituite da rocce silico-carbonatiche di mare profondo del Mesozoico- Miocene inferiore (localmente denominate Unità Imerese e Sicana) e da rocce di piattaforma carbonatica meso-cenozoiche (PrePanormide, Panormide, Trapanese, Saccense e Ibleo-Pelagiana).

07.1.2.2a - Successioni carbonatiche bacinali Meso-Cenozoiche

La successione Imerese è costituita da calcari e radiolariti di mare profondo sottilmente stratificate del Triassico (Carnico)-Oligocene con intercalazioni di corpi risedimentati di carbonati di piattaforma del Giurassico-Eocene. La successione carbonatica è localmente ricoperta in discordanza da depositi silico-clastici dell'Oligocene sup.-Miocene inf. (argilliti marnose, arenarie torbiditiche e quarzareniti). L'intervallo roccioso del Miocene inferiore, localmente conosciuto come Flysch Numidico, appare spesso scollato dal substrato.

La successione Sicana è costituita da carbonati di mare profondo del Carnico-Miocene inferiore seguite da carbonati elastici e marne del Miocene medio. Depositi elastici e carbonatici di mare profondo del Permiano inferiore-Triassico medio, con olistoliti di carbonati di mare basso si crede possano rappresentare l'originario substrato della successione Sicana. Le successioni bacinali Imerese e Sicana hanno in comune la stessa litofacies alla base, che consiste di marne e calcari con selce del Triassico superiore (Fm. Mufara e Scillato). Nella successione Sicana mancano chiaramente i carbonati di mare basso risedimentati del Giurassico- Eocene e le successioni Numidiche dell'Oligocene sup.-Miocene inf., che sono le litologie tipiche della sequenza Imerese.

07.1.2.2b - Successioni di piattaforma carbonatica Meso-Cenozoiche

La successione PrePanormide, affiorante nella Sicilia occidentale è costituita da: a) calcari e dolomie di piattaforma carbonatica del Trias-Lias inferiore passanti verso l'alto a depositi giurassici di scarpata-bacino o di piattaforma pelagica; b) calcari torbiditici con selce del Cretaceo inf.-Eocene, seguiti in discordanza da calcari mmarnosi dell'Oligocene - Miocene inf., biocalcareni glauconitiche con nummuliti, e quarzareniti "numidiche". Calcari glauconitici di mare basso e marne del Miocene inf.-medio seguono verso l'alto.

La successione Panormide affiora nella Penisola di Capo San Vito, nei Monti di Palermo e nelle Madonie occidentali (Fig. 7.13, 7.14, 7.21, 7.22, 7.30-33). I depositi di piattaforma carbonatica, prevalentemente di scogliera nel Trias sup.-Lias inf. sono ricoperti in onlap da rocce di piattaforma pelagica giurassiche (Rosso Ammonitico) che sono seguiti da calcari di scogliera e di scarpata del Giurassico superiore-Oligocene inf. Calcari di piattaforma aperta del Miocene inf. (localmente conosciuti come "Mischio") ricoprono in discordanza, a luoghi, il corpo carbonatico mesocenoico.

La successione Trapanese affiora nella Sicilia occidentale ed è stata attraversata da parecchi pozzi. Calcari e dolomie di piattaforma carbonatica del Trias sup.-Lias inf. sono seguiti da depositi di piattaforma pelagica del Giurassico-Oligocene inf. (Rosso Ammonitico con diffusi dicchi basaltici, croste condensate manganeseifere, calcari a calpionelle, marne ad aptici e Scaglia). Biocalcareni risedimentate e arenarie glauconitiche di piattaforma aperta e costiere (Fm. Calcareni di Corleone) dell'Oligocene sup.-Miocene inf. ricoprono in discordanza il substrato mesocenoico.

Le successioni di piattaforma carbonatica che affiorano nell'area di Monte Magaggiaro-Sciacca e sono sepolte nella Sicilia sud-occidentale (nei pozzi dell'area di Castelvetro-Mazara) sono state descritte nel passato come appartenenti al Dominio Saccense (Catalano & D'Argenio, 1978). La successione Saccense è simile a quella Trapanese eccetto per i depositi di mare basso dell'Oligocene-Miocene inf., ivi rappresentati da depositi di rampa carbonatica. A Monte Genuardo (Fig. 7.3, 7.19), invece, affiora una successione unica. Qui i depositi peritidali del Trias superiore sono seguiti da carbonati di scarpata-bacino del Lias-Miocene inf. (Catalano & D'Argenio, 1982).

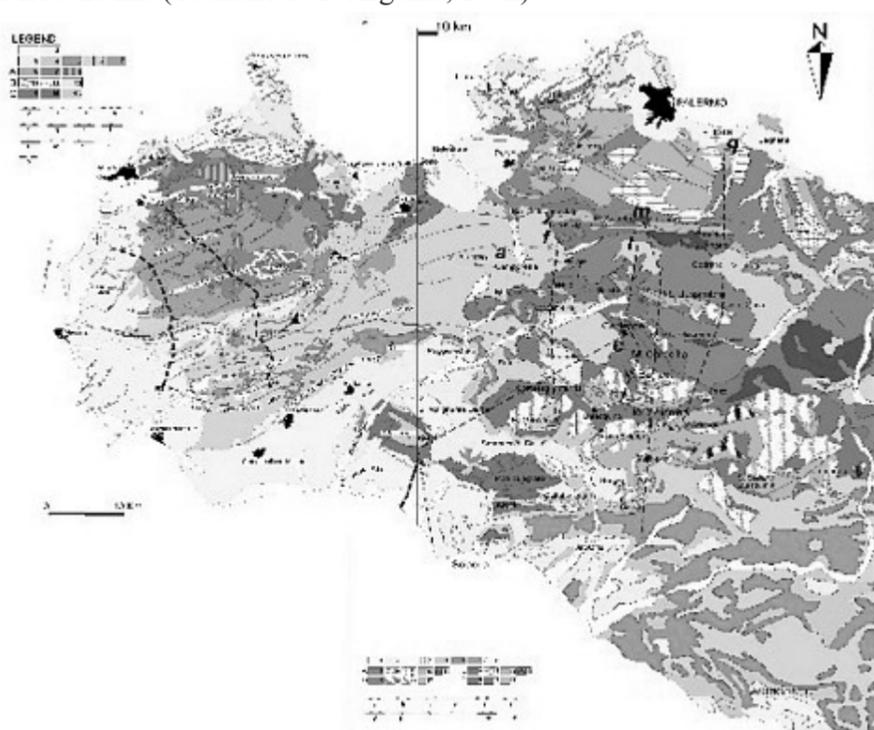


fig. 7.13 – La Catena della Sicilia occidentale

La struttura di Capo San Vito

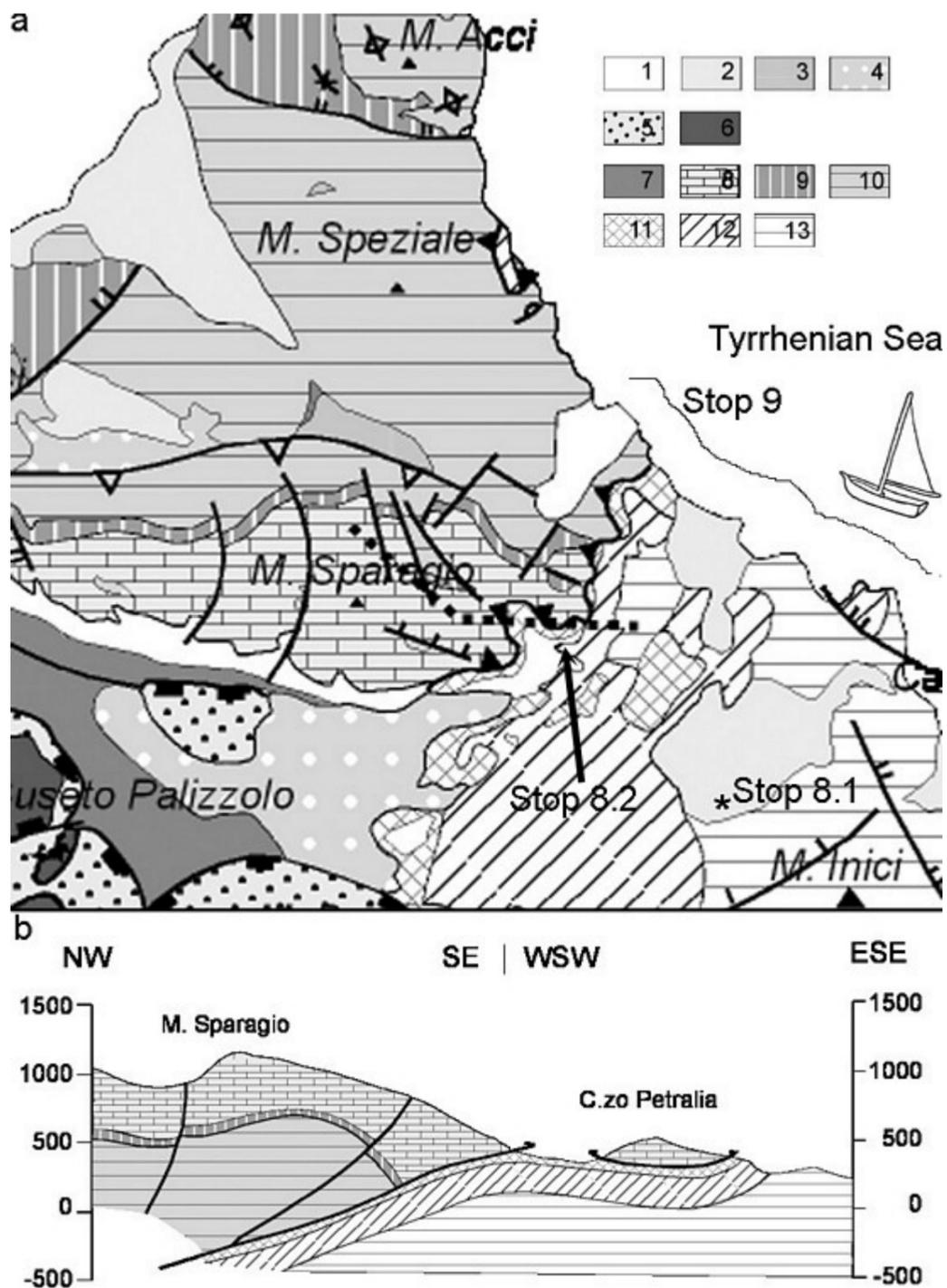


fig. 7.14 – La sezione la cui traccia è indicata sulla carta, mostra la sovrapposizione delle Unità Panormidi su quelle Trapanesi

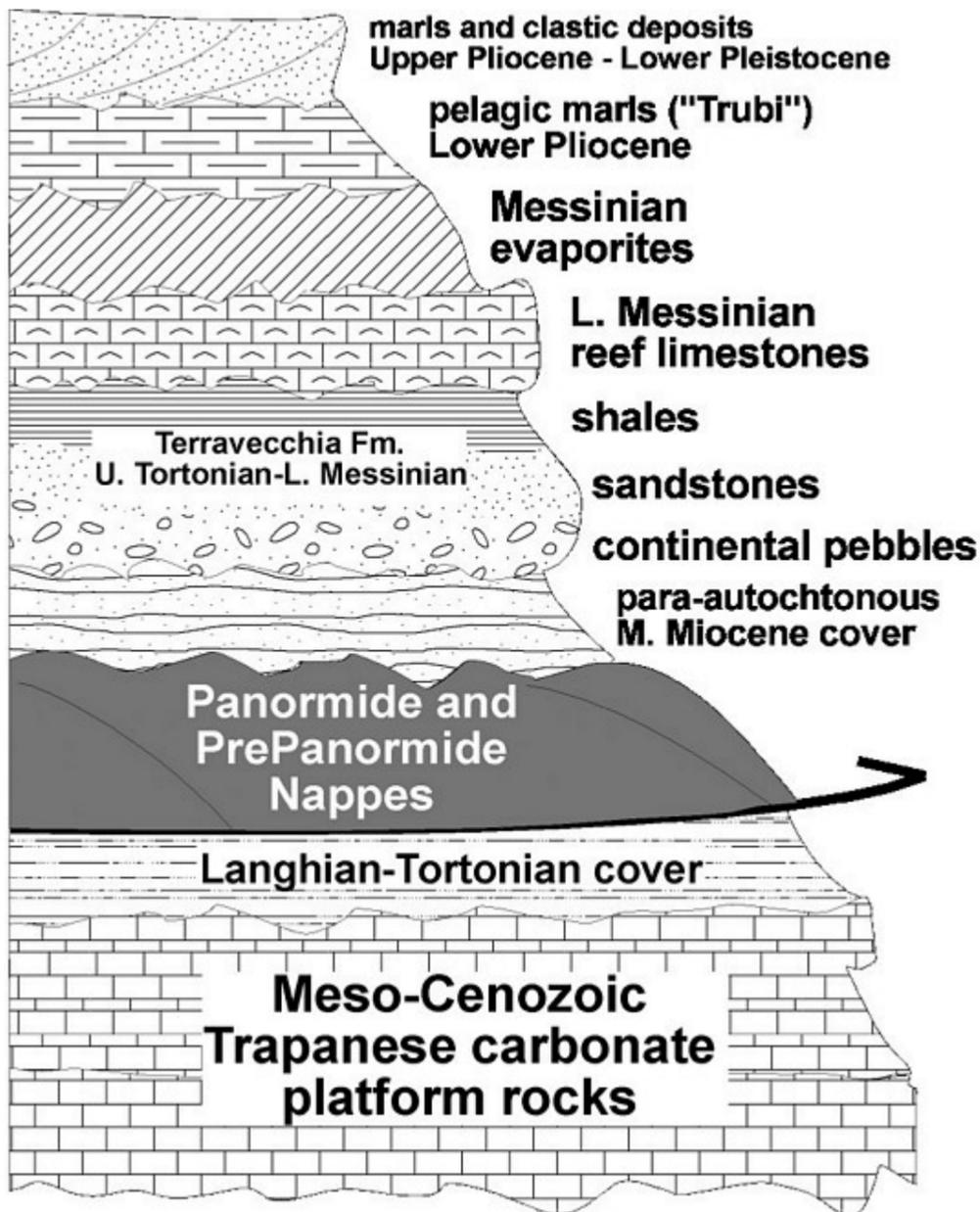


Fig. 7.15 – Rapporti strutturali e stratigrafia delle coperture mio-plioceniche nell'estremità occidentale della Sicilia

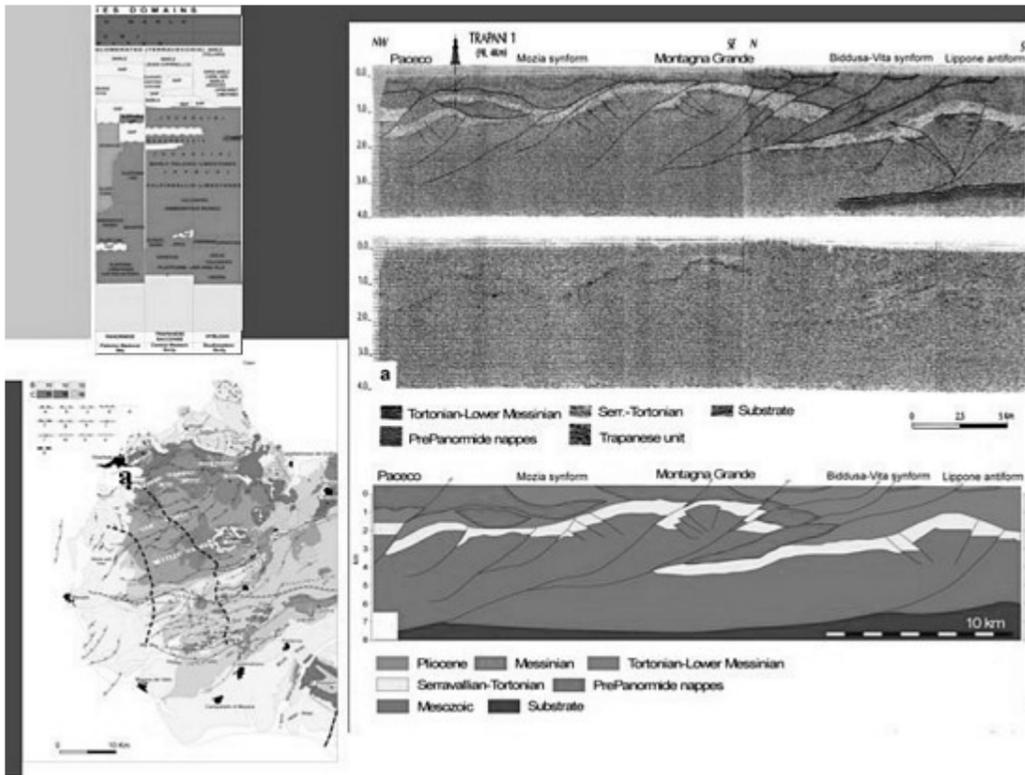


fig. 7.16 – Caratteri dell'assetto strutturale nella Sicilia occidentale. La sezione geosismica (a) (vedi traccia sulla carta) e la relativa interpretazione bilanciata

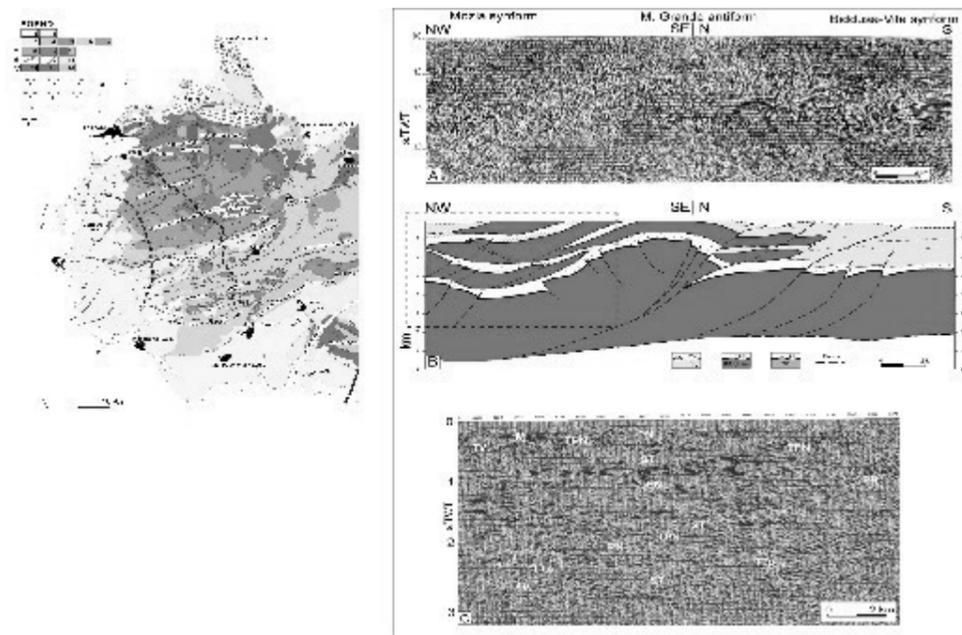


Fig. 7.17 – La sezione geosismica (b) mostra bene le due fasi della deformazione (Miocene medio e Pliocene)

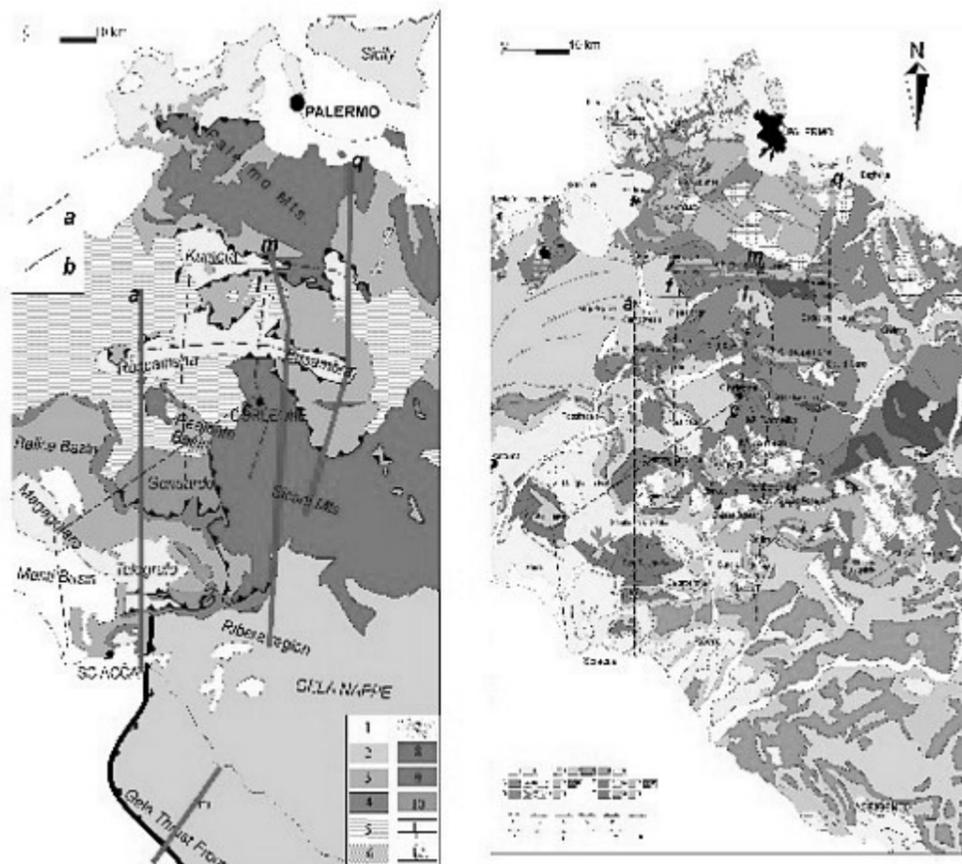


Fig. 7.18 – Schema strutturale generale e carta delle Unità S.S. nella Sicilia centro-occidentale. Sono indicate le tracce delle sezioni geologiche mostrate.

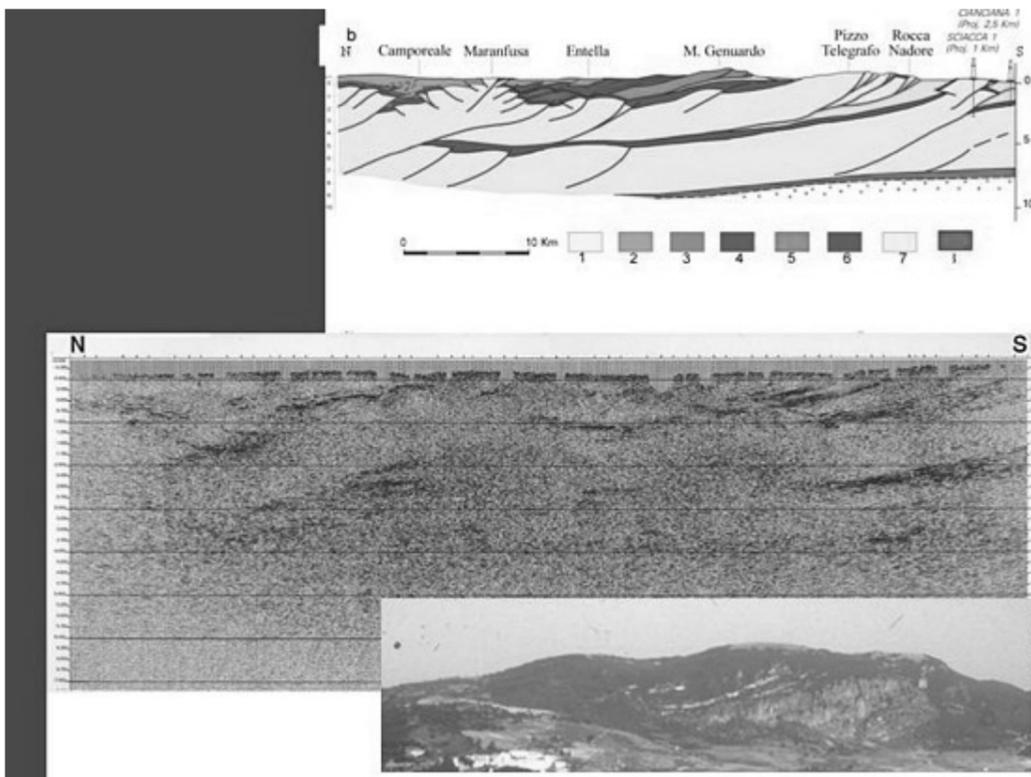


Fig.7.19



Fig. 7.19bis

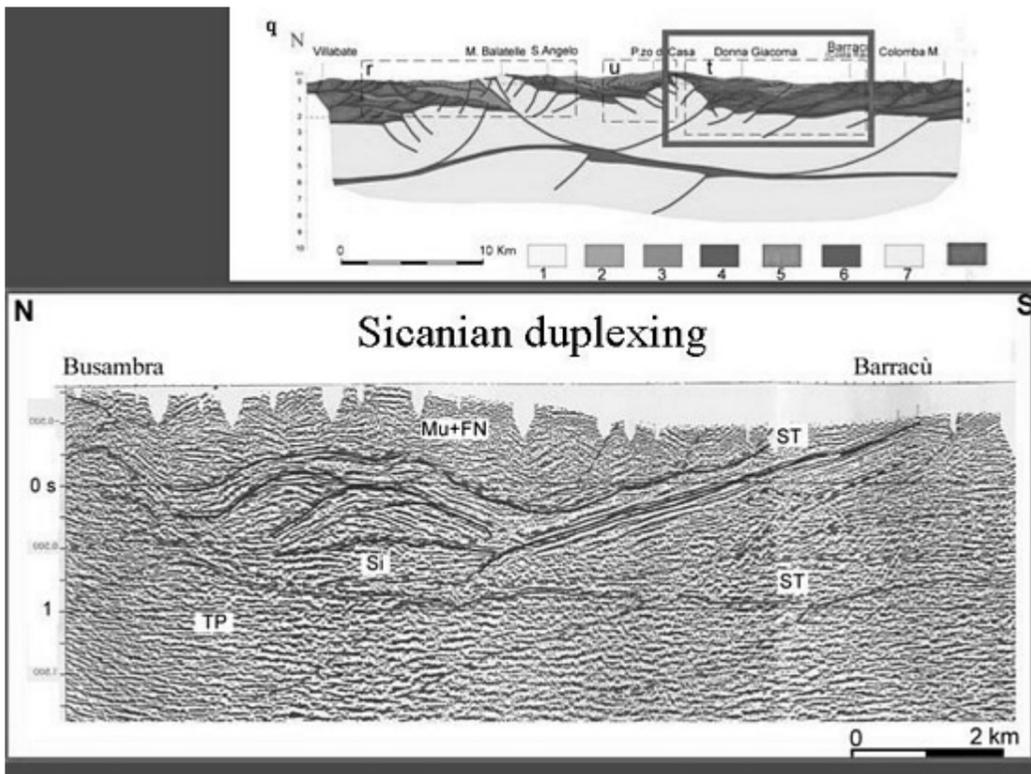


Fig. 7.20 – Particolare geosismico della sezione geologica che mostra l'assetto a duplex delle Unità Sicane

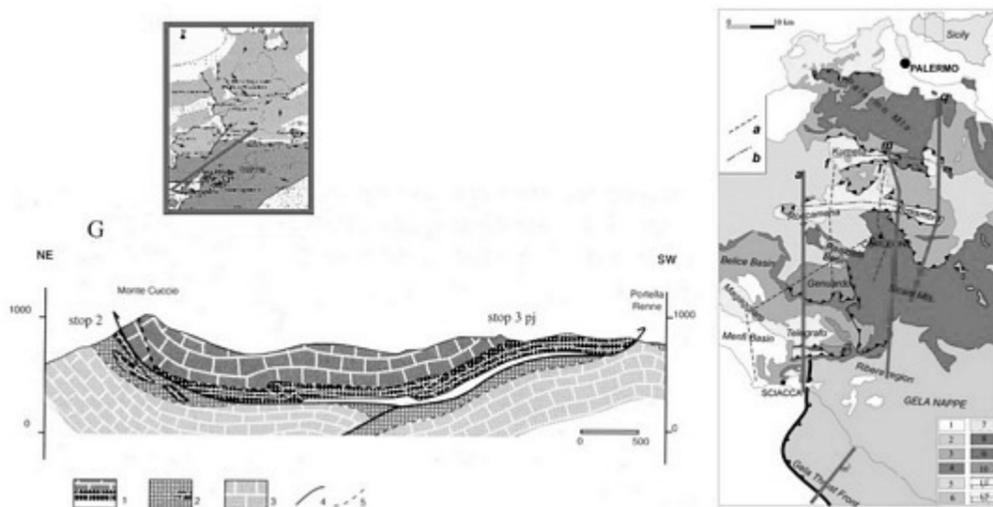


Fig. 7.21

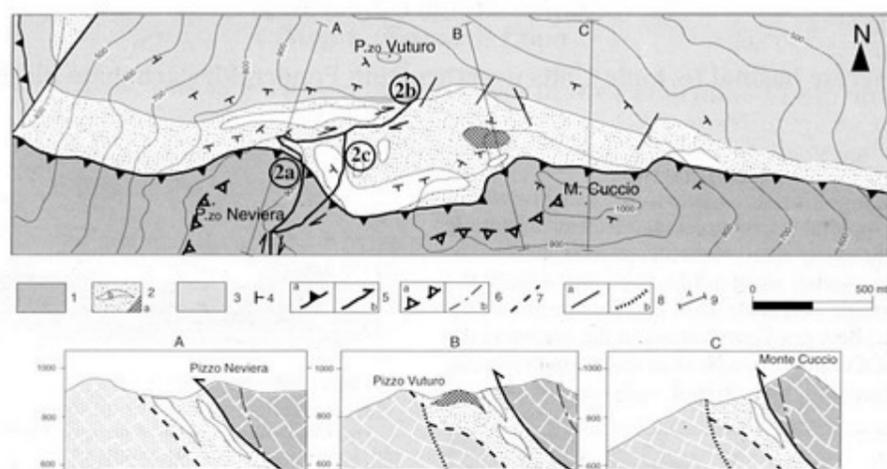


Fig. 15. Monte Cuccio - Pizzo Vuturo area. Detailed geologic map and cross sections. 1. Imerese tectonic Units (Lower Oligocene - Upper Triassic); 2. Numidian Flysch deformed Units (clayey marls and sandstones (a), Lower Miocene - Upper Oligocene, with carbonatic megabreccias intercalations (b); 3. Panormide tectonic Units (Upper Oligocene - Upper Triassic); 4. bedding; 5. overthrusts; 6. inverse faults; 7. decollement surfaces; 8. normal faults; 9. section traces.

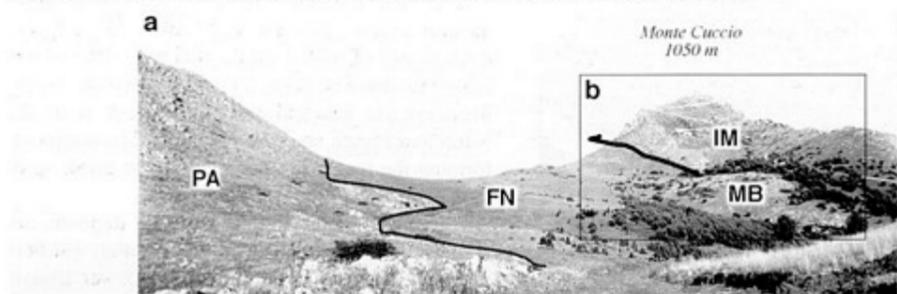


Fig. 7.22

07.1.2.2c - Depositi del Serravalliano superiore - Pleistocene

Sia in Sicilia occidentale che orientale affiorano i depositi terrigeni serravalliano-tortoniani prevalentemente argillosi e marnosi, che ricoprono in paraconcordanza la porzione del Miocene inf. delle successioni Trapanese-Saccense e Sicana, o in discordanza le successioni deformate Panormide e Imerese e le falde del Flysch Numidico e le Sicilidi. Questa unità marnoso-sabbiosa è ricoperta in discordanza da conglomerati poligenici giallo-rossastri, arenarie argillose e marne (Fm Terravecchia, Tortoniano sup.- Messiniano inf.). Grandi corpi di calcari di scogliera corallina del Messiniano inferiore poggiano su un substrato sabbioso eroso della Fm. Terravecchia. Evaporiti messiniane giacciono su una superficie di erosione che taglia gli strati sottostanti. La successione evaporitica messiniana è prevalentemente erosa nelle aree settentrionali, affiora estesamente nelle aree meridionali ed orientali. Le evaporiti sono ricoperte in discordanza dalla ben nota Fm. Trubi che è caratterizzata da livelli alternati di marne e calcari.

Uno spesso cuneo sedimentario di rocce prevalentemente elastico-carbonatiche ricopre i trubi sia in Sicilia occidentale che orientale. Argilliti sabbiose e carbonati di mare basso del Pliocene sup.-Pleistocene sup. ricoprono le aree occidentali ed orientali.

07.2 - IL COMPLESSO COLLISIONALE DELLA SICILIA

Tre elementi caratterizzano il complesso "collisionale" della Sicilia e le adiacenti aree sommerse (Fig. 7.6).

07.2.1 - L'Avampaese

L'avampaese affiora in Sicilia sud-orientale (altopiano Ibleo) e continua verso sud nell'offshore del Canale di Sicilia e verso est nel Mar Ionio (Figg. 7.1 – 7.3). La copertura sedimentaria autoctona, che ricopre un basamento cristallino africano, consiste di circa 7 km di carbonati di piattaforma e di scarpata-bacino del Trias-Lias, di carbonati pelagici del Giurassico-Eocene e di depositi clastici di piattaforma aperta del Terziario (Fig. 7.4, 7.7 e Patacca et al., 1979; Lentini, 1983; Bianchi et al., 1989; Antonelli et al., 1991).

Profili sismici e dati di sottosuolo evidenziano la presenza di una transizione laterale di facies tra il dominio ibleo e quello trapanese-saccense nella Sicilia occidentale (Antonelli et al., 1991). Verso il settore ionico l'avampaese preserva i caratteri di un antico sistema orientato NNW-SSE di margine continentale passivo-piana abissale oceanica (Catalano et al., 2000b; Catalano et al., 2001).

07.2.2 - L'Avanfossa

L'avanfossa, allineata in senso WNW-ESE (Figg. 7.5, 7.6, 7.19 bis), è una stretta depressione debolmente deformata (Bacino di Gela), parzialmente sepolta al di sotto della terminazione frontale del segmento esterno della catena (Sistema di Gela). Essa si estende dall'altopiano Ibleo in terra fino all'offshore meridionale della Sicilia. La depressione si è formata a partire dal Pliocene superiore come suggerito dalle analisi biostratigrafiche, ed è collegata alla flessurazione dell'avampaese dovuta al carico litostatico delle unità sovrascorse. L'avanfossa è riempita da calcari marnosi pelagici e da argilliti sabbiose del Pliocene - Pleistocene che ricoprono in discordanza le successioni evaporitiche messiniane.

07.2.3 - La Catena

In Sicilia affiora una catena complessa di unità embricate, localmente spessa più di 15 km, costituita (dall'interno verso l'esterno) da un elemento "Europeo" (Unità Peloritane), un elemento Tetideo (Unità Sicilidi) ed un elemento Africano (Unità Appenninico-Maghrebidi). Ne viene qui illustrato l'assetto strutturale prendendo in considerazione le caratteristiche dei tre principali settori geografici della Sicilia lungo i quali la catena si sviluppa.

07.2.3.1 - Sicilia Occidentale

L'edificio tettonico mostra, dal basso:

- un cuneo spesso 7-8 km di scaglie di piattaforma carbonatica mesocenozoica (Unità Panormidi, Trapanese-Saccensi);
- un complesso spesso da 1 a 3 km di rocce carbonati e clastiche di bacino del Giurassico sup.- Miocene medio (Unità PrePanormidi) che sovrascorrono le Unità Trapanesi;
- successioni del Tortoniano sup.-Pleistocene medio che riempiono bacini sintettonici.

Il cuneo tettonico di piattaforma carbonatica consiste di unità embricate immergenti verso nord e organizzate in ampie antiformali (Figg. 7.16-7.17). Il cuneo si estende verso la Sicilia sud-occidentale e culmina nell'affioramento di Montagna Grande (nei pressi di Calatafimi). Qui i due corpi carbonatici sovrapposti sono spessi più di 8 km (7.16-7.17). Retroscorrimenti NW-vergenti si aprono sulla struttura principale di Montagna Grande. L'intero corpo si immerge sotto il cuneo tettonico Panormide della Penisola di San Vito (Fig. 7.3). L'età della imbricazione dei differenti alloctoni è circoscritta all'intervallo Miocene inferiore-medio. Lo scollamento delle coperture cretaceo-mioceniche o oligo-mioceniche si è probabilmente verificato prima o durante l'imbricazione delle unità carbonatiche mesozoiche più interne (Prepanormide e Panormide). Le strutture precedentemente formatesi come l'avampaese del tempo (Unità Trapanesi-Saccensi) vengono successivamente e progressivamente deformate o riattivate dalla tettonica transpressiva durante il Pliocene-Pleistocene inferiore con grandi strutture di fuori sequenza e raddoppi sia nei carbonati che nelle coperture post tortoniane.

07.2.3.2 - Sicilia Centro Occidentale

L'area esaminata si estende dai Monti di Palermo alla regione di Sciacca. E' il vecchio Western Sicily Bridge lungo il quale il profilo geologico di Catalano et al. (1978) illustrava un cuneo tettonico in cui le unità di piattaforma carbonatica si alternano a quelle di bacino. Questo schema strutturale mai contraddetto dai lavori successivi (Roure et al., 1990; Lentini et al., 1994), appare fortemente modificato dalle indagini più recenti (Catalano et al., 1998) che permettono di riconoscere un settore di catena costituito da una pila di unità di piattaforma carbonatica (Trapanese-Saccense) spessa almeno 10 km cui si sovrappongono nel settore settentrionale le Unità Imeresi imbricate e deformate e nel settore meridionale le Unità Sicane (Catalano et al., 1978). Tra le dorsali di M. Kumeta e Rocca Busambra i profili sismici rivelano per la prima volta la presenza di un corpo riflettente attribuibile a depositi bacinali (Catalano et al., 1998) che si sovrappone sulle unità carbonatiche di piattaforma. L'orizzonte sepolto trova continuità in affioramento con depositi marnocalcarei cretaceo-oligocenici affioranti rispettivamente a sud della dorsale di M. Kumeta e a nord di Rocca Busambra. La continuità fisica tra i cunei tettonici dei terreni Imerese e Sicano è sepolta in questo basso strutturale. Non esiste comunque alcun controllo stratigrafico diretto che possa offrire informazioni sui rapporti originari tra i due domini; sfugge il rapporto geometrico tra le differenti unità bacinali anche a causa della tettonica post-miocenica che ha complicato i rapporti strutturali.

L'intero edificio tettonico è formato dai seguenti livelli strutturali separati da discontinuità sub-orizzontali a grande scala (Figg. 7.16-7.17).

- il livello inferiore è un cuneo tettonico spesso da 8 a 9 km di unità embricate costituite da una successione rocciosa spessa più di 3 km di piattaforma carbonatica dei domini Panormide, Trapanese e Saccense. Il sistema embricato di piattaforma carbonatica con vergenza Sud si sviluppa dalla costa Tirrenica alla latitudine di Sciacca.

- il livello strutturale intermedio consiste di un insieme di rampe spesse 2-3 km ca. costituite da carbonati bacinali imeresi e sicani. Tali unità sovrascorrono, lungo un livello di scollamento debolmente immergente a nord, sulle unità embricate di piattaforma carbonatica. Le scaglie tettoniche Imeresi NE-immargenti, con associate pieghe asimmetriche sud vergenti, affiorano nella regione meridionale ed orientale dei Monti di Palermo, dove sovrascorrono sulle Unità Panormidi (Catalano & Di Maggio, 1996) e sulle Unità Trapanesi. Le unità embricate Sicane si trovano a sud dell'allineamento Rocca Busambra-Maranfusa e si estendono fino al limite meridionale dei monti Sicani nella regione di Ribera (Fig. 7.3). Il corpo sicano è sepolto nella Sicilia centro-orientale sotto il cuneo di accrezione neogenico-pleistocenico di Gela e continua verso est dove affiora nell'area di Judica-Scalpello (Sicilia sud-orientale).

- il livello superiore è rappresentato da 1) depositi molassici miocenici, evaporiti messiniane e calcari del Pliocene inf. (Trubi) che appaiono piegati, fagliati e scollati dal loro substrato; 2) depositi clastico-carbonatici del Pliocene medio-Pleistocene inf. che colmano ampie depressioni sintettoniche; 3) la falda di Gela (parte frontale della catena) sovrapposta sia sulle Unità Sicane che Saccensi nella parte meridionale della Sicilia (Fig. 7.19 bis).

07.2.3.3 - Sicilia centro-orientale.

In questa regione compresa tra Termini Imerese ed Eraclea sulla costa meridionale siciliana, le strutture di piattaforma carbonatica affioranti ad occidente (area di Monte Kumeta-Busambra) scompaiono bruscamente (Fig. 7.23) sostituite in superficie da estesi lembi del Flysch Numidico e dai corpi paleozoico-triassici (Fm. Mufara e Fm. Lercara Auct.).

Nuovi dati di sottosuolo confermano invece la presenza delle Unità di piattaforma carbonatica al di sotto della grande antifornte sud-est vergente di embri di terreni imeresi (affiorante nell'area di Termini Imerese). Miuccio et al. (1988) hanno riconosciuto infatti nel Pozzo Cerda 2 terreni di piattaforma carbonatica e di scogliera assegnate al dominio di facies trapanese. I terreni paleozoico-triassici costituiscono una coltre molto più estesa di quanto finora noto occupando, tanto in affioramento quanto nel sottosuolo, la regione tra i Monti di Termini Imerese e le Madonie e spingendosi a sud dell'allineamento Castronovo-Valledolmo (Fig. 7.23).

Appaiono generalmente ricoperti tettonicamente da cunei deformati del Flysch Numidico ma le vicissitudini successive hanno prodotto dislocazioni interne ai due corpi ed inversioni rispetto alla sovrapposizione originaria. Le coltri triassico-paleozoiche si sovrappongono alle Unità Sicane nell'area di Lercara (Pozzo Roccapalumba). Queste ultime riaffiorano nella regione di Castronuovo-Cammarata e si immergono verso sud ed est al di sotto della Falda di Gela.

L'assetto strutturale è ancora quello di un cuneo di unità di piattaforma carbonatica su cui poggiano nell'ordine dal basso: a) unità bacinali mesozoico-paleogeneiche (Imeresi a nord e Sicane a Sud); b) cunei tettonici oligo-miocenici del Flysch Numidico e coltri di terreni permiano-triassici.

I caratteri strutturali di superficie (grandi antifornte nei terreni sovrastanti, retroscorrimenti e pieghe) sono indotti dalla deformazione post-tortoniana delle sottostanti unità di piattaforma carbonatica.

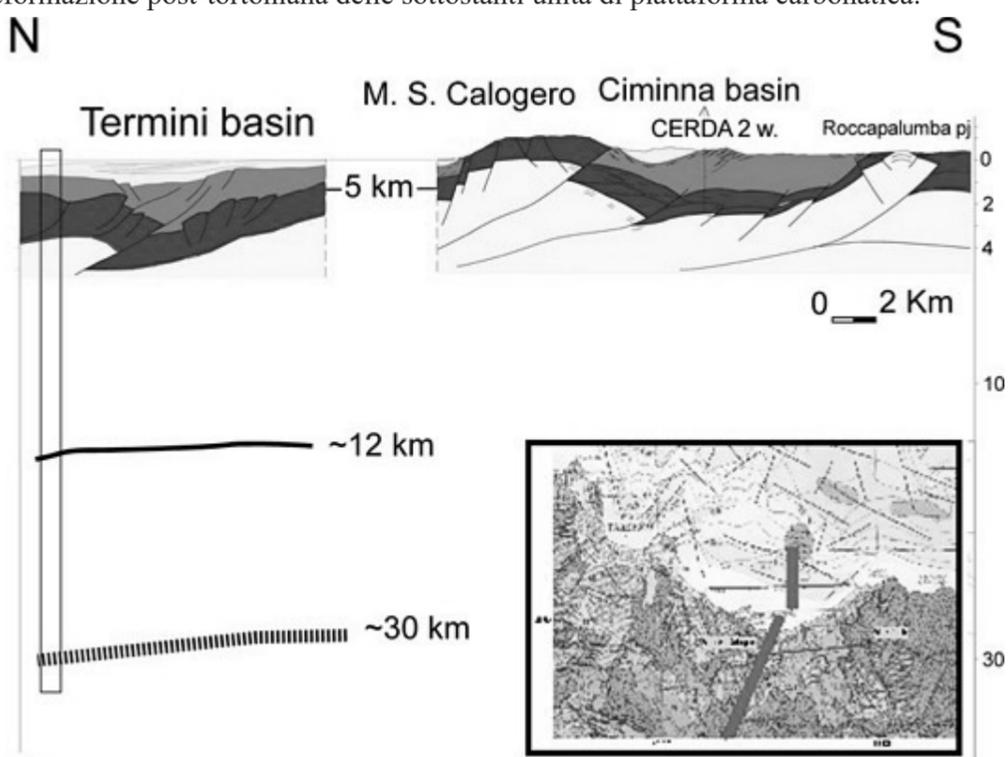


Fig. 7.23

Il Settore compreso tra i Nebrodi e la regione Iblea. L'ipotesi che l'assetto strutturale riconosciuto nel settore occidentale siciliano dovesse proseguire nella Sicilia orientale (Catalano e D'Argenio, 1978) e che le unità di piattaforma carbonatica costituenti l'elemento più significativo della catena fossero presenti anche più a nord della costa settentrionale siciliana (Catalano et al., 1993) trova conferma nel lavoro di Bello et al. (2000).

Si possono distinguere tre livelli strutturali principali nella catena della Sicilia orientale, sovrapposta, secondo i dati magnetometrici e gravimetrici, su un basamento cristallino non deformato immergente verso nord. Tale basamento è profondo 15 km ca. sotto il margine tirrenico e 7 km sotto l'avampaese ibleo (Fig. 7.25, 7.26).

a) il livello inferiore della catena è costituito da rampe sud-vergenti spesse 3-4 km, prevalentemente di piattaforma carbonatica mesocenozoica (Unità Panormide-Trapanese e Iblea p.p.) che sovrascorrono sull'avampaese ibleo.

b) il livello intermedio consiste di un complesso di sottili scaglie tettoniche di carbonati bacinali mesocenozoici (Unità Imeresi a nord e Sicane a sud) poggiante sulla piattaforma carbonatica deformata. Le unità bacinali, sepolte sotto un cuneo spesso 4 km di Unità Sicilidi e Numidiche, affiorano in superficie solo nella dorsale di Monte Judica e Scalpello, dove le unità imbricate Sicane sovrascorrono l'avampaese Ibleo-Pelagiano (Fig. 7.3).

c) il livello strutturale superiore è un cuneo tettonico costituito da unità Sicilidi e Numidiche e dalla falda di Gela, ricoperto dai bacini sintettonici plio-pleistocenici.

Le Unità Sicilidi sembrano essersi messe in posto durante il Miocene inf. sul tetto delle unità più esterne. Il cuneo Sicilide raggiunge spessori maggiori nella Sicilia nord-orientale (Fig. 7.3), dove è preservato in una ampia depressione della catena (Bianchi et al., 1989). Nell'estremità nord-orientale della Sicilia la falda sicilide è sovrascorsa dalle Unità cristalline Peloritane (Fig. 7.3).

La Falda di Gela (Grasso et al., 1991) sovrascorre i suoi sedimenti marini di avampaese del Pliocene superiore (Fig. 7.19 bis). Il suo fronte sommerso si assottiglia nell'offshore della Sicilia meridionale. Il cuneo alloctono è costituito da unità Sicilidi del Creatceco-Eocene, Flysch Numidico miocenico e rocce clastiche, evaporitiche e carbonatico-marnose del Miocene inf.-Pleistocene inf. piegate e fagliate. La formazione della Falda di Gela cominciò nel Pliocene medio e fu attiva fino al Pleistocene medio, come provato dai depositi di 0.8 Ma coinvolti nella deformazione.

Le unità più alte nella pila tettonica sono i terreni del Flysch Numidico apparentemente scollati dal substrato imerese. Questi corpi terrigeni si continuano verso sud ispessendosi notevolmente in un cuneo che coinvolge, in ripetute imbricazioni, anche i terreni sicilidi e le coperture mioceniche e plioceniche, indicando nel Pliocene inferiore-medio l'età di messa in posto dell'intero corpo che nelle regioni più meridionali è conosciuto come Falda di Gela.

La deformazione interna della piattaforma carbonatica e la sua forte embricazione è certamente posteriore al Tortoniano inferiore (età della sovrapposizione delle unità meso-cenozoiche bacinali) e può essere riferita al Pliocene-Pleistocene inferiore. Le culminazioni delle unità di piattaforma carbonatica mostrano i loro effetti in superficie dove i terreni di copertura (Unità Imeresi, cunei del Flysch Numidico, depositi mio-pliocenici) appaiono dislocati lungo fronti apparentemente rettilinei tra le Madonie ed i Nebrodi (interpretati come linee trascorrenti (Ghisetti e Vezzani, 1984) o piani di taglio ad alto angolo transpressivi (Oldow et al., 1990).

Sul dorso delle unità deformate o in deformazione prendono posto i depositi del Pliocene superiore – Pleistocene inferiore che hanno riempito bacini di piggy back l.s. debolmente deformati successivamente.

Il tetto del cuneo di unità carbonatiche si mantiene ad una profondità compresa tra 1500 e 3000 m nella regione Madonie orientali – Nebrodi e poi si immerge nettamente verso est scomparendo al di sotto delle coperture imeresi e numidiche spesse almeno 5000 m, confermando il motivo strutturale di depressioni e culminazioni delle strutture che si alternano in senso est-ovest per tutta la Sicilia.

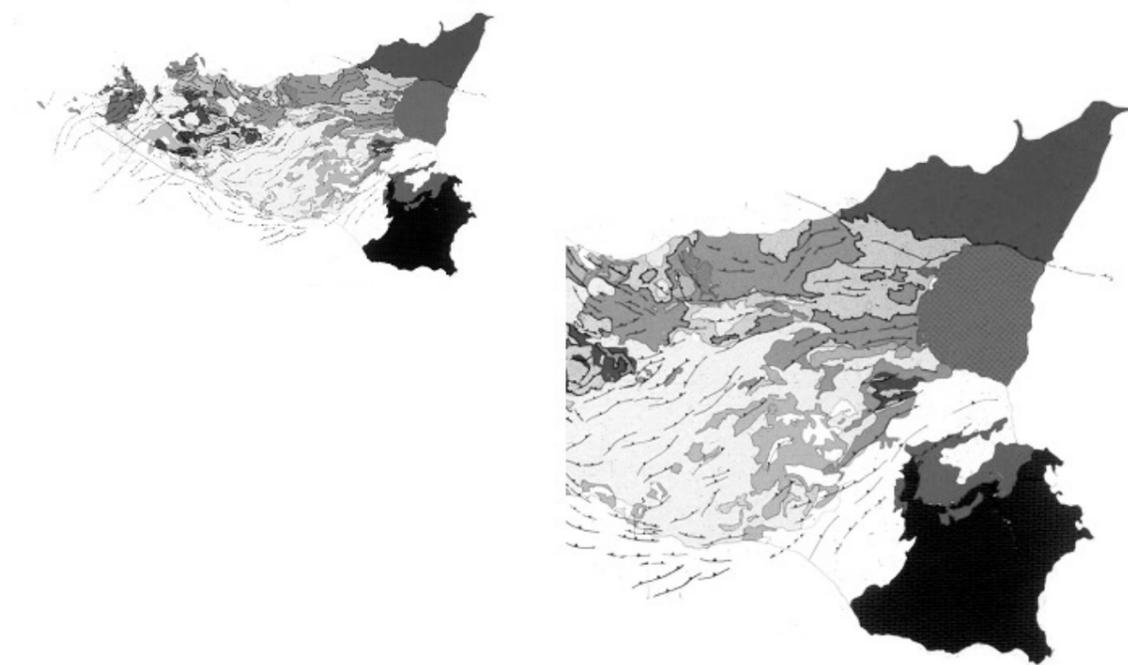


Fig. 7.24 e 7.25

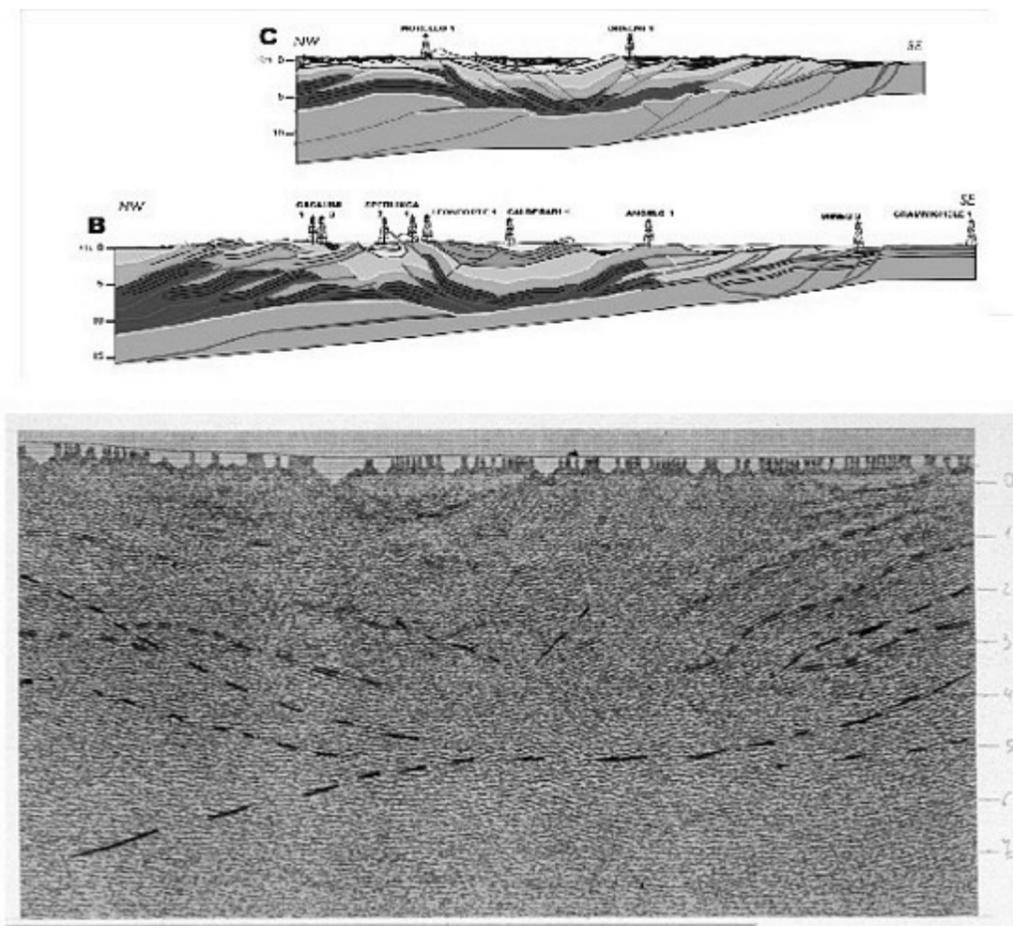


Fig. 7.26

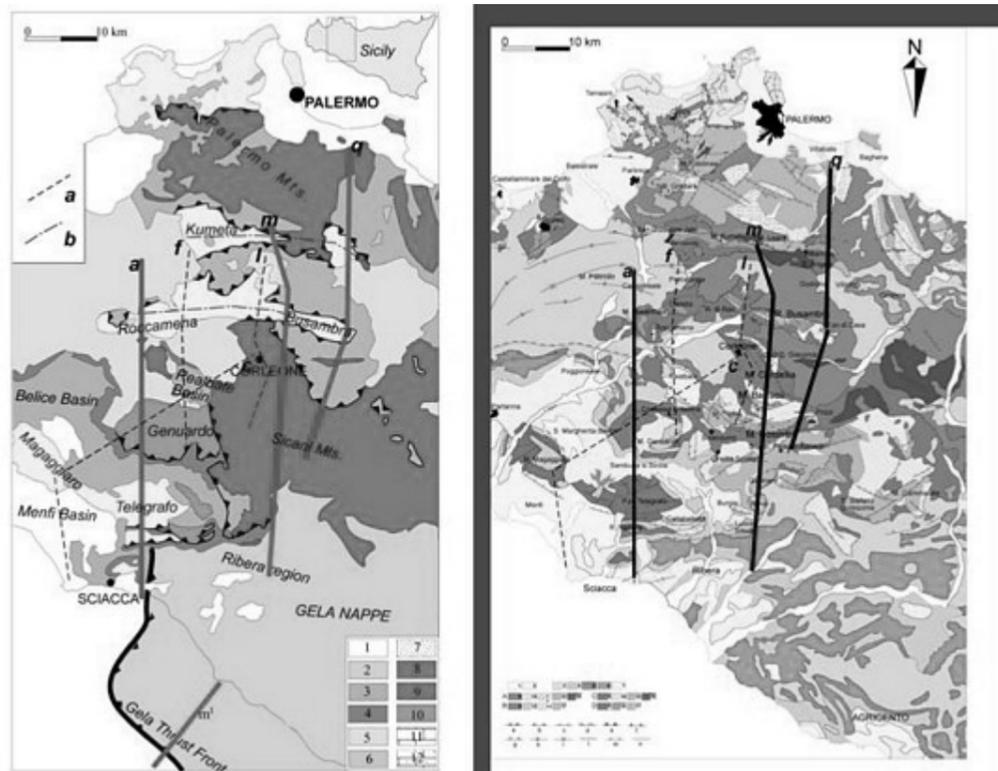


Fig. 7.27



Fig. 7.28

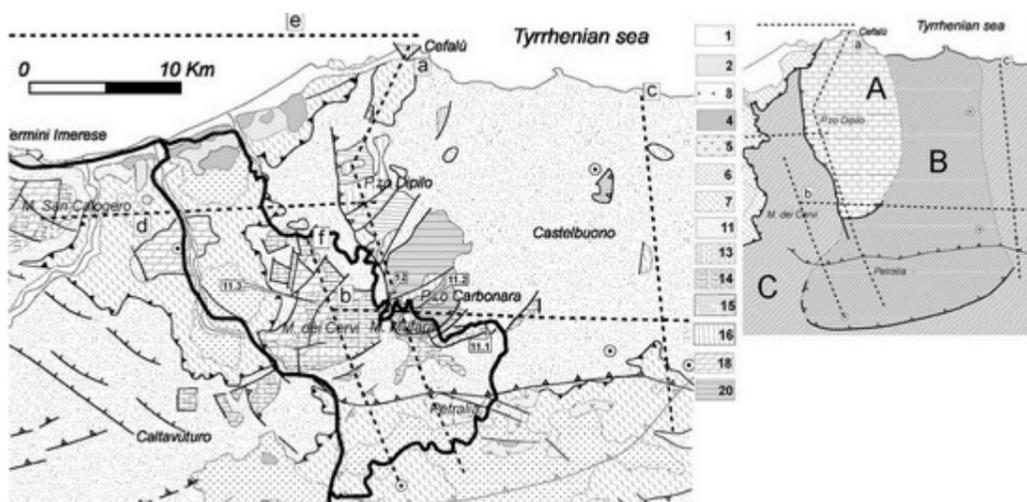


Fig. 7.29

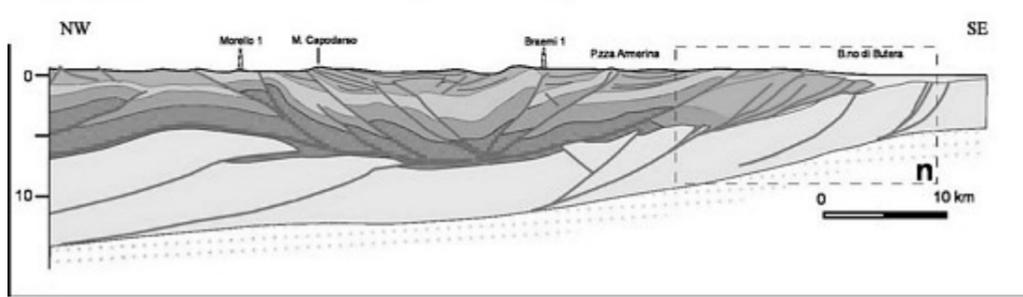
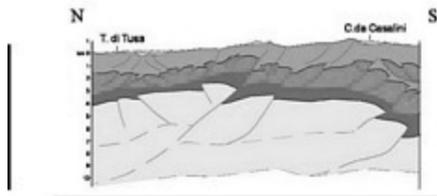


Fig. 7.30

07.3 - EVOLUZIONE TETTONICA COMPARATA

La storia tettonica della catena siciliana è quella di una migrazione essenzialmente continua verso l'avampaese, accompagnata da deformazione di tipo duplex e da una rotazione oraria delle falde.

In seguito alla collisione (subduzione?) del Miocene inferiore del blocco sardo con il margine africano, l'evoluzione del sistema catena-avanfossa iniziò nell'Oligocene sup. con l'imbricazione interna delle Unità Calabre (Peloritani) già deformate e la loro sovrapposizione sul dominio sicilide. Riflettendo la direzione di trasporto, i bacini di avampaese, in cui si depositavano i Flysch dell'Oligocene sup.-Miocene inf, migrarono progressivamente verso est. La deformazione raggiunse dapprima i domini bacinali con crosta oceanica o continentale assottigliata, con lo scollamento dei terreni sicilidi e dei Flysch del Miocene inf., che si misero in posto verso SE, su domini più esterni, formando le unità strutturalmente più elevate della catena. Il loro trasporto è compreso tra il Langhiano e il Tortoniano inferiore, come dimostrato dalle argille sabbiose del Miocene medio, che sigillano il complesso delle falde numidiche e sicilidi già deformate (Fig. 7.36).

Questa prima fase di deformazione coinvolse, durante il Miocene inferiore e medio, le unità carbonatiche bacinali (Imeresi-Sicane) con geometrie di duplex e grande trasporto tettonico (Fig. 7.36). I livelli di scollamento preferenziali furono alla base delle rocce clastiche e carbonatiche permiane, delle marne e dolomie del Trias superiore e delle rocce pelagico-carbonatiche e silico-clastiche torbiditiche del Terziario inferiore.

I sovrascorrimenti profondi scollarono e deformarono le sottostanti successioni rocciose sepolte di piattaforma carbonatica (Fig. 7.36) formando culminazioni assiali e strutture di antiformal stack. L'ispessimento in profondità del substrato di piattaforma carbonatica implicò una reimbricazione ed un raccorciamento interno nella sovrastante pila tettonica di carbonati bacinali, ed anche nei livelli strutturali più alti compensando la loro progressiva deformazione (Fig. 7.36). La maggior parte dei sovrascorrimenti che coinvolsero i corpi di piattaforma carbonatica si formarono durante il Miocene superiore-Pleistocene inferiore. Questa datazione è supportata dall'età dei depositi sintettonici che riempiono i bacini di tipo thrust-top sulla catena in deformazione, e dal coinvolgimento tettonico dei sovrastanti depositi clastici del Pliocene-Pleistocene inf. durante la deformazione tardiva.

Faglie ad alto angolo riconosciute sul terreno indicano che il sovrascorrimento fu accompagnato da movimenti laterali legati ad una transpressione destra che accompagnava le rotazioni orarie del Miocene sup.-Pleistocene inf. Nei settori settentrionali della catena (zone di hinterland) il substrato già deformato fu eroso e fagliato dopo il Messiniano con faglie normali listriche e di crescita (Agate et al., 1993). L'evento distensivo determinò l'apertura di semigraben che furono progressivamente riempiti da cunei sedimentari clastici. Successivamente i semigraben furono sottoposti ad un'inversione strutturale nell'intervallo compreso tra 2.5 Ma e 1.4 Ma. Gli ultimi 500 mila anni sono stati interessati da una forte tettonica verticale di carattere distensivo.

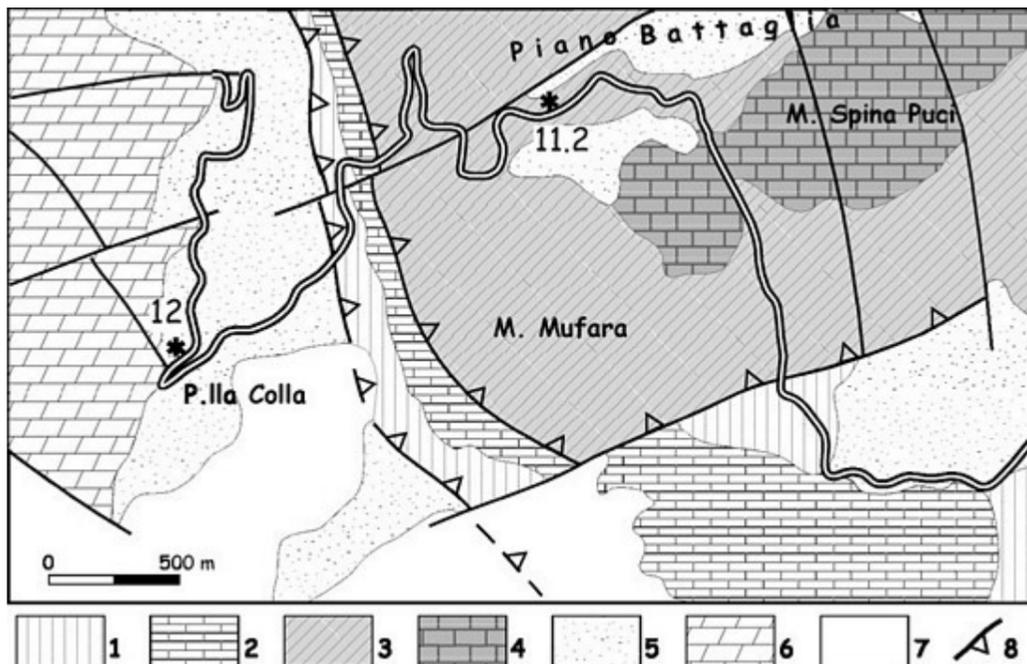


Fig. 7.31

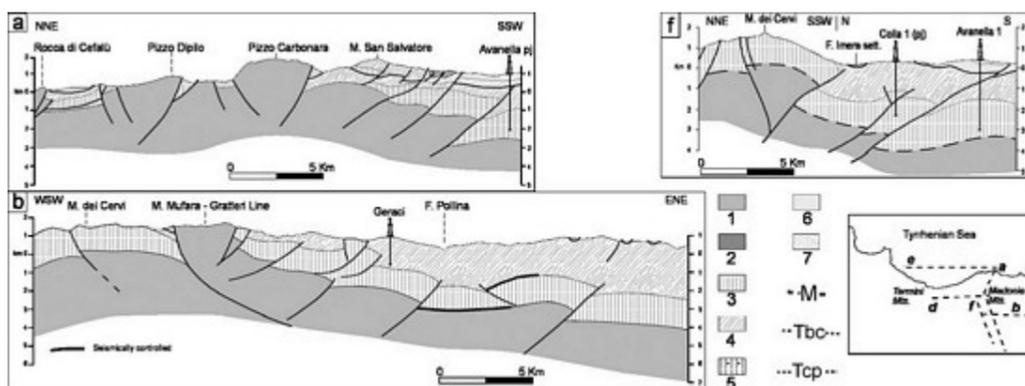


Fig. 7.32



Fig. 7.33

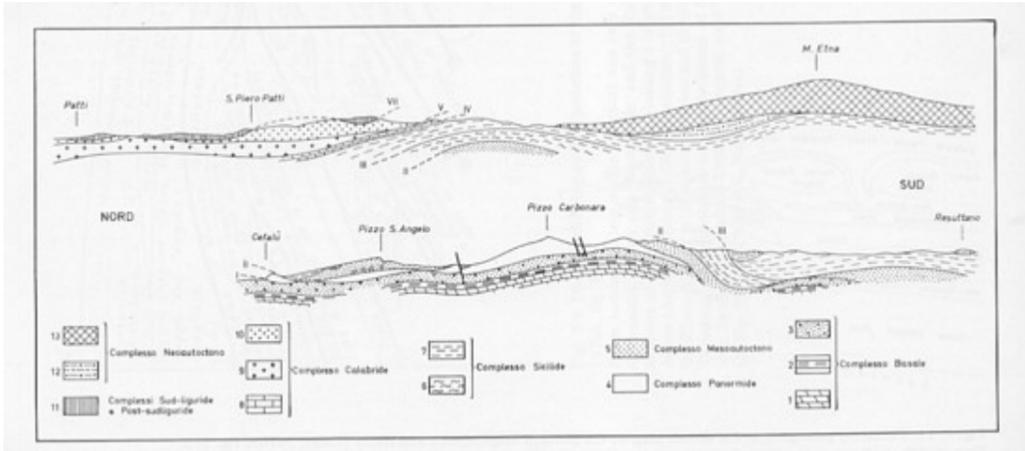


Fig. 7.34 - Sezioni attraverso la Sicilia.

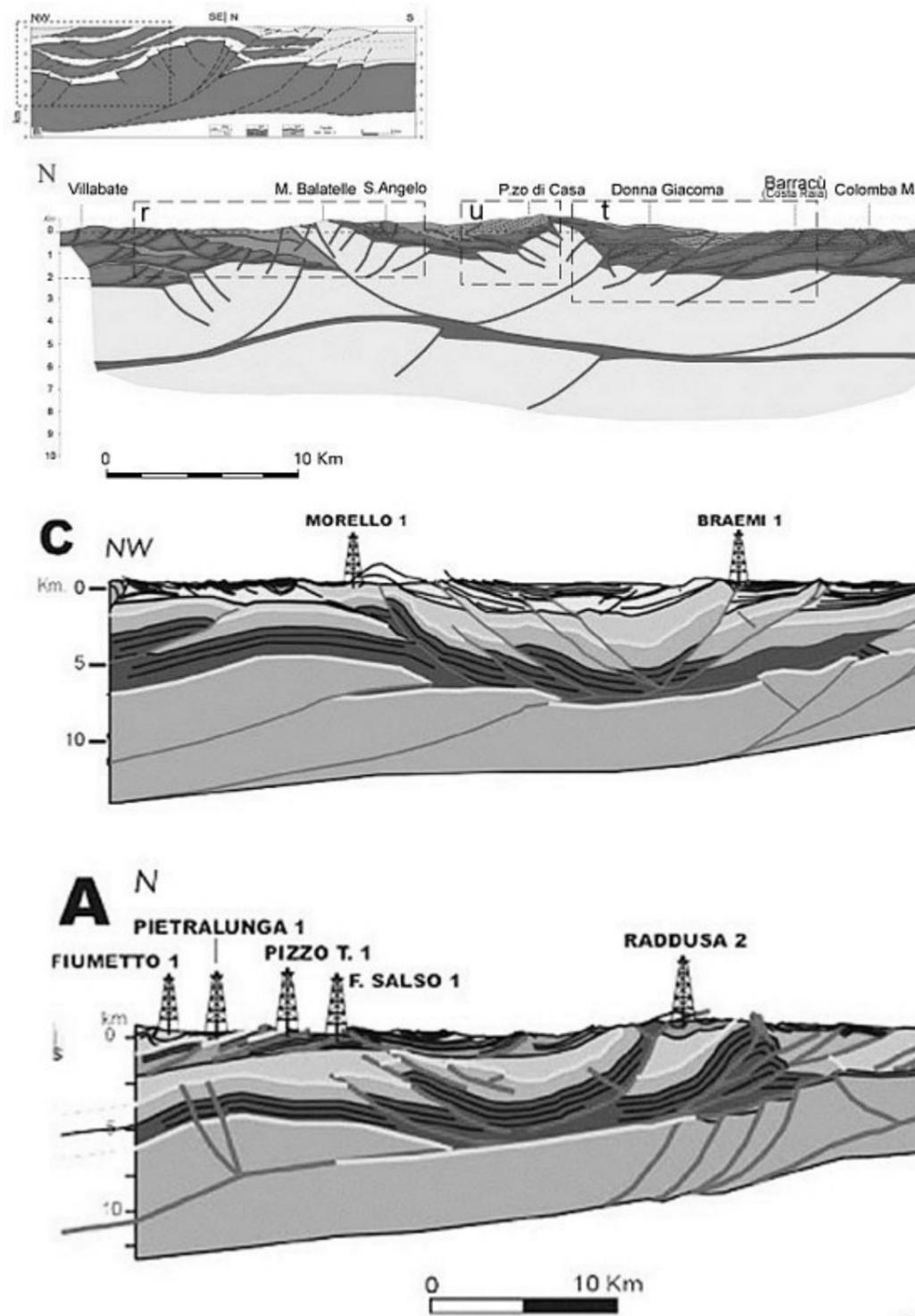


Fig. 7.35

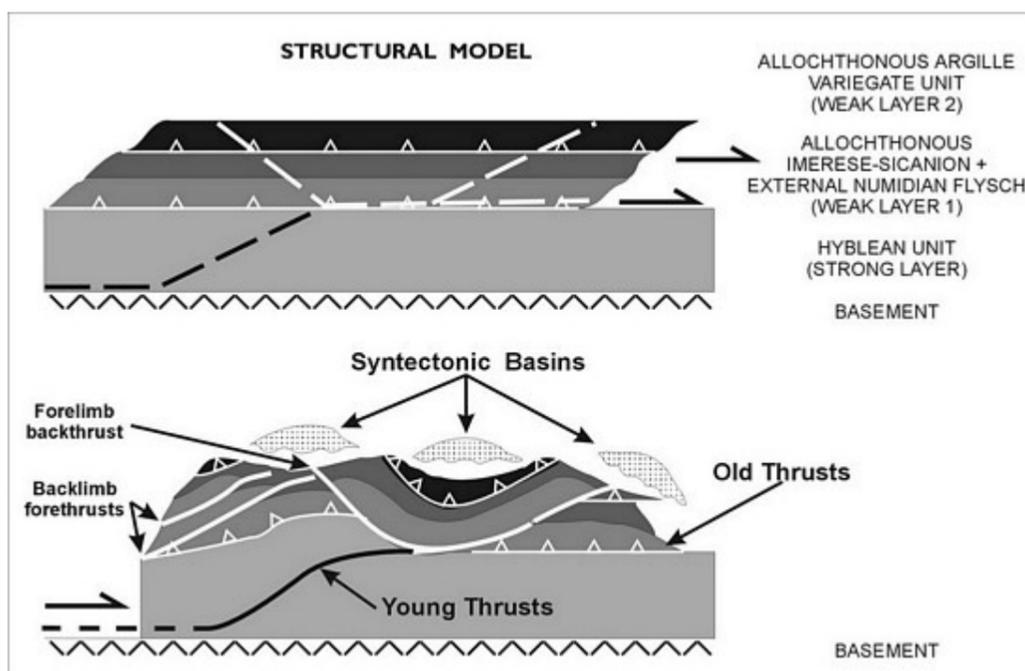


Fig. 7.36

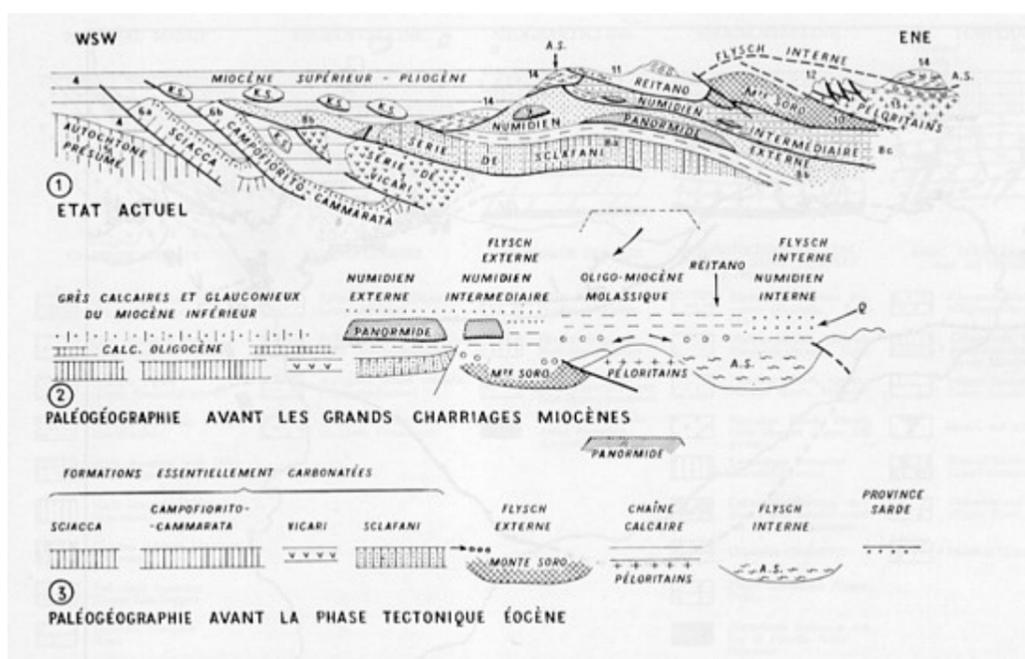


Fig. 7.37 — Paleogeografia della Sicilia. In particolare sono evidenziati i bacini flyschoidi.

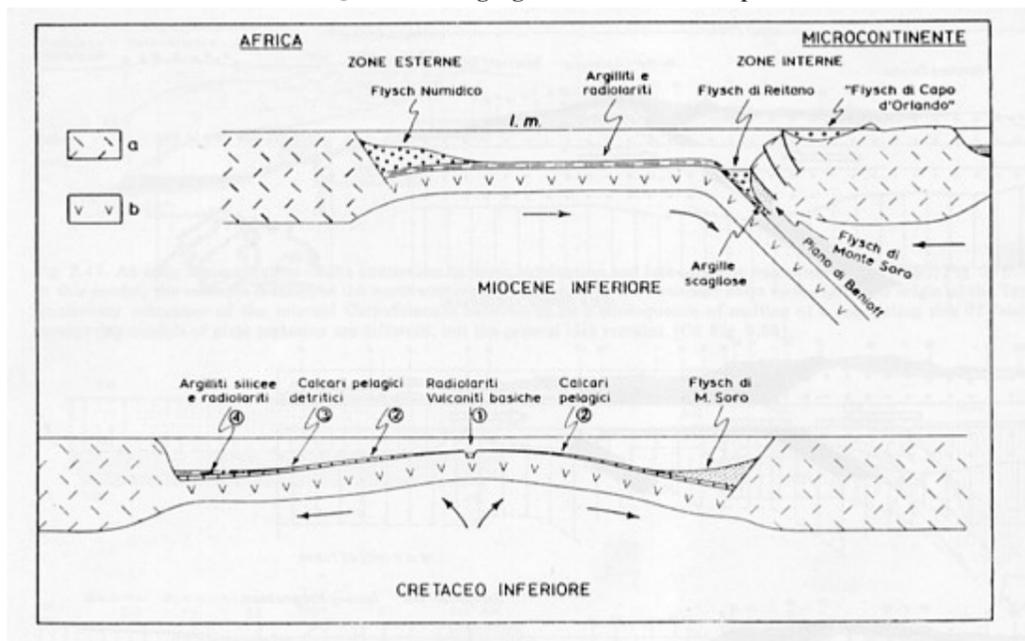


Fig.38 - Modello della tettonica a zolle dell'evoluzione dell'orogenesi Siciliana (e Nord Africa) (Wezel, 1970).

L'autore cerca qui di spiegare l'evoluzione dell'orogenesi siciliana in termini di tettonica delle zolle mostrando esempi di due tipici modelli attualistici, Atlantico e Pacifico. a = crosta continentale; b = crosta oceanica. La sezione inferiore mostra una fase dell'espansione oceanica (spreading) durante il Cretaceo inferiore. Grazie a questo spreading, si sono depositati i differenti "sedimenti oceanici" che ora appaiono incorporati in unità tettoniche sovrapposte. Sono qui indicati come diacroni e sedimentati in differenti parti del bacino oceanico: 1 = rocce vulcaniche basiche sottomarine e radiolariti; 2 = calcari pelagici; 3 = calcari detritici (microbreccie calcaree con strati più o meno gradati); 4 = argilliti silicee e radiolariti. Il flysch di Monte Soro è considerato come un deposito tra zolle di rialzo continentale. La sezione in alto (Miocene inf.) mostra la progressiva chiusura del bacino oceanico grazie alla subduzione, lungo un piano di Benioff, che porterà, nel Miocene medio, alla collisione continentale.

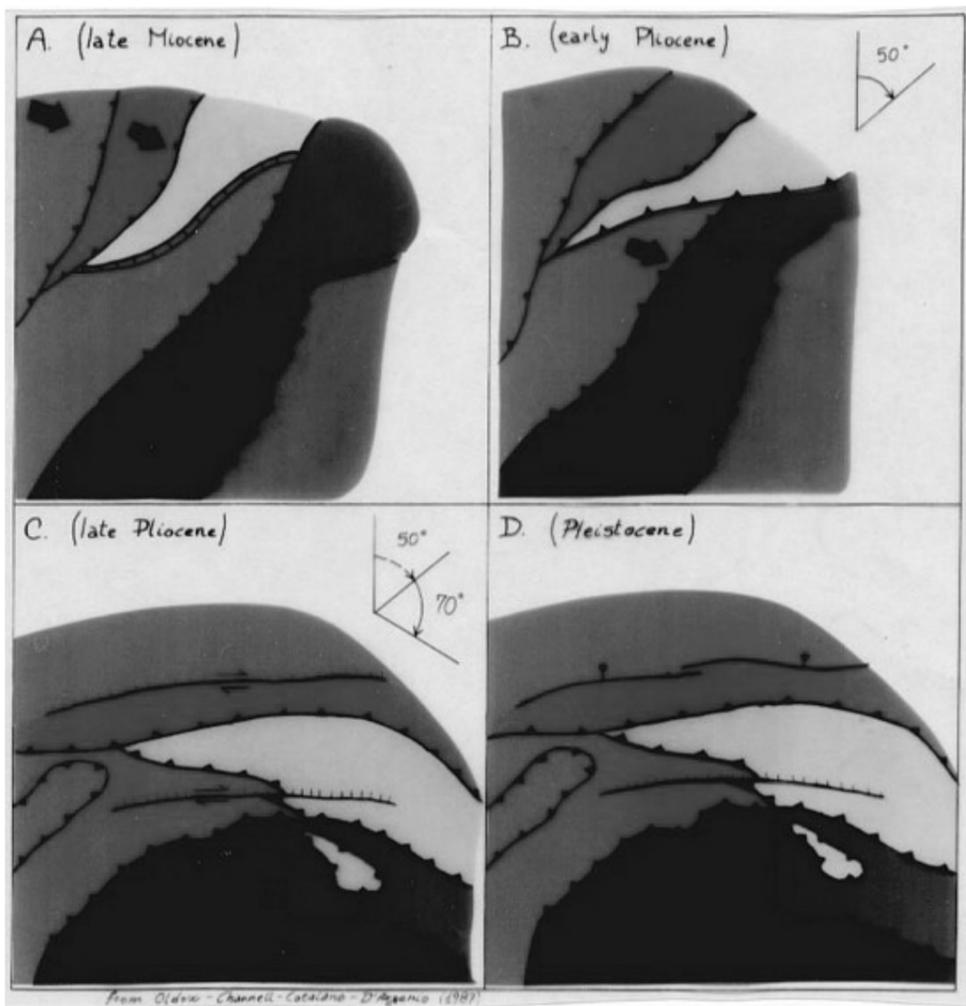


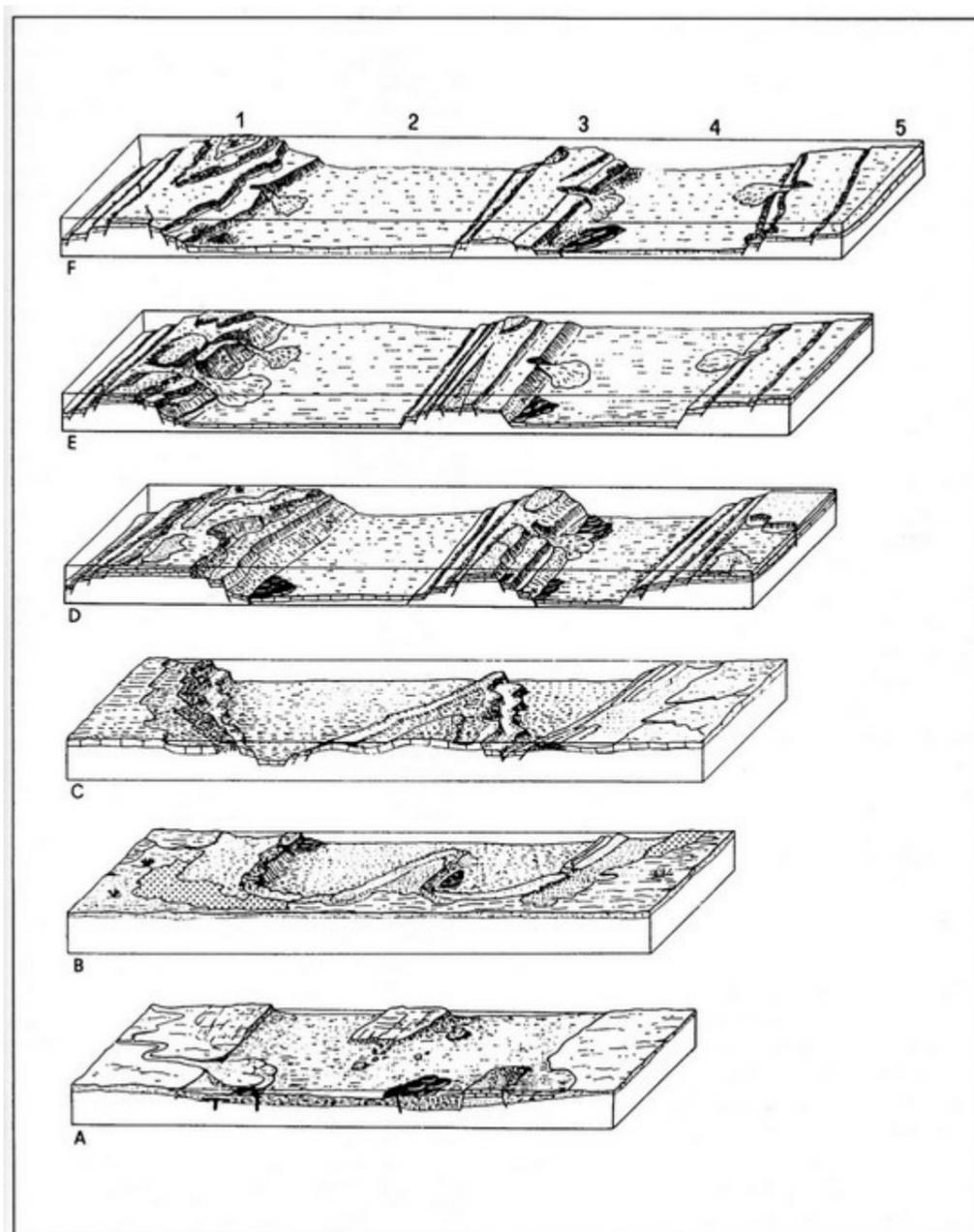
Fig. 7.39

07.4 - PALEOGEOGRAFIA MESOZOICA

La ricostruzione palinspastica dell'attuale edificio strutturale suggerisce una paleogeografia crostale della Sicilia durante il Mesozoico caratterizzata dalla presenza di un'ampia piattaforma carbonatica (rappresentata dai domini Panormide, Trapanese, Saccense ed Ibleo) che si sviluppava sulla crosta continentale africana bordata da un'ampia area bacinale (dove si sviluppavano i domini Sicilide, Imerese e Sicano, Fig. 7.41). Eventi di rifting localmente coinvolsero l'ampio dominio di mare basso a partire dal Trias sup. Le principali strutture distensive sembrano interessare il tetto della piattaforma carbonatica Triassico-Liassica con la formazione di margini e bacini (piattaforma carbonatica pelagica).

Depositi silicoclastici e carbonatici di mare profondo del Permiano-Trias inferiore indicano la presenza in Sicilia di un bacino profondo (Catalano et al., 1991 con bibliografia) che era in comunicazione, verso oriente, con i principali domini Tetidei permiani.

Il collegamento doveva passare attraverso l'attuale Mar Ionio, che separava l'Apulia dal Gondwana Africano fino al Trias inf. (Fig. 7.41). Durante il Giurassico l'area siciliana fu interessata da profonde modificazioni della paleogeografia e variazioni laterali di facies in risposta alla tettonica distensiva, con direzione nord, legata ai movimenti trascorrenti sinistri tra Africa ed Europa (Dewey et al., 1989). Il piegamento ed il fagliamento del multistrato pre-Eocene medio, l'esistenza di megabrecce carbonatiche, troncature profonde e gap regionali al limite Cretaceo-Eocene (Catalano & D'Argenio 1982) correlate da alcune strutture mostrate dalla sismica a riflessione nell'offshore siciliano (Antonelli et al., 1991) suggeriscono che i semigraben e le strutture bacinali del Mesozoico inf. sono state spesso invertite in strutture positive. Questi eventi potrebbero essere inquadrati nei movimenti relativi destri dell'Africa rispetto all'Europa durante il Cretaceo-Paleocene (Dercourt et al., 1986). Nuovi dati recenti dall'adiacente regione Ionica-Pelagiana (Catalano et al., 2000b; Catalano et al., 2001) sono particolarmente importanti per comprendere la storia di quest'area nel Mesozoico inf. L'attuale posizione dell'Oceano Ionico con trend SE-NW e la paleogeografia Mesozoica della Sicilia e dell'Appennino meridionale suggeriscono che la crosta oceanica poteva continuare verso WNW (Fig. 7.42), come già illustrato da Catalano et al. (2001). Tale regione potrebbe essere stata il luogo dei depositi più interni (Sicilidi) per primi sovrascorsi sul margine continentale Africano (Fig. 7.42).



Varie tappe dell'evoluzione del sistema piattaforma-bacino della Sicilia occidentale. *Legenda:* A) Ladinico-Carnico; B) Carnico-Norico; C) Retico-Lias inferiore; D) Lias superiore-Malm; E) Cretaceo inferiore; F) Cretaceo superiore-Eocene; 1) Piattaforma Panormide; 2) Bacino Imerese; 3) Piattaforma Trapanese; 4) Bacino Sicano; 5) Piattaforma Saccense (da CATALANO e D'ARGENIO, 1982).

Fig. 7.40

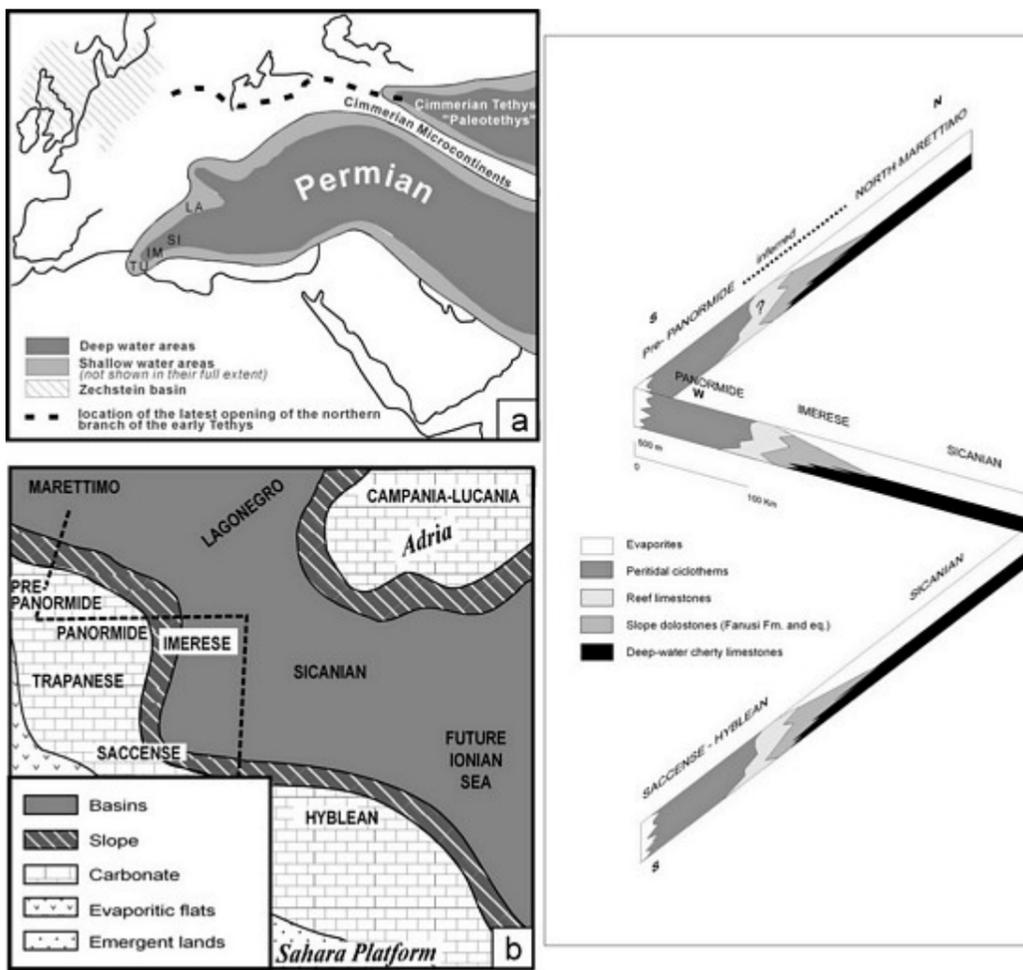


Fig. 7.41

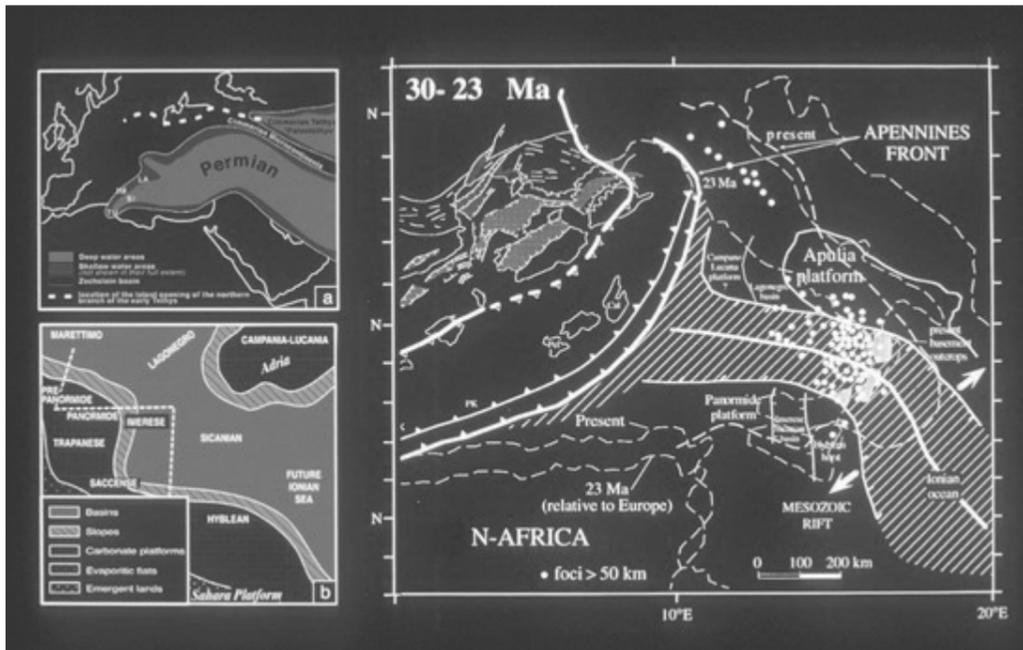


Fig. 7.42

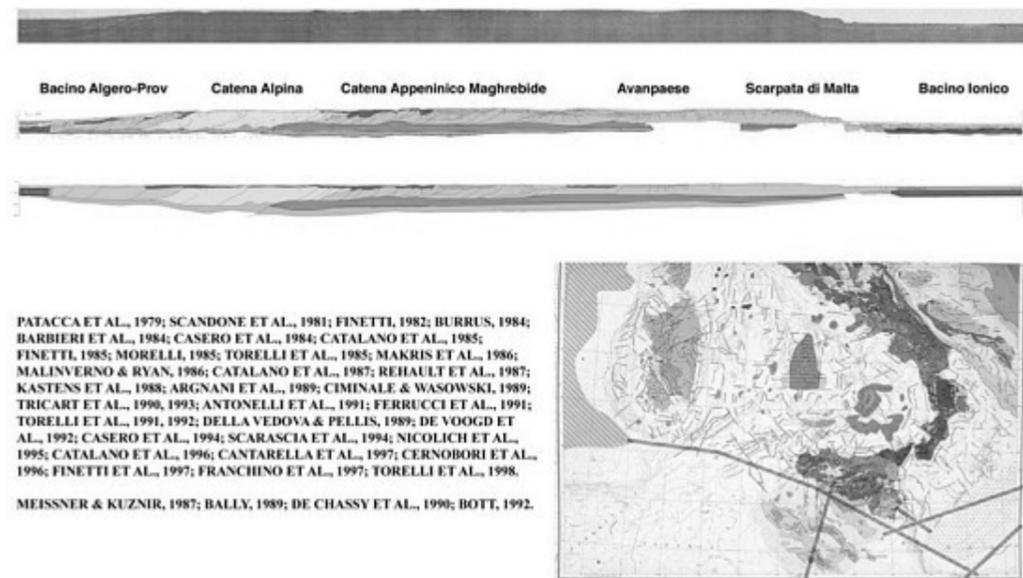


Fig. 7.43

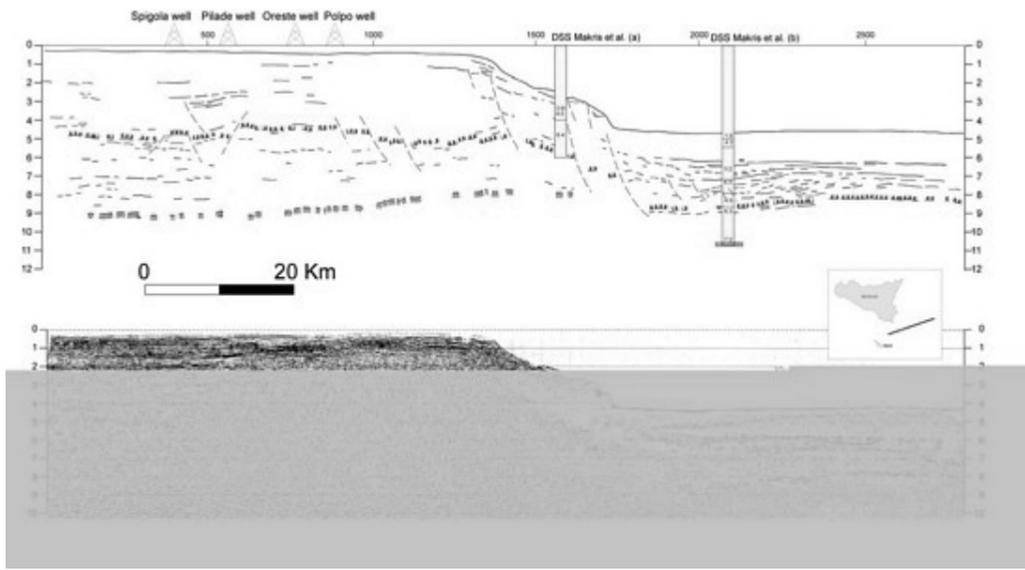


Fig. 7.44

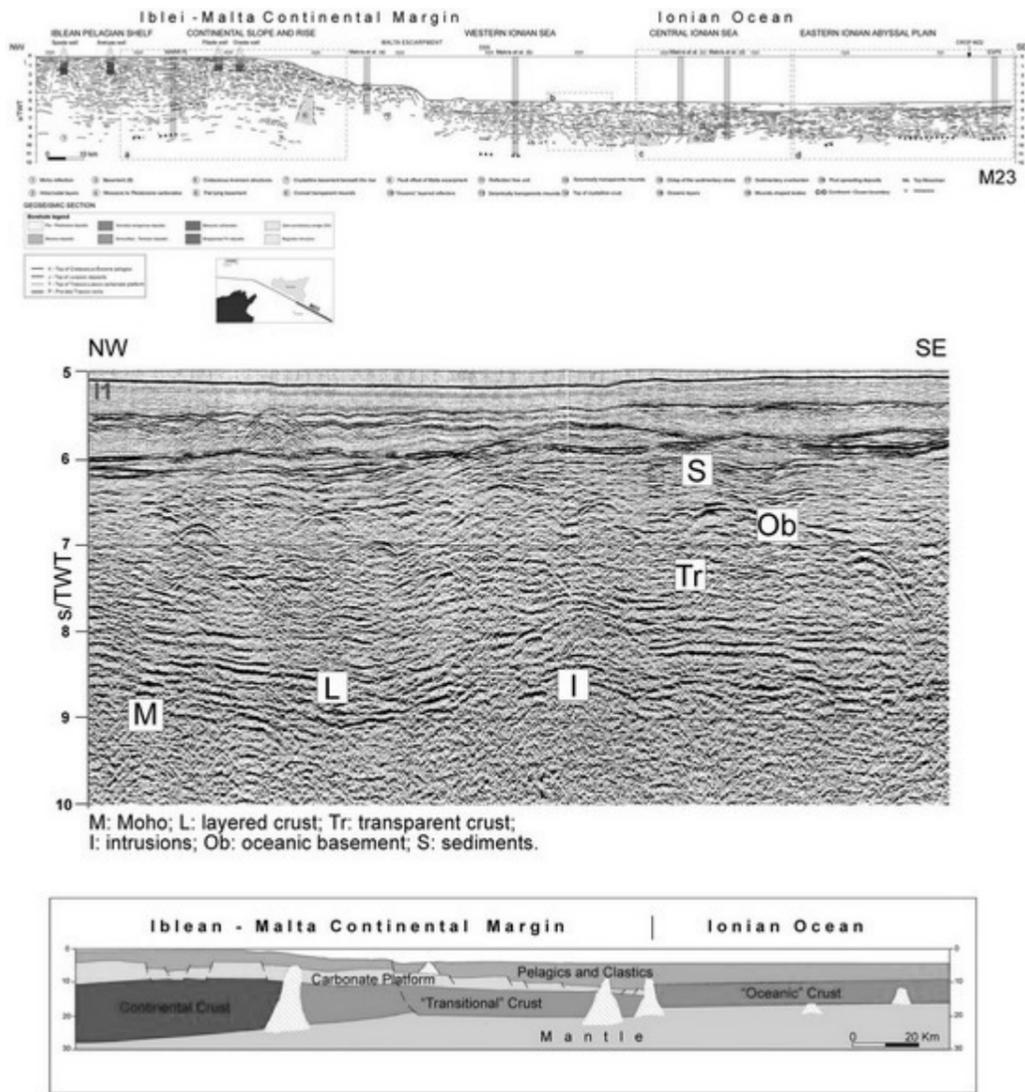


Fig. 7.45 e Fig. 7.46

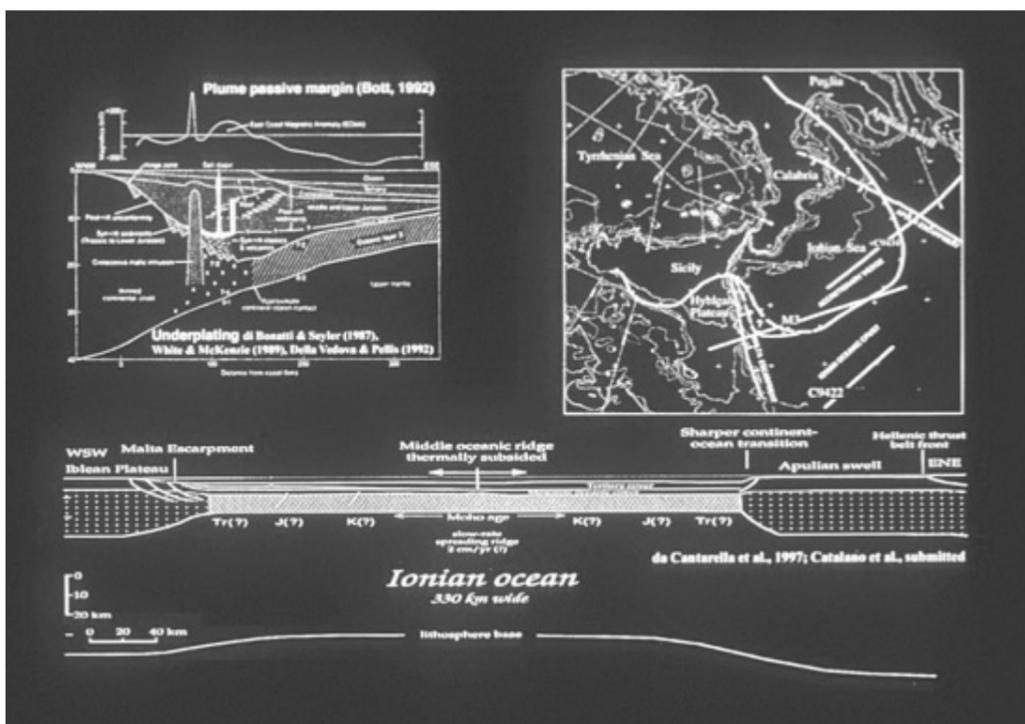


Fig. 7.47

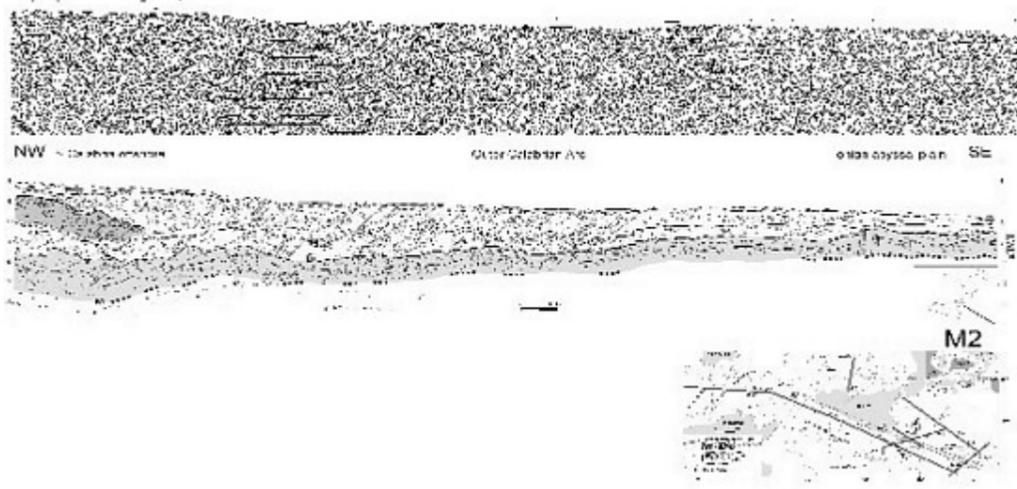


Fig. 7.48

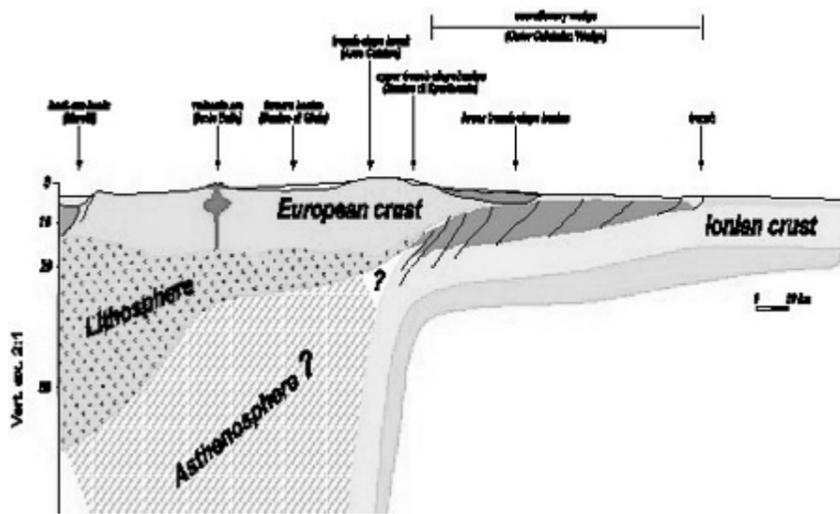


Fig. 7.49

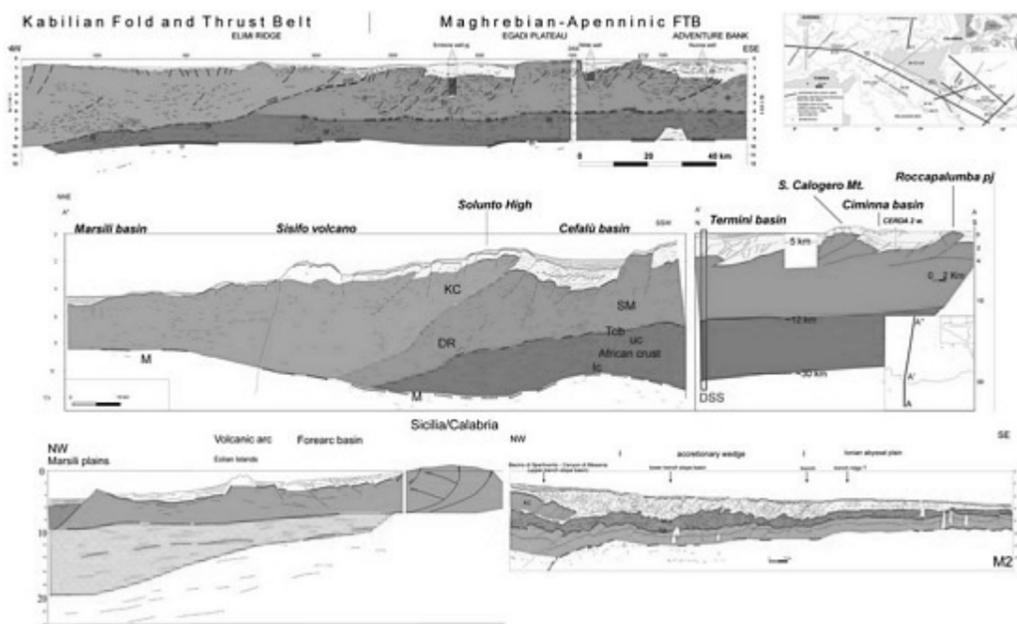


Fig. 7.50

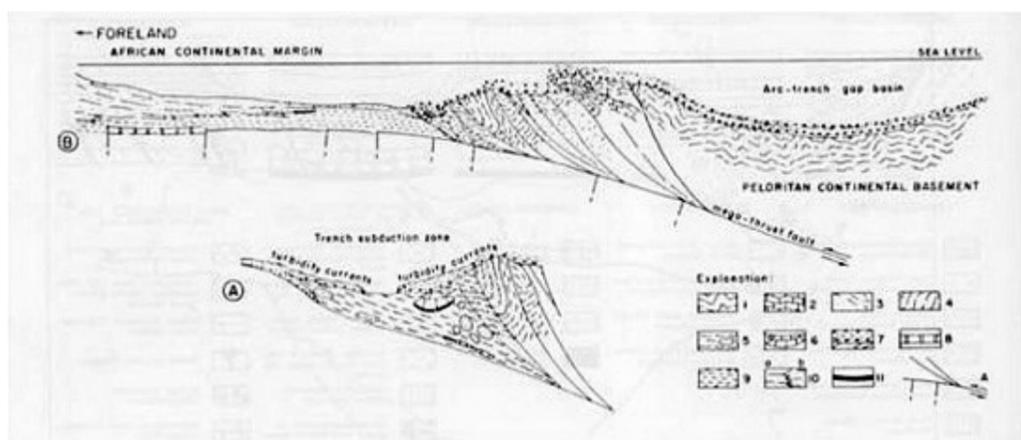


Fig. 7.51 – Schema della convergenza Africa-Europa dall'Arco Calabro-Peloritano verso l'avampata africana.

La struttura della Sicilia consiste di un cuneo di accrezione carbonatico, principalmente costituito da unità carbonatiche bacinali mesocenozoiche, sovrapposto su un cuneo tettonico spesso 8 km di piattaforma carbonatica, che è a sua volta scollato da un basamento cristallino non deformato. Sia la geometria delle imbricazioni che la deformazione interna delle unità originarie suggeriscono un'evoluzione tettonica dovuta ad una combinazione di underplating e rotazioni delle unità tettoniche verso l'avampese Pelagiano. La cronologia della deformazione è compresa tra il Miocene inf. ed il Pleistocene inf.-medio. Il progressivo scollamento delle unità carbonatiche bacinali mesocenozoiche più interne ed il loro trasporto sulle unità esterne avvenne durante il Miocene inf.-sup. Lo scollamento della piattaforma carbonatica dal suo basamento ed il suo raddoppio, così come la reimbricazione ed il raccorciamento delle sovrastanti scaglie tettoniche bacinali si ebbero durante il Miocene sup.-Pleistocene inf.-medio. Questi eventi sembrano legati alla tettonica transpressiva accompagnata da rotazioni orarie delle unità tettoniche. La ricostruzione palinspastica del cuneo tettonico suggerisce che i domini originari Imerese e Sicano stavano in una posizione paleogeografica più interna rispetto alla piattaforma carbonatica durante il Triassico-Giurassico. Questa ricostruzione è in accordo con il modello di una piattaforma carbonatica triassica interessata da rifting, attaccata al cratone africano, ed irregolarmente bordata da un ampio dominio bacinale.

07.6 - BIBLIOGRAFIA GENERALE

- ANTONELLI M., FRANCIOSI R., PEZZI G., QUERCI A., RONCO G.P. & VEZZANI F. (1991) - *Paleogeographic evolution and structural setting of the northern side of the Sicily Channel*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 141-157.
- BELLO M., FRANCHINO A. & MERLINI S. (2000) - *Structural model of Eastern Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **55**, 61-70.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F. (1989) – *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi – Iblei*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 429-458.
- BROQUET P. (1970) – *The geology of Madonie mountains of Sicily*. *Geology and history of Sicily*. Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli 1970, 201-230.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1978) - *An essay of palinspastic restoration across the western Sicily*. Geol. Rom., **17**, 145-159, Roma.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982) - *Schema geologico della Sicilia occidentale*. In: R. Catalano & B. D'Argenio (Ed.): Guida alla geologia della Sicilia occidentale. Guide geologiche regionali, Mem. Soc. Geol. It., suppl. A, **24**, 9-41, Palermo.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI, L. (1989) - *From Sardinia Channel to Sicily Strait. A geologic section based on seismic and field data*. In: The Lithosphere in Italy, Acc. Naz. dei Lincei, Atti dei Convegni Lincei, **80**: 109-127.
- CATALANO R. & DI MAGGIO C. (1996) - *Sovrapposizione tettonica delle Unità Imeresi sulle Panormidi nei Monti di Palermo (Sicilia)*. Naturalista Siciliano. **(3-4)**, 147-166.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F. P. (1996).- *Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. Tectonophysics, **260**, 291-323.
- CATALANO R., DOGLIONI C. & MERLINI S. (2001) – *On the Mesozoic Ionian Basin*. Geophys. J. Int., **144**, 49-64.
- CATALANO R., MERLINI S. & SULLI A. (2002) - *The structure of western Sicily, central Mediterranean*. Petroleum Geoscience, **8**, 7-18.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F. P. (1996) - *Paleogeography and structure of the Central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. Tectonophysics, **260**, 291-323.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (2000a) – *Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles*. Mem. Soc. Geol. It., **55**, 5-16, 8 ff., 1 tab., 2 tavv.f.t.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (2000b). *A crustal section from the Eastern Algerian basin to the Ionian ocean (Central Mediterranean)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**, 71-85, 8 ff., 2 pl.f.t.
- CHANNEL J. E. T., OLDOW J., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1990) - *Palaeomagnetically Determined Rotations in the Western Sicilian Fold and Thrust Belt*. Tectonics, **9** (4), 641-660.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L. P., RICOU L. E., KAZMIN V. G., LE PICHON X., KNIPPER A. L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I. M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D. H., BOULIN J., SIBUET J. C., SAVOSTIN L. A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M. L., LAUER J. P. & BIJU-DUVAL B. (1986) - *Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics, **123**, 241-315.
- DEWEY J. F., HELMAN M. L., TURCO E., HUTTON D. H. W. & KNOTT S. D. (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean*. Alpine Tectonics, **45**, 265-283.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1984) – *Thin-skinned deformation of the Western Sicily thrust belt and relationships with crustal shortening: mesostructural data on the Mt. Kumeta-Alcantara fault zone and related structures*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 129-157, Roma.

GIUNTA G. (1993) - *Elementi per un modello cinematico delle Maghrebidi siciliane* - Mem. Soc. Geol. It. 47 (1991): 297-311.

GRASSO M., BUTLER R.W. H. & LA MANNA F. (1991) - *Thin skinned deformation and structural evolution in the NE segment of the Gela Nappe, SE Sicily*. -- Studi Geol. Camerti, Vol. Spec.: 9-17.

LENTINI F. (1983) - *The geology of the Mt. Etna basement*. Mem. Soc. Geol. Ital., **23**, 7-25.

LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1994) - *Main structural domains of the central Mediterranean region and their Neogene tectonic evolution*. Boll. Geofis. Teor. ed Appl., Vol. XXXVI, N. 141-144.

LICKORISH W.H., GRASSO M., BUTLER R., ARGNANI A. & MANISCALCO R. (1999): *Structural styles and regional tectonic setting of the "Gela Nappe" and frontal part of the Maghrebian thrust belt in Sicily*. -- Tectonics 18(4): 655-668.

MASCLE G. (1979) - *Etude Géologique des Monts Sicani*. Riv. It. Paleont. Strat., mem. **XVI**, 430 pp., Milano

MONACO C., MAZZOLI S. & TORTORICI L. (1996) - *Active Thrust tectonics in western Sicily (southern Italy): the 1968 Belice earthquake sequence*. Terra Nova 8, 372-381, 1996.

NIGRO F. & RENDA P. (1999) - *Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia centro-settentrionale*. -- Boll. Soc. Geol. It. 118: 375-388.

OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord - orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**: 183-212.

OLDOW J. S., CHANNEL J. E. T., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1990) - *Contemporaneous thrusting and large-scale rotations in the western Sicilian fold and thrust belt*. Tectonics, **9 (4)**, 661-681.

PATACCA E., SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1979) - *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (Southeastern Sicily)*. Geologica Romana, 18, 331-369.

ROURE F., HOWELL D.G., MULLER C. & MORETTI I. (1990) - *Late Cenozoic subduction complex of Sicily*. Journ. of Struct. Geology, 12 (2): 259-266.

AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E., ZUPPETTA A. (1977) – *L'arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide*. – Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-70.

BELLO M., FRANCHINO A., MERLINI S. (2000) – *Structural model of Eastern Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., 55, 61-70.

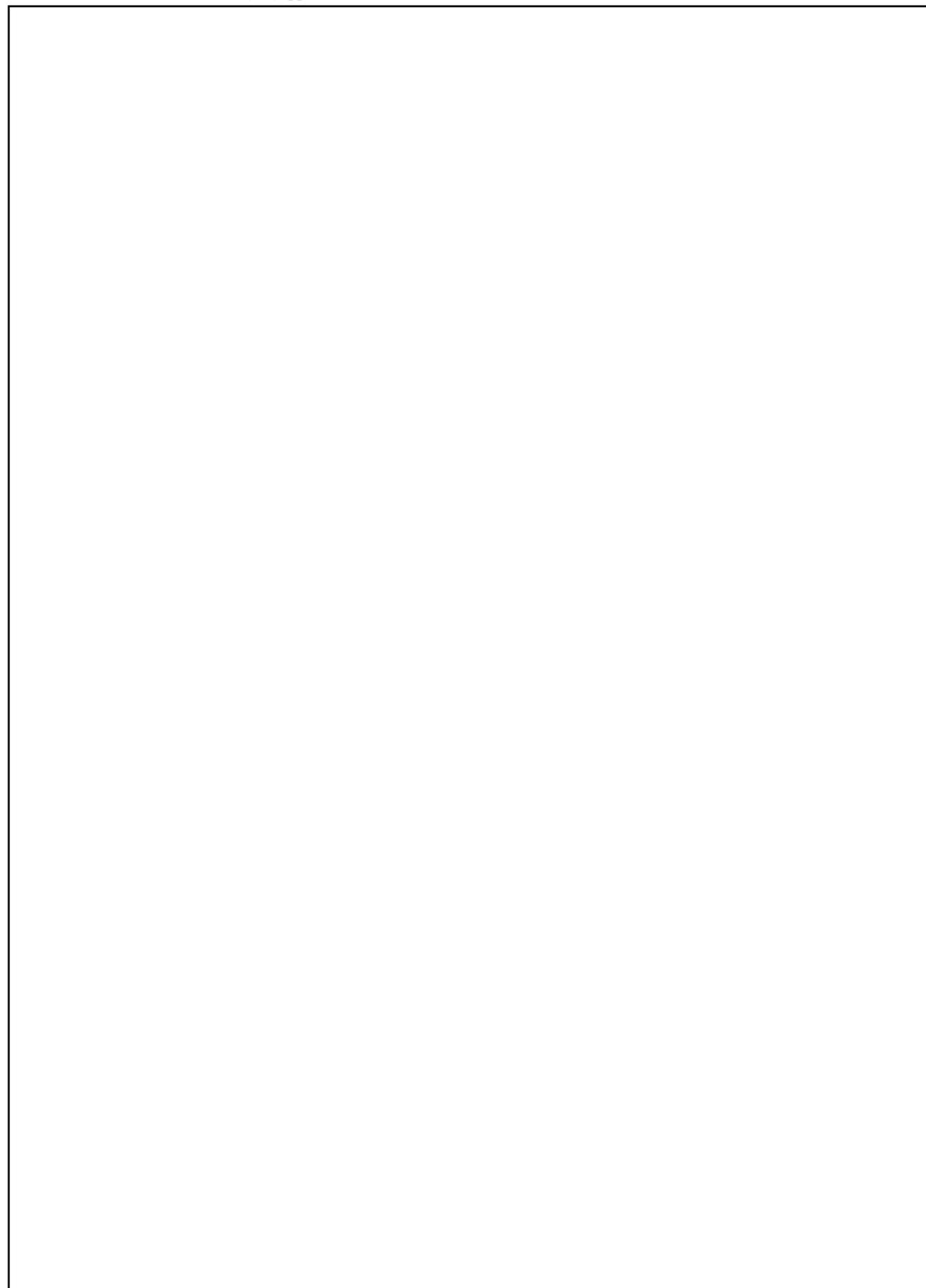
BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S., MOSTARDINI F. (1987) – *Sicilia Orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. Mem. Soc. Geol. It., 38, 429-458.

CATALANO R., (1998) – *Struttura della Catena Siciliana. Una Introduzione*. In S. G. I. - 79° Congresso Nazionale “La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo. Strutture, mari, risorse e rischi. Guida alle Escursioni. pp. 7-12.

CATALANO R., D'ARGENIO B. (1982) - *Schema Geologico della Sicilia*. In: Guide Geologiche Regionali, Mem. Soc. Geol. It., Suppl. A; V. XXIV, 9-41. Palermo.

CATALANO R., D'ARGENIO B., MONTANARI L., RENDA P., ABATE B., MONTELEONE S., MACALUSO T., PIPITONE G., DI STEFANO E., LO CICERO G., DI STEFANO P., AGNESI V. (1978) –*Contributi alla conoscenza della struttura della Sicilia occidentale. 1) Il profilo Palermo-Siacca*. – Mem. Soc. Geol. It., 19, 485-493.

CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A., VITALE F. P. (1995) - *Evoluzione paleogeografia e strutturale della Sicilia e dei mari adiacenti*. Naturalista sicil., S. IV, Vol. XIX (3-4), pp. 143-187.



CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A., VITALE F. P. (1996) - *Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. Tectonophysics, 260, pp. 291-323.

CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S., SULLI A. (1998) - *Geologia della Sicilia Occidentale*. In S. G. I. - 79° Congresso Nazionale "La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo. Strutture, mari, risorse e rischi. Guida alle Escursioni. pp. 143-155.

CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S., SULLI A. (2000) - *Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles*. Mem. Soc. Geol. It., 55, 5-16.

CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S., SULLI A., AGATE M., BASILONE L. (1998) - *Materiale per la Comprensione dell'Assetto Profondo della Sicilia Centro-Occidentale*. In S. G. I. - 79° Congresso Nazionale "La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo. Strutture, mari, risorse e rischi. Guida alle Escursioni. pp. 175-185.

CATALANO R., LO CICERO G., SULLI A. (2002) - *Geology of Sicily: an introduction*. 6th International Symposium on the Jurassic System, General Field Trip Guidebook, Palermo, Italy, 12-22 September 2002, pp. 5-20.

NIGRO F., RENDA P. (1998) - *Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia Centro-Occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., 117, 1-17.

NIGRO F., RENDA P. (2000) - *Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogenica siciliana*. Boll. Soc. Geol. It., 119, 667-686.

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

08 - BLOCCO SARDO-CORSO

La Sardegna e gran parte della Corsica collocate ad ovest del Tirreno formano un gran blocco che è stato spesso ritenuto come una microzolla o microcontinente.

La rotazione che ha permesso alla Sardegna di raggiungere la sua attuale posizione è avvenuta tra l'Oligocene ed il Miocene (Argand 1924). I dati paleomagnetici, suggeriscono una rotazione in senso antiorario di almeno 30 della Sardegna rispetto all'Europa durante l'Oligocene e il Miocene inferiore. Infatti la Sardegna, dal punto di vista geologico apparteneva in gran parte al foreland europeo della catena alpina, essendo insieme alla Corsica un'estensione del gruppo Maures Esterel e Montagna Nera nella Francia meridionale.

Gran parte della Sardegna è formata da rocce Paleozoiche deformate durante la fase Caledoniana ed Ercinica e quindi peneplanata e coperta da terreni mesozoici e terziari in gran parte non deformati. Le rocce Paleozoiche vanno dal basso Cambriano al basso Carbonifero e sono rispettivamente carbonati, argille ed arenarie.

Queste rocce sono state sottoposte ad un metamorfismo regionale che ha debolmente modificato la parte meridionale dell'isola, mentre verso nord i terreni passano a micascisti e gneiss per passare a graniti magmatici anatettici, ed inoltre durante le tarde fasi erciniche furono messe in posto numerose intrusioni granitiche accompagnate da dicchi. In conclusione la Sardegna può essere considerata come una parte del foreland europeo strappata dal continente con un meccanismo di tipo di bacino di retroarco durante la subduzione che portò alla deformazione del margine europeo della Tetide durante il Terziario.

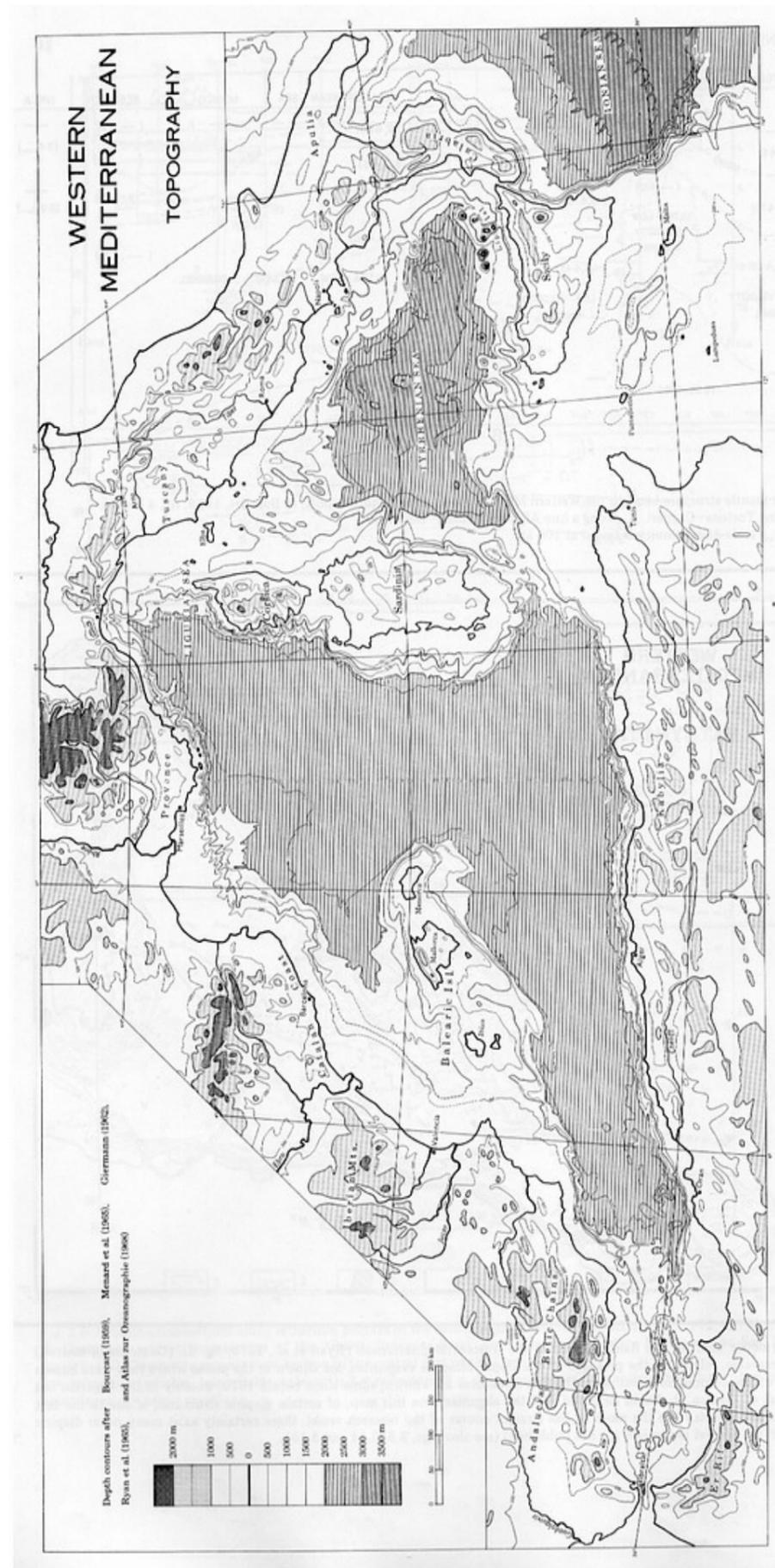


Fig. 8.1

Nel “blocco Sardo-Corso” nella Corsica si possono riconoscere da un lato un’area a nord-est che appartiene al sistema alpino (la Corsica “alpina”) e che può essere considerata come il naturale prolungamento delle Alpi occidentali; dall’altro lato c’è un dominio ad ovest e sud-ovest (Sardegna e il cosiddetto basamento “granitico” o “varisico”).

L’antico blocco extra-alpino quindi comprende la Sardegna e la Corsica occidentale granitica. In quest’ultima, così come nella Sardegna nord-orientale, dominano i graniti e le rocce metamorfiche. Nel sud della Sardegna, invece affiorano più estesamente gli strati sedimentari paleozoici, che sono debolmente (o non) metamorfosati. L’esistenza del precambriano resta problematica. Dal Cambriano al Devoniano (e probabilmente fino al Carbonifero inf.) i depositi sono marini ma con facies differenti su entrambi i lati del Graben del Campidano. Secondo alcuni autori questo è il risultato dell’esistenza di due distinti bacini paleozoici marini; secondo altri queste differenze di facies, così come le differenze nello stile tettonico e nella direzione delle strutture sono il risultato dell’esistenza di una grande ed antica faglia trascorrente situata nell’area dell’attuale Graben del Campidano.

Il Cambriano è noto soltanto nella Sardegna sud-occidentale (Iglesiente, Sulcis) seguito in discordanza dall’ordoviciano (fase sarda con un piegamento piuttosto debole). Le opinioni dei vari autori differiscono di nuovo per quanto riguarda sia l’importanza, sia la stessa esistenza della fase orogenica caledoniana in Sardegna. Molti autori attribuiscono le ampie pieghe e i sovrascorrimenti nella Sardegna orientale, le pieghe dell’Iglesiente e il metamorfismo della Sardegna nord-orientale all’orogenesi varisica o ercinica.

Nella Corsica granitica o varisica i graniti dominano fortemente rispetto alle rocce sedimentarie metamorfosate. La fase sarda, tra il cambriano e l’ordoviciano, è stata relativamente debole ed è nota soltanto chiaramente nella Sardegna sud-occ. (Iglesiente), l’orogenesi caledoniana è probabile sia in Corsica che in Sardegna, ma la sua importanza e perfino la sua esistenza sono ancora oggetto di discussione; in ogni evento l’orogenesi varisica sembra aver giocato un ruolo significativo (forse con diverse fasi successive). Molti graniti intrusivi (notevoli in Corsica) sono del varisico superiore. I depositi continentali del Carbonifero sup. e le rocce acide vulcaniche furono depositi sul basamento eroso varisico-sardo-corso. Infine sarebbe stata notata l’esistenza nella Corsica “granitica” di graniti molto recenti iperalcalini che furono messi in posto nella forma di complessi circolari.

La copertura mesozoica del blocco antico che non è nota nella Corsica granitica (eccetto al suo margine interno dove praticamente già appartiene alla Corsica Alpina) è dispersa sull’intera Sardegna ed è discordante sul basamento varisico.

Consiste principalmente di depositi marini che sono spesso neritici (carbonati di piattaforma), talvolta pelagici, che mostrano differenti facies nella Sardegna occidentale e orientale. Nella Sardegna occ. Si noteranno considerevoli analogie con le facies della Provenza (per es. evaporati del trias sup.; facies “Puberkiana” lacustre o salmastra nel giura sup. – cretaceo inf. Calcari a rudiste del barremiano – appiano; bauxiti del cretaceo medio); questi sono argomenti che si aggiungono ad altri in favore di una rotazione del blocco Sardo-Corso (fig. 8.6). Nella maggior parte della Sardegna, la copertura mesozoica, che è rimasta orizzontale, non ha subito la deformazione compressiva alpina, essendo interessata soltanto da spostamenti dovuti da faglie subverticali. E’ soltanto nella parte più orientale della Sardegna (nor-est di Nuoro) che il mesozoico (forse anche il basamento?) è interessato da piccoli sovrascorrimenti; l’influenza della tettonica compressiva alpina nella quale deve essersi prolungata la zona esterna delle Alpi, secondo alcuni autori; tettonica gravitativa legata alla formazione di Horst e Graben oligocenici, secondo altri.

Infatti, l’influenza alpina è chiara soltanto nel margine più interno del blocco antico, cioè nella parte interna della Corsica granitica: affinità paleogeografiche di “Brianconnais” di parte della copertura mesozoica, pieghe e blocchi che interessano il basamento e la sua copertura sedimentaria, metamorfismo alpino.

Corsica alpina mostra una sovrapposizione di unità tettoniche di materiale principalmente mesozoico ed eocenico, con o senza ofioliti che furono interessati o meno dal metamorfismo alpino (scisti blu + scisti verdi). Allo stato attuale delle conoscenze e come prima approssimazione possiamo distinguere:

- 1) un’autoctono (margine interno della Corsica granitica e la sua copertura) e un parautoctono;
- 2) il complesso degli “scisti lustrès” ofiolitici che possono paragonarsi a quelli delle Alpi occ.
- 3) Unità sovrascorse cosiddette marginali (Bologna, S. Lucia ecc.)
- 4) Unità superiori debolmente o non metamorfiche (Nebbio = St. Florent) che includono anche serie carbonatiche trias-lias con basamento sialico, così come le unità con basi ofiolitiche.

Secondo alcuni autori queste unità (4) sarebbero di origine più interna del complesso degli "schistes – lustrès" sul quale essi sono sovrascorsi, mentre secondo altri autori sarebbero più esterne (affini agli slices di Corte) e la loro posizione attuale sarebbe dovuta ad un successivo backthrust. Da tutto ciò risultano diversi schemi paleogeografici, tra i quali sembra prematuro operare una scelta. Si dovrebbe particolarmente tenere presente la stratta analogia tra le serie sedimentarie con basi ofiolitici che in Corsica, le Alpi occ. E negli Appennini che suggerisce l'esistenza durante il giura sup. cretaceo inf. Di un singolo bacino, con crosta oceanica, noto come il bacino Ligurian-Piemonte.

Durante il terziario tre maggiori eventi devono essere presi in considerazione: l'origine della struttura tettonica e del metamorfismo della Corsica alpina, la formazione ed evoluzione del Graben centrale Sardo, e la rotazione del blocco Sardo-Corso.

La tettonogenesi Alpina della Corsica orientale è certamente polifase con diverse probabili fasi nel corso dell'eocene, e significativi movimenti (con sovrascorrimenti) posteriori ai flysch eocenici e antecedenti il miocene marino post-tettonico. Anche il metamorfismo alpino è poliassiale: come nelle Alpi occ.; negli "scisti lustrès" della Corsica, sembra esserci stato almeno un episodio di alta pressione-bassa temperatura a facies scisti blu, seguita da una facies a scisti verdi.

E' probabile che questo metamorfismo sia di età paleogenica. L'inizio della formazione di Graben della Sardegna fu accompagnato da un considerevole vulcanismo andesitico e trachiondesitico che fu molto significativo in Sardegna.

Le fig. 8.4 mostrano come questi Graben continuarono ed essere attivi fino al plio-quadernario.

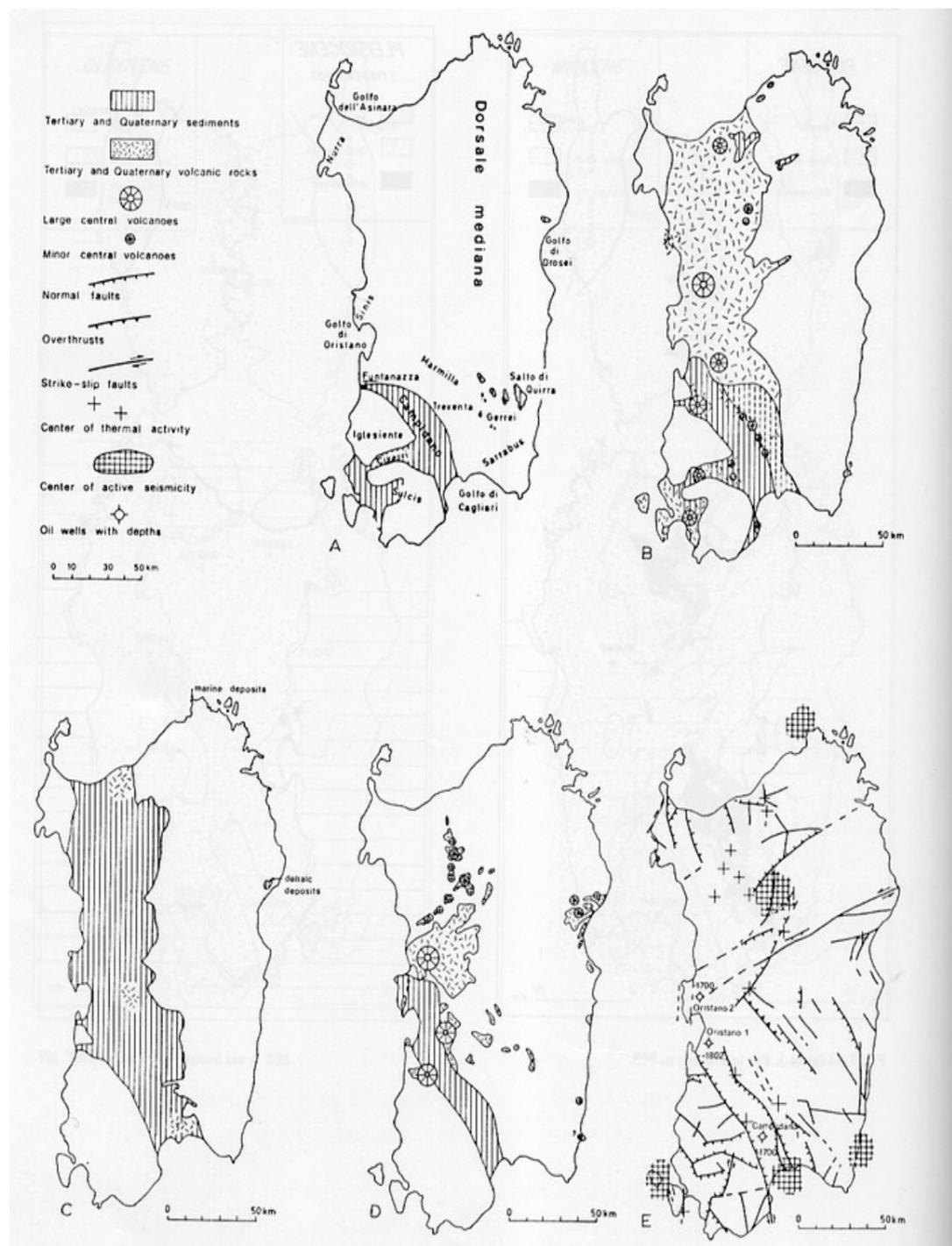


Fig. 8.2

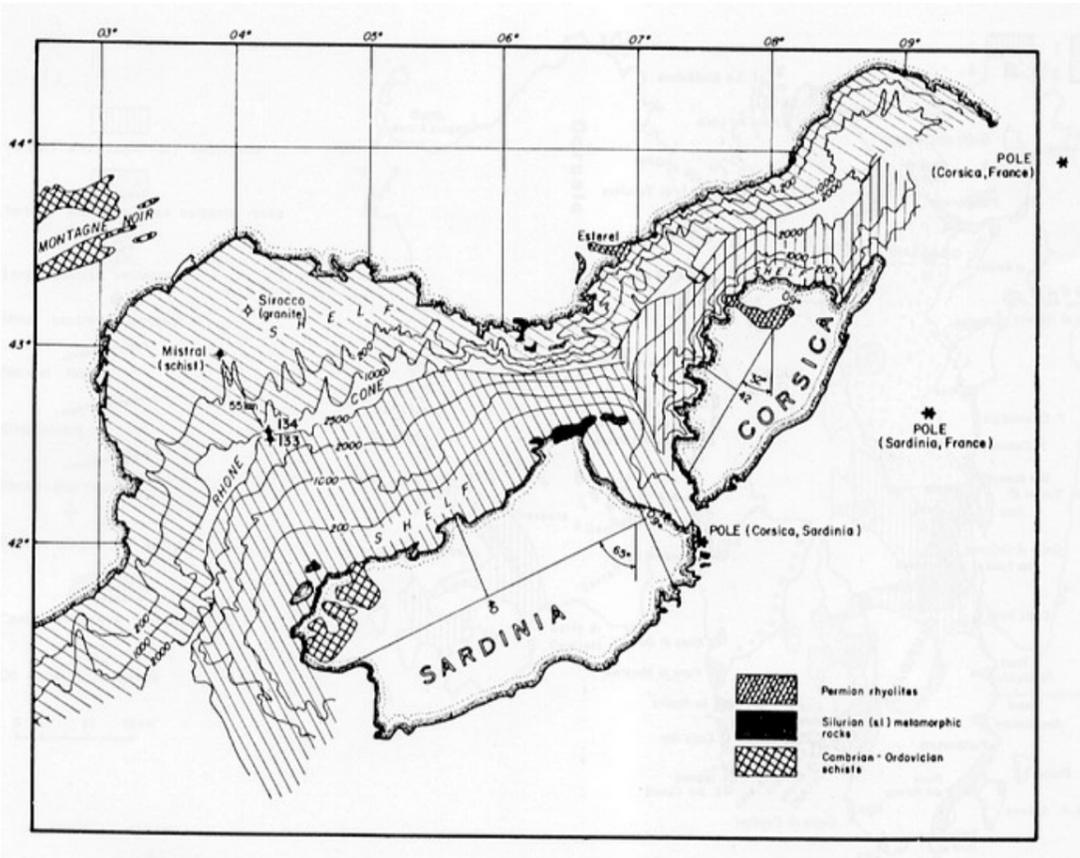


Fig. - 8.3

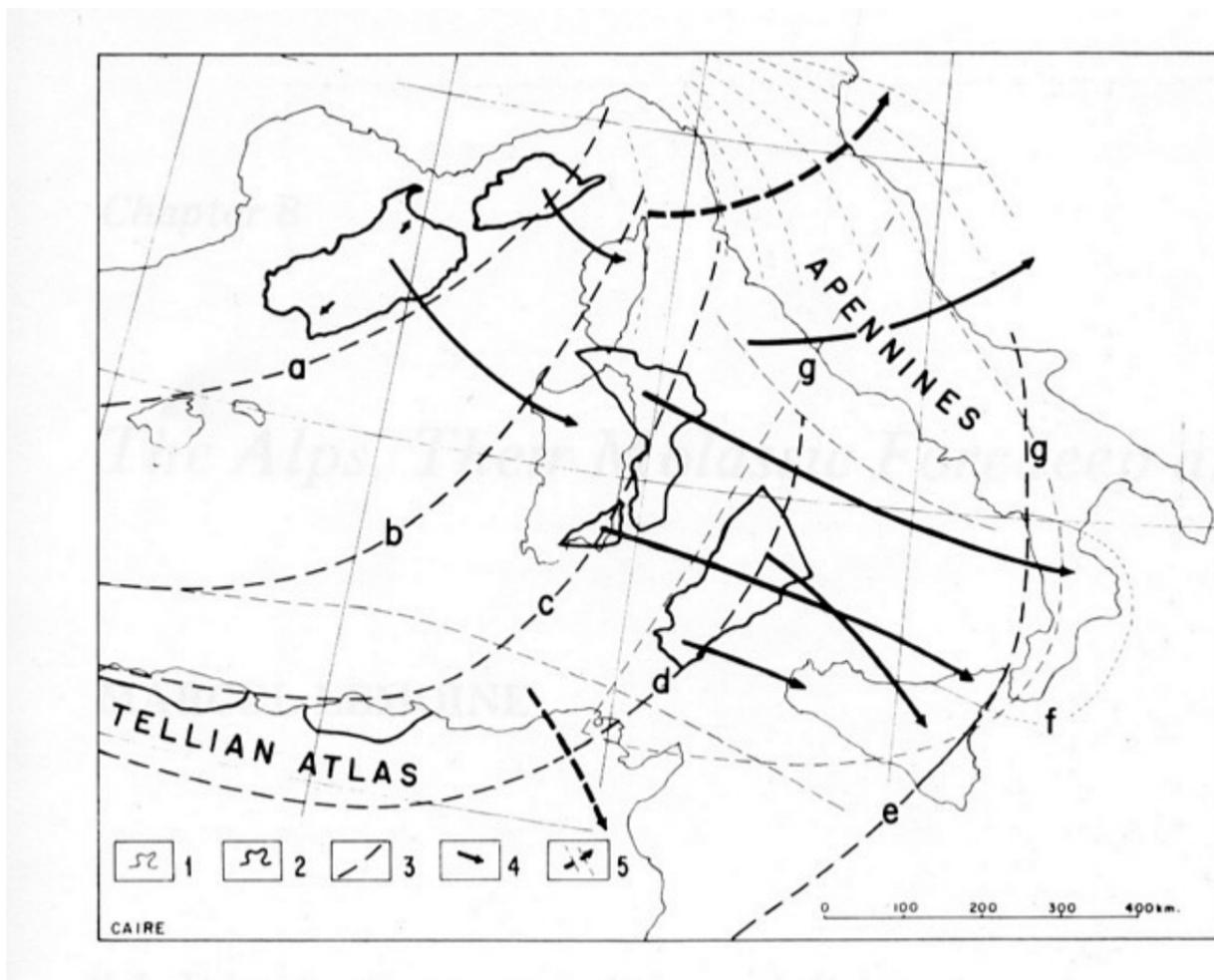


Fig. 8.4

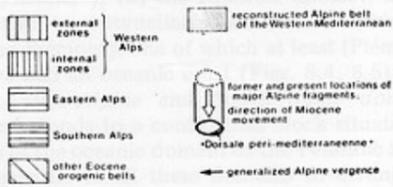
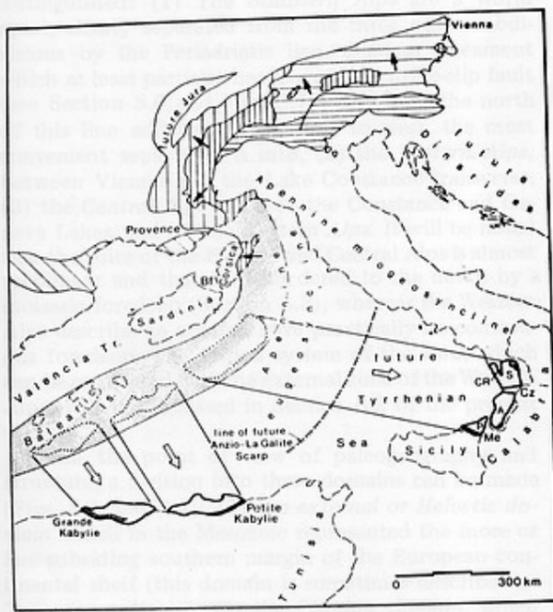


Fig. 7.90. An hypothetical reconstruction of the location of Western Mediterranean microplates during the Oligocene (Alvarez et al., 1974, fig. 1). The postulated situation of the microplates corresponds to the time after the final Alpine phase in the Eocene but before the Apennine-Maghrebian movements in the Miocene. This interpretation (as does that of Fig. 7.87) uses a greater angle of rotation for Sardinia than for Corsica, thus closing the probable sphenochasm of the Straits of Bonifacio (*Bf*). The present positions of the Alpine fragments are shown by heavy lines. The Calabrian "massif" is supposed here to be broken into three parts by the Catanzaro (*Cz*) and Messina (*Me*) sphenochasms. CR = coastal range, S = Sila, A = Aspromonte-Serra San Bruno, P = Peloritani mountains.

Fig. 8.5

Si dovrebbe notare con tre pozzi realizzati nella regione del Campidano (Fig. 8.4e) non raggiungono la base delle andesiti oligoceniche fino a 1800 m.

Infine l'ipotesi della rotazione del blocco Sardo-Corso, che fu indicata da Argand già nel 1924 è sostenuta da un certo numero di supposizioni che sono di due ordini:

- 1) argomenti paleomagnetici (che impongono una rotazione di 30° della Corsica permiana);
- 2) analogie stratigrafiche per il paleozoico (Iglesiente e Montagna Nera), il permiano (Corsica ed Esterel e/o il permiano del Brianconnaise di M. Besimauda nelle Alpi Liguri) e il Cretaceo-Giurassico (Sardegna nord-occ. e il dominio Pireneo-Provenzale; Corsica granitica interna e Brianconnaise). Questa rotazione, che forse fu la causa dell'origine di crosta "basaltica" sotto il Mar Ligure, deve essere avvenuta nel corso dell'Oligocene, prendendo in considerazione gli spessori del riempimento sedimentario che è noto da ricerche sismiche nel Mar Ligure.

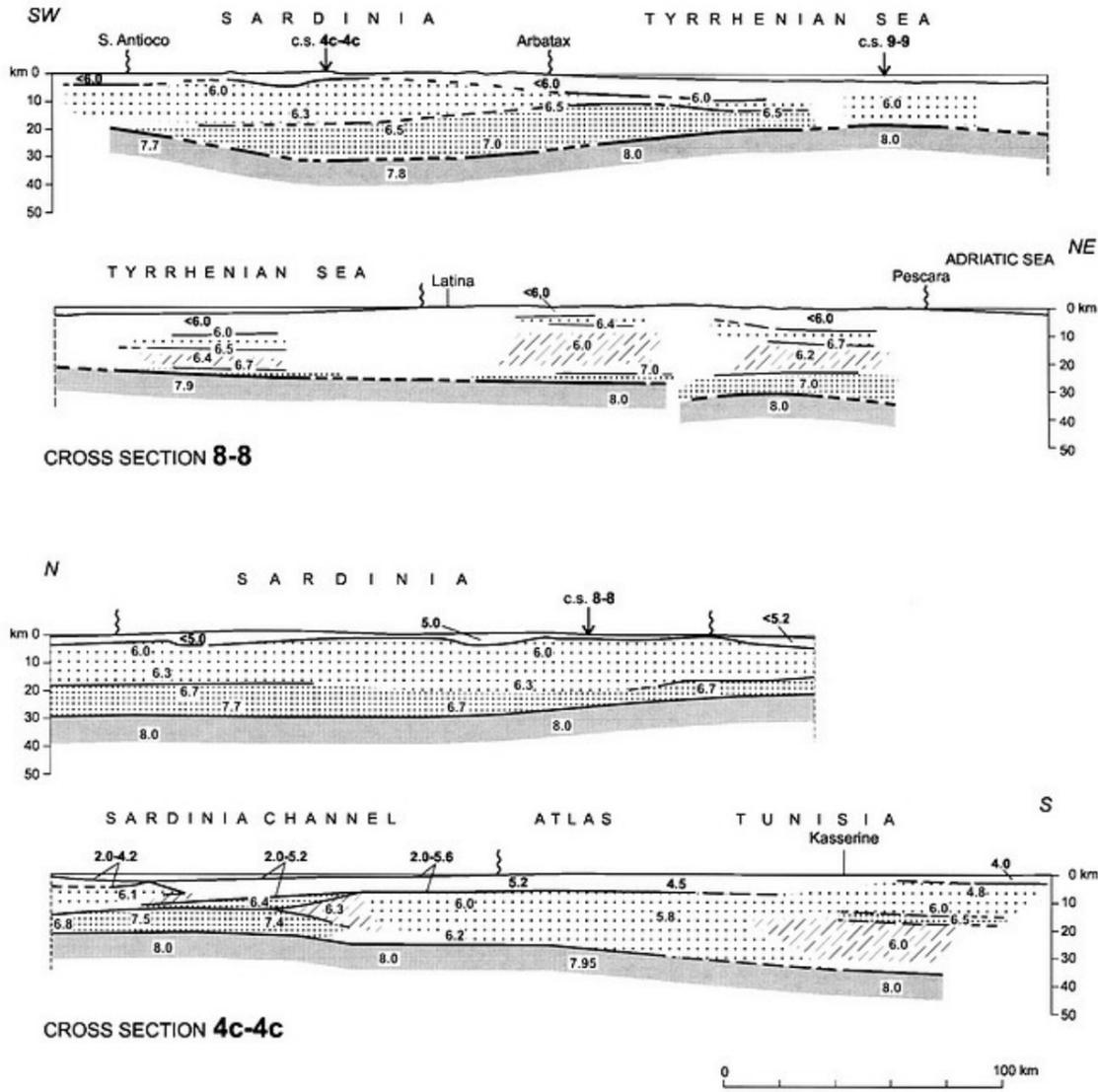


Fig. 8.6

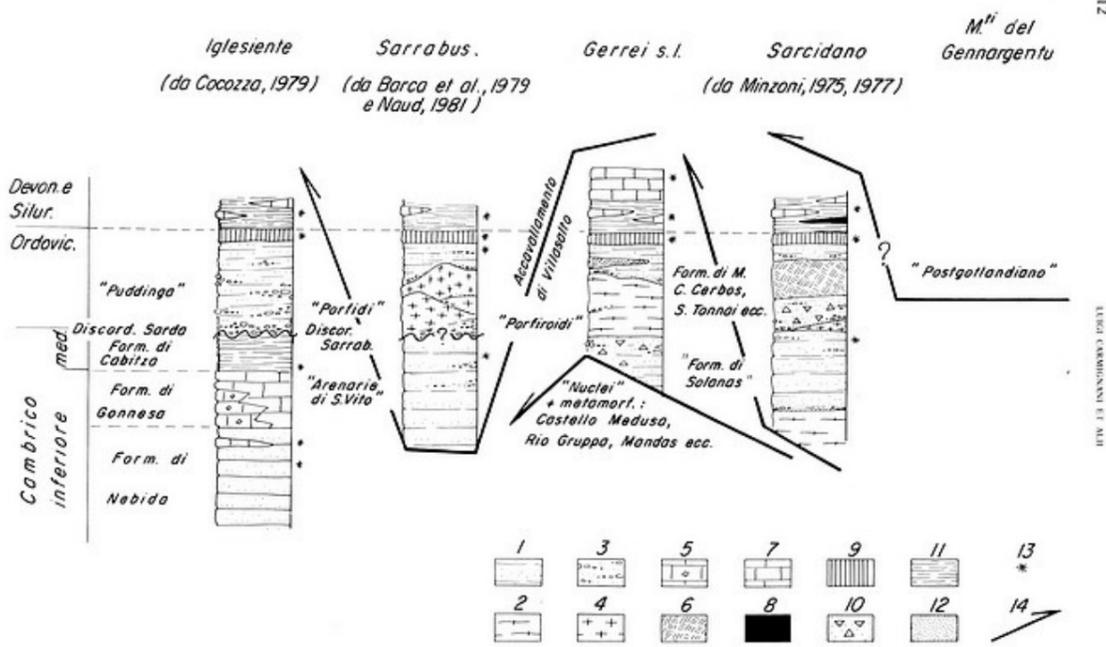


Fig. 8.7

12

TERZI CARMIGNANI ET ALII

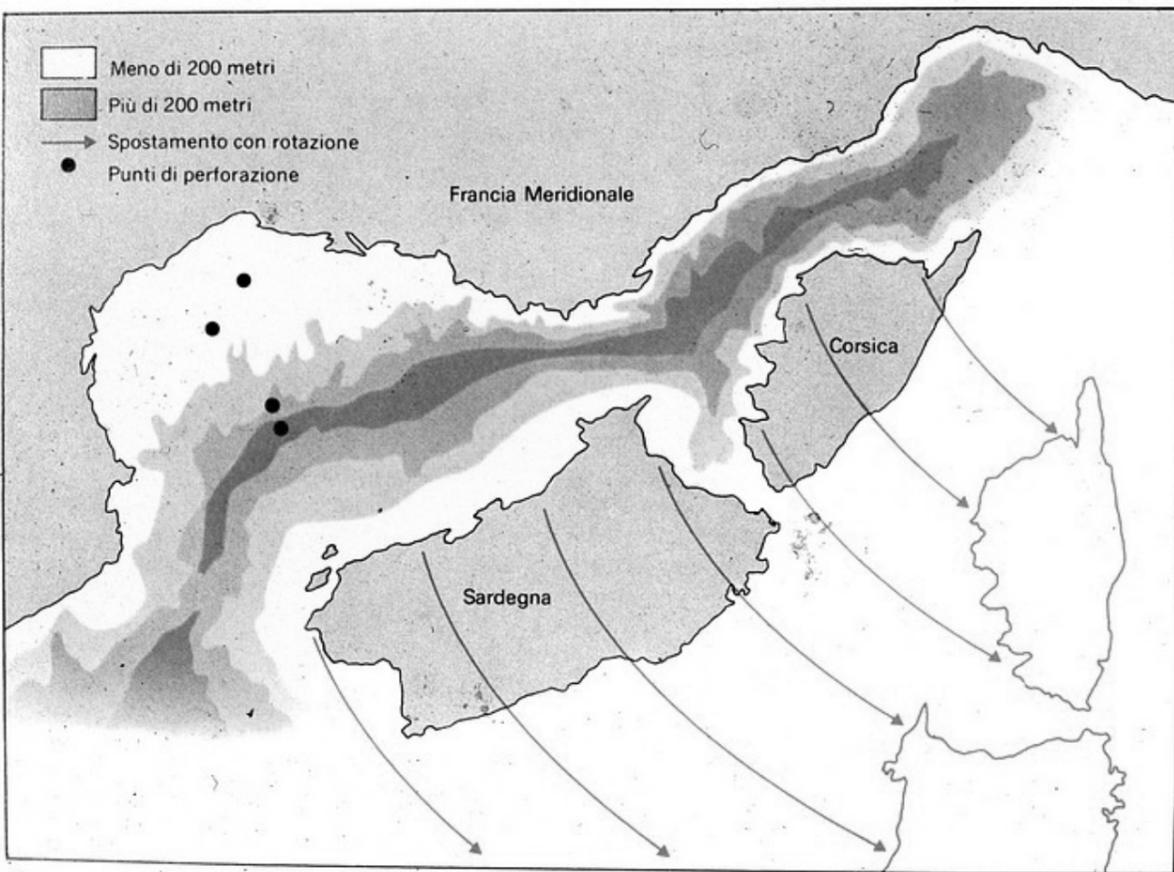


Fig. 8.8

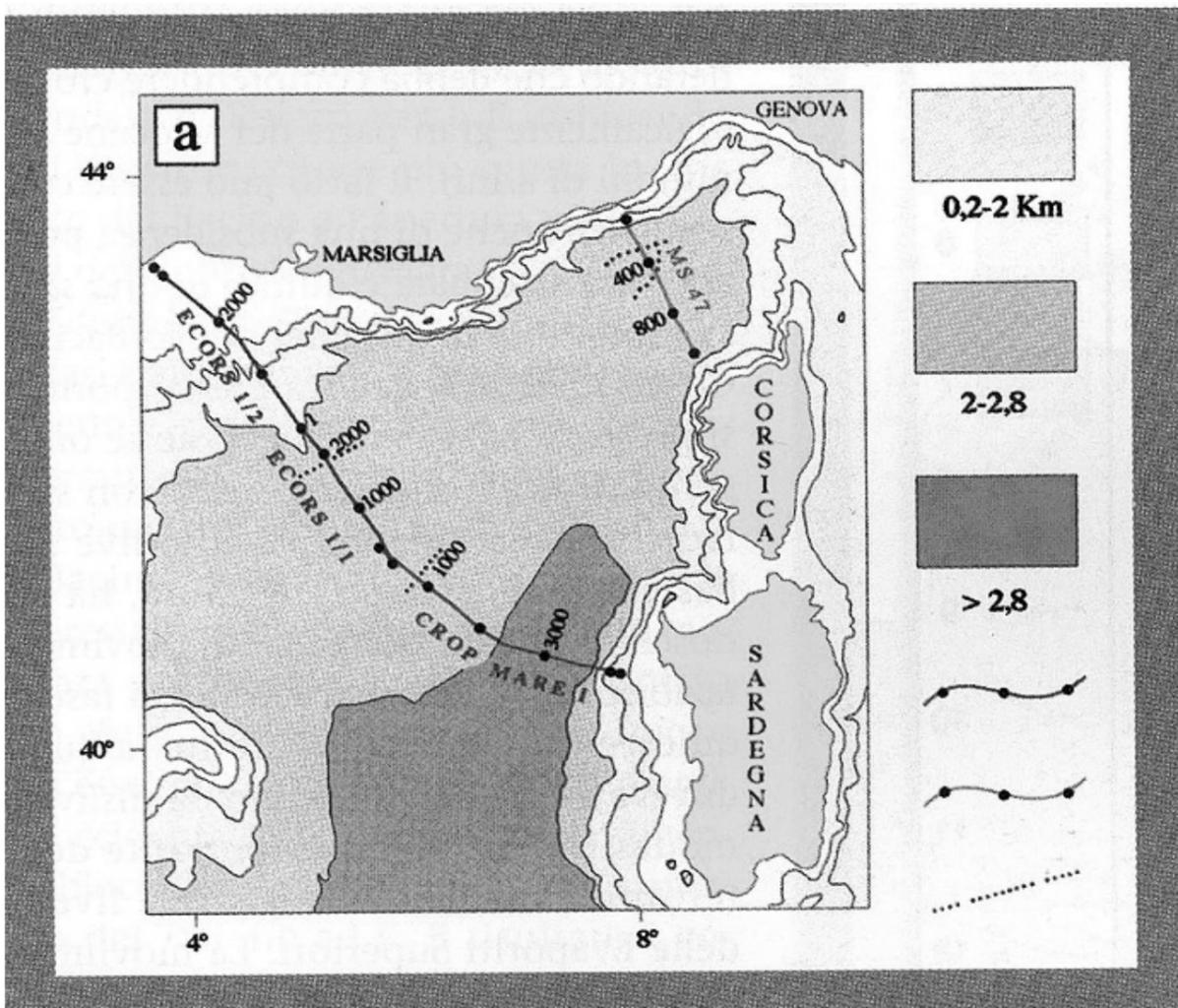


Fig. 8.9

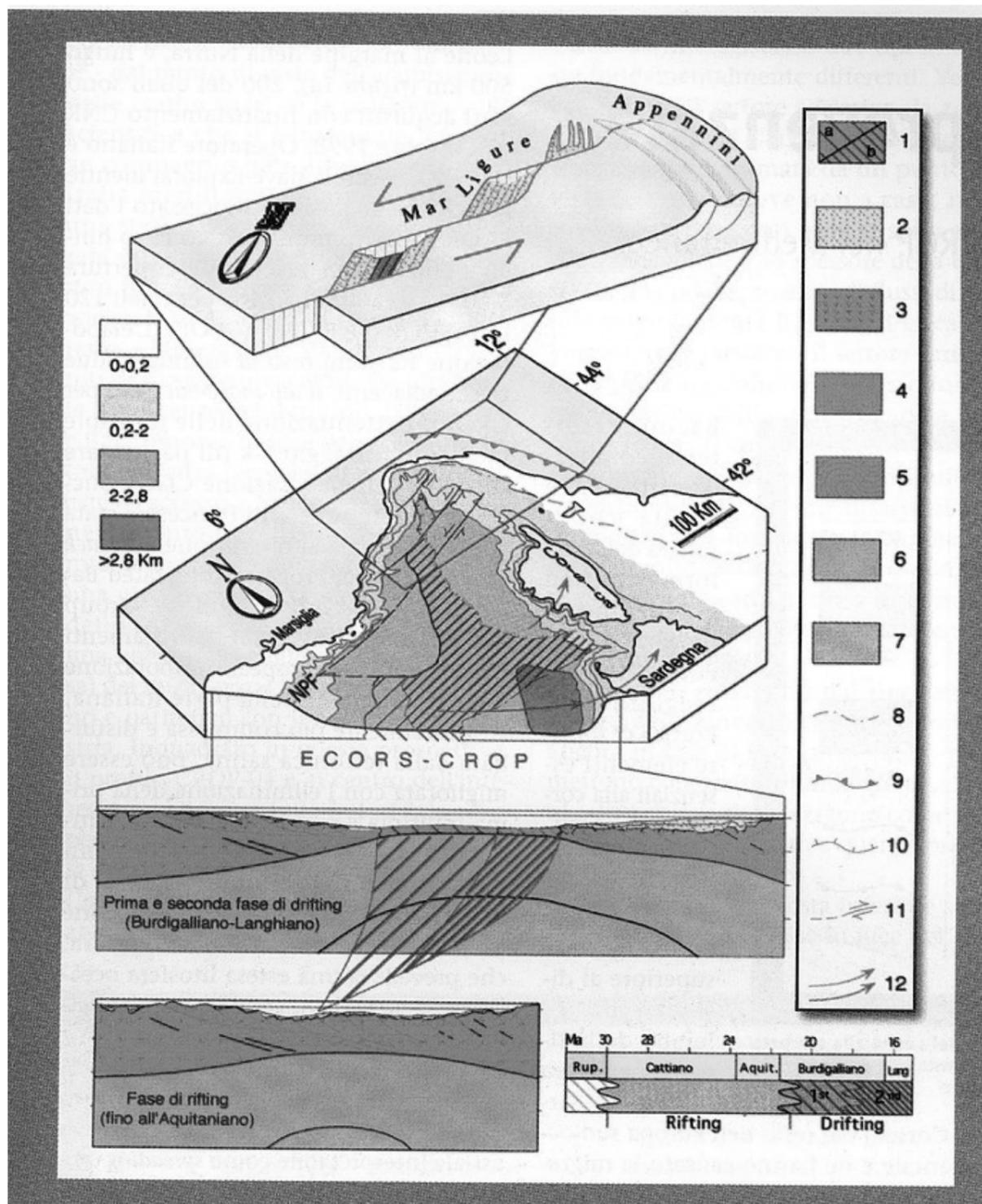


Fig. 8.10

Viste in pianta le strutture Alpine in Sicilia e Calabria descrivono un arco che unisce le Maghrebidi africane agli Appennini, un arco la cui attuale tendenza risulterebbe da eventi successivi la genesi delle principali strutture Alpine.

Se andiamo nel dettaglio, si nota che pur essendoci innegabili punti in comune, ci sono anche numerose differenze strutturali e paleogeografiche. E' il caso, per esempio, procedendo dalle Maghrebidi del Nord Africa, al basamento cristallino pre-alpino dei M. Peloritani, che con la sua copertura calcarea appare essere l'equivalente del Massiccio della Kabilia con la loro catena calcarea; di contro il dominio del Tell in Algeria non ha un equivalente in Sicilia. Analoghi esempi si trovano negli Appennini meridionali.

La Calabria (più esattamente Calabria meridionale e centrale) occupa un'area emersa molto più stretta della Sicilia, tra il Mar Tirreno e lo Ionio, cosicché si rinvengono soltanto in parte gli elementi strutturali della Sicilia.

La parte essenziale del dominio Calabro è costituito da corpi cristallini (graniti, gneiss, micascisti, falliti) di età pre-Alpina (in parte almeno Varisica) che estendono il cristallino dei M. Peloritani verso nord-est e che, successivamente sono divisi in diverse unità tettoniche sovrapposte.

L'intero corpo è stato smembrato, in tempi recenti, da faglie tettoniche Plio-Quaternarie in un sistema di Horst e Graben (ved. Depressioni di Catanzaro e Crati).

Alcune parti di strati mesozoici sedimentari metamorfosati e non, sono associati con rocce cristalline; sembra che si possono distinguere alcuni elementi metamorfici (metamorfismo alpino di alta pressione, facies a lawsonite-glaucofane), che appaiono in finestre sotto il cristallino calabro e che mostrano facies "Appenniniche".

Dove i Peloritani sovrascorrono le unità Siciliane verso sud le rocce cristalline Calabre sovrascorrono le unità degli Appennini meridionali apparentemente verso nord-ovest (Figg. 7, 19).

Le opinioni per quanto riguarda la posizione tettonica del cristallino Calabro-Peloritano variano secondo i vari autori: autoctonia; parautoctonia, totale alloctonia (quest'ultima proposta da Limanovski nel 1913). Nel caso delle ultime due ipotesi la posizione delle falde calabre sarebbe stata raggiunta durante l'Oligocene.

Infine, flysch sovrascorsi affiorano vicino la crosta meridionale della Calabria e sono caotici e ricchi di olistoliti.

Schematicamente parlando, le deformazioni tettoniche Alpine del dominio Calabro-Siciliano si estendono dall'Eocene al Pliocene, e sono generalmente più vecchie nelle unità più interne e più giovani in quelle più esterne.

Nel Pliocene superiore e Quaternario i movimenti verticali che sono posteriori alla tettonica Alpina rompono le strutture tettoniche in un sistema di Horst e Graben, un aspetto con cui cozieremo di nuovo negli Appennini.

08.2 - IL TIRRENO

Il mare Tirreno occupa una posizione molto particolare tra gli attuali bacini Mediterranei. Secondo i dati sismici questo bacino, che è di recente formazione, ha una crosta di tipo oceanico, è il centro di terremoti intermedi (60-300 km di profondità) e profondi (300-600 km), ed è disseminato da vulcani attivi o recenti, sia emersi (arcipelago delle Eolie) che sottomarini; queste caratteristiche, insieme alla sua posizione all'interno dell'arco Calabro-Peloritano, hanno permesso ad alcuni autori di vederlo come un bacino marginale di interarco, sotto il quale esisterebbe una zona di Benioff.

L'arco Calabro-Siciliano ed il mar Tirreno sono probabilmente strutture molto recenti che sono posteriori alla vera e propria tettonogenesi Alpina.

Per la maggior parte, le terre emerse che circondano questo bacino marino appartengono alle zone alpine corrugate con l'eccezione di certi blocchi che sono rimasti "stabili", cioè senza deformazioni tettoniche notevoli, e che fungono da avampase a queste aree.

Queste terre emerse sono le tre grandi isole della Corsica, Sardegna, Sicilia insieme con la penisola Italiana. Dal punto di vista geologico possono essere distinte diverse zone che appartengono alle catene Alpine e Appenniniche e ai loro avampasi.

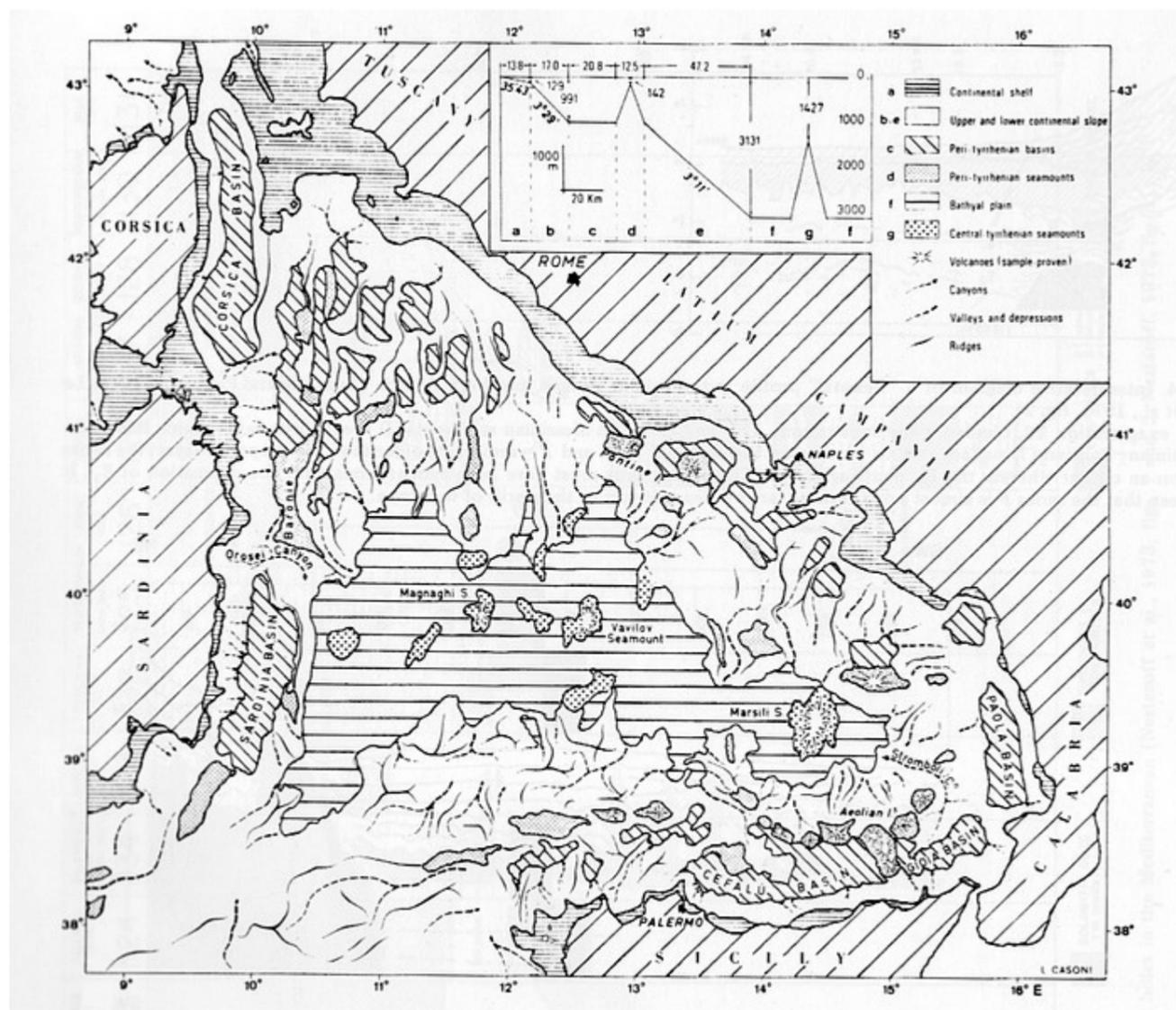


Fig. 8.11

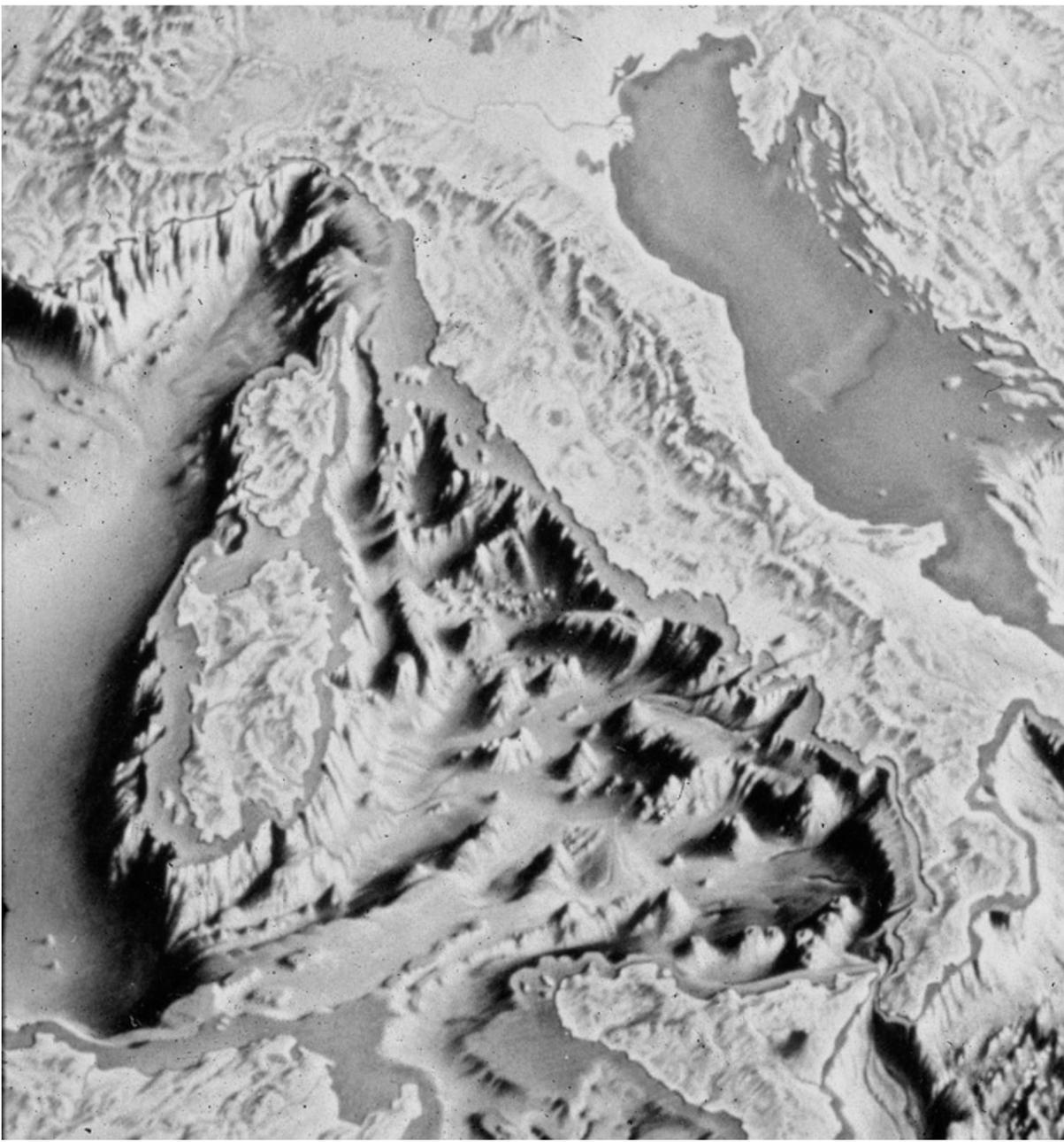


Fig. 8.12

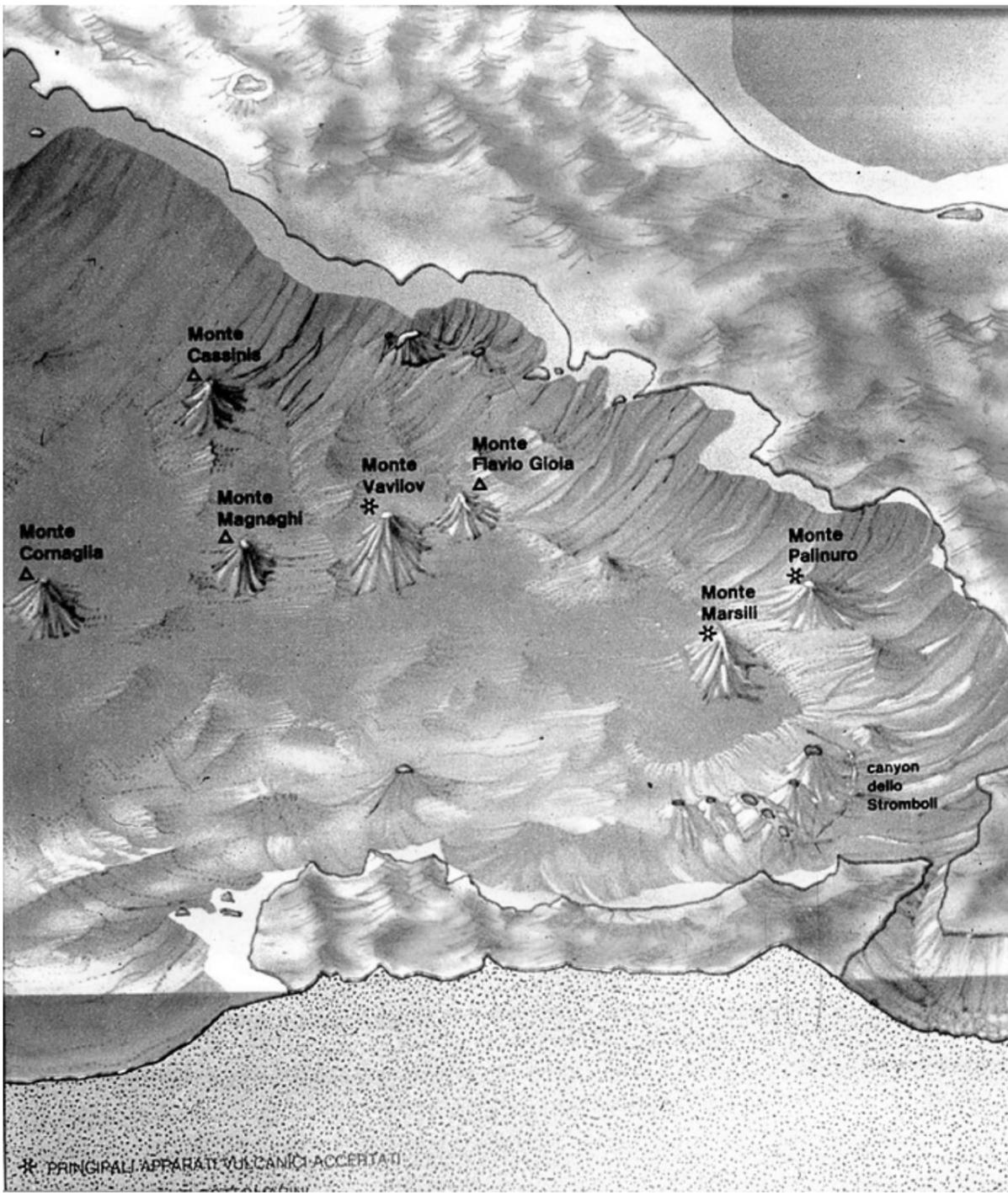


Fig. 8.13

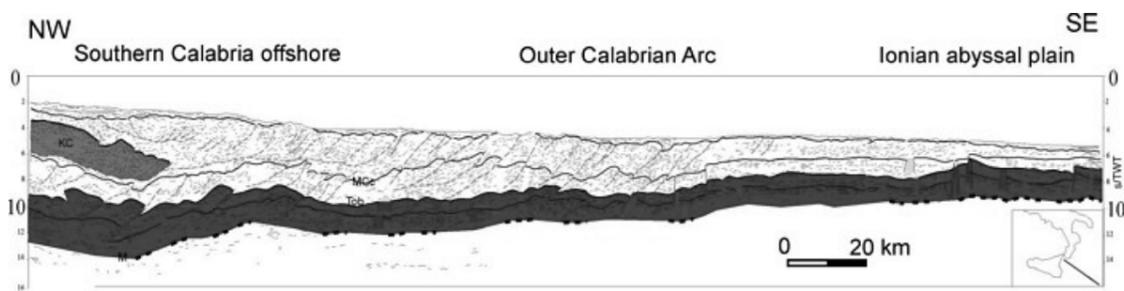


Fig. 8.14

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

09 - CENNI SUL MEDITERRANEO MARINO (modif. da Lemoine 1978)

Il Mediterraneo è il risultato delle vicende geodinamiche che hanno coinvolto a partire dal Cretaceo superiore l'oceano Tetideo; di quest'ultimo restano che frammentari testimoni nel Mar Ionio e nel Mediterraneo orientale. Tutto il resto è scomparso in vari sistemi di subduzione e di collisione che hanno portato alla formazione del sistema orogenico alpino alla convergenza tra le zolle si è sovrapposto il formarsi di nuovi bacini di retroarco che, in un'area soggetta a generale compressione, ha introdotto notevoli complessità geologiche. Alcuni di questi bacini hanno già terminato la propria evoluzione, altri si stanno ora sviluppando.

Dal punto di vista fisiografico il Mediterraneo comprende diversi bacini maggiori, spesso separati gli uni dagli altri e caratterizzati da una propria storia geologica.

Il Mediterraneo occidentale, compreso tra Spagna-Isole Baleari -Provenza-Liguria-Corsica-Sardegna-Algeria-Marocco, è formato dal Bacino di Alboran, dal Bacino Alghero-Provenzale, dal Bacino Sardo e Ligure. La sua genesi è strettamente legata alla rotazione antioraria del blocco sardo-corso e all'orogenesi delle catene maghrebidi e betiche. Esso si sviluppa tra la fine dell'Oligocene e il Burdigaliano, la messa in posto della crosta di tipo oceanico è collocata tra 21 e 18 M.a.

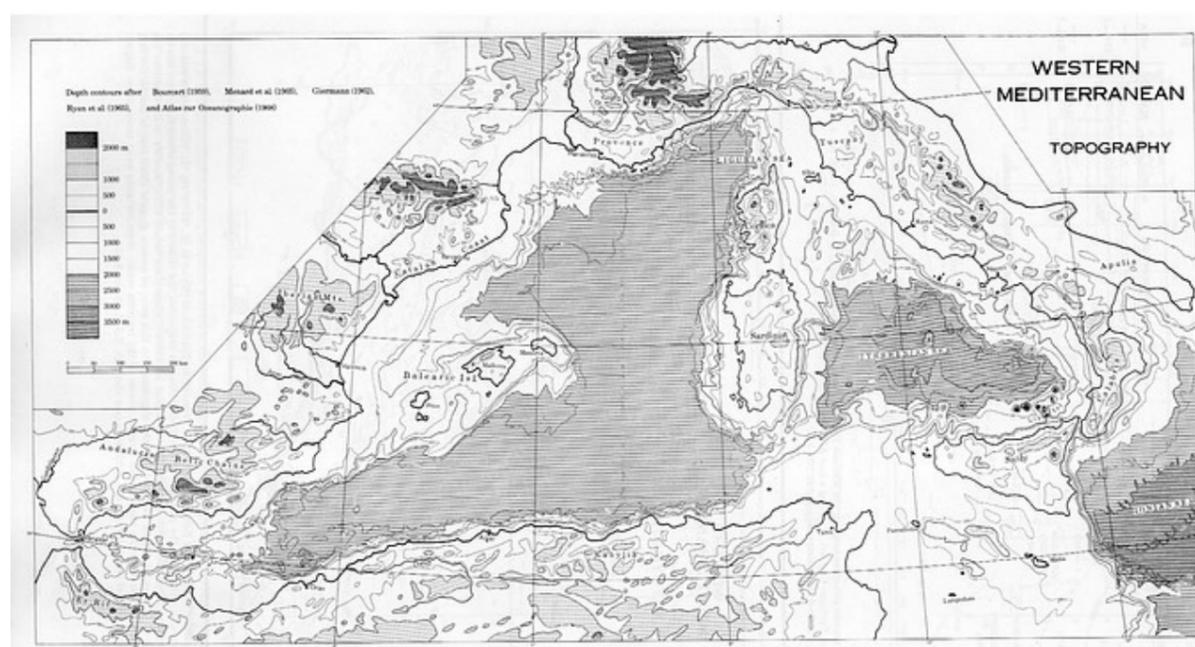


Fig. 9.1

Il Mar Tirreno, posto tra il blocco sardo-corso, l'Italia e la Sicilia. è caratterizzato dalla subduzione attuale del Mar Ionio al di Sotto dell' Arco Calabro-Peloritano. La sua formazione al Miocene superiore è strettamente connessa all'orogenesi appenninica l'oceanizzazione è datata tra 3,1 e 1.8 M.a.



fig. 9.2 – Modello Strutturale d'Italia

Il Mediterraneo centrale comprende lo Stretto o Canale di Sicilia e il Mar Ionio: il primo è un plateau dell'avampaese africano, il Mar Ionio è caratterizzato da un bacino profondo oltre 4.000 m a crosta oceanica (secondo differenti Autori) di età giurassica inferiore o triassica o tardo permiana. circondato dai margini tettonizzati dell' Arco Calabro ed ellenico e dalle alte scarpate

che lo separano dall'avampaese africano ibleo-maltese da una parte e apulo-garganico dall'altra.

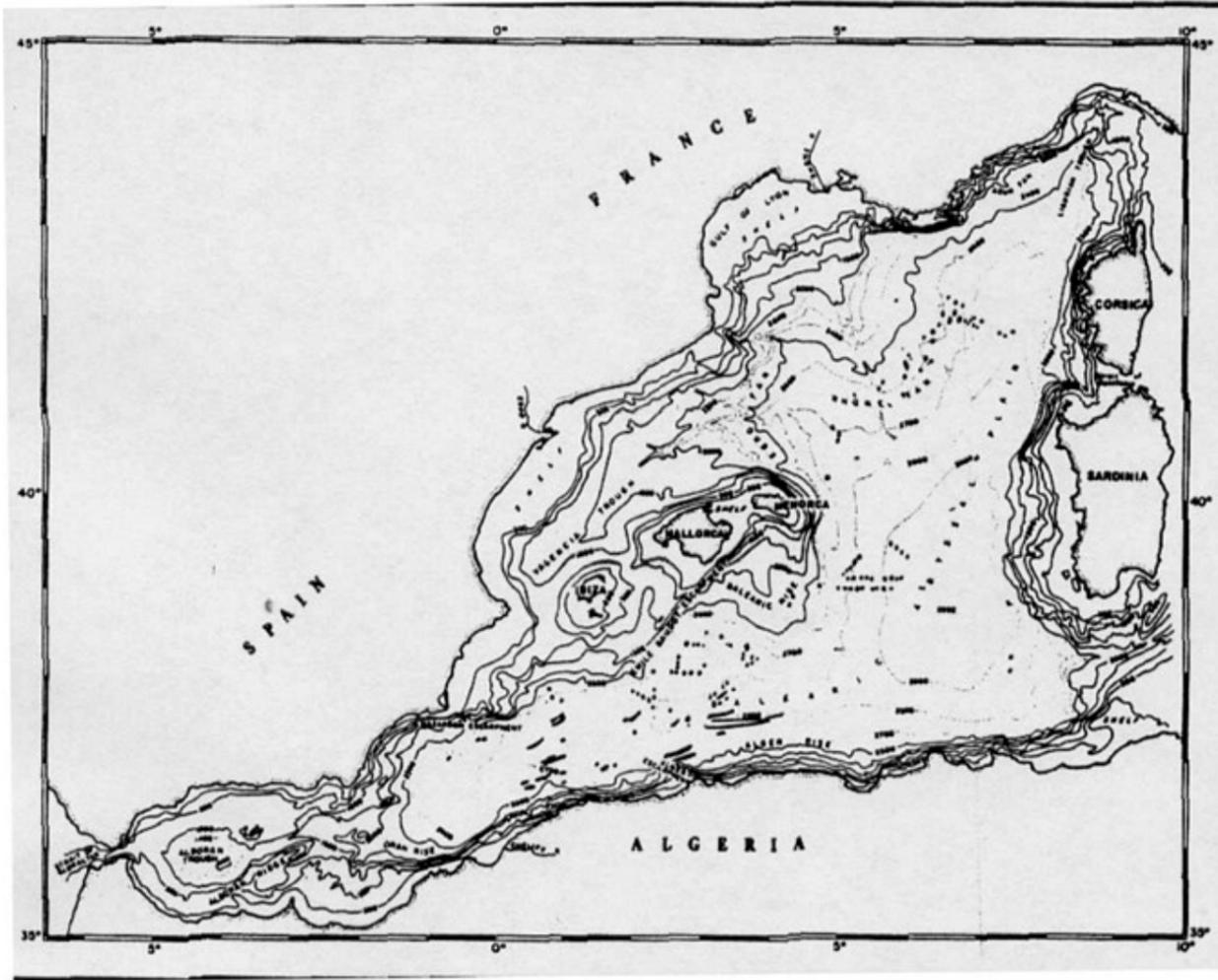


Fig. 9.3 – Carta batimetrica del Mediterraneo occidentale. In nero sono indicate le strutture diapiriche dovute alla presenza delle evaporiti messiniane in profondità (da Ryan e altri, in Lemoine 1978).

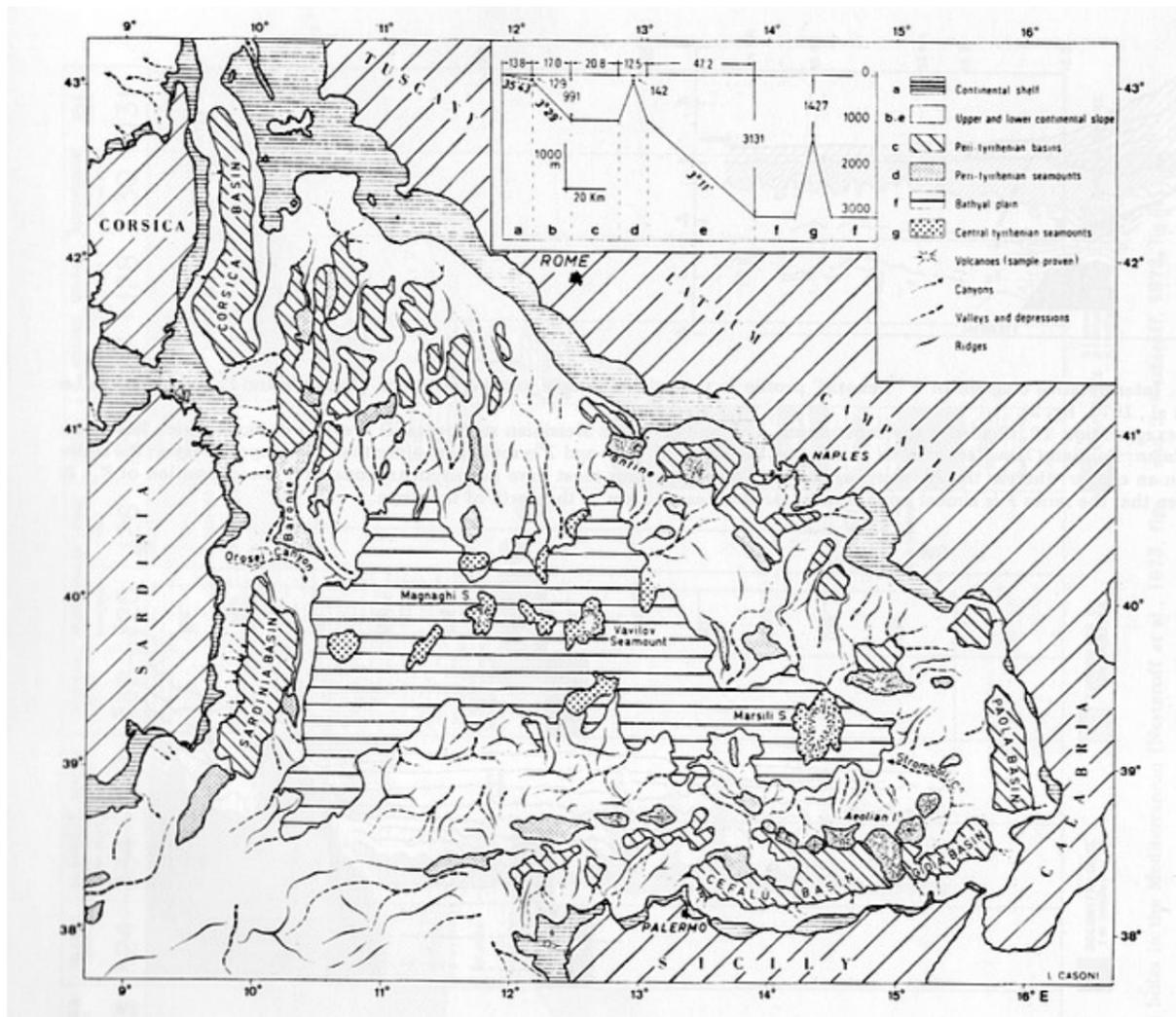


Fig. 9.4

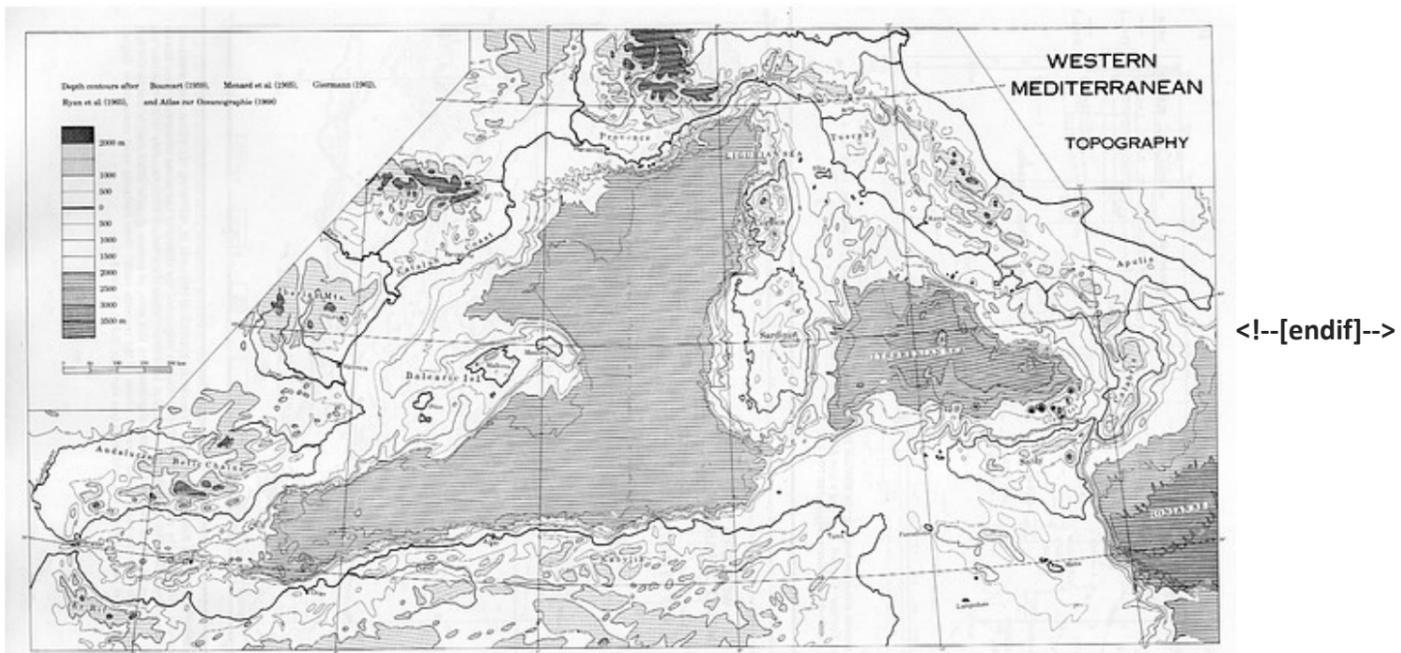


Fig. 9.5

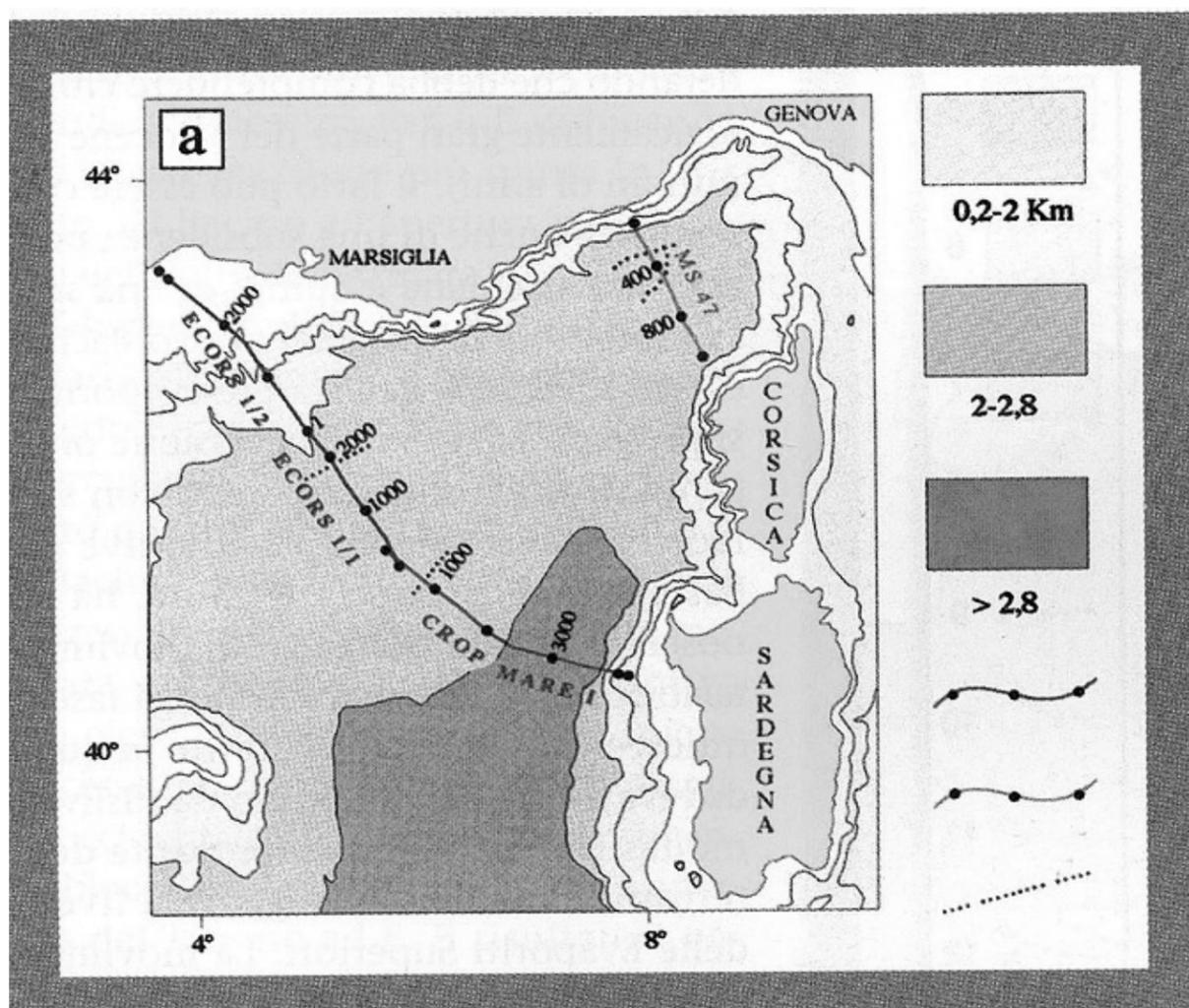


Fig. 9.6

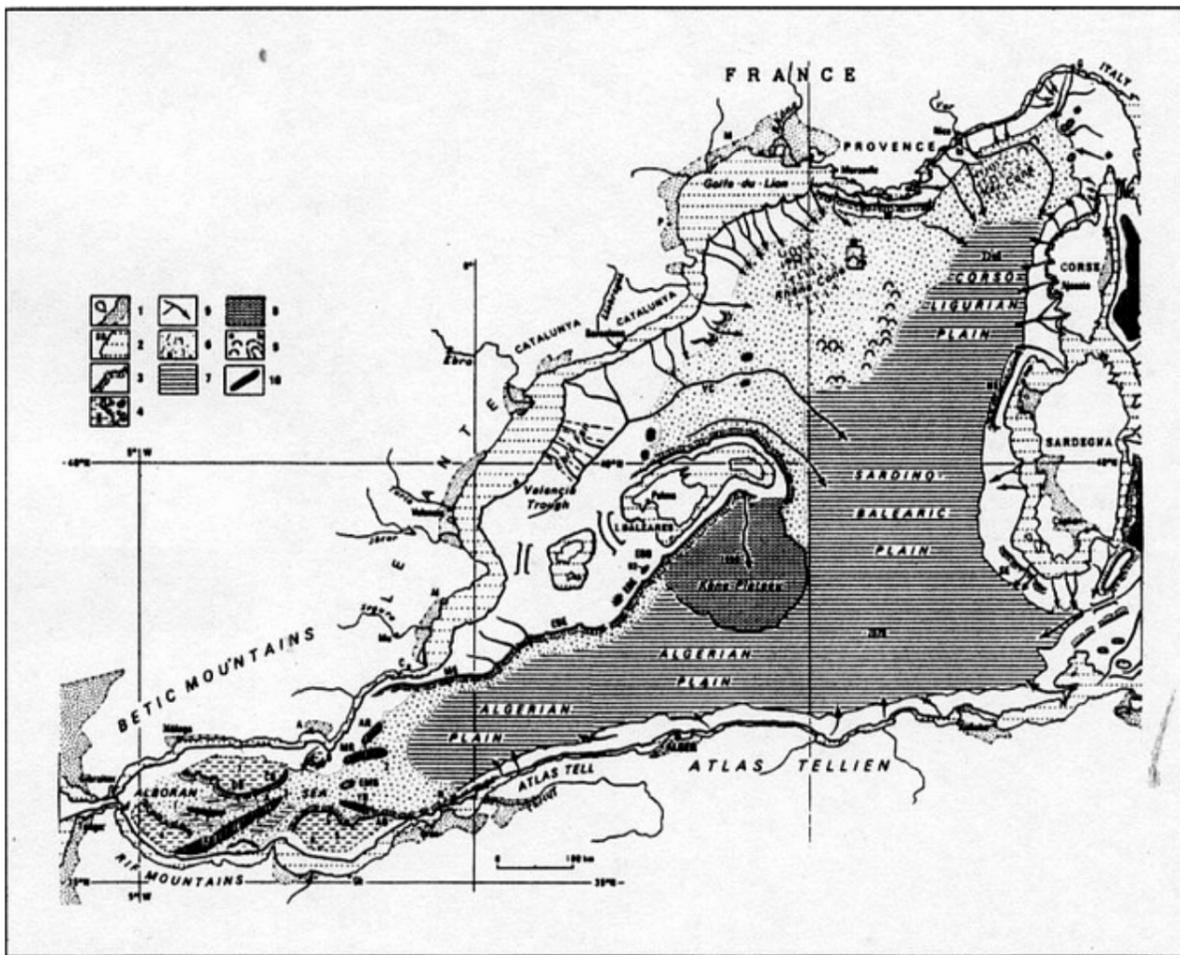


Fig. 9.7 – Carta morfologica del Bacino algero-provenzale . Legenda: 1) linea di costa ed aree palustri; 2) piattaforma (shelf); 3) scarpata; 4) plateau e seamount; 5) canyon sottomarini; 6) rialzo continentale (rise) e conoidi sottomarini; 7) piana abissale; 8) Kene plateau; 9) domi e diapiri; 10) dorsali (modif. da Vanney e Genesseeux, in Stanley e Wezel, 1985).

Il Mar Egeo è a crosta continentale formato da un mosaico di piccoli bacini sviluppati in posizione interna rispetto all' Arco ellenico al di sotto del quale viene subdotta la zolla africana. Il Mediterraneo orientale comprende l'Arco egeo e i bacini di Erodoto e del Levante probabili residui della Neotetide.

09.1 - IL MEDITERRANEO OCCIDENTALE

Nel Mediterraneo occidentale vengono distinte, dal punto di vista morfobatimetrico, la piana batiale, il rialzo continentale, la piattaforma e la scarpata continentale (figg. 9.3-9.9).

Piana batiale Limitata dall' isobata 2.700, occupa la parte più profonda e centrale del bacino, la cui massima profondità è raggiunta a SO della Corsica. Si presenta estremamente piatta, rialzi di 50 a 100 m dovuti alla presenza di domi salini.

Rialzo continentale (continental rise) e conoidi marini profondi. Posti tra l'isobata 2.700 e 2.000, sono ampiamente sviluppati nel settore settentrionale in cui sono presenti tra gli altri la conoide del Rodano e le conoidi coalescenti del Mar Ligure e quelli del Golfo di Valencia.

Nel tratto ligure-provenzale la copertura sedimentaria del rialzo è attraversata da numerosi diapiri salini alti dai 100 ai 250 m lunghi sino a 10 chilometri.

Il rialzo continentale presso le coste catalana, corsa, sarda ed algerina è molto più ridotto che non presso la costa europea; l'evidente asimmetria è dovuta al diverso apporto sedimentario proveniente dalle aree al contorno. A Nord l'apporto è alimentato dai grandi fiumi europei, a Est e a Sud sono presenti corsi d'acqua molto meno sviluppati.

Piattaforma e scarpata continentale. Sono generalmente strette a esclusione delle zone baleariche. La maggior parte delle piattaforme sono formate da prismi progradazionali di sedimenti plio-quadernari poggiati su superfici di erosione mioceniche. I grandi fiumi, Ebro e Rodano, alimentano con i propri sedimenti un' ampia e potente piattaforma progradante.

In corrispondenza dei margini, il substrato del bacino del Mediterraneo occidentale è di tipo continentale ed è formato da unità simili a quelle affioranti nell'adiacente terraferma, deformate

dalla intensa tettonica pre-apertura del bacino stesso. Nella parte centrale è presente invece un basamento formato da basalti tholeitici e alcalini.

La fase iniziale del rifting è oligocenica, l'oceanizzazione si attua tra 21 e 18 M.a. secondo tre assi diversamente orientati, NE-SO nel Bacino ligure-provenzale, NO-SE nel tratto meridionale del Bacino sardo-balearico ed E-O in quello algerino. I margini sono interessati da faglie dirette e listriche generalmente sub parallele alla costa che danno luogo a strutture a gradinata o a semigraben, sono di età oligocenica talora successivamente riattivate (fig. 9.8).

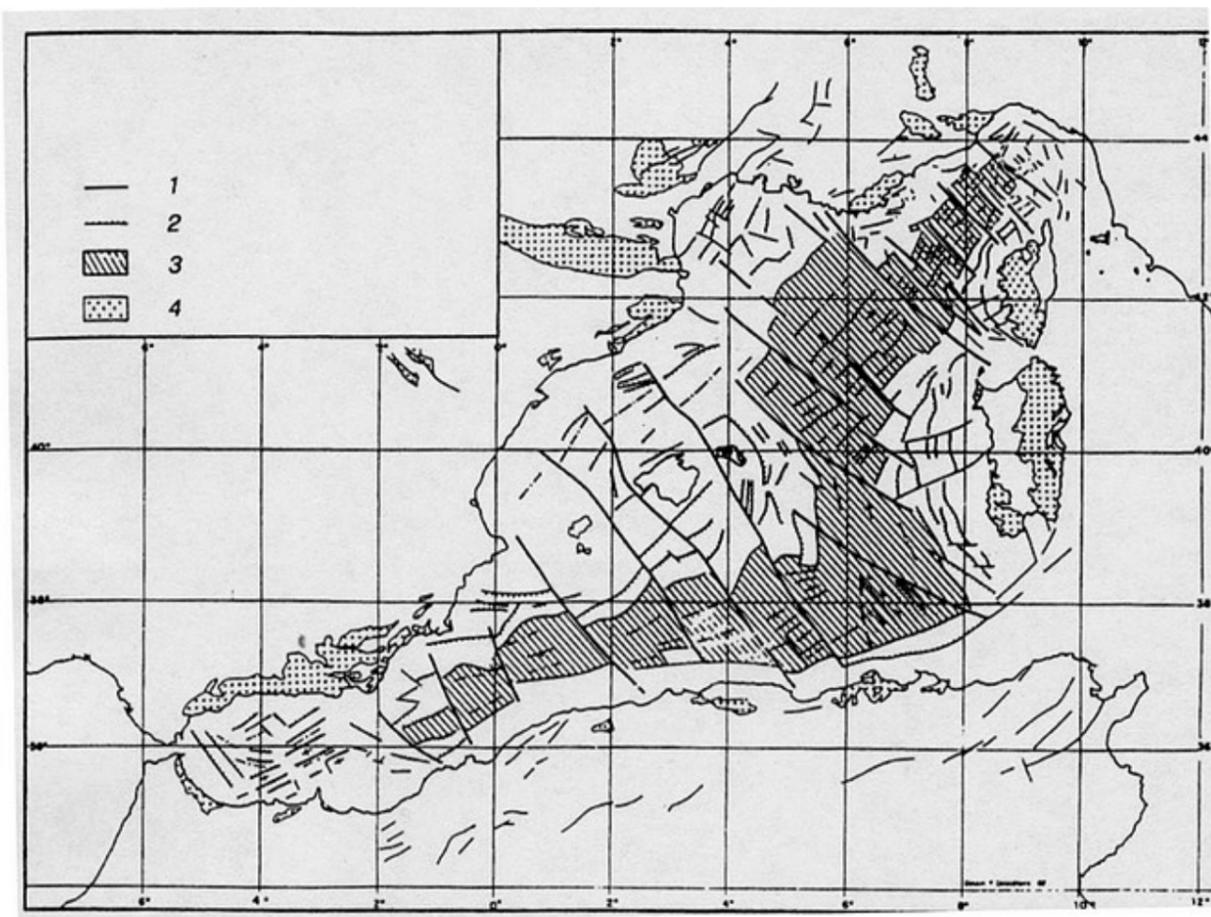


Fig. 9.8 – Scheda strutturale del Mediterraneo occidentale. Legenda 1) faglie trasformi; 2) faglie dirette; 3) crosta oceanica e crosta continentale assottigliata; 4) principali massicci cristallini (da Rehault e altri, in Stanley).

I sedimenti posti al di sopra della crosta di tipo oceanico sono assai potenti, più di 7 km, con una parte inferiore marnoso-detritica miocenica inferiore media, che uniforma, seppellendole, le irregolarità del basamento con differenze di spessori di oltre 1.500m; una parte intermedia formata da evaporiti messiniane e una superiore per lo più marnosa con torbiditi

arenacee pliocenico-quatemanie (fig. 9.9 e 9.10).

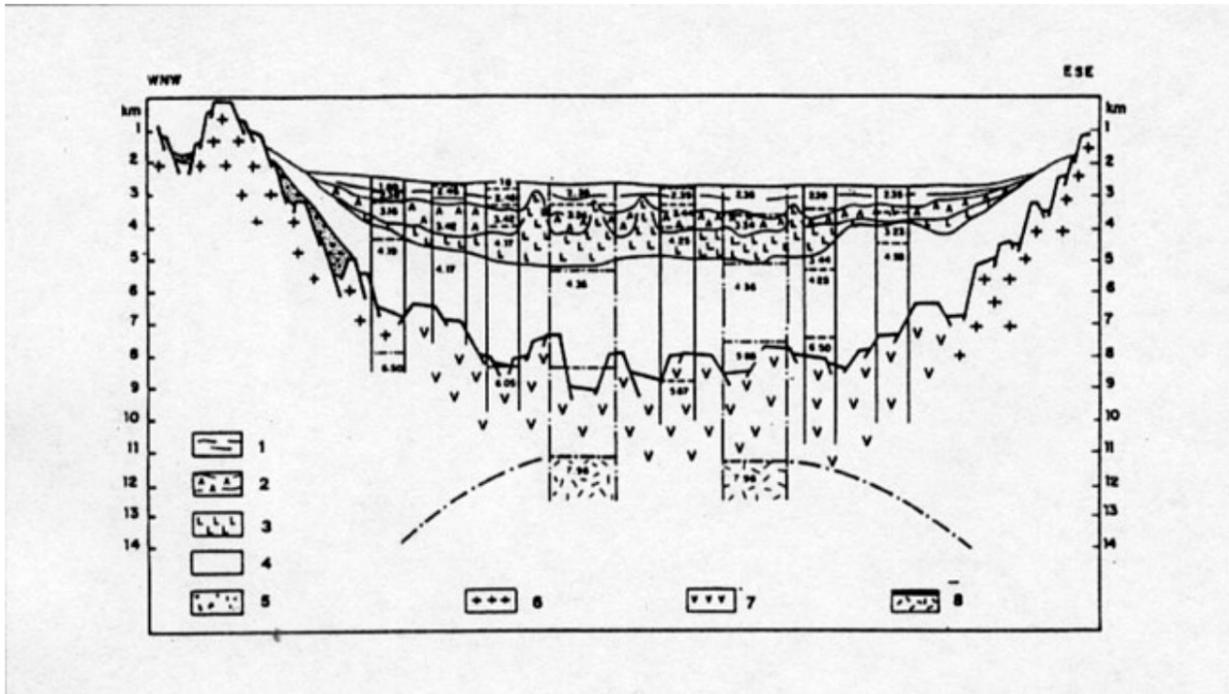


Fig. 9.9 – Sezione sismica del Mediterraneo occidentale tra la Provenza ad ovest e la Corsica a est. Legenda: 1) Pliocene-Quaternario; 2) evaporiti; 3) sale; 4) Miocene; 5) Oligocene superiore; 6) basamento cristallino del margini; 7) vulcaniti e crosta oceanica; 8) Moho e mantello superiore (da Rehault e altri, in Stanley e Wezel).

La parte inferiore delle evaporiti, potente 500-700 m, giace in continuità sulle marne precedenti e strati marnosi si intercalano alla parte basale. La parte intermedia, 600-1.000 m, è acusticamente trasparente e dà origine alle strutture diapiriche ricordate. Il tratto superiore, potente 500-1.000 m, comprende livelli marnosi, dolomitici e gessiferi.

I sedimenti del Pliocene-Quaternario sono potenti da 1 a 1,5 km, nella parte inferiore sono argillosi, pelagici, e a partire dal Pliocene superiore diventano più grossolani per l'aumentata erosione delle aree emerse in seguito a ringiovanimento della morfologia delle catene stesse per la ripresa del sollevamento delle catene perimediterranee (fase tettonica pliocenica medio-superiore).

Durante il rifting oligocenico le depressioni non vengono completamente riempite e il loro completamento si attua durante l'Aquitano e il Burdigaliano inferiore in seguito a un intenso apporto di sedimenti e alla contemporanea subsidenza legata all'apertura oceanica in atto.

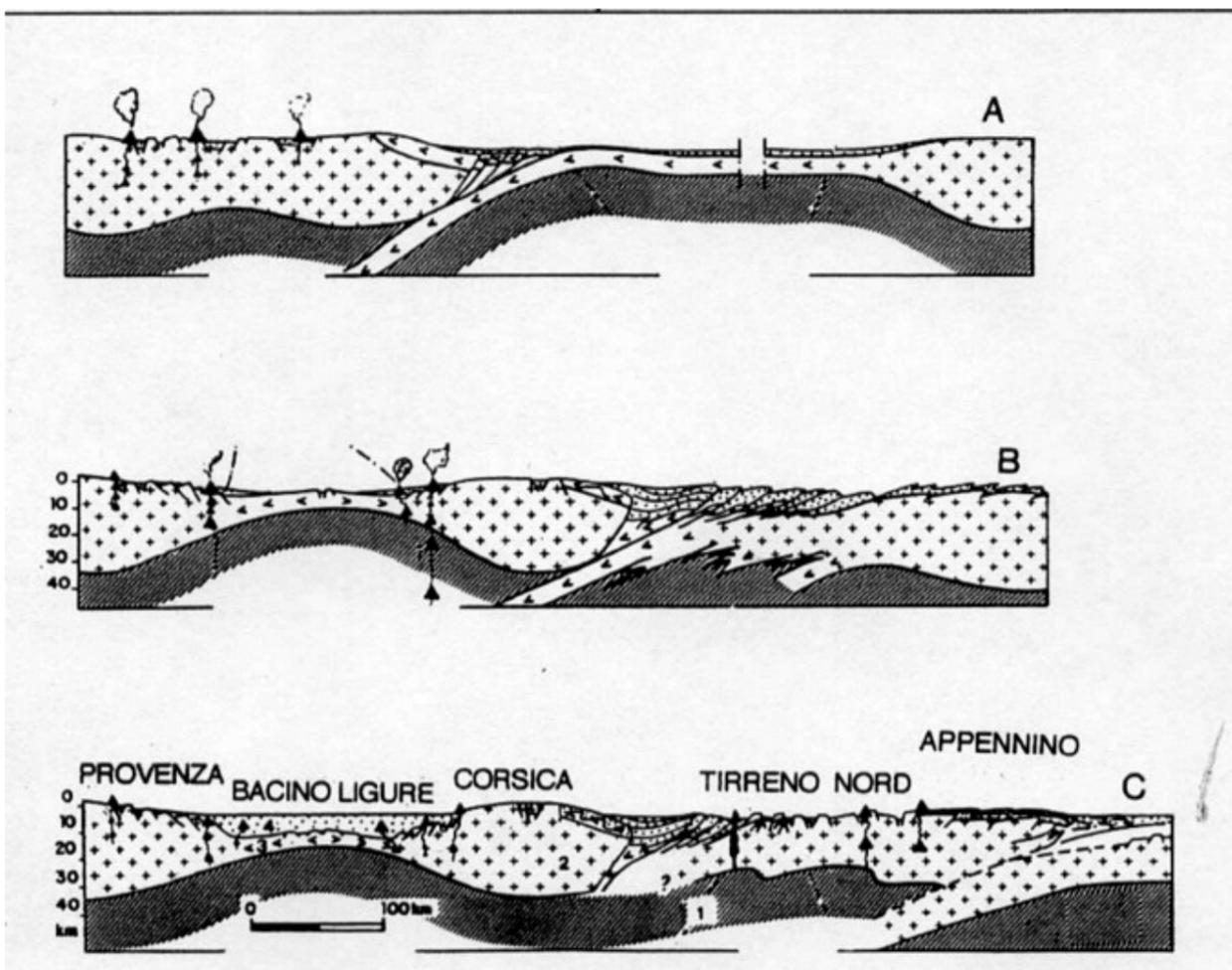


Fig. 9.10 – Evoluzione dell'area compresa tra la Provenza, la Corsica e l'Appennino secondo tre profili relativi all'Oligocene medio (A), al Burdigaliano (B), e al Pliocene medio (C). Legenda: 1) Mantello superiore; 2) crosta continentale; 3) crosta oceanica; 4) sedimenti (modif. da Rheault e altri, in Stanley e Wezel 1985)

I margini e le aree esterne adiacenti vengono sommerse, la tendenza trasgressiva persiste sino al Tortonian.

Nel Messiniano inferiore medio la sedimentazione interessa solo le parti profonde eccetto alcune aree bacinali periferiche (la Murcia in Spagna e Chetiff in Algeria).

La regressione messiniana durante la crisi di salinità fa emergere i margini del Mediterraneo occidentale che vengono sottoposti ad alterazione con formazione di suoli arrossati e ad intensa erosione che sviluppa una complessa rete di canyon. L'abbassamento del livello del mare prima della trasgressione pliocenica ricavato dai dati delle erosioni stimato in 1.300-1.500 m.

I sedimenti plio-quadernari rivestono ricoprendoli interamente i margini prima emersi.

Le vulcaniti calcaline del ciclo oligo-miocenico della Sardegna sono geneticamente connesse alla oceanizzazione del bacino; entrambi gli eventi sono in relazione a una zona di subduzione posta al di sotto del blocco sardo-corso e immersa verso Nord e verso Ovest, il Mediterraneo occidentale si sviluppa come bacino marginale di retroarco.

Attualmente il Mediterraneo occidentale è soggetto a compressione tra la zolla europea ed africana la quale può portare alla subduzione della crosta oceanica neoformata ed eventualmente alla collisione dei suoi margini.

09.1.1 - Il Mar Tirreno

Il formarsi del bacino tirrenico fu l'evento chiave dell'evoluzione terziaria del Mediterraneo;

un bacino di tipo oceanico viene a separare, tra la Corsica-Sardegna e l'Italia, frammenti della catena appenninica. L'apertura della piana abissale tirrenica è legata ad un rift di età miocenica superiore che ha interessato a Est del blocco sardo- corso ,una fascia deformata dell'orogenesi in atto (fig. 9.10).

Dal punto di vista morfologico il bacino tirrenico si presenta assai complesso, in esso vi si possono distinguere le seguenti unità fisiografiche:

- 1) la piattaforma continentale (*shelf*);
- 2) la scarpata continentale (*slope*) superiore;
- 3) i bacini peritirrenici;
- 4) i seamuont peritirrenici;
- 5) la scarpata continentale inferiore;
- 6) la piana batiale con i seamount centro tirrenici (figg. 9.11-9.12).

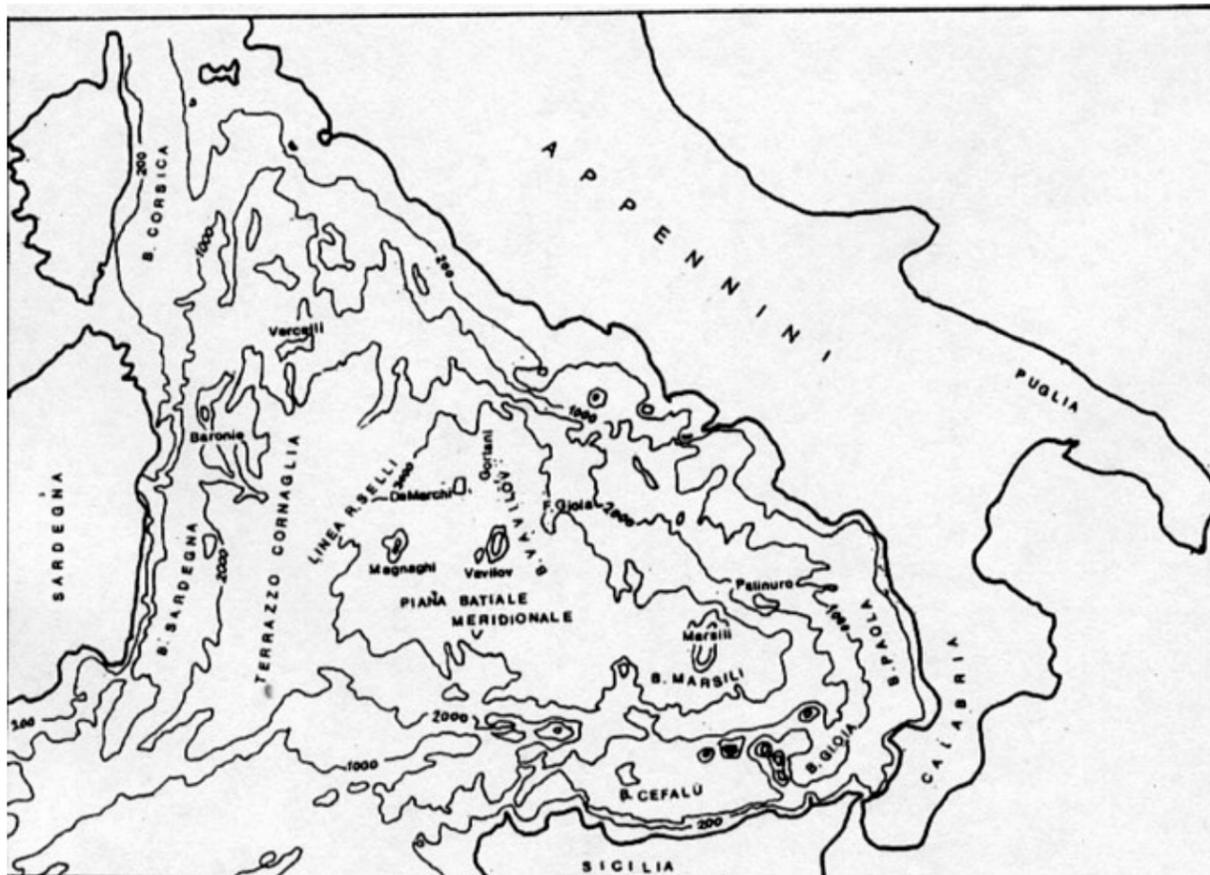


Fig. 9.11 – Carta batimetrica del Mar Tirreno

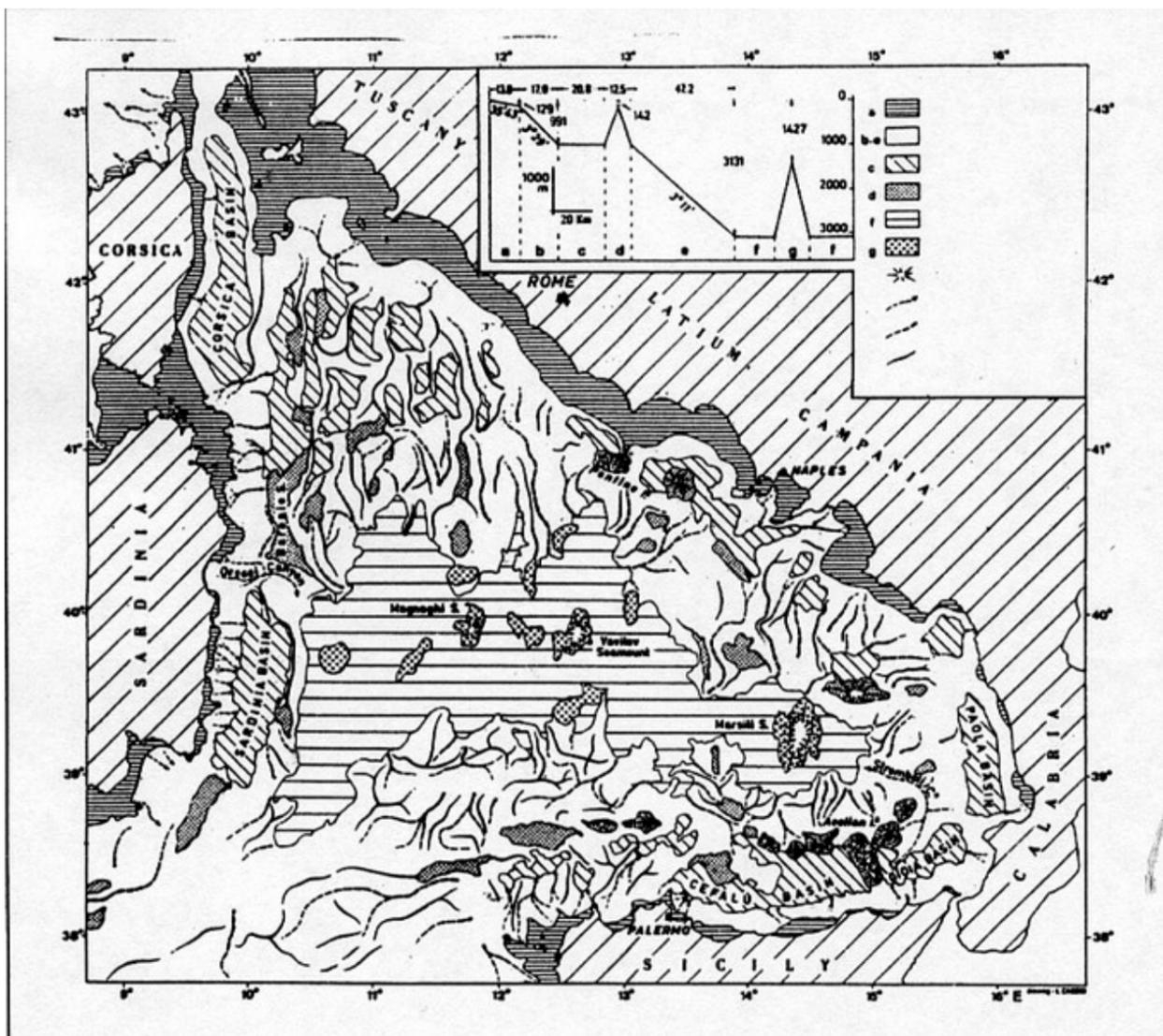


Fig. 9.11b – Carta morfologica del Mar Tirreno. Legenda a) piattaforma continentale; b-e) scarpata superiore e inferiore; c) bacini peritirrenici; d) seamount peritirrenici; f) piana batiale; g) seamount centro-tirrenici. In alto è schematizzata una sezione morfologica relativa al Tirreno centrale che va dalla piattaforma continentale alla piana batiale (da Selli, in Stanley e Wezel, 1985).

Nel Tirreno meridionale le varie unità fisiografiche sono disposte in modo concentrico, mentre nel Tirreno settentrionale, a Nord del parallelo 41° N, sono presenti solo le prime quattro delle unità elencate e la zona è caratterizzata da numerosi piccoli bacini e dorsali orientati N-S.

La piattaforma, ben sviluppata nei settori settentrionali, è ridotta o assente in quelli meridionali.

La scarpata continentale è interrotta dagli ampi bacini peritirrenici, strutture relativamente strette (sono ampie circa 30 km) e allungate parallelamente alla costa, formate da depressioni, o da aree sub-orizzontali che interrompono la scarpata continentale suddividendola in due parti. la scarpata superiore e la scarpata inferiore.

I bacini, formati in tempi diversi, sono riempiti da grandi spessori di sedimenti terrigeni, sino a 4 km, intrappolati dalla presenza verso il largo dei seamount peritirrenici, seamount di origine tettonica o vulcanica che costituiscono barriere morfologiche (figg. 9.11-9.12).

La piana batiale (3.620 m) è compresa nel Tirreno centro-meridionale, conserva forma trapezoidale e da essa si elevano i numerosi rilievi centro-tirrenici. I margini della piana, paralleli alle terre emerse circostanti, in genere molto scoscesi e accidentati sono caratterizzati, come si è accennato, dagli stretti bacini peritirrenici limitati verso il largo dai rilievi peritirrenici.

La sismicità è concentrata soprattutto nel Tirreno Sud-orientale ove i fuochi dei terremoti intermedi e profondi (sino a 487 km) si dispongono secondo un piano di Benioff che immerge verso NO sotto la piana batiale tirrenica: è a forma concavache segue la curvatura dell'Arco Calabro-Peloritano.

09.1.2 - Il Tirreno centro meridionale

Il Tirreno centro meridionale, caratterizzato da grande profondità e morfologia complessa, deriva da processi di estensione crostale con settori a crosta oceanica. È separato dal Tirreno settentrionale in corrispondenza di una marcata lineazione di natura magnetica e tettonica posta tra la Sardegna settentrionale e l'area napoletana in corrispondenza del parallelo 41° N.

Gli elementi morfostrutturali principali sono, a partire da Ovest, il Bacino occidentale, il Bacino centrale, il Tirreno sudorientale (figg. 9.10, 9.11, 9.12).

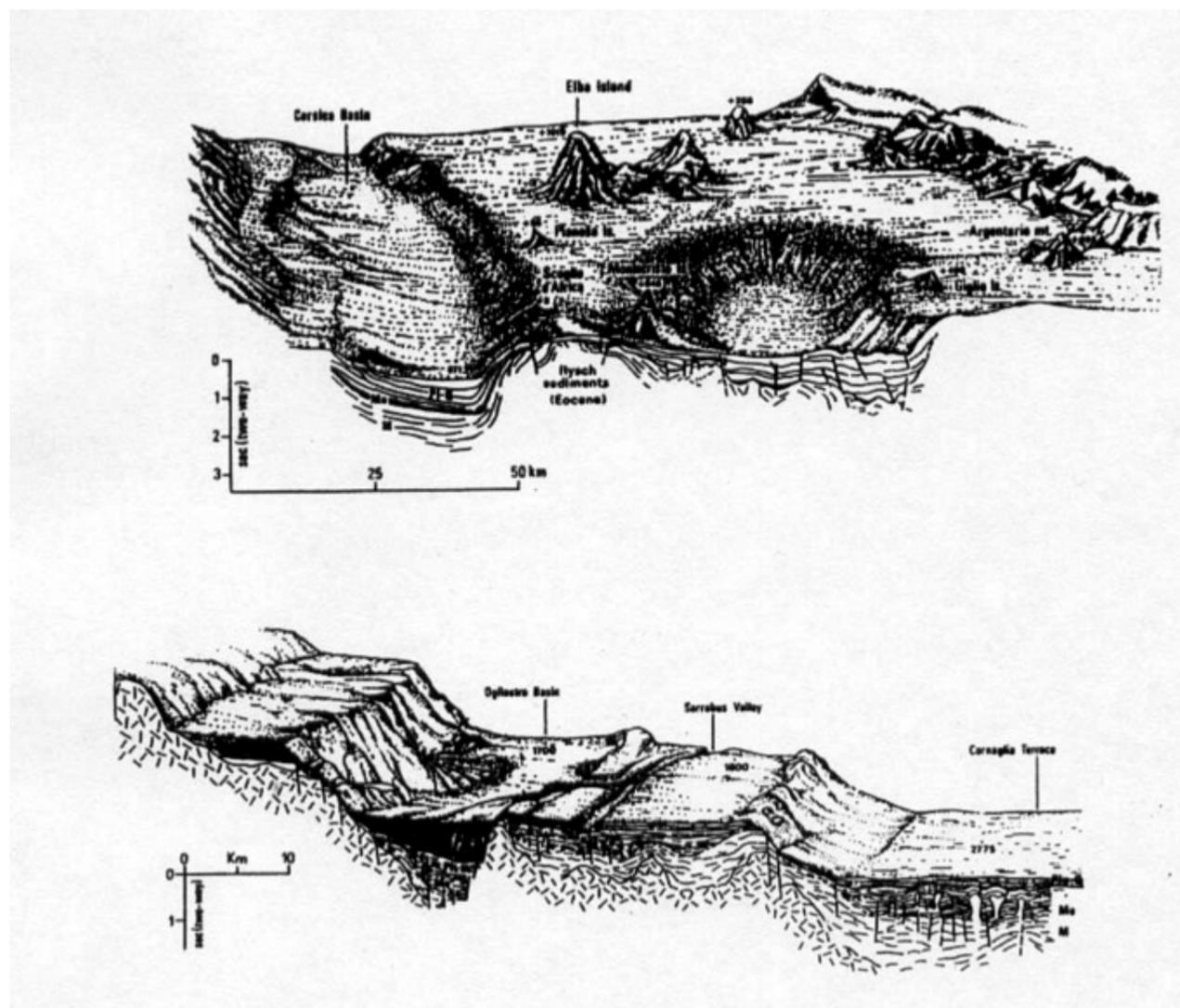


Fig. 9.12 – Block-diagrammi illustranti le caratteristiche morfologiche, tettoniche e sedimentarie di due settori del M. Tirreno. Le scale verticali sono in tempi doppi della velocità delle onde sismiche. In alto: un segmento dell'area posta tra la Corsica e la Toscana con il Bacino della Corsica e la parte settentrionale del Bacino del Giglio. In basso: il Tirreno centro meridionale con la piattaforma continentale sarda, la scarpata superiore, il Bacino Ogliastra e la valle del Serrabus, parti del Bacino di Sardegna, la scarpata inferiore ed il Terrazzo Cornaglia (modif. da Wezel e altri, in Autori vari 1982).

Il *Bacino occidentale* corrisponde al margine continentale passivo sviluppatosi attraverso più fasi di rifting con sviluppo di faglie listriche (fig. 9.13). Comprende zone a caratteristiche morfologiche e tettoniche diverse con sequenze plio-pleistoceniche continue deposte a profondità via via maggiori: il Bacino della Sardegna o sardo, il Terrazzo Cornalia e il Margine sardo inferiore.

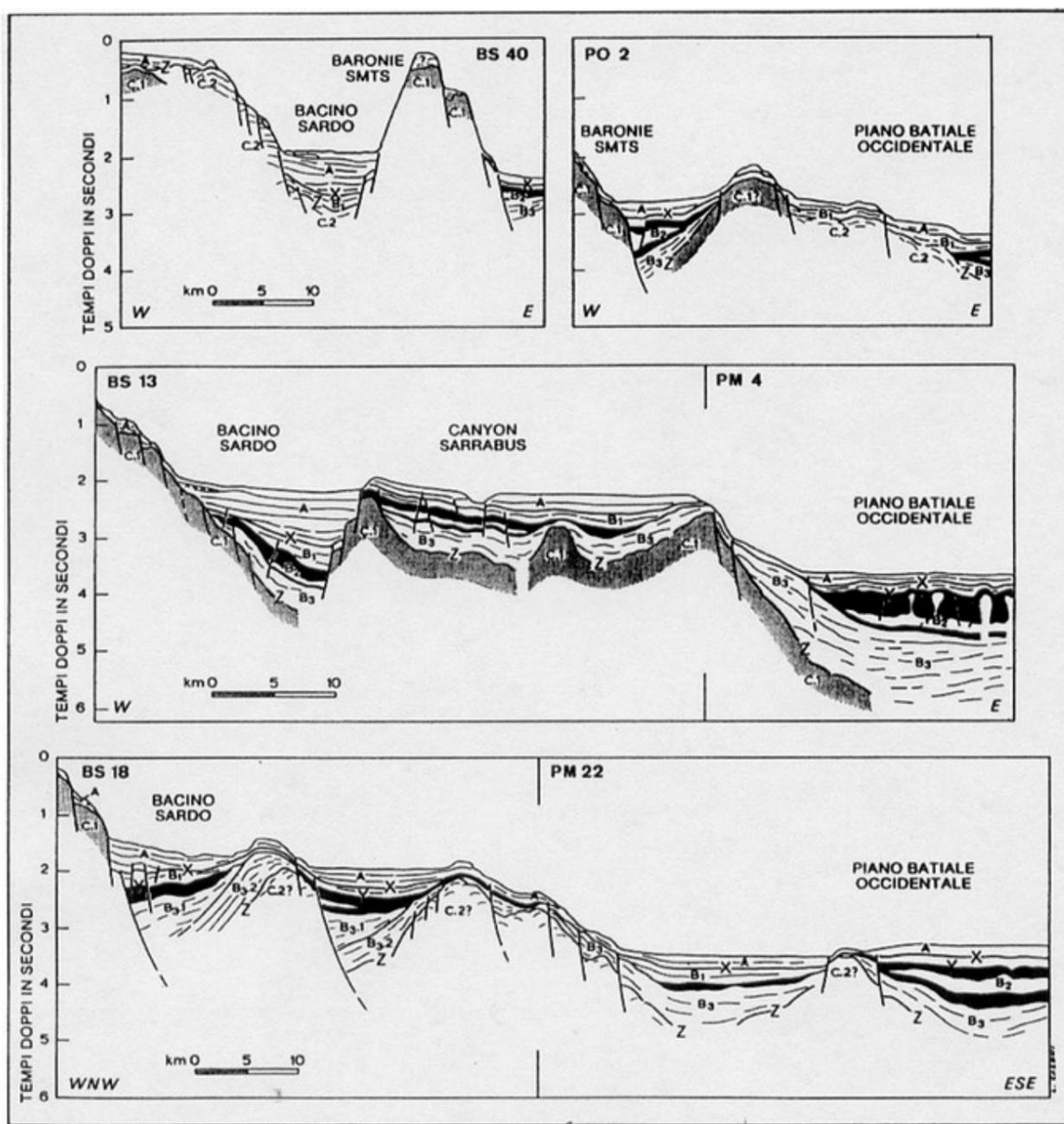


Fig. 9.13 – Sezioni geologiche tracciate attraverso il Tirreno Meridionale. Legenda: A) Pliocene medio-Attuale; B₁) Messiniano post-evaporitico-Pliocene medio; B₂) evaporiti messiniani; B_{3.1}; B_{3.2}) pre-evaporitico; C) Basamento acustico; X) discordanza medio-pliocenica; Y) apice delle evaporiti messiniane (da Colantoni e altri, 1984)

Il Bacino sardo, limitato verso Est dai Monti delle Baronie e da alti strutturali, è interessato tra il Miocene inferiore e il Pliocene medio da subsidenza a carattere post-orogenco legata alle fasi di rift burdigaliano-tortoniane. È correlabile al Bacino corso del Tirreno settentrionale.

Il Terrazzo Cornalia, o Bacino Cornalia o Piana batiale occidentale, è soggetto a rifting dal Tortoniano superiore all'Intra-messiniano con sprofondamento della zona formata dal basamento ercinico sardo, che da condizioni subaeree passa a marine; assai potenti sono le evaporiti messiniane.

Il Margine sardo inferiore si sviluppa a Est della linea Selli. Durante il Messiniano gran parte di quest'area costituisce un segmento di catena orogonica nella quale affiorano, in condizioni subaeree, sedimenti cretacei, terziari ed ofioliti con alti e bassi strutturali; attualmente questi sedimenti sono posti a più di 3.000 m di profondità. La subsidenza legata al rifting è successiva a quella del Terrazzo Cornalia, inizia infatti nel Messiniano con tassi di subsidenza e sedimentazione assai elevati e prosegue sino a parte del Pliocene inferiore.

Il *Bacino centrale* comprende la piana batiale del Bacino di Vavilov con i grandi vulcani centrali Managhi e Vavilov e la Piana batiale meridionale (figg. 9.11-9.12).

Il Bacino di Vavilov è una piana batiale a forma triangolare, profonda oltre 3.000 m, limitata a Sud dai vulcani Managhi e Vavilov. E' a crosta di tipo oceanico con costante presenza, al di sotto di una copertura pliocenica e pleistocenica, di basalti tholeitici.

Questi basalti hanno fornito una età radiometrica dell'inizio della loro messa in posto di circa 4 M.a. (corrispondente alla zona a *G. Punctulaza* del Pliocene inferiore), mentre l'età più recente è di 2,6 M.a. (parte inferiore del Pliocene medio). I grandi vulcani, formati in seguito ad eruzioni sottomarine di tipo fissurale, hanno pianta ellittica con asse NNE ed età compresa tra 3 e 2 M.a.

La Piana batiale meridionale, molto piatta, ha profondità simile al Bacinoi Vavilov, ma ne differisce per alcuni aspetti, tra i quali una crosta oceanica più antica messasi in posto in precedenza, ricoperta da evaporiti messiniane seguite da spessori costanti di sedimenti plio-quadernari.

È questa la zona di espansione oceanica iniziale, che nel Pliocene inferiore migra verso Nord, portandosi a Nord di un lineamento trasforme posto circa in corrispondenza del parallelo 40° N.

La direzione di estensione E-O è la stessa in entrambi i bacini.

Il *Tirreno Sudorientale* o Bacino Marsili è anch'esso a crosta oceanica con basalti vescicolari di circa 1.8Ma., più recenti di quelli presenti nel Tirreno centrale, sottostanti ad una successione assai potente (600 m) la cui base appartiene alla parte alta del Pliocene (fig. 9.11).

La subsidenza pleistocenica dell'area è valutata in circa 1 mm/anno.

Il vulcano Marsili si eleva di oltre 3.000 m con un diametro di 50 km, le lave più recenti hanno età di 0.2 M.a. e chimismo iniziale tholeitico e poi calcocalcino.

Il substrato pre-miocenico superiore del Tirreno meridionale è poco definito dalle attuali indagini geofisiche tuttavia, dai dati acquisiti anche attraverso dragaggi appare un quadro più complicato di quanto non presentino le terre emerse che lo circondano. La fascia che comprende la piattaforma e la scarpata dalla Toscana alla Calabria, rappresenta l'estensione verso SO delle strutture appenniniche, mentre la fascia adiacente alla Sicilia corrisponde all'estensione delle Maghrebidi e dell'Arco Calabro-Peloritano.

La fascia adiacente alla Sardegna Corsica presenta caratteristiche simili a questo blocco; la Linea Selli sembra costituire il limite orientale del basamento ercinico sardo.

09.1.3 - Il Tirreno settentrionale

Il Mar Tirreno settentrionale comprende un' area triangolare posta tra Corsica ed Italia avente per base il parallelo 41° N e per vertice La Spezia; è meno profondo del Tirreno meridionale raggiungendo la profondità di 2.200 m solo presso il limite meridionale.

Situato tra segmenti orogenici a polarità opposta, la Corsica alpina vergente verso Ovest e la catena appenninica vergente verso Est, si presenta come un settore a litosfera continentale più o meno assottigliata con morfologia accidentata e strutture complesse, dominato da forme ad orientamento meridiano.

A Nord dell'Elba un'ampia e regolare piattaforma continentale solcata da alcuni profondi bacini collega le aree distensive neogeniche toscane poste a Sud con il più profondo Mar Ligure derivante da processi di rifting e di oceanizzazione oligo-miocenici.

Lungo la costa della Corsica si sviluppa un grande bacino sedimentario, il Bacino della Corsica o Bacino corso, limitato verso Est dalla Dorsale dell'Elba, o Dorsale di Pianosa, che è un'ampia e dolce elevazione oltre la quale si alternano depressioni e dorsali allungate in direzione N-S (figg. 9.12-9.14). Le depressioni corrispondono a bacini subsidenti neogenico-quaternari limitati da faglie normali listriche a vergenza tirrenica o anche appenninica sul lato orientale e accompagnate da faglie antitetiche sul lato opposto; verso Nord e verso Sud i bacini sono troncati da discontinuità a direzione antiappenninica.

I bacini estensionali, sovrainposti alle unità deformate del substrato, rappresentano l' espressione geodinamica più recente e più appariscente dell'evoluzione spazio-temporale del sistema orogenico appenninico.

Dalle indagini di tipo geofisico e dai dati di sondaggi, nel Tirreno settentrionale vengono individuate alcune unità derivanti dalla deformazione del paleo-margine dell' Adria e dell'adiacente

bacino oceanico, correlabili con le unità affioranti nella catena appenninica (fig. 9.14).

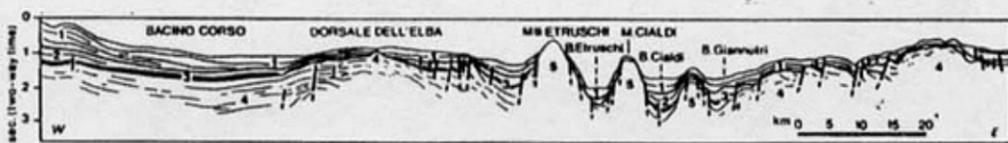
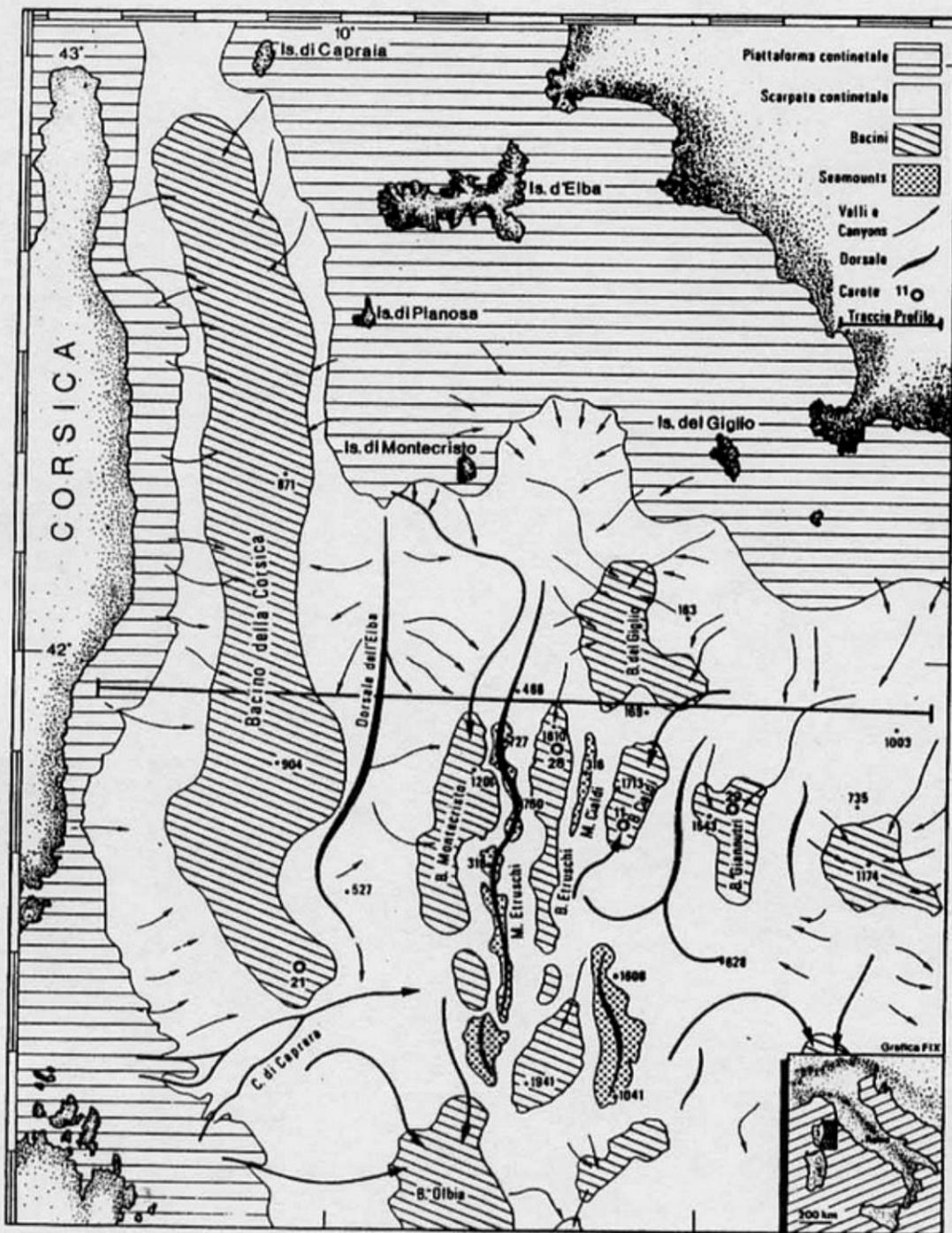


Figura 9.14 – Carta morfologica del Tirreno settentrionale, con ubicazione della sezione sismica interpretata riportata in basso. Legenda della sezione: 1) Pliocene medio-Attuale; 2) Messiniano post evaporitico-Pliocene medio; 3) Messiniano evaporitico; 4) pre evaporitico; 5) basamento acustico. Le profondità sono proporzionali ai tempi doppi delle onde sismiche (da Borsetti e altri, in Autori vari, 1984)

In posizione basale abbiamo l'insieme delle unità metamorfiche toscane, basamento paleozoico e unità di Massa e delle Apuane, al quale si sovrappone con contatto tettonico la Falda toscana sovrastata in modo discontinuo dalle unità liguri e subliguri, in cui sono state riconosciute formazioni affioranti in Appennino e in Corsica (estesi i calcescisti con ofioliti in strutture vergenti verso Est, substrato del Bacino corso). Le unità liguri sono ricoperte in discordanza dalle peliti ed arenarie oligo-mioceniche correlate alle epiliguri.

Le varie unità, intensamente deformate, costituiscono scaglie tettoniche accavallate verso Est. Esse formano il «substrato alloctono» su cui appoggia in discordanza il neautoctono: una successione caratterizzata in alcune zone da notevoli spessori (più di 4.000 m) e formata da almeno tre sequenze deposizionali sovrapposte che registrano le varie tappe della tettonica distensiva post-collisionale.

La sequenza inferiore, miocenica pre- evaporitica, costituisce il primo ciclo sedimentario neautoctono. È confinata in strutture a semigraben con il tetto marcato da discordanze a luoghi erosive e rappresenta gli spessori massimi nel Bacino corso. È legata alla tettonica distensiva sin-rift che nel Miocene inferiore interessa i settori occidentali del Tirreno, generando estese aree subsidenti. I processi distensivi migrano successivamente verso Est interessando anche il margine toscano.

Il secondo ciclo neoautoctono è caratterizzato alla base dalle evaporiti messiniane, peraltro presenti solo in piccoli bacini, e da potenti sequenze pelitico-sabbiose del Pliocene inferiore e superiore p.p. Ha carattere sin-rift verso Est mentre viene considerato sequenza post-rift nel Bacino corso.

La terza sequenza costituisce il ciclo terminale di post-rift in tutta l' area del Tirreno settentrionale.

Si imposta nel Pliocene superiore p.p, discordante o paraconcordante sia sul neoautoctono sia sull'alloctono con riattivazione di discontinuità preesistenti e con la creazione di nuove faglie.

I caratteri strutturali del substrato alloctono consistono in numero sistemi di thrust vergenti sia ad Est sia a NE, paralleli alla catena appenninica, che determinano un appilamento di parecchi chilometri di spessore di unità di copertura (successioni toscane metamorfiche e non, liguri, subliguri ed epiliguri) e forse anche del basamento.

Ai thrust appenninico-vergenti si affianca, tra La Spezia e la costa a Sud di Livorno, un'ampia fascia di thrust a vergenza tirrenica (*back thrusts*), correlabili alla piega vergente Ovest di La Spezia. La retrovergenza si sarebbe sviluppata dopo le fasi compressive del Burdigaliano superiore-Tortoniano superiore, probabilmente legata a scollamenti gravitativi indotti dal sollevamento delle Apuane (fig. 9.15, sez, I).

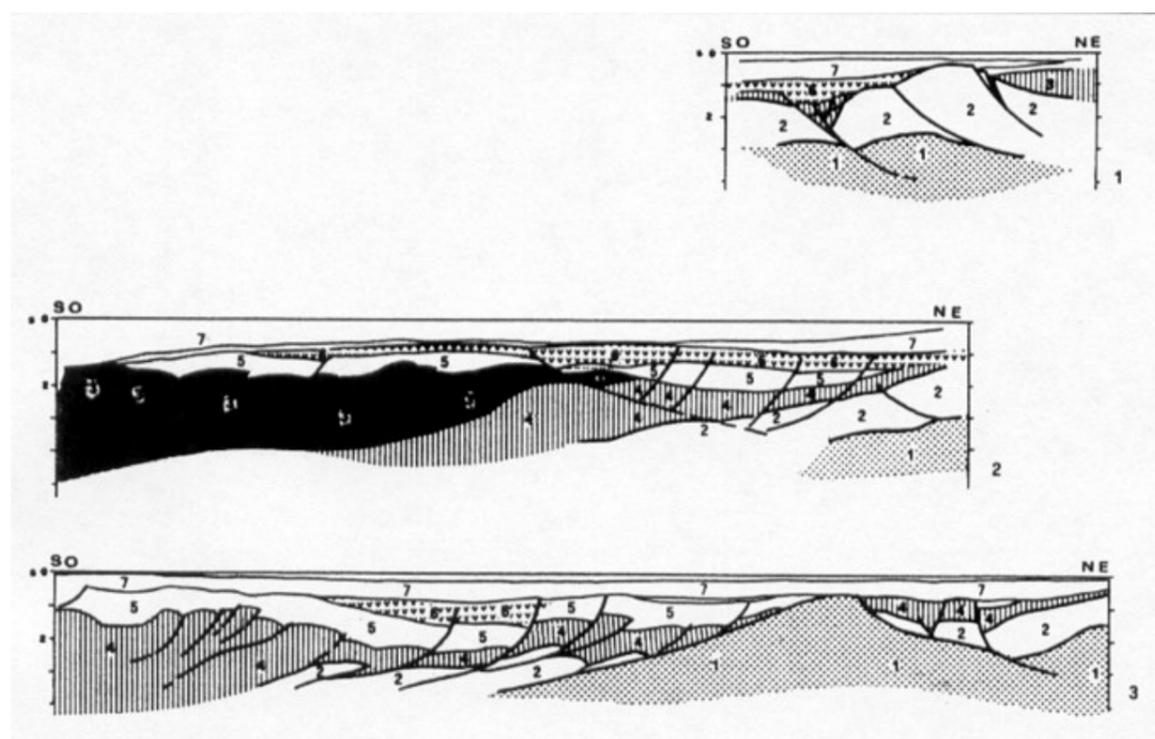


Fig. 9.15 – Sezioni geologiche del Tirreno settentrionale. La sezione 1 è ubicata a sud di La Spezia, presso la costa; la 2 è in prosecuzione verso SO della 1; la 3 inizia poco a SO di Castiglione della Pescaia. Le altezze sono proporzionali ai tempi doppi delle onde sismiche. Legenda: 1) unità metamorfiche toscane; 2) unità toscane; 3) unità dei calcescisti con ofioliti; 4) unità liguri e sub liguri; 5) unità epiliguri; 6) sedimento neogenici sin-rift; 7) sedimenti neogenici-quadernari post rif (modif. da Bartole e altri, in Piali e altri 1991)

Nel prisma di accrezione appenninico l'elemento tettonico geometricamente superiore è rappresentato dai Calcescisti con ofioliti, Messosi in posto prima dell'Eocene medio-superiore (età della base dei depositi epiliguri che saldano gli accavallamenti) presenta vergenza appenninica ed è ~ ampiamente distribuito nel settore occidentale del Tirreno settentrionale.

Le fasi compressive che coinvolgono anche le successioni epiliguri sono attive sino al Burdigaliano inferiore.

La storia tettonica meso-cenozoica dell'area tirrenica settentrionale si inquadra nel contesto dei processi sviluppatasi tra la zolla euroasiatica ed africana, che hanno portato alla creazione del sistema orogenico affiorante nell'Appennino settentrionale e nella Corsica alpina. La convergenza si è sviluppata a partire dal Cretaceo inferiore ed è culminata nel Paleogene con l'obduzione del materiale oceanico (crosta e sedimenti) sul margine continentale europeo della Corsica. Le parti più profonde dei sedimenti sono interessate da metamorfismo HP/LT. Ulteriori fasi di raccorciamento si hanno all'Eocene medio-superiore con traslazione verso Est dei Calcescisti con ofioliti sulle unità

Liguri più interne parzialmente deformate. Il prisma si accresce poi verso Est inglobando le sequenze dell'oceano ligure e divenendo sede della sedimentazione sinorogenica, le epiliguri. La polarità della subduzione è tutt'ora oggetto di discussione: iniziale immersione verso Est e successiva inversione, oppure costante immersione del piano verso Ovest (quindi direttamente correlabile con quello delle Alpi) e sviluppo di un prisma orogenico a doppia vergenza. All'Oligocene superiore-Miocene

inferiore il vulcanesimo calcai calino della Sardegna dimostra che la subduzione in atto avviene con immersione del margine della zolla Adria verso Ovest, accompagnata dal rifting ed oceanizzazione del Bacino ligure provenzale e dalla conseguente rotazione antioraria del blocco sardo-corso.

Questi eventi si sono sviluppati in ambiente collisionale producendo deformazioni e traslazioni verso Est di ingenti porzioni del margine dell' Adria con metamorfismo in facies degli scisti verdi dei nuclei metamorfici toscani e inspessimento dell'orogeno Nord tirrenico. Quest'ultimo, raggiunte le condizioni critiche nel Burdigaliano superiore, alla fine della rotazione del blocco sardo-corso, è interessato da riequilibrio litosferico con conseguente distensione e assottigliamento litosferico.

Da questo momento iniziano i processi di rifting che individuano dapprima il Bacino della Corsica e successivamente nel Tortoniano superiore- Messiniano inferiore anche l'area della piattaforma toscana. A partire dal Messiniano superiore i fenomeni distensivi modellano le parti marginali della Toscana marittima in concomitanza con importanti fasi di raccorciamento al fronte della catena.

I processi di rifting durante il Neogene, contemporanei ai raccorciamenti che coinvolgono il fronte dell' Appennino settentrionale, sono accompagnati da una intensa attività magmatica di tipo anatectico, prevalentemente acida, effusiva e intrusiva, affiorante nelle isole dell'arcipelago toscano.

09.1.4 - Canale di Sardegna

Il Canale di Sardegna, posto tra la stabile Sardegna e le catene alpine della Sicilia e della Tunisia, separa il Bacino tirrenico da quello del Mediterraneo occidentale. Le profondità maggiori, oltre i 2.000 m, si hanno presso la Sardegna, in prosecuzione verso SO del Terrazzo Cornaglia (figg. 9.11, 9.12).

Il substrato è costituito da una catena orogenica sommersa, di età oligocenica superiore-miocenica, formata da rocce cristalline erciniche associate a coperture triassiche (correlabili al basamento sardo o all' Arco Calabro-Peloritano e alle Kabilie Nord africane), oltre che da sequenze sedimentarie mesocenozoiche correlabili alle maghrebidi siciliane (con le Panormidi, ad esempio). All' largo della

Sicilia, direttamente sovrapposte al basamento cristallino, abbiamo sedimenti arenacei torbiditici aquitaniano-burdigaliano inferiori assai potenti (1.500-2.000 m). Le strutture tettoniche sono costituite da sistemi di thrust accavallati verso Sud o SE. Tra questi quello posto presso la Sardegna (estensione del basamento cristallino sardo), si accavalla all'altezza del Terrazzo Cornaglia sulle unità ad affinità calabro-peloritane di un secondo sistema di thrust che, a sua volta, si accavalla sulle unità correlabili alle maghrebidi siciliane (fig. 9.16).

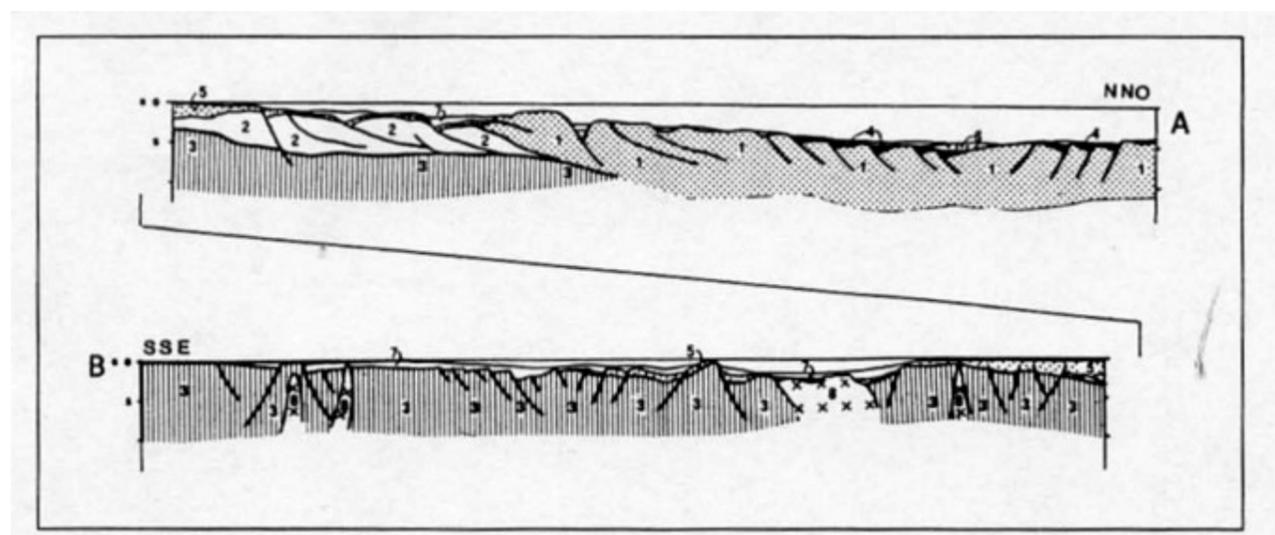


Fig. 9.16 – Sezione geologica del Canale di Sardegna. Legenda: 1) basamento e coperture del dominio calabro, kabilico e sardo; 2) unità meso-cenozoiche paleo africane; 3) basamento e coperture dell'avampaese; 4) successioni sin-rift pre messiniane; 5) depositi sin-orogeneici e Formazione di Terravecchia (Tortoniano superiore-Messiniano inferiore); 6) evaporiti messiniane; 7) successioni plio-quadernarie; 8) corpi magmatici (modif. da Torelli e altri, in Autori vari 1991).

La catena sommersa, prisma orogenico Africa-vergente, realizza la completa connessione strutturale tra i segmenti maghrebidi della Sicilia e quelli dell' Africa settentrionale. Le strutture sono interessate dal Miocene medio al Pleistocene da tettonica distensiva e da sistemi di faglie ND-SE destre a cui è associato un intenso vulcanesimo.

Collegati alle fasi distensive si sono depositi sedimenti clastici pre-messiniani simili alla Formazione Terravecchia siciliana, evaporiti messiniane ed emipelagiti plio-pleistoceniche potenti nell'insieme sino a 3.500 m.

Il Bacino tirrenico si forma, come si è accennato, a spese di un dominio costituito da un sistema orogenico sviluppato in più eventi compressivi che hanno agito dal Cretaceo superiore al Tortoniano. La sua nascita avviene attraverso una serie di rifting che portano alla creazione di domini a litosfera oceanica con deformazioni accompagnate da periodi di forte subsidenza e da manifestazioni vulcaniche (fig. 9.17) . Mentre il bacino va assumendo la sua attuale configurazione i sistemi orogenici della penisola e della Sicilia subiscono una ulteriore serie di deformazioni generando due grandi strutture arcuate (l'Appennino settentrionale e l'Appennino centro meridionale-Calabria-Peloritani Maghrebidi siciliane) e al margine interno l' attività di faglie listriche e trascorrenti dà luogo a bacini post-orogenici fortemente subsidenti.

Gli episodi più antichi di subsidenza dell'area tirrenica si sviluppano senza forti estensioni crostali nel Miocene e interessano i bacini corso e sardo (Burdigaliano inferiore).

Al Tortoniano inferiore tra il blocco sardo-corso e il margine occidentale dell'Adria si estende una catena montuosa in direzione circa N-S nella quale dal Tortoniano superiore si sviluppano imponenti processi distensivi e parte della catena collisionale è soggetta così a rifting e a rapida subsidenza tettonica. Tra la Sardegna-Corsica e il margine occidentale dei thrust attivi si sviluppano aree bacinali in senso N-S, i bacini tirrenici; mentre il margine europeo sardo-corso da margine attivo si trasforma in margine passivo.

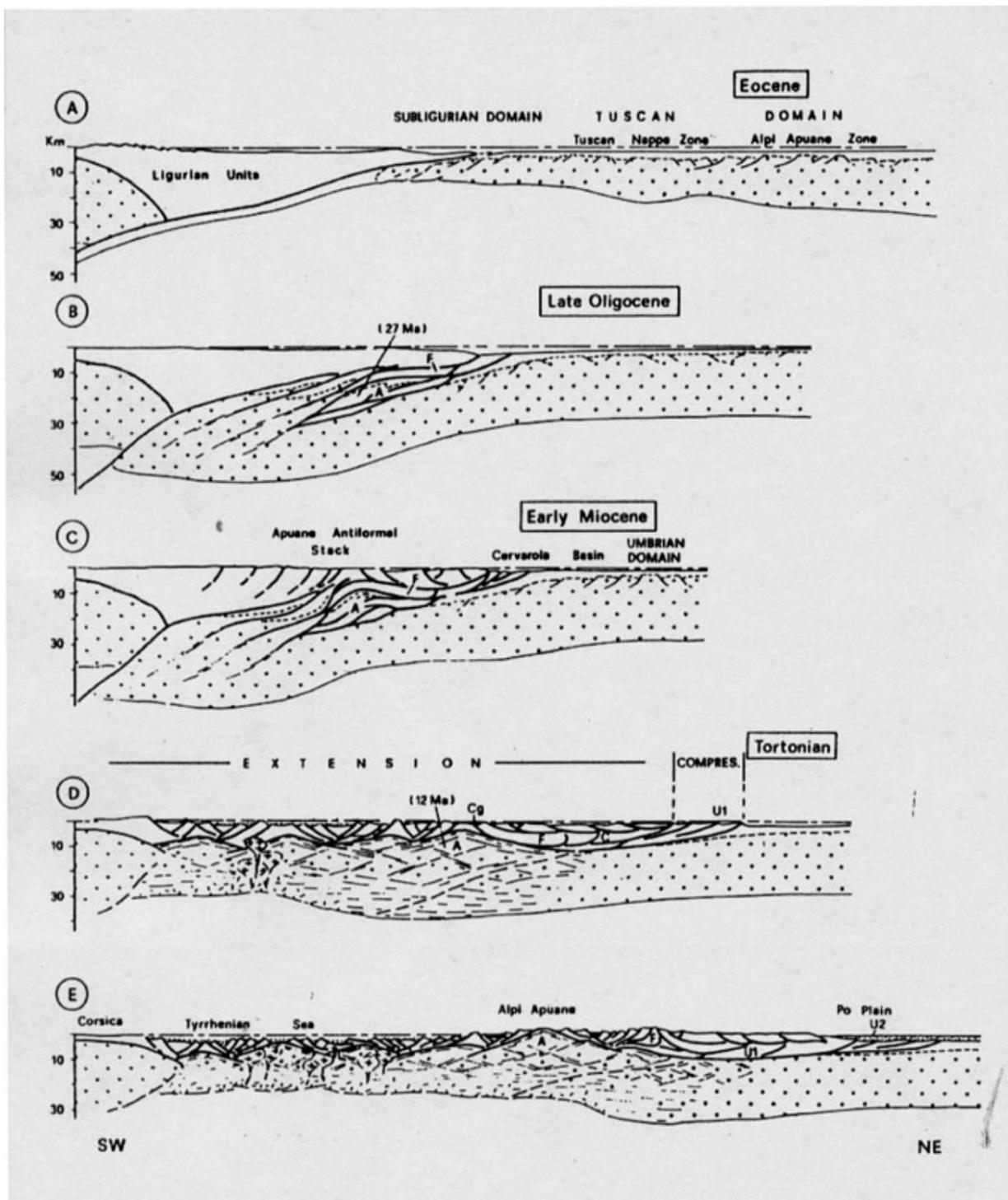


Fig. 9.17 - Principali tappe dell'evoluzione dell'Appennino settentrionale e del Mar Tirreno secondo sezioni trasversali tracciate dalla Corsica alla Pianura Padana. A) Eocene: la crosta oceanica è in subduzione al di sotto del Blocco sardo corso con sviluppo di un prisma di accrezione; B) Oligocene superiore: collisione continentale; C) Miocene inferiore: prima fase estensiva limitata alla parte superiore del prisma; D) Tortoniano: la fase estensiva è accompagnata da denudamento, sollevamento ed erosione (Cg); E) il successivo proseguire ad ampliarsi della fase estensiva porta allo svilupparsi dei rift continentali nell'area toscana (i bacini neogenici toscani) e all'apertura del M. Tirreno (da Carmignani e Kigfield, 1990).

A partire dal Tortoniano superiore si ha così coesistenza tra la distensione che coinvolge l'area tirrenica e la compressione nell'Appennino. Si ha cioè, a partire dal blocco sardo-corso andando verso l'avampaese, che un sistema rift thrust-avanfossa migra progressivamente verso l'avampaese padano-adriatico-ionico.

Nella Toscana meridionale le prime fasi di rift danno luogo al formarsi di bacini (cfr. i Bacini neogenici toscani) in cui si ha sedimentazione iniziale di tipo fluvio-lacustre e successivamente marina. Nello stesso momento al fronte della catena si ha migrazione verso l'esterno dei bacini di avanfossa: nell'Appennino settentrionale l'avanfossa migra dall'area umbro-romagnola a quella marchigiana (formazioni della Mamoso-arenacea-dei bacini minori della Laga). La migrazione verso Est delle avanfosse è accompagnata dalla migrazione del fronte di compressione della catena che dà luogo a inversione della subsidenza. Si passa così da depositi torbiditici di mare profondo a sedimenti di acque basse (ad esempio a Est del T. Sillaro dalla sedimentazione delle torbiditi della

Mamoso-arenacea si passa ai sedimenti di scarpata-piattaforma del Neogene padano-adriatico), presto destinati ad essere inglobati nella catena.

L'entità dei raccorciamenti e delle rotazioni delle due grandi strutture arcuate è sensibilmente diversa: è molto più forte nell'arco meridionale. Questa differenziazione si sviluppa parallelamente

alla diversa estensione del Tirreno a Sud e a Nord del parallelo 41° N; infatti il settore meridionale ha subito una estensione di granlunga maggiore rispetto a quello settentrionale con messa a giorno, in alcune aree, della litosfera oceanica.

L'Appennino dall'Oligocene al Miocene medio è strutturato in un unico arco generato dalla rotazione antioraria del blocco sardo-corso. Questo arco è in seguito frammentato in diversi segmenti che si sviluppano in modo indipendente in funzione della resistenza offerta verso NE dall'Avampaese adriatico e verso SO dall'Avampaese ibleo-maltese, solidale alla zolla africana. Il bacino tirrenico, dopo una prima fase di rift, si estende verso SE in corrispondenza dell'Arco calabro-peloritano per la minore resistenza all'espansione che offre la crosta oceanica, la quale va in subduzione al di sotto dell'arco stesso. Ciò giustifica la particolare forma e sviluppo dell'area oceanizzata e la diversa età della crosta stessa.

09.2 - MEDITERRANEO CENTRALE

Il Mediterraneo centrale è un settore coinvolto nell'orogenesi alpidica la cui evoluzione geodinamica riflette la complessa interazione mesozoica-terziaria della zolla africana con quella europea e in particolare con i processi deformativi sviluppatasi dal Miocene inferiore dopo le fasi collisionali del sistema convergente Africa-Europa. Può essere suddiviso sulla base di importanti discontinuità in tre segmenti principali: il Blocco pelagiano o Stretto di Sicilia, il Blocco ionico ed il Blocco apulo, caratterizzati ognuno da stili strutturali diversi (fig. 9.18).

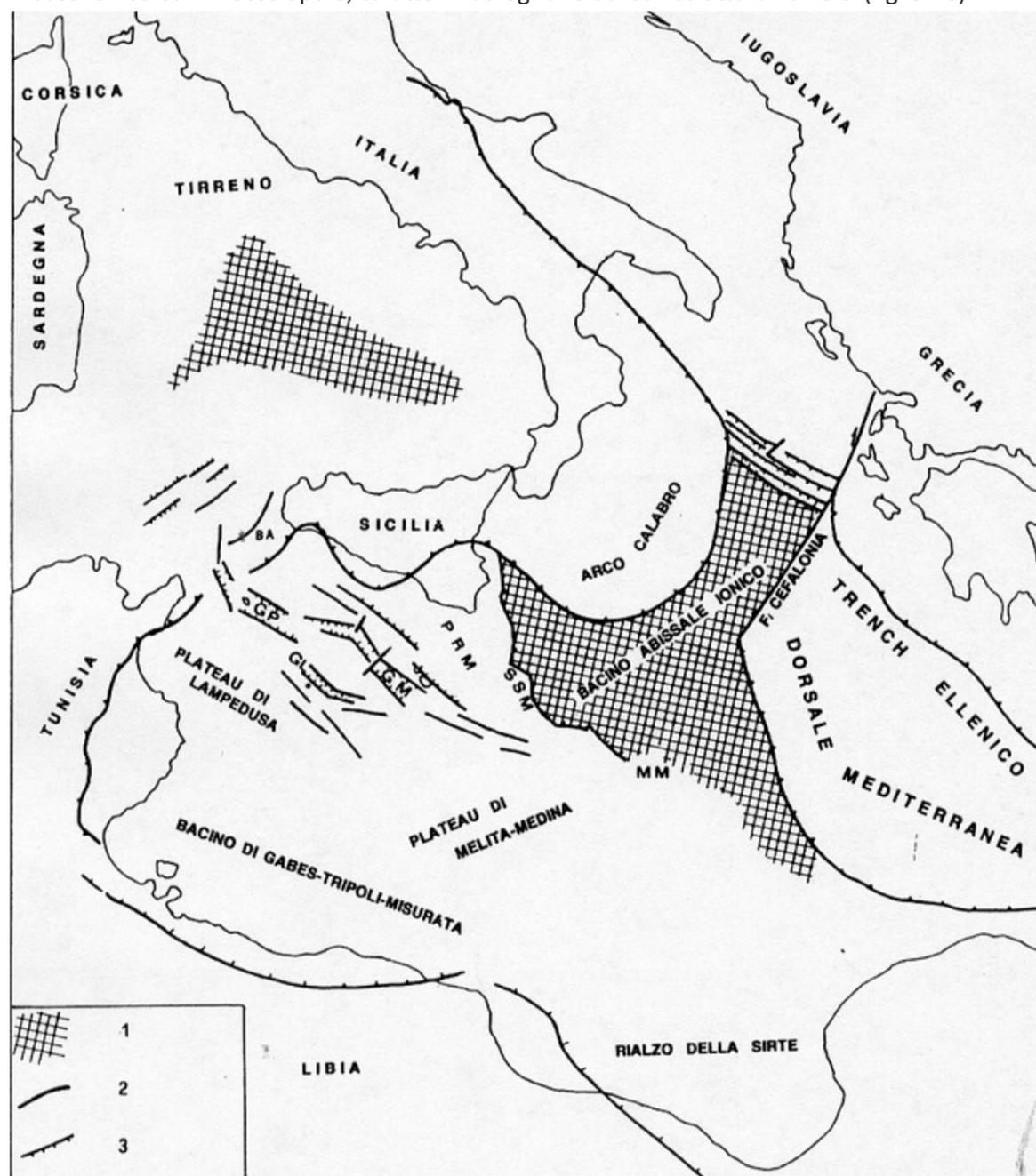


Fig. 9.18 – Carta strutturale del Mediterraneo centrale. Legenda: 1) area a crosta oceanica; 2) fronte deformativo; 3) faglie dirette; BA) Banco Avventura; GM) graben di Malta; GP) graben di Pantelleria; GL) graben di Linosa; MM) Monti di Medina; PRM) Plateau Ragusa-Malta; SSM) Scarpata Sicilia-Malta (modif. da Finetti 1982).

09.2.1 - Blocco pelagiano o Stretto di Sicilia

Comprende la zona posta tra Sicilia e Tunisia-Libia. limitata a Est dalla scarpata di Sicilia-Malta (fig. 9.19).

Dal punto di vista fisiografico è una piattaforma continentale in cui nella zona centrale si aprono alcune depressioni. I sedimenti mesozoici sono ricoperti da 2.000-2.500 m di depositi terziari e quaternari in facies di mare aperto; l'attuale assetto fisiografico è connesso alla tettonica post-miocenica che ha prodotto, tra l'altro, strutture a horst e graben.

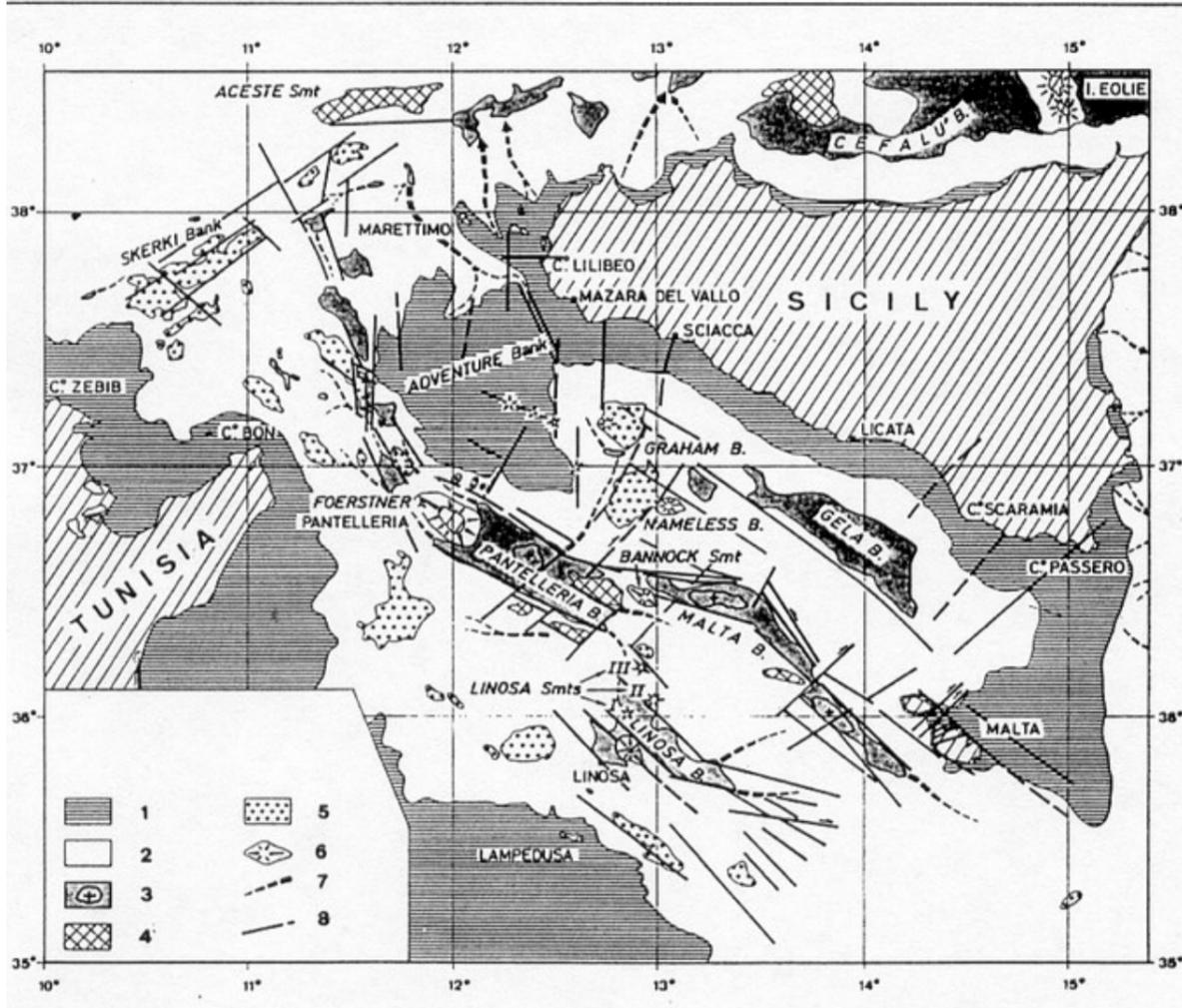


Fig. 9.19 – Carta morfologica e tettonica del Canale di Sicilia. Legenda: 1) piattaforma continentale; 2) scarpata continentale; 3) bacini; 4) seamount; 5) banchi; 6) vulcani; 7) depressioni e valli; 8) faglie principali (da Colantoni e altri 1984).

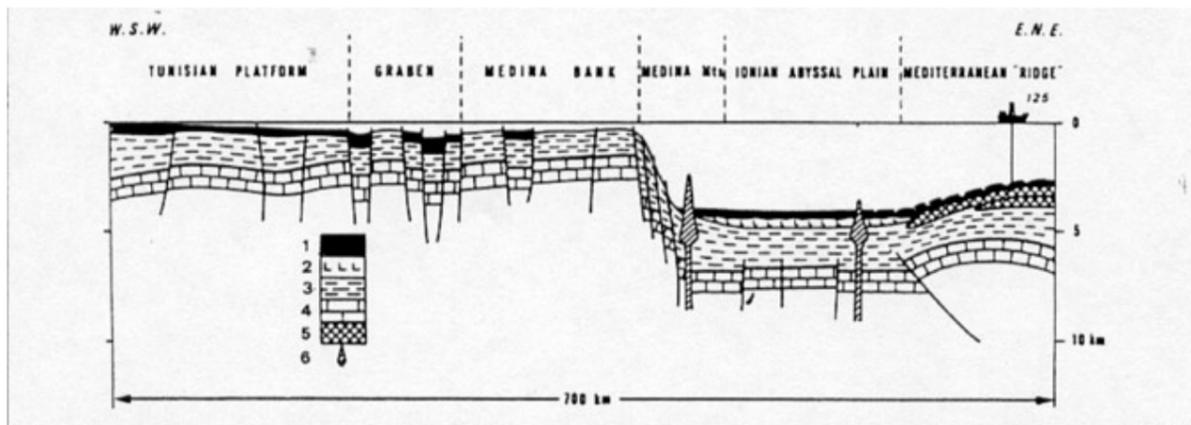


Fig. 9.20 – Sezione schematica del Canale di Sicilia. Legenda: 1) sedimenti plio-quaternari; 2) evaporiti messiniane; 3) Cenozoico; 4) Mesozoico; 5) Falde alloctone calabre; 6) vulcani (da Nairn e altri, 1978).

L'attuale apporto sedimentario proveniente da Sud. dall'Africa. è modesto ed è dovuto a pochi corsi d'acqua stagionali e alle tempeste di sabbia. La piattaforma si sviluppa su crosta continentale africana. spesso da 25 a 30 km, della Zolla africana.

Sulla crosta poggia una successione prevalentemente calcarea mesozoico-terziaria con numerose intercalazioni di vulcaniti basiche. Presenta differenze di facies, almeno a partire dal Lias, provocate da sistemi di faglie sinsedimentarie a direzione NNO-SSE. Di questo dominio fanno

parte i Monti Iblei, l'Isola di Malta e la parte orientale della Tunisia.

Verso Ovest nell'entroterra tunisino il blocco viene a contatto con le catene dell' Atlante attraverso un' ampia fascia deformata ad andamento meridiano che va dal Golfo di Tunisi a quello di Gabes (Libia). Verso Est è separato dal Blocco ionico da un altro lineamento meridiano, la scarpata di Sicilia-Malta; a Nord il limite è dato dal fronte della catena maghrebide siciliana contrassegnato dalla presenza di avanfosse (figg. 9.18-9.20). Numerosi campi petroliferi sono stati individuati nelle zone prospicienti la Sicilia, alcuni giacimenti si rinvergono in trappole miste nella piattaforma triassica.

09.2.2 - Bacino di Gabes- Tripoli-Misurata

È una depressione profonda circa 200 m, allungata da NO a SE. subsidente nel Pliocene- Quaternario e posta presso la costa africana.

Geologicamente si estende verso Sud nell'entroterra africano sino al sistema di faglie distensive di *Gafsa - Jeffra* che corre parallelo alla costa.

È un'area bacinale mesozoica individuata in seguito a movimenti distensivi precotriassici e forse anche precedenti e da successive fasi distensive giurassico medie e soprattutto cretaceo medio-superiori. Le ultime fasi si hanno nel Miocene medio-superiore e nel Quaternario ed hanno prodotto una struttura sinclinalica il cui asse si immerge verso SE.

I fenomeni distensivi, accompagnati da notevoli effusioni basaltiche, riattivano faglie precedenti.

Sono presenti evaporiti triassiche, carbonati e carbonati alternati a marne e ad argille dal Mesozoico all'Eocene e marne e argille nell'Oligo-Miocene; lo spessore complessivo è di 8.000-10.000 m.

09.2.3 - Plateau dell'Isola di Lampedusa e dei banchi di Melita e Medina

A Nord del bacino trattato precedentemente e limitato a Nord dai bacini di Pantelleria, Linosa e Medina, si estende il Plateau dell'Isola di Lampedusa e dei banchi di Melita e Medina; un alto morfologico e strutturale che affiora nell'Isola di Lampedusa e nell'entroterra tunisino. Sono zone caratterizzate da sedimentazione di mare poco profondo, almeno a partire dal Cretaceo e nelle quali le fasi distensive miocenico-quaternarie hanno prodotto locali sollevamenti e sprofondamenti. Notevole l'attività vulcanica soprattutto cretacea. Le successioni sviluppate dal Permo-Trias al Quaternario hanno spessori da 7.500 a 12.000 m.

09.2.4 - Bacini di Pantelleria, Linosa e Malta-Medina

La zona centrale del Blocco pelagiano, indicata anche come Canale di Sicilia s.s., è un'unità geografica più profonda rispetto ai plateau adiacenti (oltre 500 m) nella quale sono intagliati tre bacini allungati da NO verso SE, i bacini di Pantelleria, Linosa e Malta-Medina, di cui quest'ultimo è il maggiore; oltre a due isole, Pantelleria e Linosa.

Le fasi distensive mioceniche colpiscono in particolare le zone centrali del Blocco pelagiano con sistemi di faglie distensive di notevole rigetto associate a formare strutture a graben e horst.

I movimenti distensivi sono generalmente accompagnati da tilting dei blocchi posti ai lati e da una notevole attività magmatica con vulcani affioranti nell'Isola di Pantelleria e di Linosa.

Il Bacino di Pantelleria all'isobata dei 1.000 m è lungo circa un centinaio di chilometri e largo mediamente 30 km. È profondo oltre 1.300 m e all'estremità occidentale è chiuso dall'Isola di Pantelleria, che è la parte visibile di un maestoso edificio vulcanico paragonabile all'Etna. Infatti esso si eleva quasi 2.000 m dalla piana abissale con un diametro alla base di circa 20 km; le vulcaniti sono costituite da basalti alcalini quaternari.

In corrispondenza delle depressioni si osserva un assottigliamento crostale con spessori inferiori ai 20 km. Per queste fosse viene ipotizzato un processo di rifting associato a tettonica trascorrente (trastensiva) che avrebbe consentito la formazione di bacini pull-apart.

09.2.5 - Plateau di Ragusa -Malta

Il Plateau di Ragusa-Malta si estende tra gli Iblei e l'Isola di Malta ove affiora, è limitato a Est dalla Scarpata di Sicilia-Malta.

È un'area profonda meno di 200 m ed è formata da un Mesozoico molto potente e da un Cenozoico che si assottiglia sia da Ovest a Est sia da Sud a Nord con modeste ondulazioni e faglie a direzione NE-SO. Notevole l'attività vulcanica durante le fasi distensive, il Plio-Quaternario non è mai molto potente.

L'emersione dell'Isola di Malta avviene tra il Miocene superiore e il Pliocene inferiore per tilting del blocco posto a NE del graben di Malta.

09.2.6 - Banco Avventura

Il Banco o Plateau Avventura è una zona poco profonda a morfologia uniforme che si estende al largo della Sicilia Sud-occidentale tra questa e la zona dei graben. È caratterizzata da tettonica distensiva con faglie normali ONO-ESE, parallele al Canale di Sicilia, faglie inverse e modeste deformazioni compressive a direzione maghrebide, NE-SO.

Nel settore settentrionale si sviluppa, tra il Miocene medio e il superiore, un bacino di avanfossa al fronte della catena maghrebide a direzione NE-SO e vergente SE. I sedimenti, che raggiungono i 2.500 m di spessore, sono correlati alla Formazione Terravecchia siciliana.

A SE di questa prima avanfossa, si sviluppa l'avanfossa plio-quaternaria (parallelamente a quella di Gela-Catania) connessa alle ultime fasi dell'orogenesi maghrebide. Le due zone sono separate da una fascia deformata con evidenze di movimenti transtensivi.

09.2.7 - Scarpata Sicilia-Malta

La Scarpata Sicilia-Malta è un lineamento fisiografico primario di origine tettonica del Mediterraneo centrale che si estende in direzione quasi N-S per oltre 200 km, dal margine orientale della Sicilia sino ai Monti di Medina. Separa il plateau siculo-maltese dalla piana abissale ionica con un rilievo verticale di oltre 3.000 m, l'inclinazione media è di 10° e con tratti anche subverticali (fig. 9.20).

Si tratta di un sistema strutturale distensivo che si individua probabilmente nel Tortoniano inferiore e si realizza in un'unica fase con locali riattivazioni; ad essa è connessa un'attività vulcanica localmente importante. La scarpata taglia la successione triassica superiore-riocenica del Blocco pelagiano e separa la potente crosta continentale (23 km) del Blocco pelagiano dalla meno potente crosta (13 km) presente al di sotto del Mar Ionio. Essa corrisponde al margine passivo che caratterizza il margine orientale dell'avampaese, protuberanza della zolla africana.

09.2.8 - Il Rialzo della Sine

È posto tra la scarpata continentale africana e il bacino ionico. Il basamento africano che lo forma, inclinato verso Nord, è ricoperto da sedimenti depositi a partire dal Trias mentre più a Sud, nel Golfo della Sirte, la sedimentazione inizia solo nel Cretaceo superiore.

È interessato da fasi distensive nel Giurassico medio in corrispondenza dell'apertura dello Ionio, nel Cretaceo medio-superiore quando si ha l'ingressione marina nelle aree meridionali e durante il Neogene e il Quaternario.

09.3 - IL BLOCCO IONICO

Il Blocco posto a Est della Scarpata di Sicilia-Malta tra il Golfo della Sirte e la Calabria ionica, corrisponde alla zona batimetricamente più profonda; la scarpata continentale infatti si abbassa gradualmente dalla costa libica a profondità di oltre 4.000 m.

09.3.1 - Bacino abissale ionico

È il residuo di un vecchio bacino giurassico a crosta estremamente assottigliata con spessori da 10 a 15 km e con intrusioni dal Mantello superiore, la parte centrale dell'area si è oceanizzata durante l'apertura della Neotetide.

Al di sopra della crosta è presente una potente successione sedimentaria (6-8 km) post-Giurassica inferiore formata in parte da sedimenti carbonatici mesozoici (2.000-4.000 m) e in parte terrigeni del Miocene superiore-Quaternario. A NO le sequenze sono interessate da una serie di thrust che costituiscono la fascia più recente dell'Arco calabro (figg. 9.19-9.20).

09.3.2 - Arco calabro

L'Arco calabro raccorda il fronte dell'Appennino meridionale con il fronte della catena maghrebide dal Golfo di Taranto al Golfo di Catania.

È un'area intensamente deformata dal Neogene in poi e corrisponde ad una zona di embricazione tettonica legata a un prisma di accrezione in atto in cui il Bacino abissale ionico sottoscorre verso NO l'Arco calabro-peloritano e il Mar Tirreno. Il piano di scorrimento basale, generalmente poco inclinato, è posto alla fronte dell'arco entro le evaporiti messiniane e si approfondisce verso NO, sino a tagliare il Mesozoico e il basamento.

Il fronte dell'arco e, all'interno dell'arco stesso, la fronte dei maggiori thrust è caratterizzata da scivolamenti gravitativi con formazione di melange. Sull'arco calabro si sviluppano, a partire dal Tortoniano, due bacini maggiori: il Bacino di Crotona e il Bacino di Spanivento, in strutture tipo graben allungate parallelamente alla costa calabra.

Durante il Pliocene-Quaternario le principali componenti di traslazione hanno ruotato da una iniziale direzione Sud-Nord a una direzione SO-NE determinando lo sottoscorrimento dello Ionio al di sotto dell'Arco egeo, una riduzione della dimensione dell'Arco calabro per la riduzione della

lunghezza della corda dell'arco oltre a una maggiore inclinazione del piano di scorrimento basale sui lati SO e NE.

Nel Golfo di Taranto sono presenti i tre principali domini dell'Appennino meridionale: la catena, l'avanfossa e l'avampaese.

La catena è costituita dall'Arco calabro, l'avanfossa, quasi rettilinea, è posta in prosecuzione verso Sud dell'Avanfossa bradanica e l'avampaese è rappresentato dal Blocco apulo.

La messa in posto delle coltri appenniniche qui si arresta al Pliocene medio quando il fronte delle coltri si viene a trovare a contano, dopo il colmamento della Fossa bradanica, con l'avampaese. Dal Pliocene medio l'area è interessata da tettonica distensiva.

09.4 - BLOCCO APULO

Corrisponde a una zona poco profonda indicata come Dorsale apula che si protende dalla Puglia verso SE nel Mediterraneo.

Il Blocco apulo, relativamente indeformato, è crosta spessa 30-35 km costituita superiormente da una potente successione mese-cenozoica, prosecuzione verso SE dell'Avampaese appenninico affiorante nella penisola salentina.

Tra il Blocco apulo e l'Arco calabro è presente il bacino plio-quadernario dell'avanfossa.

Il raccordo con la piana abissale avviene attraverso un sistema di faglie distensive disposte a gradinata a direzione NO-SE, che costituiscono il margine passivo dell'Adria. Una faglia trasforme destra, la faglia di Cefalonia, separa il Blocco apulo dall'Arco ellenico (fig. 9.18).

09.4.1 - Faglia di Cefalonia

Il limite tra Bacino abissale ionico – Blocco apulo e Arco ellenico avviene attraverso una ripida scarpata della di Cefalonia che si estende dalle coste della Grecia per 150 km in direzione NNE-SSO, inclinata verso ESE, che raccorda settori con dislivelli di circa 2.500 m (fig. 9.18).

La scarpata è generata da un sistema di faglie transpressive destre, sismicamente attive, svincolo tra l'avampaese appenninico-dinarico a crosta continentale, ove la convergenza tra le opposte catene è se non bloccata almeno rallentata, e il settore posto a SSE nel quale invece i fenomeni di subduzione della zolla africana al di sotto di quella egea sono in atto.

La faglia di Cefalonia (*Kephalonia fault*) viene a limitare l'Arco egeo posto a SSE dalla Zona Pre-Apula e Ionica del sistema dinarico-ellenico e limita verso Sud il bacino di Otranto-Lefkas (un bacino allungato parallelamente alle coste greche tra queste e la Dorsale apula riempito da oltre 1.000 m di sedimenti depositi dal Messiniano all'Attuale).

Le principali tappe evolutive del Mediterraneo centrale si possono così schematizzare.

A partire dal Permiano sino al Trias inferiore si è avuto un periodo di quiete tettonica caratterizzato, nel Trias, dall'instaurarsi di piattaforme carbonatiche. I fenomeni distensivi iniziano a partire dal Trias medio con l'individuazione del bacino di Gabes-Tripoli. Misurata contemporaneamente a quella dei bacini della Sicilia e dell'Appennino meridionale (il Bacino di Lagonegro, ad esempio).

Nel Giurassico medio il margine ionico- Mediterraneo orientale della zolla africana coinvolto in un importante evento distensivo accompagnato da una imponente attività magmatica: ai piedi del rialzo della Sirte si apre, in corrispondenza di una depressione che risale a un rift triassico, il Mar Ionio contemporaneamente all'apertura dell'Atlantico meridionale.

L'attività vulcanica è intensa nel Plateau Ragusa-Malta e la sedimentazione è costituita quasi esclusivamente da vulcaniti. Sino al Cretaceo inferiore non si hanno movimenti crostali o attività vulcanica diffusa, si ha solo durante il Cretaceo inferiore una generale ingressione marina (la trasgressione neocomiana) e il mare verso Sud invade l'attuale scarpata superiore africana prima emersa.

Alla fine del Cretaceo inferiore una sedimentazione marnosa poco potente ma assai diffusa (la formazione delle Marne a Fucoidi) caratterizza la deposizione nel Mediterraneo centrale, forse in corrispondenza ad un aumento globale del livello del mare.

Il Cretaceo superiore è caratterizzato da movimenti distensivi con subsidenza generalizzata e fenomeni trasgressivi (questi ultimi interessano soprattutto il Nord Africa) con riattivazione di faglie preesistenti e magmatismo basaltico. L'ultima fase distensiva si ha dal Miocene medio-superiore al Quaternario accompagnata da effusioni, affioranti nelle isole di Pantelleria e Linosa e nell'area di Ragusa. I fenomeni distensivi, tutt'ora attivi, danno luogo a deformazioni in tutta l'area e ai graben presenti nel Canale di Sicilia che dividono in due il Blocco pelagiano. Quello posto a Nord è formato dai Plateau Avventura e Ragusa-Malta, quello meridionale dai Plateau di Lampedusa e Medina. Solo il secondo è ancora connesso all'Africa.

La zolla Adria continua a migrare allontanandosi dall'Africa e il suo margine passivo, rappresentato dal margine SO del Blocco apulo affacciato sullo Ionio, è caratterizzato da faglie distensive.

Lo sviluppo dei graben della zona centrale del Canale di Sicilia ha comportato in una prima fase lo sprofondamento di tutta l'area centrale del canale accompagnato dal formarsi di faglie e basculamento dei blocchi; la sedimentazione in questa prima fase compensa e colma via via i dislivelli. Nella fase successiva (Pliocene superiore- Quaternario) solo alcune faglie continuano

ad essere attive, quelle poste ai lati dei graben. Il vulcanesimo è contemporaneo alla seconda, durante la quale si ha lo sprofondamento delle fosse.

La vacuità dei bacini è dovuta alla loro particolare posizione geografica rispetto agli apporti; solo il Bacino di Gabes-Tripoli-Misurata, caratterizzato da valori di subsidenza simili, è colmato dagli apporti terrigeni africani.

09.5 - IL MEDITERRANEO ORIENTALE

A Est del Mar Ionio il Mediterraneo è caratterizzato dalla evoluzione dell' Arco ellenico e dell' Arco di Cipro prodotti dalla subduzione in alto della zolla africana al di sotto di quella europea. Dubbia è la presenza nelle aree abissali del Mar del Levante, tra l' isola di Cipro e l' Africa, di crosta di tipo oceanico, residuo dell'apertura giurassica della Neotetide. Le due strutture arcuate, ellenica e di Cipro, rappresentano il limite tra le zolle afro-arabica ed euroasiatica; la prosecuzione verso Est di questo limite viene ipotizzata in corrispondenza del Golfo di Iskenderun con la faglia Est-anatolica. L'arco formato dalle isole Peloponneso, Citerà, Creta, Karpato e Rodi separa il Mar Egeo dal restante Mediterraneo orientale. L'espressione morfologica più rilevante è costituita dalla Dorsale mediterranea: una catena ad andamento arcuato, circondata da aree abissali, che si sviluppa per 1.500 km dalla faglia di Cefalonia a Ovest sin nei pressi della Turchia a Est. parallela all'esterno all'arco sedimentario formato dalle isole meridionali dell'Egeo.

sopra ricordate (figg. 9.21-9.22)

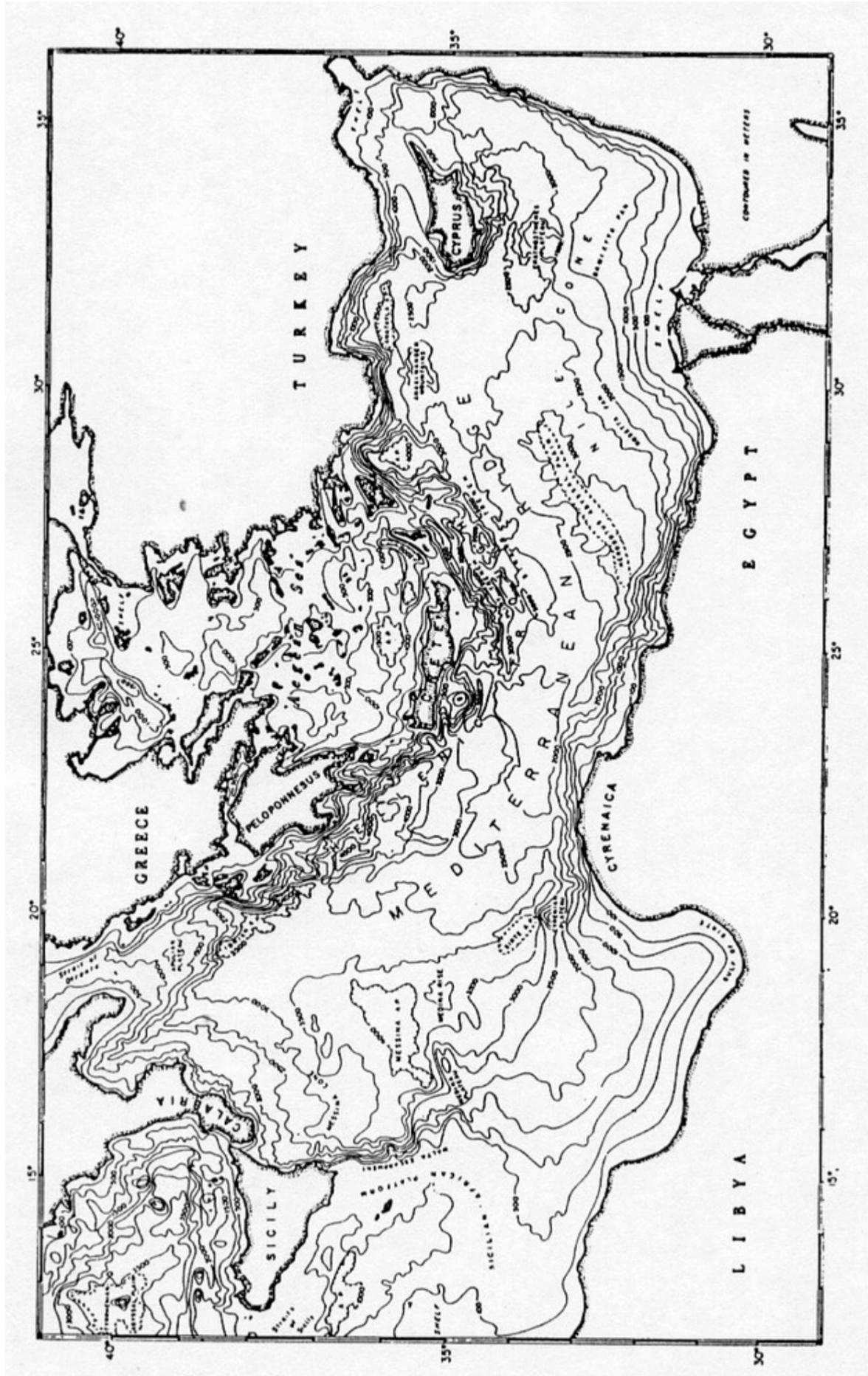


Fig. 9.21 – Carta batimetrica del Mediterraneo orientale (da Ryan e altri, in Lemoine 1978).

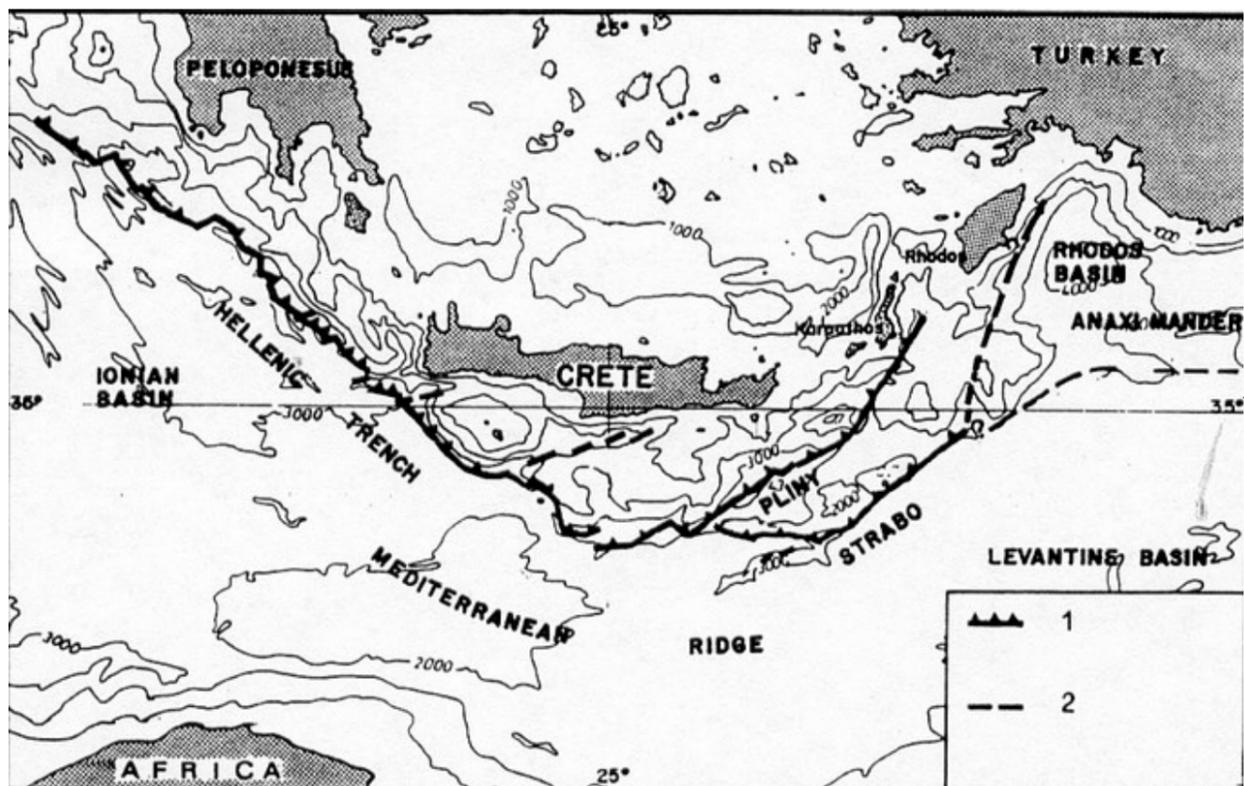


Fig. 9.22 – Principali elementi tettonici del Mediterraneo orientale. Legenda: 1) trench; 2) faglie.

Si tratta di un complesso di subduzione (quindi non paragonabile alle dorsali medio oceaniche) a forma arcuata, convessa rispetto all' Africa, largo dai 200 ai 300 km. È caratterizzata lungo il suo sviluppo da depressioni e zone rilevate, raggiunge le minori profondità di 1.100- 1.200 m nel tratto a direzione Est-Ovest parallelo alla costa africana, ove il piede dell' Africa è direttamente a contano con il pendio esterno della dorsale.

La dorsale è circondata a Nord, in corrispondenza del trench, e verso Sud. all'esterno della dorsale stessa, da una serie di depressioni o solchi assai profondi. Le depressioni esterne, della Sirte a Ovest e di Erodoto verso Est, ai piedi del delta del Nilo, sono strette e piatte, assai meno profonde di quelle interne.

Il trench ellenico è un complesso di depressioni che si sviluppa per una lunghezza di circa 1.000 km. Limite tra la zona in estensione posta a Nord e la zona in compressione posta a Sud. Presenta due tratti a diversa direzione; il ramo occidentale, il trench ionico, formato da segmenti a direzione N 40°-50° O di cui quello posto a NO, il bacino Matapan, è il più profondo, 5.000-5.500 m, parzialmente riempito da 500-1.000 m di sedimenti terrigeni probabilmente pleistocenici superiori. Il bacino Poseidon è quello più prossimo alla costa africana da cui dista 150 km, è il meno profondo, 3.000 m (fig. 9.24).

Il ramo orientale del trench è formato da un doppio sistema di solchi paralleli. il bacino Plinio, che circonda all'esterno le isole egee e il bacino Strabone, all'esterno del precedente e ad esso parallelo lungo circa 60 km. Sono depressioni strette con modeste coperture sedimentarie e per entrambi le profondità sono di circa 3.500-4.500m.

La sedimentazione clastica è fortemente influenzata dalla morfologia della dorsale; infatti l'apporto sedimentario proveniente dall' Africa viene raccolto dalle depressioni esterne: il bacino di Erodoto è alimentato dalle torbiditi provenienti dal delta del Nilo e l'area libica alimenta le depressioni della Sirte e di Messina. Le depressioni interne, del trench, sono invece alimentate da Nord, dall'Europa. essendo preclusa l'alimentazione da Sud per l'ostacolo costituito dalla presenza del rilievo della dorsale. La maggior parte dei sedimenti "europei" (il delta del Danubio) però viene intrappolata o nel Mar Nero o dal bacino di retroarco costituito dal Mar Egeo per cui l'apporto a questi bacini è assai scarso.

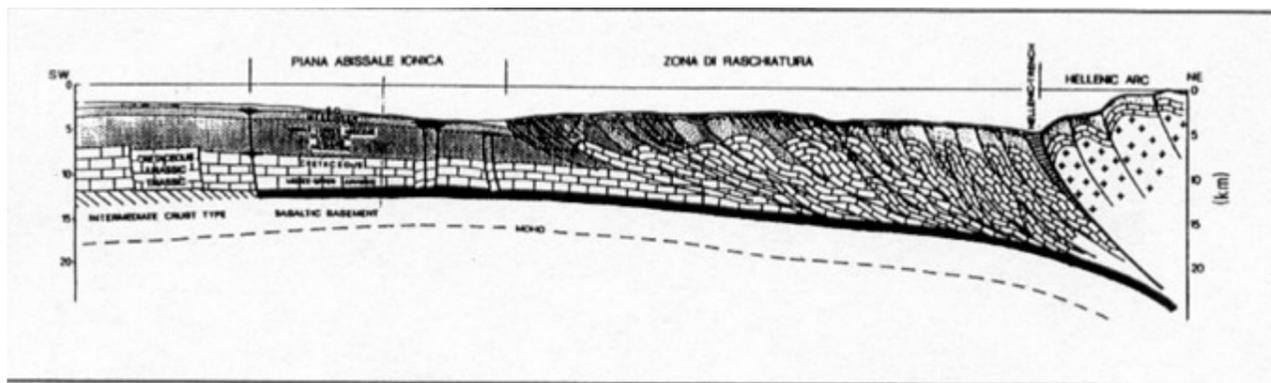


Fig. 9.23 – Sezione geologica dell'Arco ellenico dall'estremità meridionale del Peloponneso verso SO sino alla piana abissale ionica e alla scarpata della Sirte (da Finetti 1982).

La superficie della dorsale è caratterizzata da una morfologia particolare, a *cobblestone*, costituita da numerose depressioni profonde da 50 a 500 m e da uno a qualche chilometro di lunghezza, parallele all'asse della dorsale, prodotte da fenomeni di dissoluzione sottomarina del sale messiniano presente al di sotto di modesti spessori di sedimenti plio-quadernari. Forme positive alte dalla decina alle centinaia di metri e diametro di qualche chilometro, sono legate a diapiri di fango (*muddiapir*) composti di breccie caotiche con matrice pelitica abbondante (*matrix supposed*) (fig. 9.24).

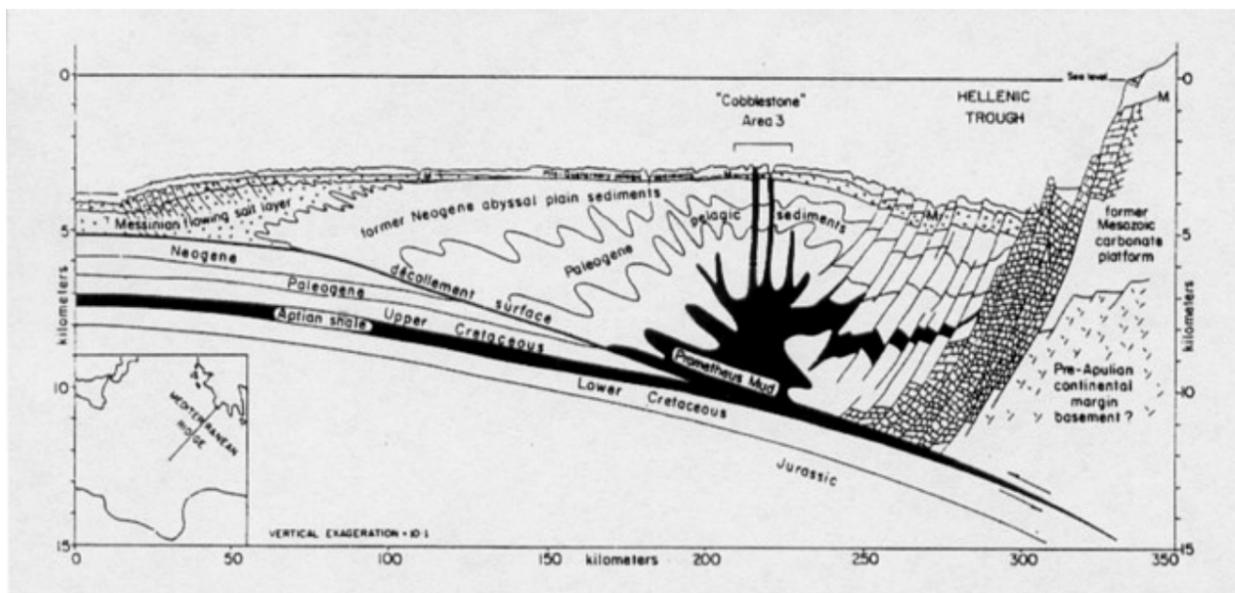


Fig. 9.24 - Sezione geologica della Dorsale mediterranea e del prisma di accrezione dell'Arco ellenico. Il Prometheus mud (breccie caotiche con matrice) è originato da scollamenti a tetto dei sedimenti trascinati in subduzione che risalgono verso la superficie perforando gli strati soprastanti. Il piano basale taglia livelli stratigrafici via via più profondi andando verso l'arco. Il trough ellenico è un bacino di avanarco formato da rocce carbonatiche mesozoiche fagliate e ribassate (da Ryan e altri, 1982).

Il movimento d'insieme dell'arco ellenico in rapporto all' Africa è da NE verso SO per cui risulta perpendicolare al ramo ionico del fronte di subduzione, mentre è quasi parallelo al ramo orientale.

L' Arco di Cipro si sviluppa a oriente dell'Arco ellenico ed è anch'esso legato alla subduzione della zolla africana. È una delle zone meno conosciute del Mediterraneo (fig. 9.25).

Qui la subduzione, per le differenze presentate dalla zolla sottoscorrente da zona a zona, è però in atto solo nel tratto occidentale dell'arco, mentre a Sud si è già verificata e ad Ovest sono presenti solo deformazioni.

L'arco si sviluppa dai seamount di Anassinandro ad Ovest alla costa asiatica del Mar di Levante ed è formato da falde connesse all' orogenesi dei Tauridi. All'interno, tra l'arco e la Turchia, si sviluppano due bacini, di Amalia e di Adana, in posizione strutturale simile al Mar di Creta.

Il bacino di Antalia, a NO di Cipro, è profondo 2.400-2.600 m, regolato da sistemi di faglie dirette, attive dal Messiniano-Pliocene.

I sedimenti plio-quadernari, posti al di sopra delle evaporiti messiniane sono potenti da 500 a 1000 m; le evaporiti nell'adiacente dorsale danno luogo a morfologia a cobblestone.

Nella zona centrale dell'arco, all'esterno del trench, si trova il seamount di Eratostene che rappresenta una delle forme rilevate maggiori, caratterizzata anche da forte anomalie magnetiche

È un blocco di circa 100 km di diametro, che si eleva 1.500 m rispetto alle aree circostazionali, è separato dall'isola di Cipro da un graben lungo 80 km. Si tratta probabilmente di una microzolla connessa alle fasi dell'apertura oceanica mesozoica, troppo grande per essere trascinata in subduzione senza fagliarsi in blocchi minori per cui è luogo di intense deformazioni e di sismicità.

I sedimenti del Delta del Nilo, il cui cono si sviluppa per circa 300 km in mare, hanno un'età che, dai dati di sondaggio, risale almeno all'Eocene. Secondo i dati geofisici i sedimenti del Mar di Levante sono mesozoici, molto più antichi di quelli presenti nel Mediterraneo occidentale e invece confrontabili con quelli del Mar Ionio.

L'evoluzione del Mar Egeo, in posizione interna e a Nord rispetto l'Arco ellenico, è strettamente legata a quella dell'arco stesso di cui ne rappresenta il bacino di retroarco.

È un'area a crosta di tipo continentale che raggiunge il minimo spessore (20 km) nel Mar di Creta e nella Fossa Nord egea; è un bacino poco evoluto in cui la litosfera e la crosta continentale hanno subito una distensione inferiore a quella del Mar Tirreno.

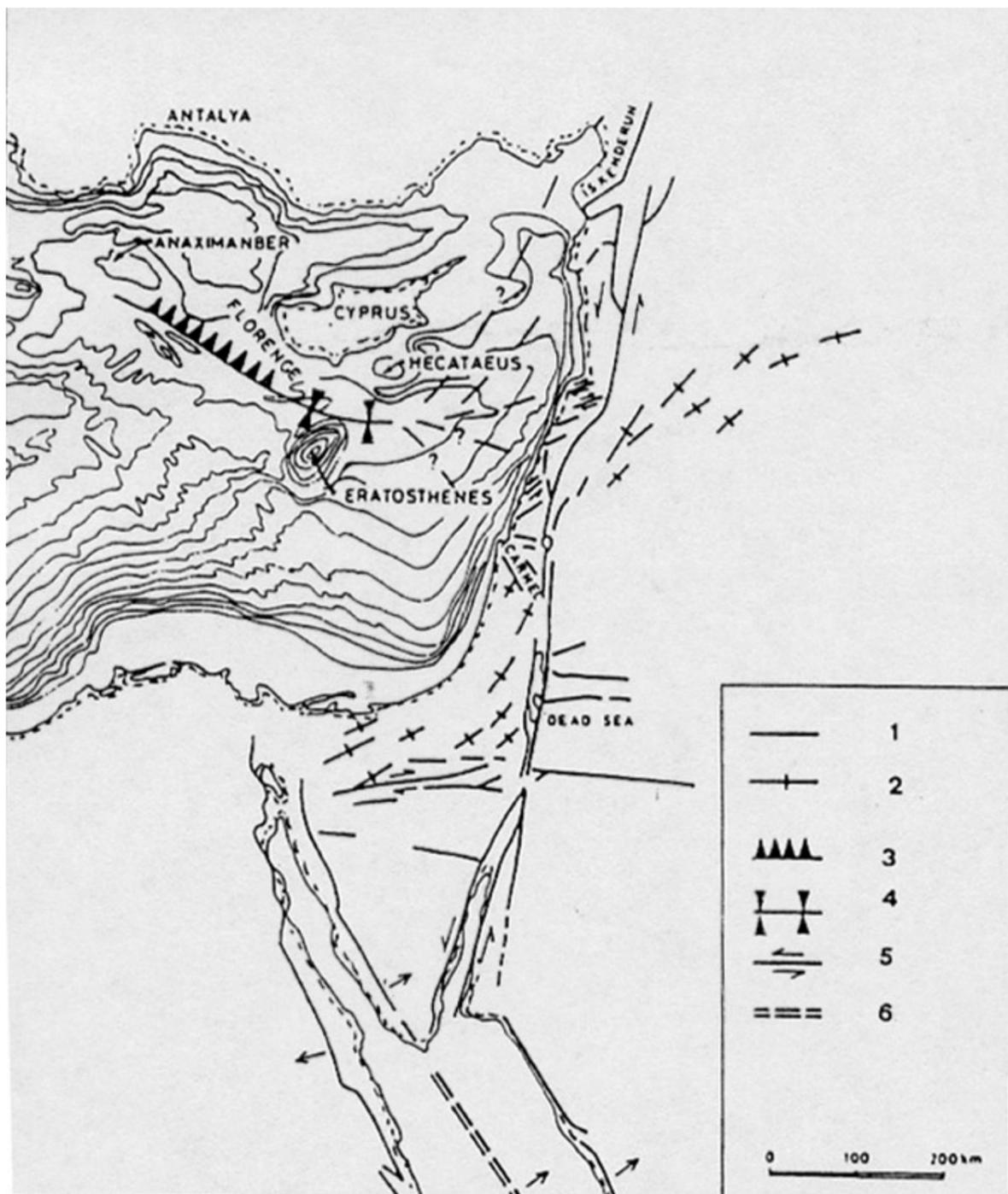


Fig. 9.25 - Carta morfologica e strutturale dell'Arco di Cipro (modific. da Ben Avraham e altri, 1988). Legenda: 1) faglie; 2) pieghe; 3) piano di subduzione; 4) zona di collisione; 5) faglie trasformati; 6) zona di rift.

La batimetria è caratterizzata da numerosi bacini con profondità in genere intorno ai 1.000 m. Nella parte settentrionale tra le isole di Lemnos e Samotracia è presente la fossa rettilinea del Bacino, o Solco, Nord Egeo profonda sino a 1.500 m e allungata in senso NE-SO passante verso Est ad E-D, sino a collegarsi con il Mar di Marmora. È controllata da faglie dirette con rigetti di 6-7 km, attive dal Miocene superiore all'Attuale che formano una struttura tipo graben asimmetrico con margine meridionale più ripido; lo spessore dei sedimenti post-miocenici superiore è di 3.500 m (fig. 9.26).

A Nord e parallelo all'Arco, tra questo e l'arco vulcanico, si sviluppa il Mar di Creta, o Fossa egea, una depressione controllata anch'essa da faglie dirette, allungata in senso E-O e la cui profondità supera i 2.000 m. La sua individuazione risale al Serravalliano -Tortoniano, lo sprofondamento è recente, Messiniano-Pliocene legato all'apertura del M. Egeo.

È accertata la presenza delle evaporiti messiniane al di sotto di più di 1.000 m di sedimenti plio-quadernari. Sino al Miocene superiore l'isola di Creta è collegata alle altre isole ed emersa: un'area continentale soggetta a sollevamento e ad intensa erosione collega la Grecia alla Turchia; come stanno a indicare i depositi clastici pre-messiniani di Creta con provenienze da Nord e le superfici erosive coeve presenti nell'Egeo meridionale e individuate dalle indagini geofisiche. Tra 13 e 10 M.a. l'area viene interessata da tettonica distensiva con faglie dirette e sprofondamenti differenziali che segnano l'inizio dell'evoluzione dell'area come bacino di retroarco.

Nel Tortoniano si individua il Bacino cretese e a Nord il Bacino di Saros, contemporaneamente nella Grecia si sviluppano numerosi bacini continentali e si interrompe il collegamento di terre emerse tra Grecia e Turchia. A questa fase viene collocato l'inizio della subduzione e del movimento destro lungo la faglia Nord Anatolica.

Dopo la generale regressione dovuta alla crisi di salinità, la nuova ingressione culmina nel Pliocene superiore e il mare copre le zone costiere della Grecia e gran parte delle isole.

I fenomeni distensivi vengono interrotti da un episodio compressivo al passaggio Mio/Pliocene che produce pieghe e sovrascorrimenti, più frequenti nelle zone che formano l'arco; l'episodio viene collegato all'inizio della subduzione della litosfera mediterranea.

Nel Pliocene i fenomeni distensivi danno luogo allo svilupparsi di nuovi bacini e alla subsidenza di quelli già formati: nel Bacino di Creta si ha un notevole aumento del tasso di sedimentazione.

Un aumento dell'attività tettonica si verifica tra la fine del Pliocene e il Pleistocene in coincidenza

con lo svilupparsi dell'attuale arco vulcanico formato dalle isole di Kos, Nisyros, Santorini, Antiparos, Milos, Metbana e Aegina. Il chimismo delle vulcaniti dell'arco vulcanico indica la presenza di un piano di Benioff posto circa 150 km al di sotto dell'arco stesso. Uno degli episodi vulcanici più imponenti è la recente gigantesca esplosione freatica di Santorini accompagnata da terremoti e da un gigantesco maremoto. Avvenuta circa 3.500 anni fa. ebbe conseguenze drammatiche sulla civiltà minoica; ed è ricordata da leggende e passi biblici.

L'espansione dell'Egeo verso Sud con assottigliamento crostale è valutata in circa 40 km. In seguito all'espansione l'Arco egeo, che all'inizio era quasi rettilineo, ha assunto una forma pressoché circolare, concentrica all'arco magmatico, con centro nell'isola di Lesbo e raggio di 300 km.

La collisione continentale in atto in corrispondenza dell'arco ha praticamente bloccato il movimento tra Africa ed Europa: la zolla litosferica in subduzione continua a sprofondare nel Mantello meno denso cosicché la zona di flessura viene a migrare verso Sud inducendo la zolla egea ad estendersi.

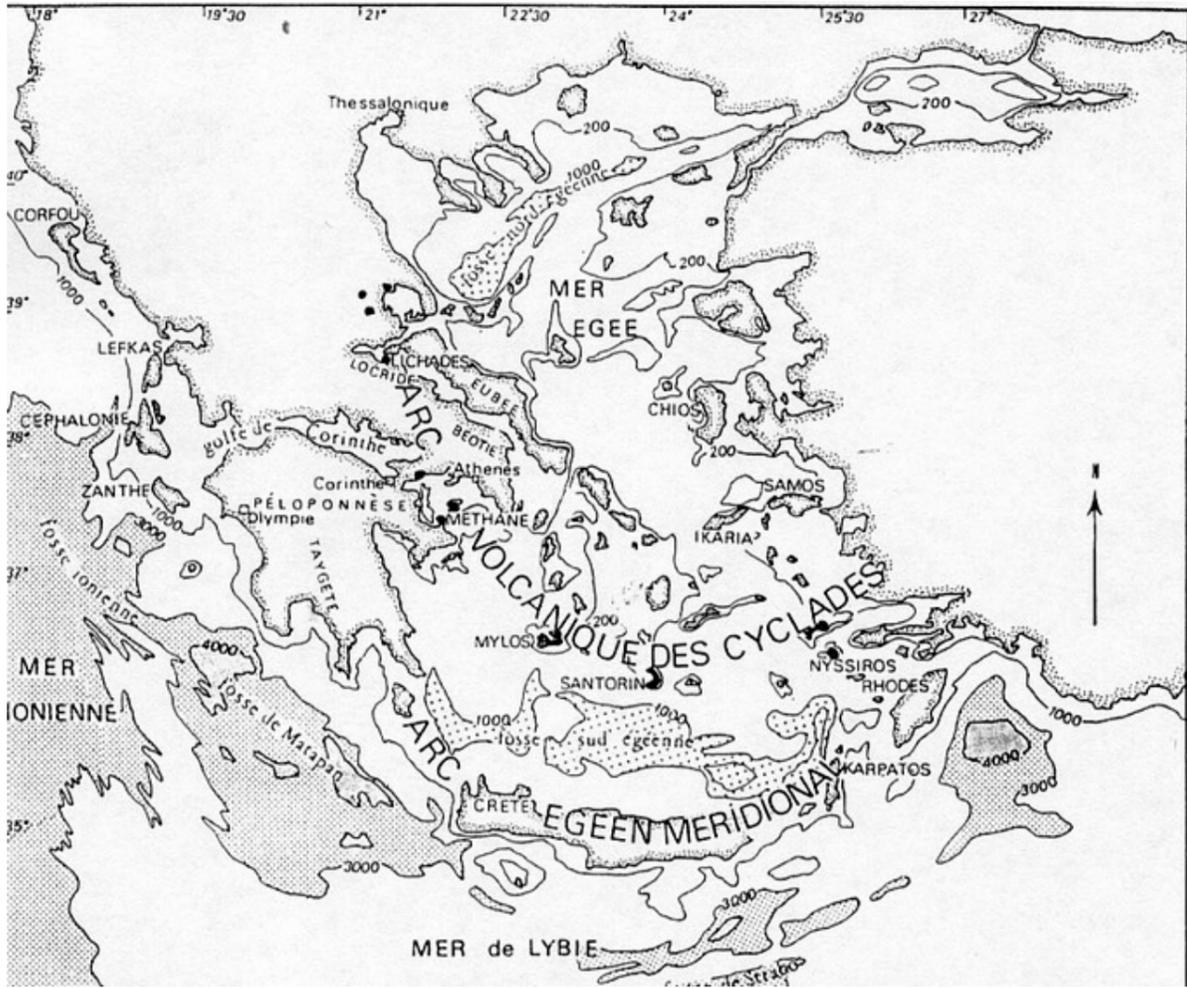


Fig. 9.26 – Carta batimetrica del Mar Egeo.

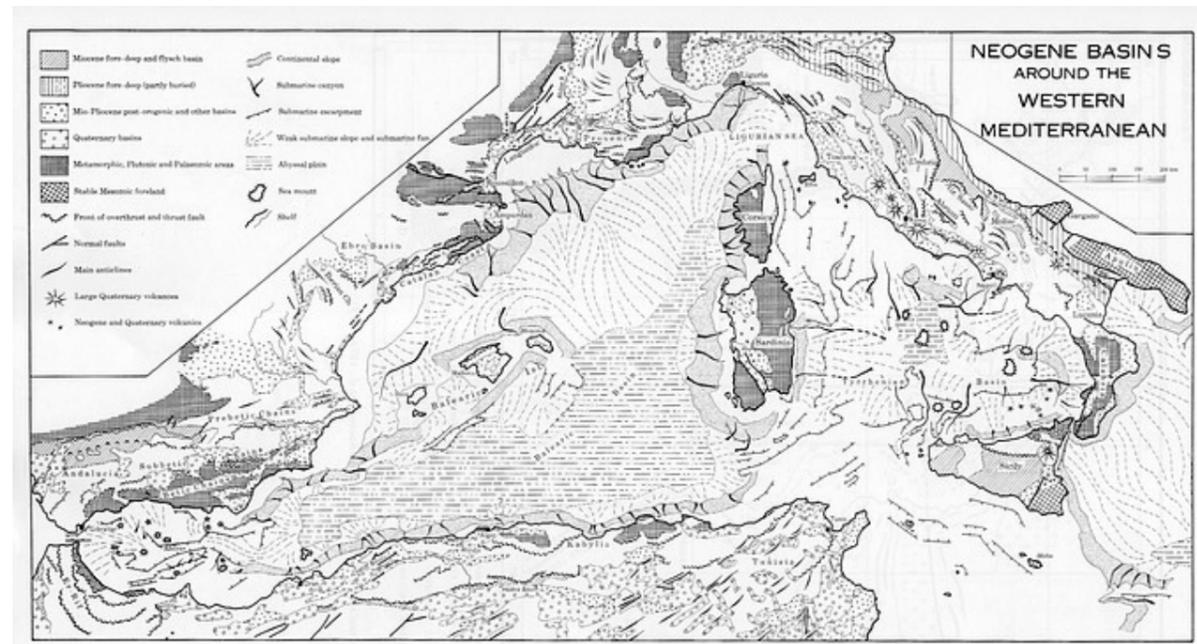


Fig. 9.27

Mediterranean geodynamics

Carlo Doglioni & Eugenio Carminati

It is commonly accepted that the Mediterranean geology has been shaped by the interplay between two plates, i.e., Africa and Europe (fig. 186), and possibly smaller intervening microplates. The Mediterranean was mainly affected by rifting after the Variscan orogeny: during the Mesozoic, oceanic Tethys areas and passive continental margins developed, where widespread carbonate platforms grew up. During the late Mesozoic, the Mediterranean area was rather dominated by

subduction zones (from east to west, Cimmerian, Dinarides, Alps-Betics), which inverted the extensional regime, consuming the previously formed Tethyan oceanic lithosphere and the adjacent continental margins. The composition (i.e., oceanic or continental), density and thickness of the lithosphere inherited from the Mesozoic rift controlled the location, distribution and evolution of the later subduction zones. The shorter wavelength of the Mediterranean orogens with respect to other belts (e.g., Cordillera, Himalayas) is due to the smaller wavelength of the lithospheric anisotropies inherited from the Tethyan rift.

The Mediterranean basin was and still is the collector of sediments coming from the erosion of the surrounding continents and orogens: the best examples are the Nile and Rhone deltas. In the past, other deltas deposited at the bottom of the Mediterranean, and their rivers were later disconnected or abandoned: an example is the Upper Oligocene-Lower Miocene Numidian Sandstone, which was supplied from Africa, deposited in the central Mediterranean basin, and partly uplifted by the Apennines accretionary prism. It is notorious also that during the Messinian eustatic low-stand, the Mediterranean dried several times, generating the salinity crisis in which

thick sequences of evaporites deposited in the basin. This episode generated a pulsating loading oscillation in the Mediterranean, because the repetitive removal of the water should have generated significant isostatic rebound in most of the basin, particularly where it was deeper as in Ionian, in the Provençal and in the central Tyrrhenian seas. The Neogene to present direction of Africa- Europe relative motion is still under debate. Most of the reconstructions show directions of relative motion spanning between northwest to northeast. Recent space geodesy data confirm this main frame, where Africa has about 5 mm/yr of N-S component of convergence relative to Europe, but they also show that the absolute plate motions directions of both Europe and Africa are northeast oriented and not north or northwest directed as usually assumed (see the NASA data base on present global plate motions, <http://sideshow.jpl.nasa.gov:80/mbh/series.html>).

The main Cenozoic subductions of the Mediterranean are the Alps-Betics, the Apennines-Maghrebides, and the Dinarides-Hellenides-Taurides (figs. 187 - 193). Closely related to the Mediterranean geodynamics are the Carpathians subduction and the Pyrenees.

The Mediterranean orogens show two distinct signatures similar to those occurring in the opposite sides of the Pacific Ocean. High morphologic and structural elevation, double vergence, thick crust, involvement of deep crustal rocks, and shallow foredeeps characterize E or NE-directed subduction zones (Alps-Betics, Dinarides-Hellenides-Taurides). On the other hand, low morphologic and structural elevation, single vergence, thin crust, involvement of shallow rocks, deep foredeep and a widely developed backarc basin characterize W-directed subduction zones (Apennines, Carpathians). This asymmetry can be ascribed to the "W"-

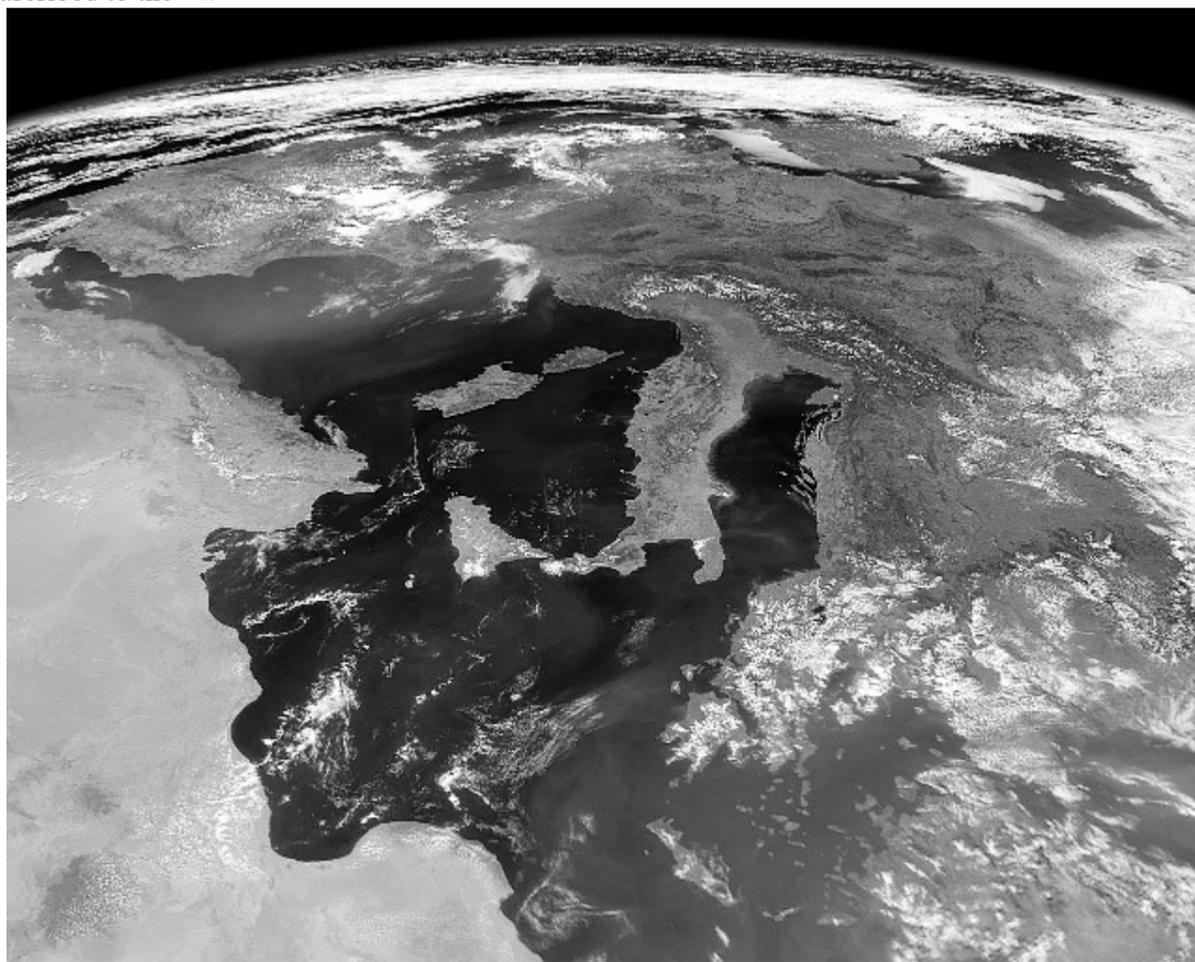


Fig. 186 - NASA-Shuttle view of the central western Mediterranean.

ve to the mantle with rates of about 49 mm/y, as computed adopting the hotspots reference frame. All Mediterranean orogens show typical thrust belt geometries with imbricate fan and antiformal stack associations of thrusts. The main difference between orogens and within the single belts is the variation in depth of the basal decollement. Deeper it is, higher is the structural and morphologic elevation of the related orogen.

Extensional basins have superimposed these orogenic belts, i.e., in the western side the Valencia, Provençal, Alboran, Algerian, Tyrrhenian Basins, and in the eastern side the Aegean Basin, and to the north the Pannonian Basin.

The Mediterranean can be divided into the western, central, and the eastern basins. The western Mediterranean is younger (mainly < 30 Ma) relative to the central and eastern Mediterranean areas, which are mainly relics of the Mesozoic-Cenozoic(?) Tethys.

Positive gravity anomalies occur in deep basins (e.g., Provençal, Tyrrhenian and Ionian seas) where the mantle was uplifted by rifting processes. Negative gravity anomalies rather occur along the subduction zones.

A characteristic feature of the western Mediterranean is the large variation in lithospheric and crustal thickness. The lithosphere has been thinned to less than 60 km in the basins (50-60 km in the Valencia trough, 40 km in the eastern Alboran sea, and 20-25 km in the Tyrrhenian) while it is 65-80 km thick below the continental swells (Corsica-Sardinia and Balearic Promontory). The crust mimics these differences with a thickness of 8-15 km in the basins (Valencia trough, Alboran sea,

Ligurian sea and Tyrrhenian sea) and 20-30 km underneath the swells (Balearic Promontory and Corsica-Sardinia), as inferred by seismic and gravity data. These lateral variations in

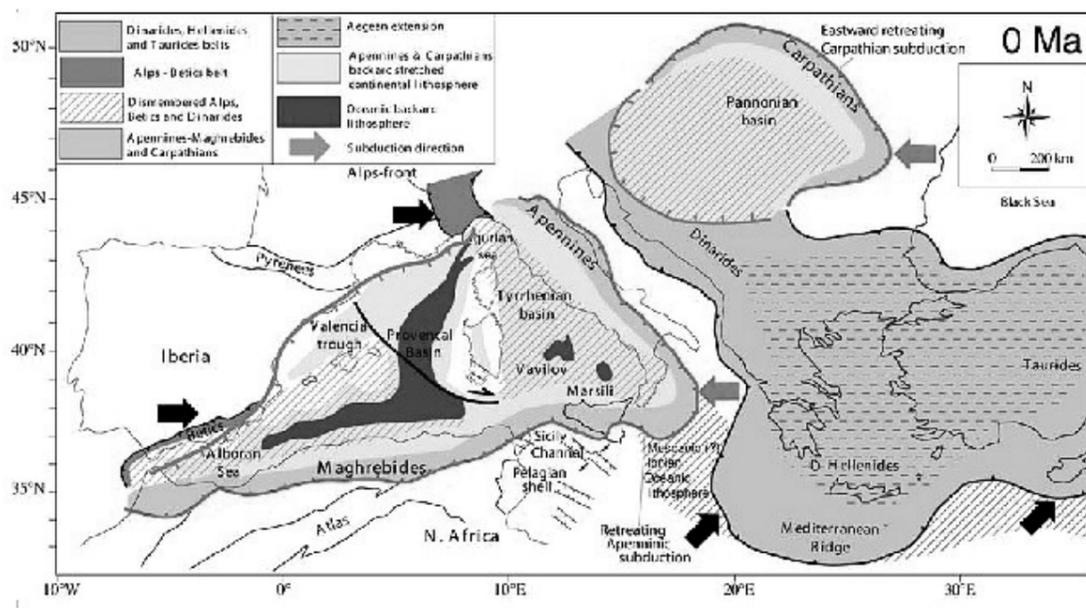


Fig. 187 - Present geodynamic framework. There are four subduction zones with variable active rates in the Mediterranean realm: the W-directed Apennines-Maghrebides; the W-directed Carpathians; the NE-directed Dinarides-Hellenides-Taurides; the SE-directed Alps. The Apennines-Maghrebides subduction-related backarc basin of the western Mediterranean stretched and scattered into the segmented basins most of the Alps-Betics orogen (after CARMINATI & DOGLIONI, 2004).

thickness and composition are related to the rifting process that affected the western Mediterranean, which is a coherent system of interrelated irregular troughs, mainly V-shaped, which began to develop in the Late Oligocene-Early Miocene in the westernmost parts (Alboran, Valencia, Provençal), becoming progressively younger eastward (Eastern Balearic, Algerian basins), up to the presently active E-W extension in the Tyrrhenian Sea. Heat flow data and thermal modelling show that the maximum heat flow values are encountered in the basins: 120 mW/m² in the eastern Alboran, 90-100 mW/m² in the Valencia trough, and more than 200 mW/m² in the Tyrrhenian Sea. All these sub-basins appear to be genetically linked to the backarc opening related to the coeval "E"-ward rollback of the W-directed Apennines-Maghrebides subduction zone. Extreme stretching generated oceanic crust in the Provençal (20-15 Ma), Algerian (17-10), Vavilov and Marsili basins (7-0 Ma). During the 25-10 Ma time frame, the Corsica-Sardinia block rotated 60° counter clockwise. In the southern Apennines, the choking of the subduction zone with the thicker continental lithosphere of the Apulia Platform slowed the E-ward migration of the subduction hinge, whereas in the central and northern Apennines and in Calabria the subduction is still active due to the presence in the foreland of thin continental lithosphere in the Adriatic Sea, and of Mesozoic (?) oceanic lithosphere in the Ionian Sea, allowing rollback of the subduction hinge.

The western Mediterranean basins tend to close both morphologically and structurally toward the southwest (Alboran Sea) and northeast (Ligurian Sea). The eastward migration of the arc associated with the W-directed subduction generated right-lateral transpression along the entire E-W-trending northern African belt (Maghrebides) and its Sicilian continuation, whereas left-lateral transtension has been described along the same trend in the backarc setting just to the north of the African margin. An opposite tectonic setting can be described in the northern margin of the arc.

Subduction retreat generated calcalkaline and shoshonitic magmatic episodes particularly located in the western margins of the lithospheric boudins, later followed by alkalinetholeiitic magmas in the backarc to the west. Extension partly originated in areas previously occupied by the Alps-Betics orogen, which formed since Cretaceous due to an "E"-directed subduction of Europe and Iberia underneath the Adriatic plate and an hypothetical Mesomediterranean plate. Once restored Sardinia to its position prior to rotation, during the early Cenozoic the Alps were probably joined with the Betics in a double vergent single belt. The Western Alps, which are the forebelt of the Alps, were connected to Alpine Corsica; the Alps continued SW-ward into the Balearic promontory and Betics.

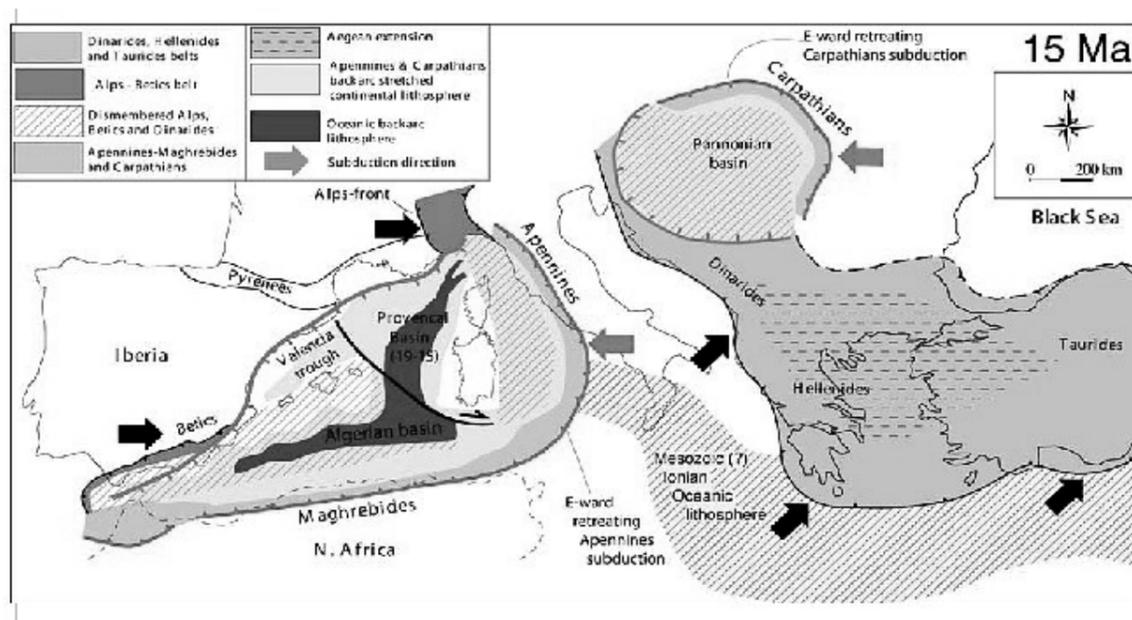


Fig. 188 - Paleogeodynamics at about 15 Ma. Note the "E"-ward vergence of both Apennines-Maghrebides trench and the backarc extensional wave. The Liguro-Provençal basin, the Valencia Trough and the North Algerian basin were almost completely opened at 10 Ma. The Dinarides subduction slowed down, due to the presence of the thick Adriatic continental lithosphere to the west, whereas to the south, the Hellenic subduction was very lively due to the presence in the footwall plate of the Ionian oceanic lithosphere.

The Carpathians migrated E-ward, generating the Pannonian backarc basin, with kinematics similar to the Apennines (after CARMINATI & DOGLIONI, 2004).

The retrobelt of the Alps, i.e., the Southern Alps, were also continuing from northern Italy toward the SW. In a double vergent orogen, the forebelt is the frontal part, synthetic to the subduction, and verging toward the subducting plate; the retrobelt is the internal part, antithetic to the subduction, and verging toward the interior of the overriding plate. The W-directed Apennines-Maghrebides subduction started along the Alps-Betics retrobelt, where oceanic and thinned continental lithosphere was occurring in the foreland to the east. In fact the subduction underneath the Apennines-Maghrebides consumed inherited Tethyan domains. The subduction and the related arc migrated "E"-ward at speed of 25-30 mm/yr.

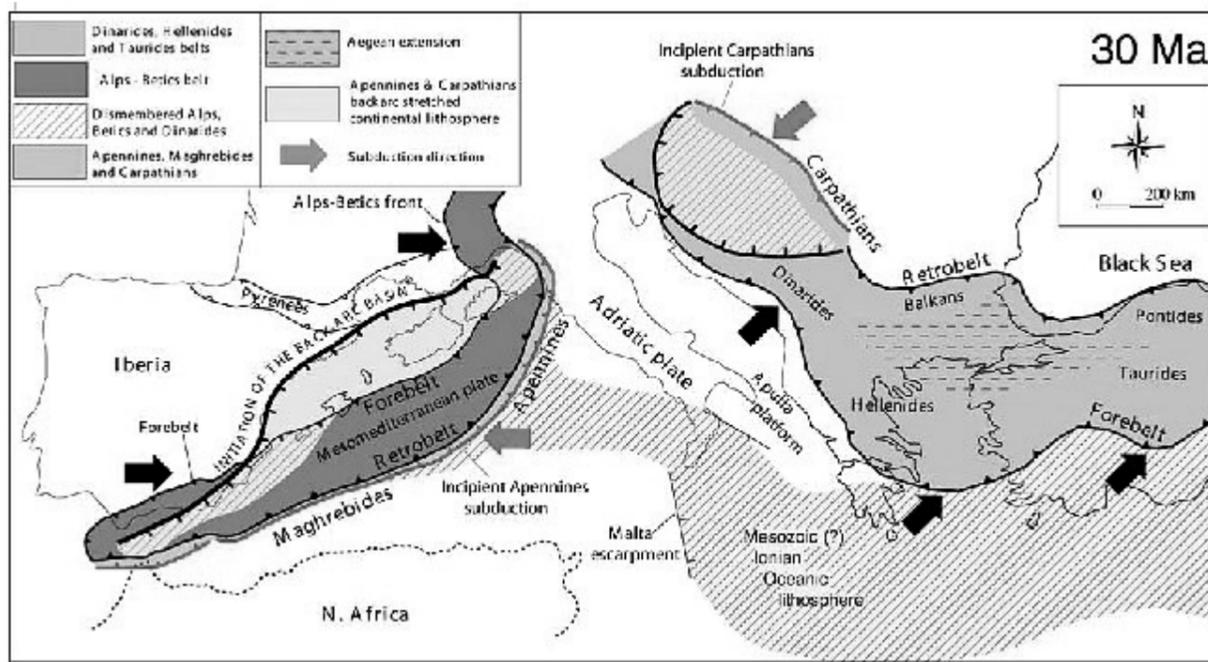


Fig. 189 - Paleogeodynamics at about 30 Ma. The location of the subduction zones is controlled by the Mesozoic paleogeography. The Alps-Betics formed along the SE-ward dipping subduction of Europe and Iberia underneath the Adriatic and Mesomediterranean plates.

The Apennines developed along the Alps-Betics retrobelt, where oceanic or thinned pre-existing continental lithosphere was present to the east. Similarly, the Carpathians started to develop along the Dinarides retrobelt (i.e., the Balkans). The fronts of the Alps-Betics orogen are cross-cut by the Apennines-related subduction backarc extension (after CARMINATI & DOGLIONI, 2004)

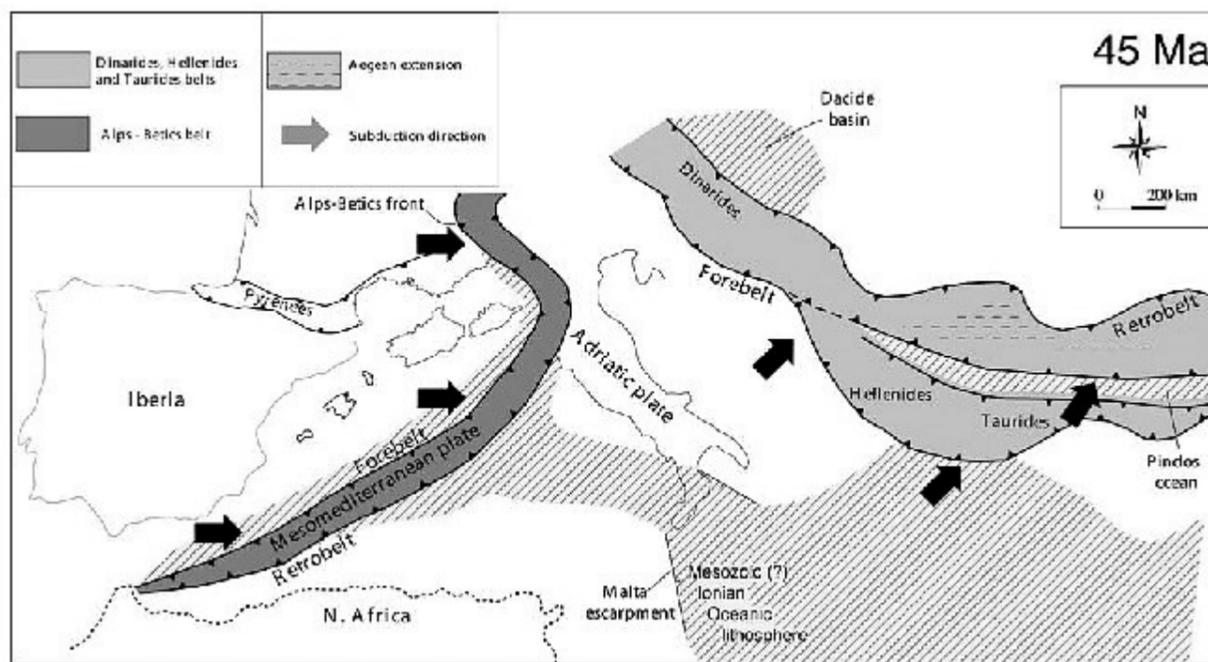


Fig. 190 - Paleogeodynamics at about 45 Ma. The Alps were a continuous belt into the Betics down to the Gibraltar consuming an ocean located relatively to the west (after CARMINATI & DOGLIONI, 2004).

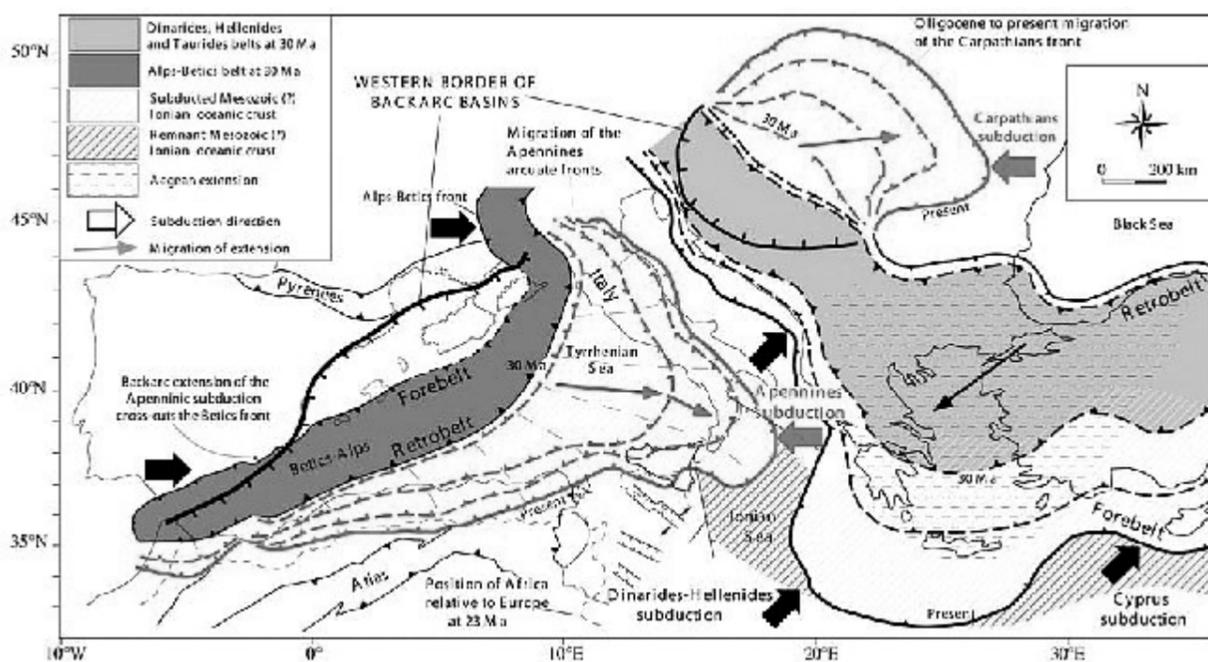


Fig. 191 - Main tectonic features of the Mediterranean realm, which has been shaped during the last 45 Ma by a number of subduction zones and related belts: the double vergent Alps-Betics; the single "E"-vergent Apennines-Maghrebides and the related western Mediterranean backarc basin; the double vergent Dinarides-Hellenides-Taurides and related Aegean extension; the single "E"-vergent Carpathians and the related Pannonian backarc basin; the double vergent Pyrenees (after CARMINATI & DOGLIONI, 2004).

Apennines-Maghrebides consumed inherited Tethyan domains. The subduction and the related arc migrated "E"-ward at speed of 25-30 mm/yr.

The western Late Oligocene-Early Miocene basins of the Mediterranean nucleated both within the Betics orogen (e.g., Alboran sea) and in its foreland (Valencia and Provençal troughs). At that time the N40°-70° direction of grabens was oblique to the coexisting N60°- 80°-trending Betics orogen, indicating its structural independence from the Betics orogeny. Thus, as the extension cross-cuts the orogen and developed also well outside the thrust belt front, the westernmost basins of the Mediterranean developed independently from the Alps-Betics orogen, being rather related to the innermost early phases of the backarc extension in the hangingwall of the Apennines-Maghrebides subduction. In contrast with the "E"-ward migrating extensional basins and following the "E"-ward retreat of the Apennines subduction, the Betics-Balearic thrust front was migrating "W"-ward, producing interference or inversion structures. The part of the Alps-Betics orogen was located in the area of the Apennines-Maghrebides backarc basin, it has been disarticulated and spread-out into the western Mediterranean (e.g., the metamorphic slices of Kabylie in N-Algeria, and Calabria in S-Italy). Alpine type basement rocks have been dragged in the Tyrrhenian Sea. Similarly, boudinage of the pre-existing Alps and Dinarides orogens occurred in the Pannonian basin, which is the Oligocene to Present backarc basin related to the coeval Eward retreating, W-directed Carpathians subduction zone. In the Pannonian basin, the extension isolated boudins of continental lithosphere previously thickened by the earlier Dinarides orogen, like the Apuseni Mountains that separate the Pannonian basin s.s. from the Transylvanian basin to the east. The western Mediterranean backarc setting is comparable with Atlantic and western Pacific backarc basins that show similar large-scale lithospheric boudinage, where parts of earlier orogens have been scattered in the backarc area, like the Central America Cordillera relicts that are dispersed in the Caribbean domain.

The Apennines accretionary prism formed in sequence at the front of the pre-existing Alpine retrobelt, and therefore the central western Apennines contain also the inherited Alpine orogen of Cretaceous to Miocene age. There has probably been a temporary coexistence of the opposite subductions during the Late Oligocene - Early Miocene. Structural and geophysical data support the presence of an eastward migrating asthenospheric wedge at the subduction hinge of the retreating Adriatic plate. The flip of the subduction, from the Alpine E-directed to the Apennines W-directed subduction could have been recorded by the drastic increase of the subsidence rates in the Apennines foredeep during the Late Oligocene - Early Miocene. In fact, west-directed subduction zones such as the Apennines show foredeep subsidence rates up to 10 times faster (>1 mm/yr) than to the Alpine foredeeps. The flip of the subduction could also be highlighted by the larger involvement of the crust during the earlier Alpine stages with respect to the Apennines decollements that mainly deformed the sedimentary cover and the phyllitic basement. It has been demonstrated that the load of the Apennines and Carpathians orogens is not sufficient to generate the 4-8 km deep Pliocene-Pleistocene foredeep basins, and a mantle origin has been proposed as mechanism (slab pull and/or E-ward mantle flow).

Paradoxically the extension determining most of the western Mediterranean developed in a context of relative convergence between Africa and Europe. However it appears that the maximum amount of North-South Africa/Europe relative motion at the Tunisia longitude was about 135 km in the last 23 Ma, more than five times slower with respect to the eastward migration of the Apennines arc which moved eastward more than 700 km during the last 23 Ma. Therefore the eastward migration of the Apennines-Maghrebides arc is not a consequence of the relative N-S relative convergence between Africa and Europe, but it is rather a consequence of the Apennines- Maghrebides subduction rollback, which was generated either by slab pull and/or the "E"-ward mantle flow relative to the lithosphere

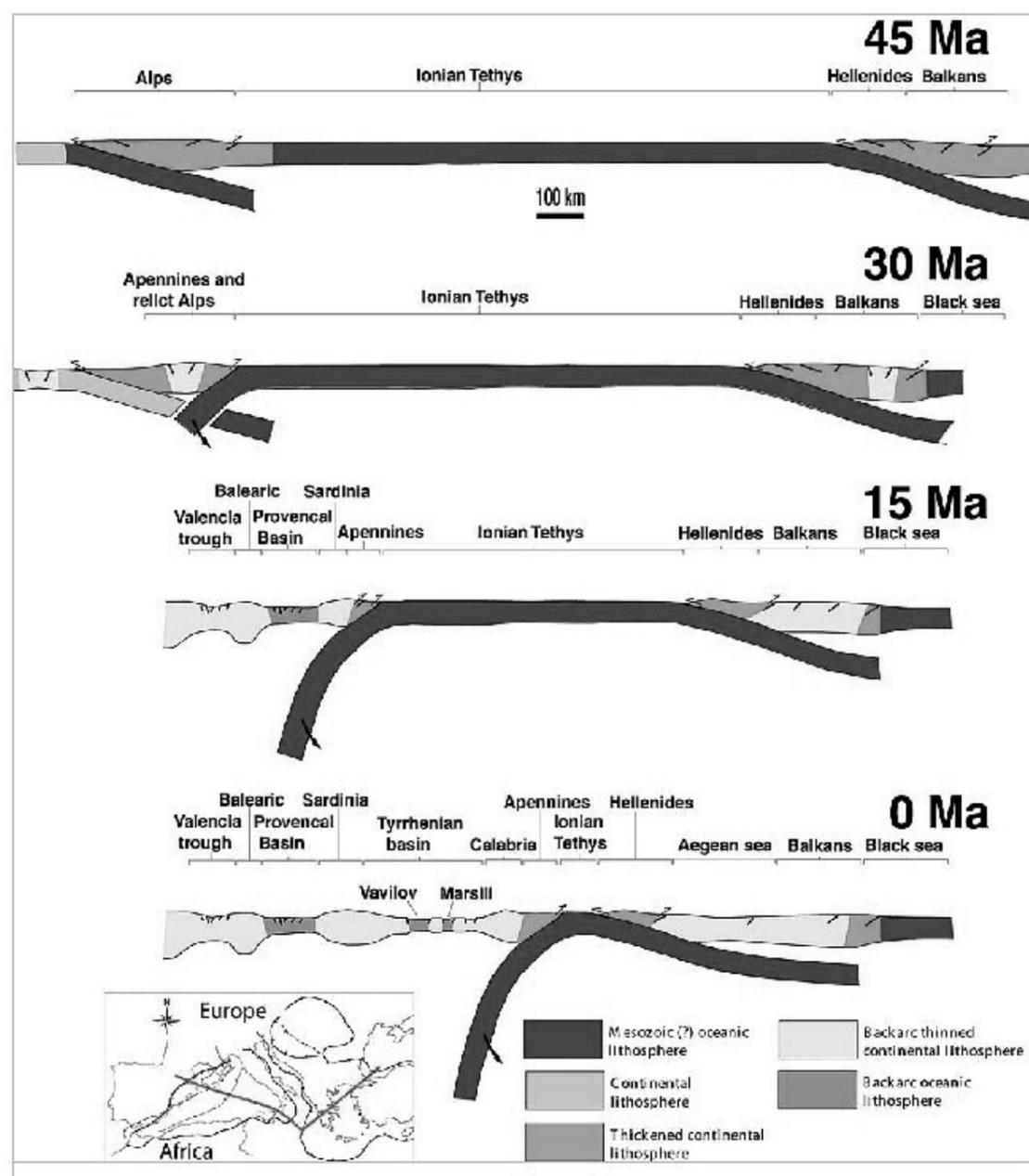


Fig. 193 - During the last 45 Ma, the evolution of the Mediterranean along the trace shown in the map is the result of three main subduction zones: i.e., the early E-directed Alpine subduction; the Apennines subduction switch along the Alps retrobelt; the Dinarides-Hellenides subduction. The last two slabs retreated at the expenses of the inherited Tethyan Mesozoic oceanic or thinned continental lithosphere. In their respective hangingwalls, a few rifts formed as backarc basins, progressively younger toward the subduction hinges. The slab is steeper underneath the Apennines, possibly due to the W-ward drift of the lithosphere relative to the mantle (after CARMINATI & DOGLIONI, 2004).

detected in the hotspot reference frame. The development of the western Mediterranean occurred mainly after the terminal convergence in the Pyrenees at about 20 Ma, which formed due to the collision between Europe and the Late Cretaceous-Early Tertiary counter-clockwise rotating Iberia contemporaneously to the opening of the Biscay Basin. In northern Africa, south of the Maghrebides (and related Algerian Tell and Moroccan Rif) the Atlas mountains represent an intraplate inversion structure, where extensional (NNE-trending)

and left-lateral (about E-W-trending) transtensional Mesozoic intercontinental rifts were later buckled and squeezed by Cenozoic compression and right-lateral transpression, in the foreland of the Apennines-Maghrebides subduction zone. This is also indicated by the thicker Mesozoic sequences in the Atlas ranges with respect to the adjacent not deformed mesetas.

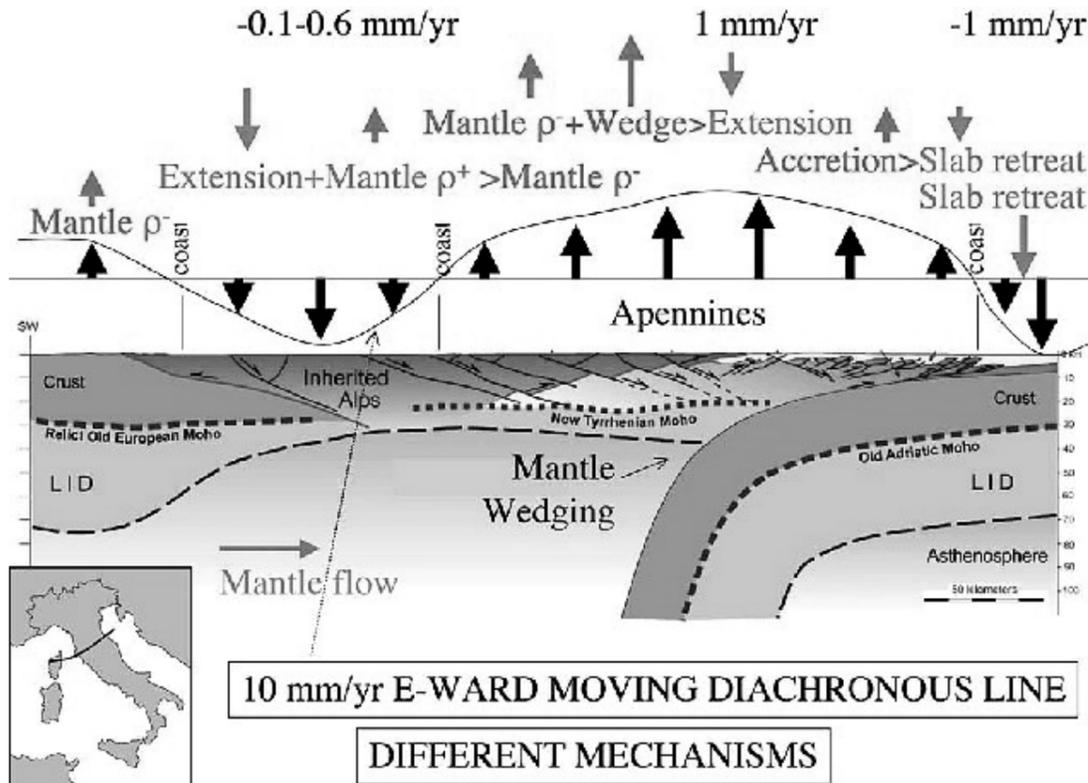


Fig. 194 - Cross-section of the Northern Apennines. The Alps are interpreted as a boudinaged relict stretched in the Tyrrhenian Sea and western Northern Apennines. The retrobelt of the Alps is considered the prolongation of the Southern Alps. The numbers are interpreted vertical and horizontal velocity rates. It shows how in the same tectonic system different geodynamic mechanisms may concur. Green and red arrows indicate subsidence and uplift mechanisms respectively. Modified after CARMINATI *et alii* (2004b).

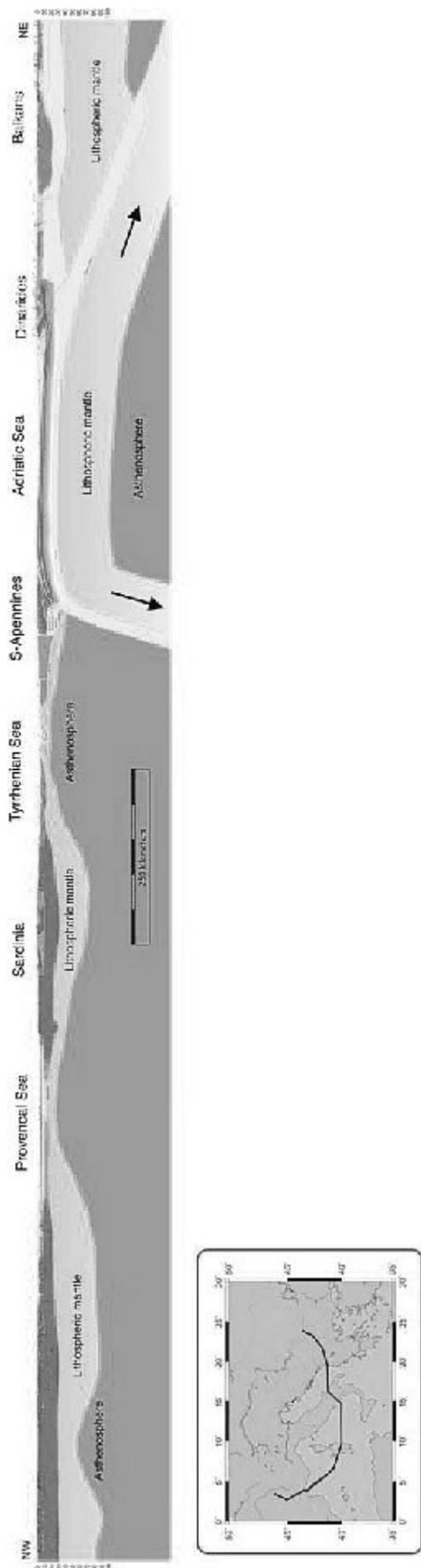


Fig. 192 - Transmed transect III. Modified after CARMINATI *et alii* (2004a).

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

10 - LE CATENE ALPINE PERIMEDITERRANEE

Vengono descritti i principali caratteri strutturali della regione perimediterranea come illustrati da Lemoine 1977 secondo concezioni che si collocano a mezza strada tra quelle tradizionali e quelle ispirate dalla tettonica delle zolle. Queste informazioni permettono di seguire un excursus storico che introduce e spiega il significato di alcune moderne vedute.



10.1 - PREMESSA

Le catene alpine che occupano la parte meridionale dell'Europa, non possono essere considerate separatamente dai loro naturali prolungamenti nel Nord Africa e nell'Asia Minore e quindi nel loro insieme sono definibili come catene alpine perimediterranee, un piccolo ma complicato settore delle zone alpine mondiali (figg. 10.1-10.10).

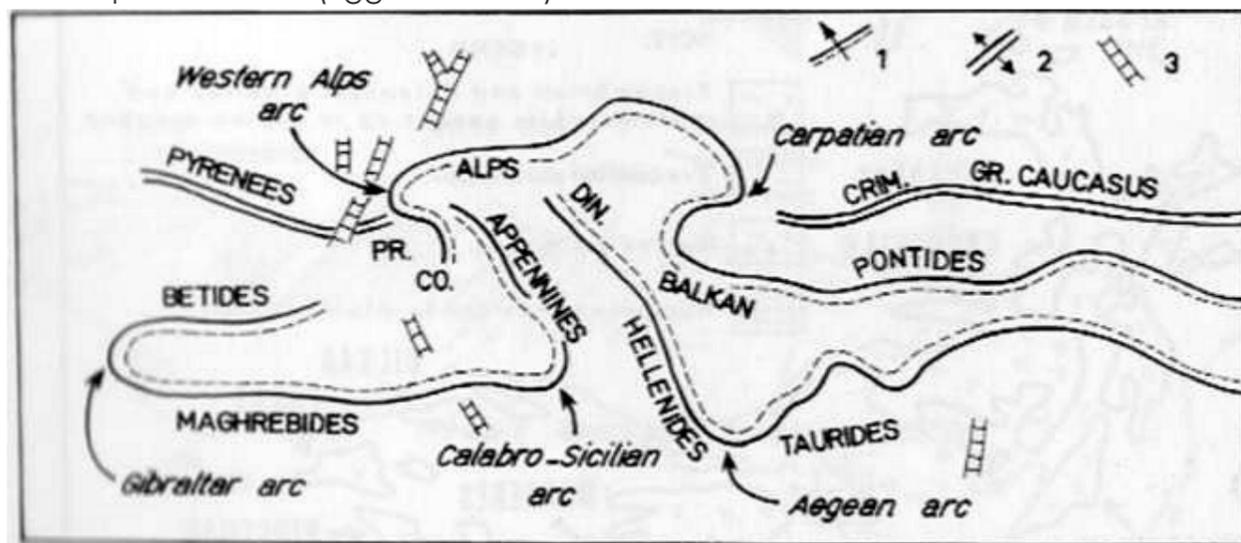


fig. 10.1 - Schema molto semplificato che mostra le tracce delle catene più importanti dell'area Alpina perimediterranea.

1= catene derivanti dalla formazione di un margine continentale più area oceanica con marcata vergenza (freccia) di pieghe e sovrascorrimenti verso il lato esterno (linea continua) che rappresenta un blocco continentale; 2= catene Pirenaiche e Caucasiche a volte chiamate "intracratoniche" e mostranti una struttura più o meno simmetrica (a forma di ventaglio), con opposte vergenze; 3= grabens terziari (principalmente Oligocenici). CO= Corsica; CRIM= Crimea; DIN= Dinaridi; PR=Provenza.

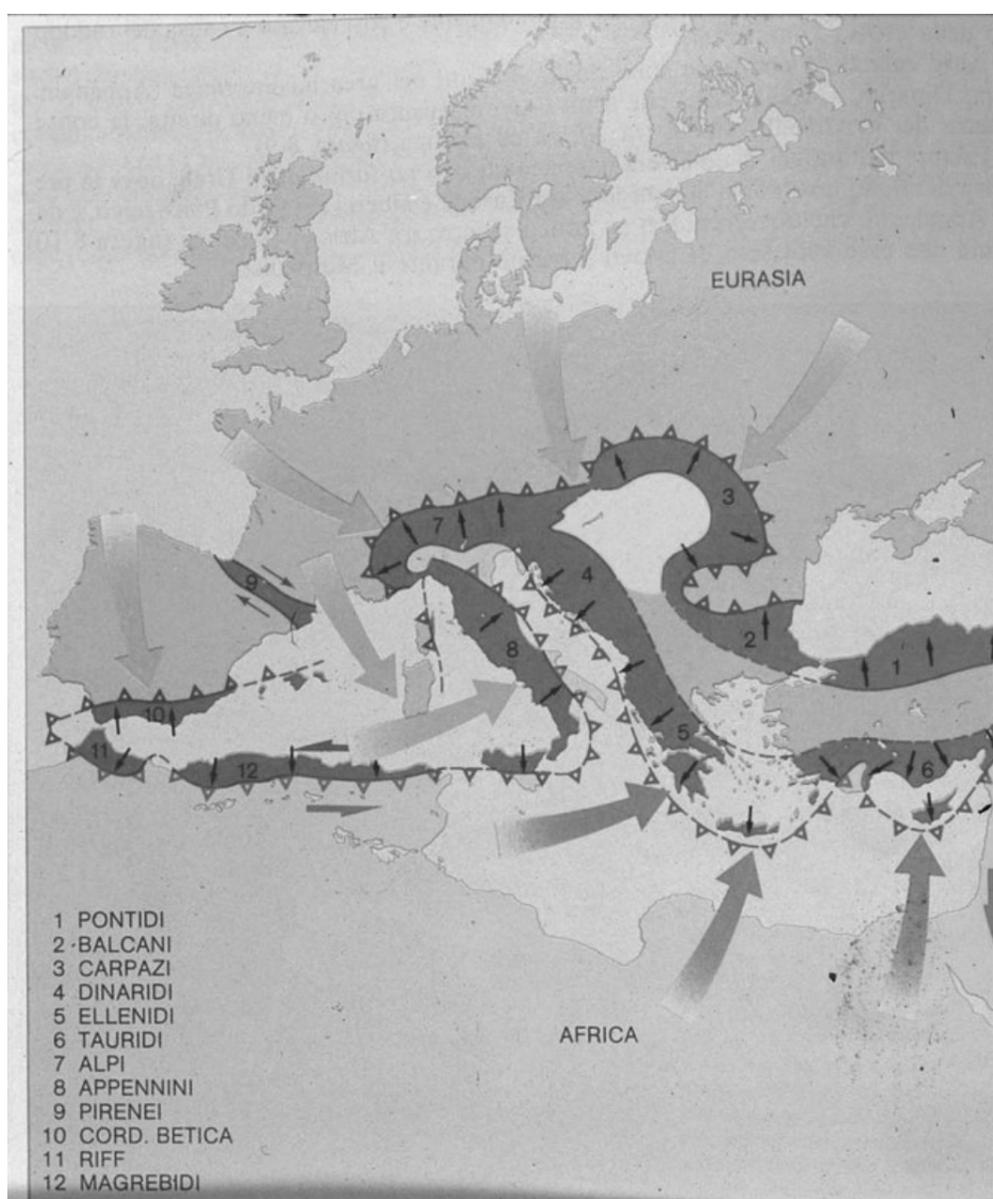


fig. 10.2 – schema delle catene della regione perimediterranea (da Bosellini). In rosa il Cratone Africano, in verde il Cratone Europeo ed in marrone le Catene Alpine perimediterranee.

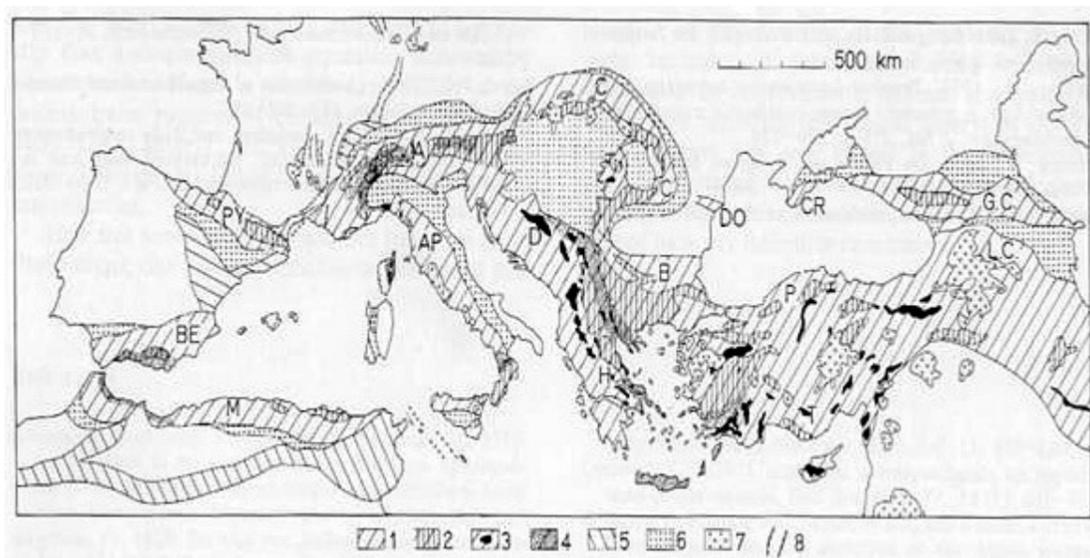


fig. 10.3 - Una carta semplificata delle catene Perimediterranee: 1: Catene Alpine; 2: Affioramento di Basamento (crosta continentale) Varisco e/o più antico; 3: Ofioliti (per la maggior parte, probabilmente, relitti di crosta oceanica); 4: Catene alpine interessate da metamorfismo alpino (Cretaceo - Terziario); 5: Domini epicratonici piegati durante l'orogenesi alpina (Catalanidi, Iberidi, catene dell'Atlas e Giura); 6: Principali bacini molassici; 7: Vulcaniti del terziario superiore (comprese le attuali); 8: Graben;

DO= Dobrogea; CR= Crimea; G.C.= Grande Caucaso; L.C.= Piccolo Caucaso; P= Pontiditi; T= Tauridi; H= Ellenidi; D= Dinaridi; A= Alpi; AP= Appennini; BE= Betidi; M= Maghrebidi; PY= Pirenei; C= Carpazi; B= Balcani

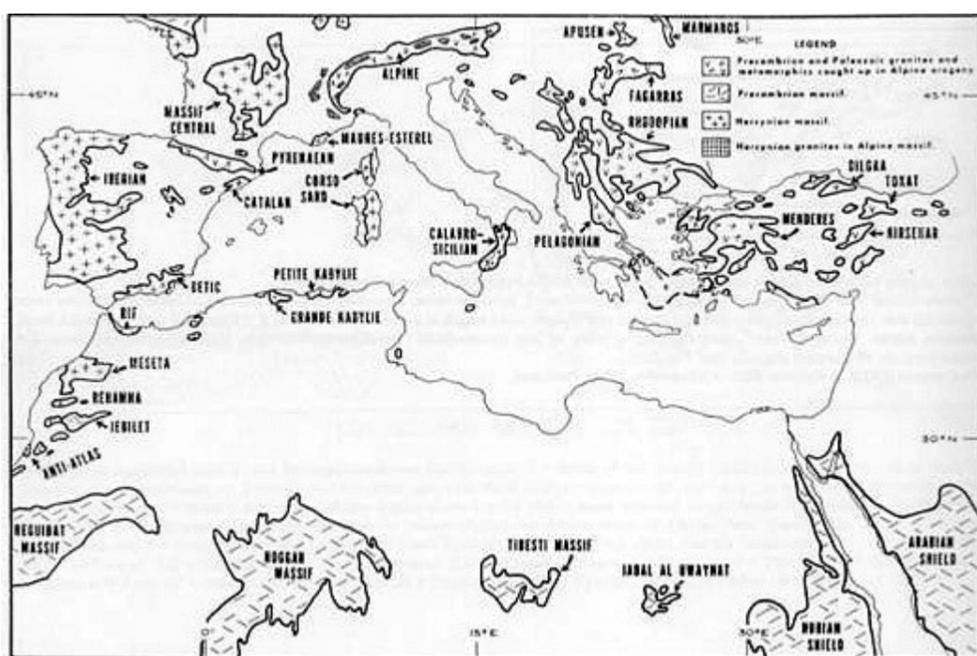


fig. .10.4 - Affioramenti dei basamenti precambriani e paleozoici nella regione Mediterranea (Sander, 1970).

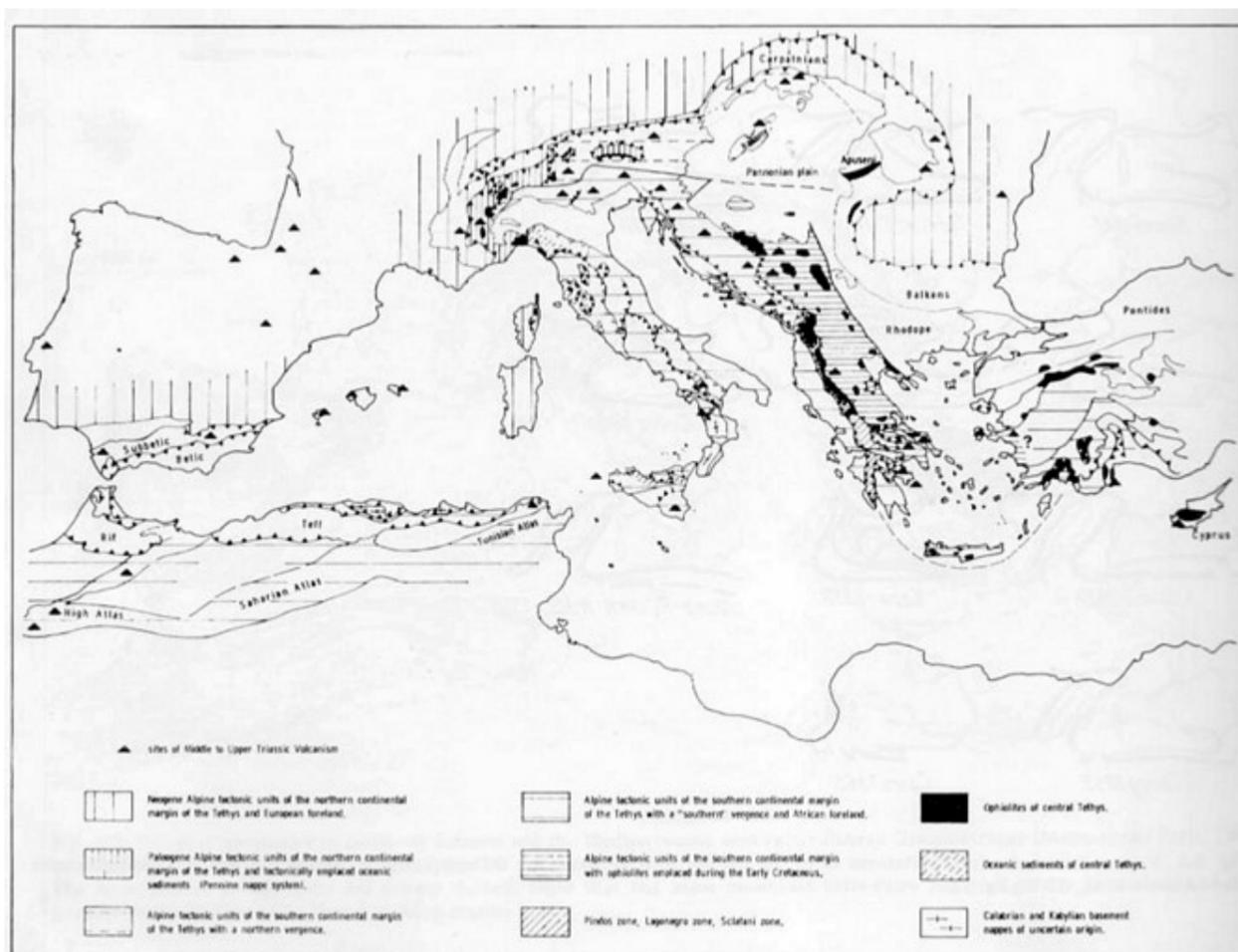


fig. 10.5 - Unità tettoniche alpine dell'area Alpina Mediterranea e attuale distribuzione di complessi derivanti dalla formazione dei margini continentali, e di antichi bacini oceanici (Bernoulli & Jenkins, 1974). Comparare con figura 7.1.

1) Unità tettoniche Alpine neogene del margine continentale settentrionale della Tetide e dell'Avanpaese Europeo;

- 2) Unità tettoniche Alpine Paleogeniche del margine continentale settentrionale della Tetide, e unità costituite da sedimenti oceanici (Falde Penniniche);
- 3) Unità tettoniche alpine del margine continentale meridionale della Tetide con vergenza verso Nord;
- 4) Unità tettoniche Alpine del margine continentale meridionale della Tetide con vergenza meridionale verso l'avampaese Africano. Ofoliti della Tetide centrale;
- 5) Unità tettoniche Alpine del margine continentale con formazione di ofioliti durante il Cretaceo;
- 6) Depositi mesozoici delle zone di Pindos, Lagonegro, e Imerese (Sicilia);
- 7) Sedimenti oceanici della Tetide Centrale;
- 8) Falde di basamento Calabre e della Kabylie di origine incerta;

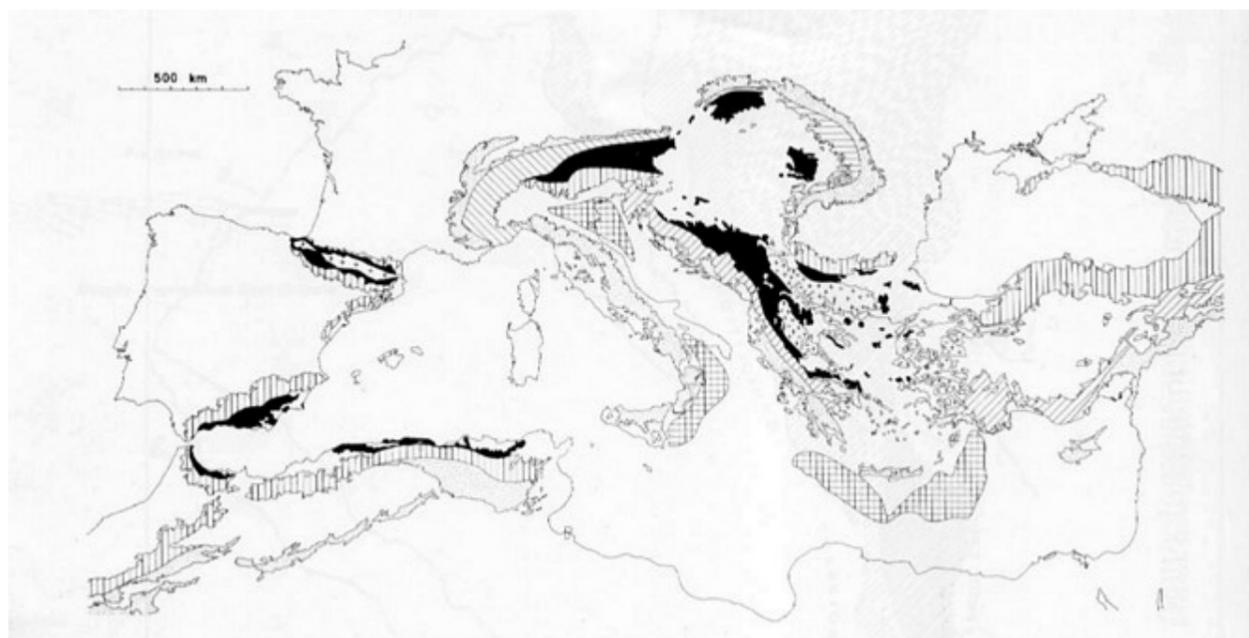


fig. 10.6 - Età delle più importanti fasi di piegamento nell'area Mediterranea (Wunderlich, 1969). Con crocette vengono indicati i piegamenti pre-Alpini, caratterizzati parzialmente da una rideformazione alpina; nero = piegamenti soprattutto durante il Cretaceo; tratteggiato = piegamenti soprattutto nel Paleogene; punteggiato = deformazioni soprattutto il tardo Terziario; quadratini = aree di probabili recenti piegamenti in zone più profonde.

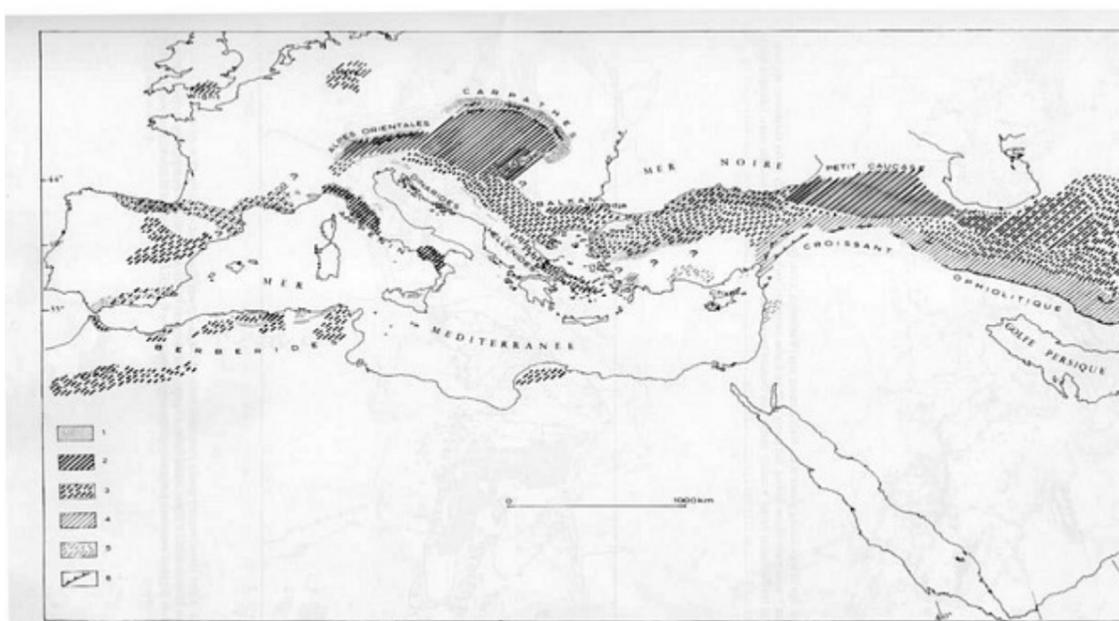


fig. 10.7 - Piegamenti Cretacei e flysch Cretacei nell'area Perimediterranea (Argyriadis, 1974). 1 = flysch Cretaceo in generale; 2 = tettogenesi significativa (pieghe e sovrascorrimenti) di età Cretacico inferiore e medio; 3 = tettogenesi moderata di età Cretacico inferiore e medio; 4 = tettogenesi significativa di età Cretaceo superiore; 5 = tettogenesi moderata di età Cretaceo superiore; 6 = fronti di sovrascorrimento del Cretaceo.

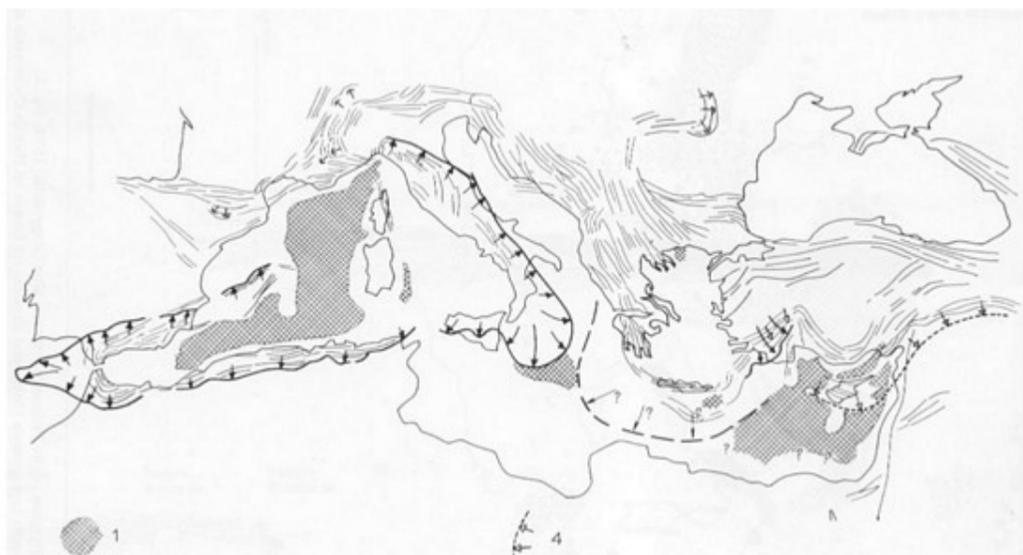


fig. 10.8 - Fenomeni gravitativi sinsedimentari Alpini dell'area Mediterranea (Biju-Duval, 1974). 1 = Sali Messiniani; 2 = catene a pieghe Alpine; 3 = falde gravitative delle catene Alpine; 4 = falde gravitative nelle catene peri-Arabiche (Cretaceo Sup.); 5 = falde gravitative dal Neogene all'Attuale; 6 = ipotetico fenomeno gravitativo medio miocenico (Dorsale Mediterranea).

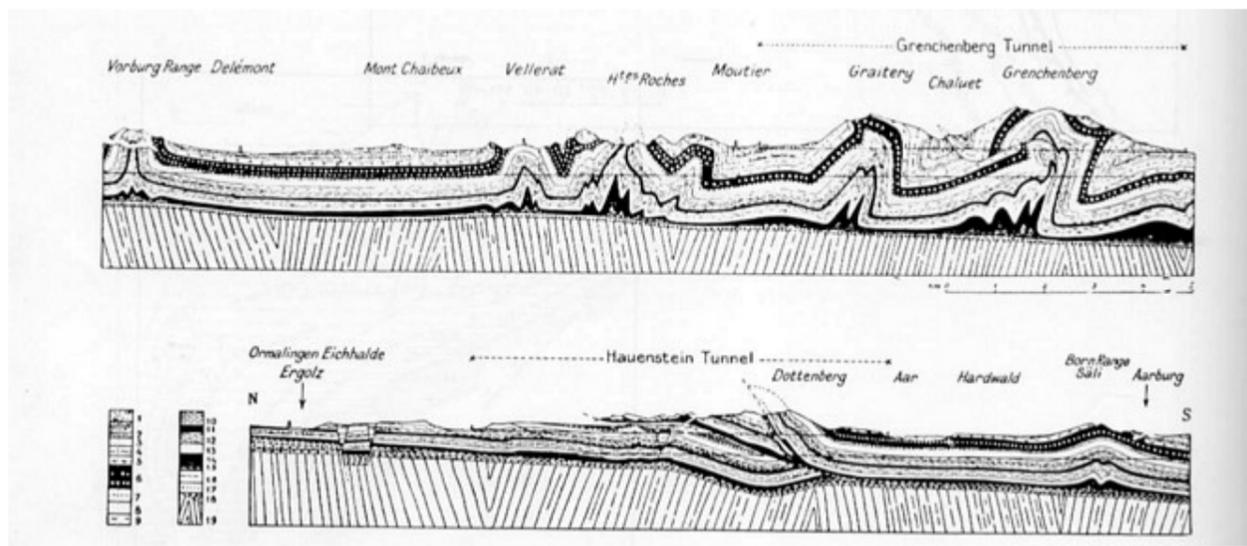


fig. 10.9 – Sezioni attraverso il Giura da Buxtorf (in Collet, 1938). La sezione superiore mostra lo scollamento del Giura piegato; La sezione inferiore mostra l'accavallamento del Giura piegato sul Plateau del Giura. 1 = Quaternario, 2 = Molassa, 3-6 = Giura sup., 7-9 = Giura med., 11 = Lias, 12-17 = Trias, 18 = Permiano, 19 = Basamento Ercinico.

Le catene alpine si sono originate dalla deformazione tardo Mesozoica-Terziaria a causa del loro recente piegamento che iniziato, in alcuni luoghi, durante il Giura si è realizzato in gran parte durante il Cretaceo. Il sollevamento di molte di queste catene risale al tardo Terziario e al Quaternario.

10.2 - LE IPOTESI DI ARGAND (1924) SULLE CATENE ALPINE

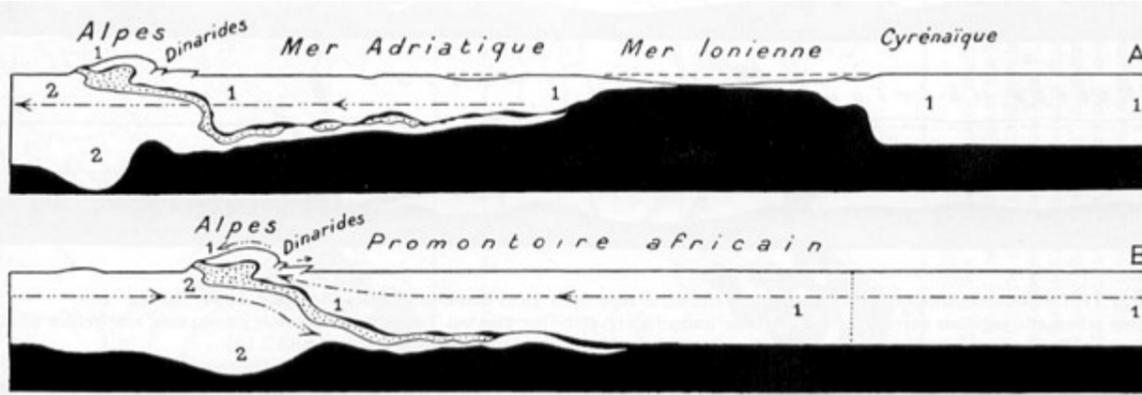
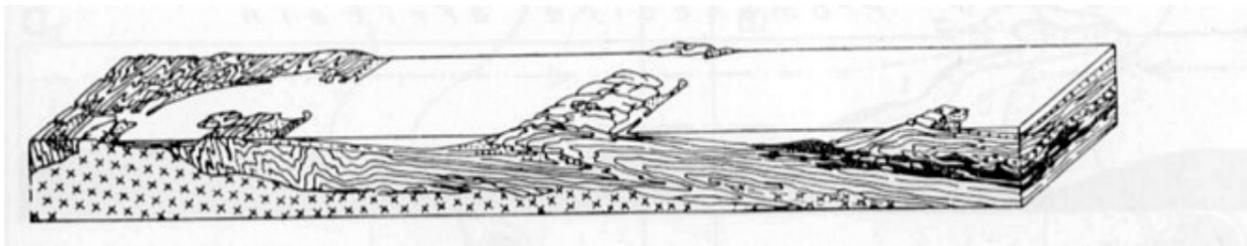


fig. 10.10 - L'evoluzione tettonica tarda o post-Alpina nell'area Mediterranea, come vista da Argand (1924). Per la legenda vedi fig. 7.14. Queste sezioni schematiche mostrano le Alpi e l'Africa prima e dopo la grande distensione. La sezione B è la stessa della fig. 7.14 e mostra le Alpi come risultato di ciò che ora noi chiamiamo una collisione continentale. La sezione A mostra (come le carte di fig. 7.15) il risultato di una tarda, distensione post-orogena con nascita dei bacini dell'attuale Mediterraneo cioè aree con sial (crosta continentale) assottigliata e buchi di sima.

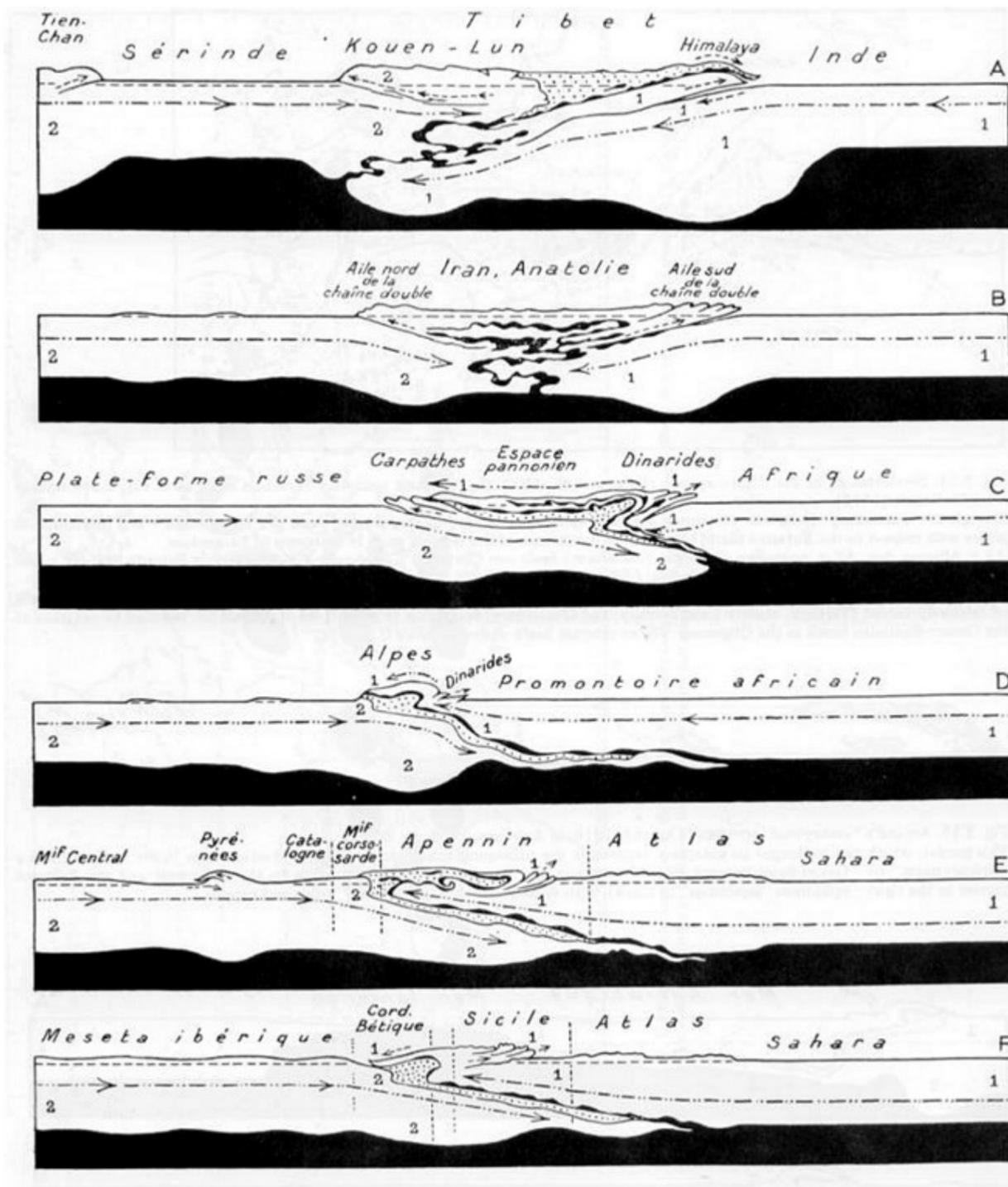


fig. 10.11 - Tettonica di collisione delle catene Alpine vista da Argand 80 anni fa (Argand 1924). Queste sezioni schematiche rappresentano la situazione corrispondente ad un tempo immediatamente posteriore al parossismo tettonogenetico Terziario precedente a quello che Argand chiama l'ultima grande distensione dell'area Mediterranea.

Legenda: 1 = Gondwana; 2 = Eurasia, sima in nero; sial in bianco; punteggiato = materiale che viene fuori dalla zona assiale della Tetide (unità Penniniche nella sezione CF). Nota l'associazione di questo materiale sedimentario con le ofioliti sovrascorse (obdotte nel nostro gergo moderno) in nero.

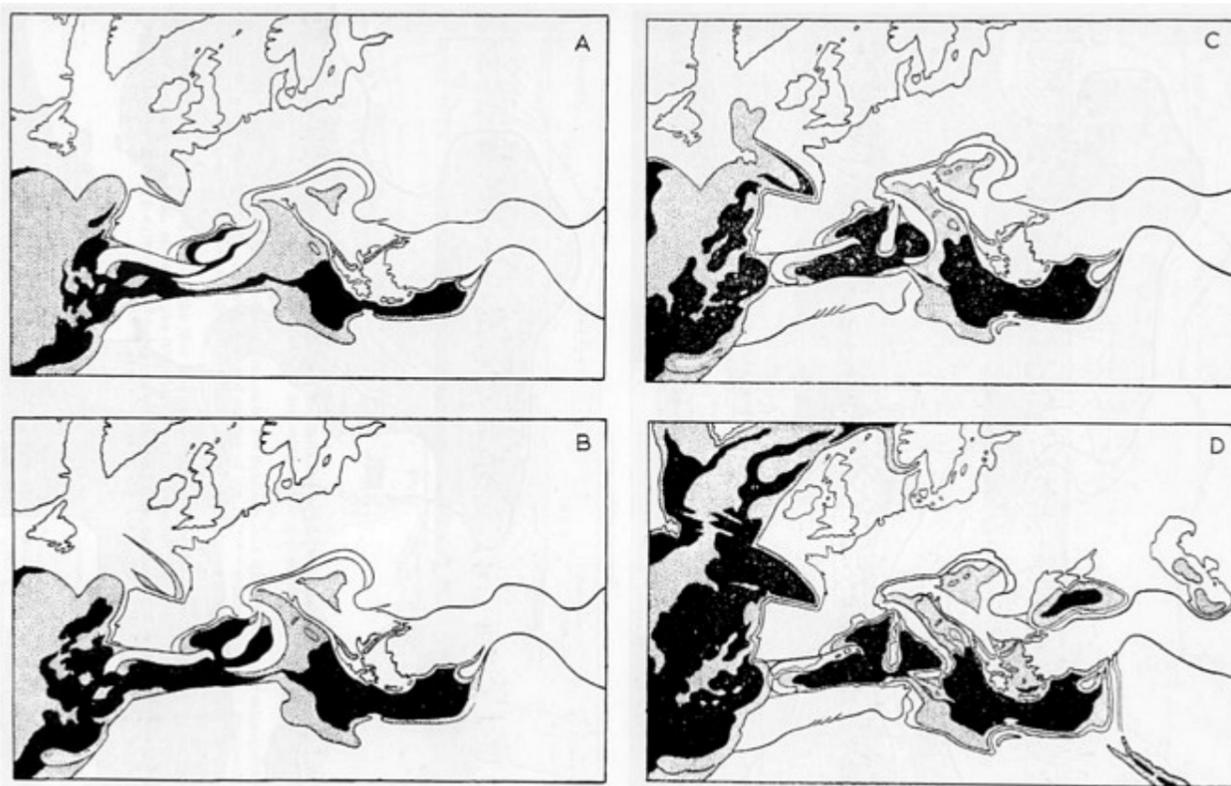


fig. 10.12a – Originaria concezione dell'evoluzione del sistema Mediterraneo nel tardo Terziario: le distensioni dell'intervallo Oligocene-Neogene daranno luogo ai bacini attuali del Mediterraneo (Argand, 1924 figg. 22-25).

Grigio = Sial (crosta continentale) ridotto, assottigliato;

Nero = Crosta continentale (Sial) generalmente più assottigliata con o senza "buchi" simatici a luoghi. Queste carte palinspastiche mostrano come E. Argand, prima del 1924 aveva immaginato l'evoluzione tettonica dei bacini mediterranei dopo le principali fasi compressive Alpine. Queste figure in qualche modo profetiche mostrano la rotazione del blocco Sardo-Corso e la nascita di ciò che noi chiamiamo "area di crosta oceanica" nel Mediterraneo. Nota che secondo questi diagrammi Argand postulava un'apertura dell'Oceano Atlantico molto più recente (tardo Terziario); la datazione dell'evento è sbagliata ma l'idea generale, seguendo il punto di vista di Wegener, rimane profetica.

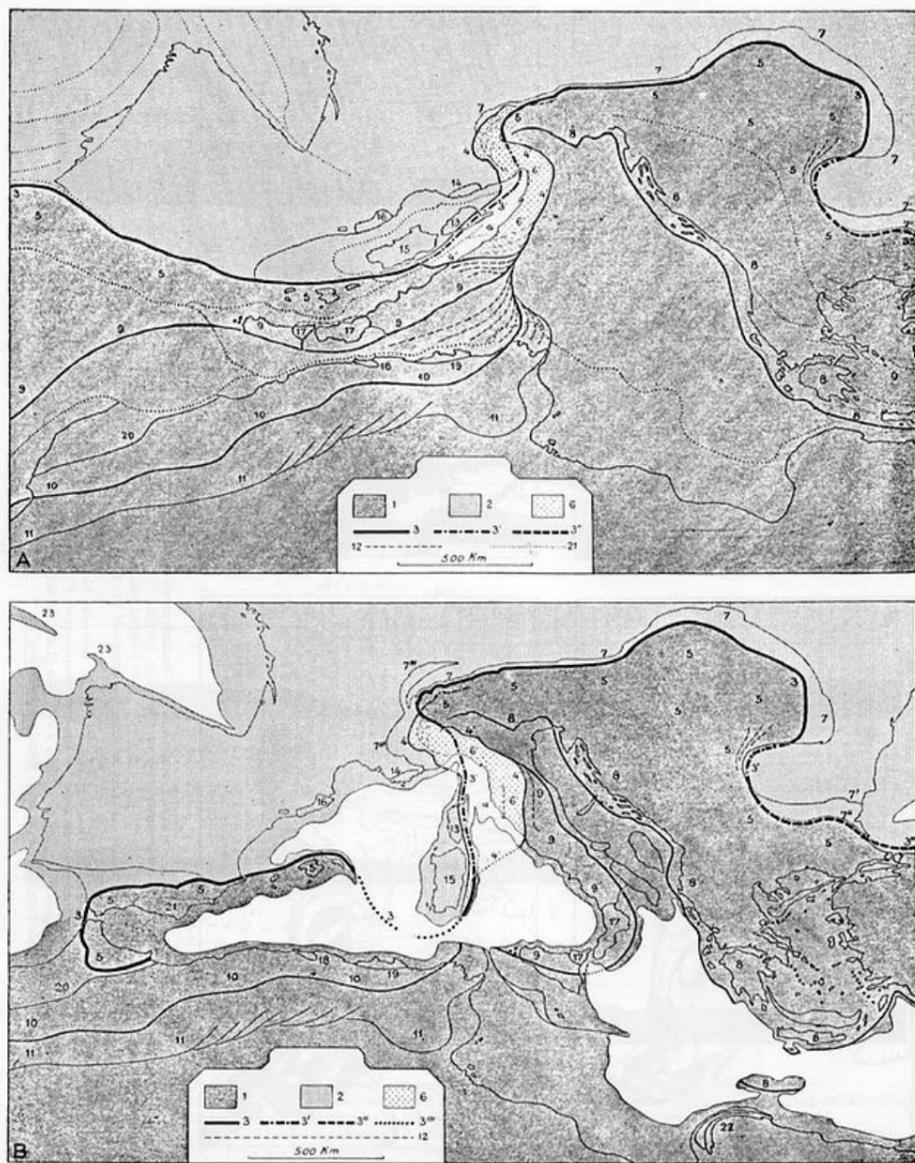
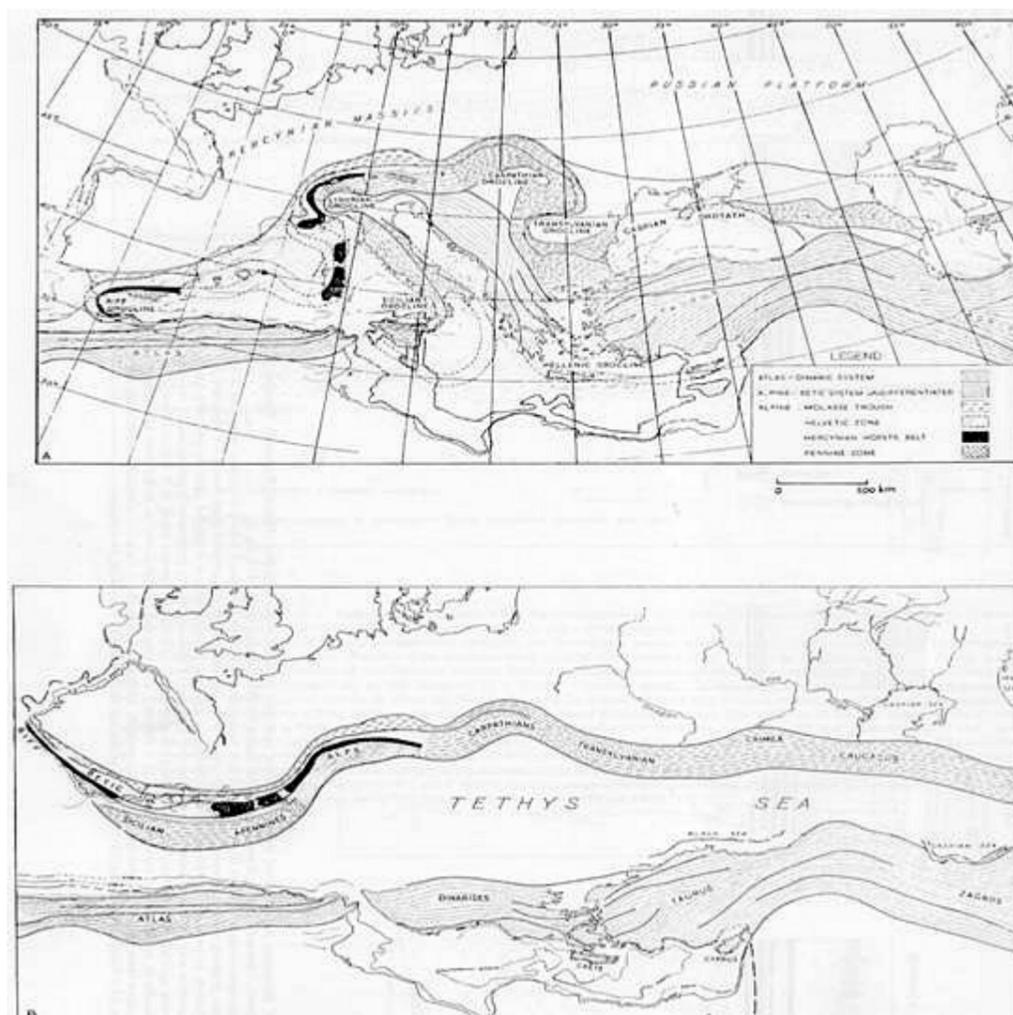


fig. 10.12b – Migrazione del fronte Alpino fino all'attuale posizione nella regione perimediterranea.

10.2.1 - CONOSCENZE ANTECEDENTI IL 1980

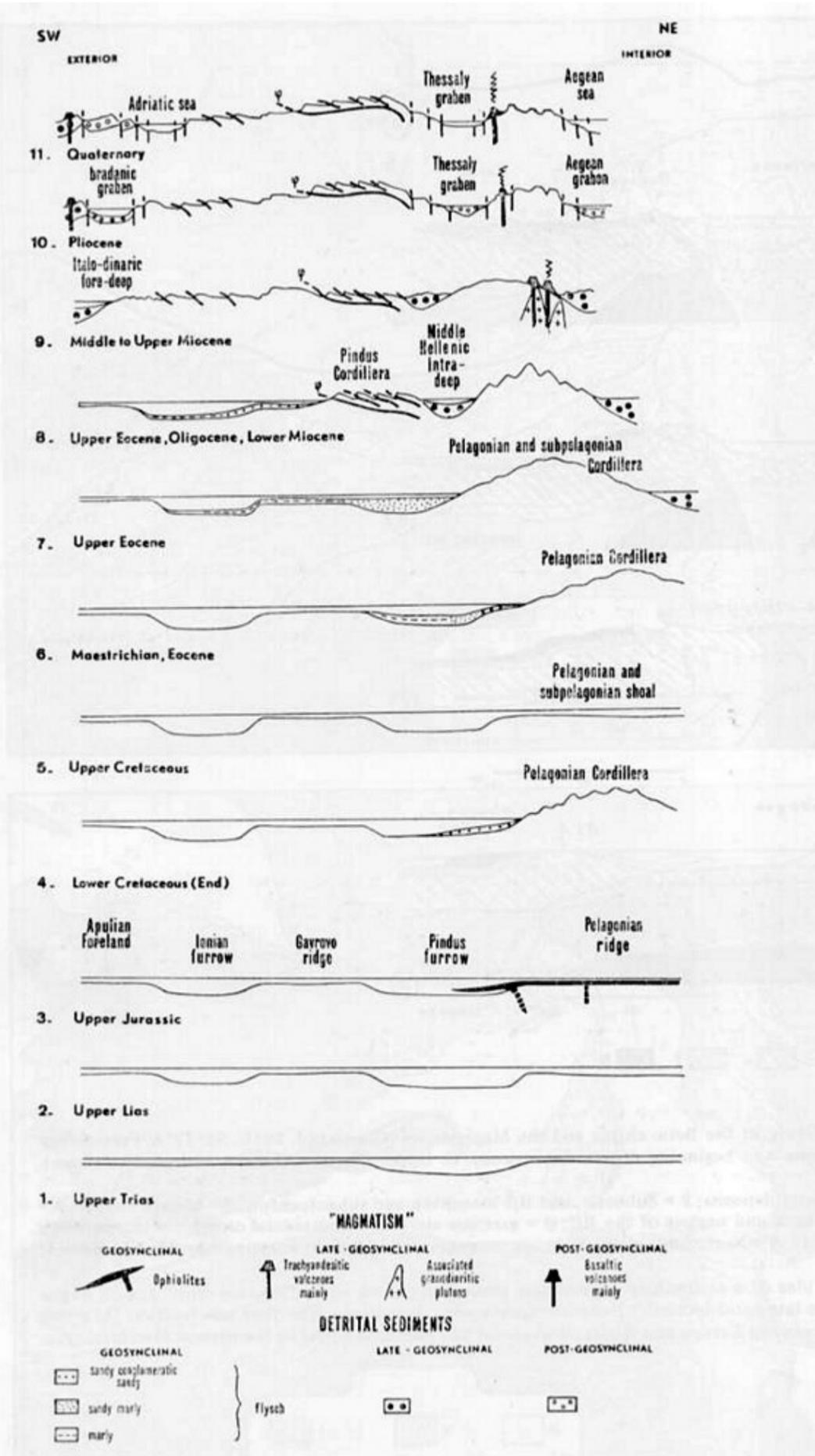
L'intera area alpina perimediterranea è compresa tra due blocchi "stabili" continentali, il Cratone Europeo a Nord ed il Cratone Afro-Arabico a Sud che giocano entrambi il ruolo di avanpaese per le varie parti delle zone alpine. Infatti, tra questi due maggiori blocchi continentali si può osservare un sistema piuttosto complesso che comprende:

- 1) Le vere e proprie catene alpine;
- 2) I bacini molassici (le avanfosse);
- 3) Blocchi continentali più piccoli come la Spagna e la Corsica-Sardegna o la Moesia che rimasero stabili (poco deformate rispetto all'orogenesi Alpina);
- 4) I bacini del Mediterraneo attuale, recentemente formati, che in alcuni luoghi separano le zone Alpine o i blocchi intermedi minori.
- 5) Le catene a pieghe viste in carta mostrano un andamento complicato nel quale possiamo individuare la presenza di "archi" (oroclini di Carey) (vedi fig. 10.16).



**fig. 10.13 - Un modello semplice della Tetide Mesozoica (Carey, 1958).
A: struttura tettonica dell'Europa; B: Ricostruzione degli oroclini mediterranei allungati senza spostamenti laterali.**

Sono riconosciute: 1. catene "intracratoniche" dei Pirenei e della Crimea-Caucaso, che sono quasi rettilinee e che mostrano in sezione una struttura a forma di ventaglio; 2. le aree di catena di tipo "margine continentale a piana abissale oceanica" che mostrano una marcata vergenza e più generalmente una certa "polarità orogenica" verso il loro avanpaese continentale. La figura 10.14 mostra un tipico esempio con una terminologia di tipo geosinclinale. In queste aree si riconoscono: 2a) zona tra le Alpi e le Pontidi, 2b) zona che si sviluppa dalle Dinaridi alle Tauridi, 2c) zona Betica-Appenninica. Inoltre si fa strada l'ipotesi di una probabile continuità tra Alpi e Betidi se si accetta la rotazione della Corsica.



<!--[endif]-->

fig. 10.14 – Un modello dell'evoluzione di una coppia miogeosinclinale-eugeosinclinale come illustrata dall'esempio delle Ellenidi (Abouin, 1965).

Questo diagramma mostra più chiaramente gli stadi più importanti dell'evoluzione di un'orogenesi Alpina-Mediterranea: la sedimentazione (1-3) geosinclinale con messa in posto di ofioliti (3, ma guarda sotto); deposizione di flysch (4-8) con migrazione nel tempo e nello spazio (onda orogenica); deposizione di molasse (8-11). Questo modello chiaramente mostra "l'onda orogenica" con una migrazione della tettonogenesi e di sedimentazione dei flysch dalle parti interne verso quelle esterne della catena, e il periodo post geosinclinale (10, 11) con generazione di graben. Le ofioliti sono qui considerate come il risultato di fuoriuscita di magma sul fondo oceanico). Per altri più recenti modelli di generazione di ofioliti e messa in posto, dallo stesso autore).

L'avampese stabile continentale di queste aree (definite "geosinclinale" nella vecchia terminologia) può essere costituito sia da un blocco continentale maggiore (l'Europa per le Alpi, l'Africa per le Maghrebidi) o da uno minore (Iberia per le Betidi, Moesia per i Balcani); in alcuni casi questi blocchi "stabili" e "alpini esterni", possono aver subito una specie di piegamento terziario (Atlas Sahariano sul Cratone Africano a Sud delle Maghrebidi; Iberidi e Catalanidi sul blocco Iberico tra le Betidi e i Pirenei; Giura franco-svizzero nel nord delle Alpi). Tali aree sono state chiamate, prima dell'avvento della tettonica delle zolle, "epicratoniche" o "intracratoniche"; vedremo successivamente a cosa corrispondono nel quadro di questa teoria. Gli archi o "oroclini" che sono responsabili dei cambiamenti di direzione delle principali aree di catena non mostrano le sempre simili caratteristiche (fig. 10.1 e 10.2). La loro convessità può essere sia verso Est (archi della Calabria e dei Carpazi) che verso Ovest (Alpi occidentali e Gibilterra) o verso Sud (Arco Egeo). Alcuni di loro sono associati ad un'attività vulcanica del Terziario sup., Quaternario ed Attuale ed in qualche posto anche a terremoti profondi. L'arco alpino occidentale, d'altra parte, non mostra tali caratteristiche e può avere, probabilmente, una differente origine. Di notevole importanza è l'Arco di Gibilterra, che unisce le Betidi e le Maghrebidi, due zone quasi

identiche ma con differenti avanpaesi (Placca Iberica al Nord, Placca Africana a Sud). Tutte queste zone di catena hanno subito un considerevole raccorciamento in seguito a compressione durante la tettonogenesi alpina, che ha comportato sovrascorrimenti a grande scala. Zone a pieghe e falde si sono formate sia su rocce di basamento sia su rocce di copertura (sedimentarie). Secondo l'età del piegamento pre-alpino queste rocce di basamento possono essere di età Varisica o più antica (figg. 10.4 e 10.9) e di contro la base della copertura sedimentaria può essere più o meno vecchia (sedimenti cambriani giacciono su un basamento pre-cambriano nell'autoctono delle Tauridi, sedimenti permiani o triassici giacciono su basamento varisico nelle Alpi etc.). In nessun caso comunque il basamento cristallino attualmente conosciuto può offrire abbastanza spazio per la copertura sedimentaria a noi nota, specialmente quando andiamo a considerare le falde dei terreni flyschoidi; questo rappresenta il ben noto "problema dello spazio" per il quale diverse soluzioni sono state proposte. Ma anche se si ammette che le ofioliti alpine rappresentino un altro tipo di basamento (non continentale, ma oceanico), non si può sfuggire a questo problema dello spazio, per cui è necessario immaginare una qualche scomparsa di una parte del basamento continentale e/o oceanico per mezzo di un "inghiottimento", di una subduzione o possibilmente di altri meccanismi. Per quello che riguarda il concetto di subduzione, ora grandemente usato in modelli della teoria della tettonica delle placche ricordiamo qui che sia l'idea (Ampferer 1916) che la parola subduzione (Amstutz 1959) sono antecedenti alla nascita di questa teoria e furono immaginate allo scopo di risolvere il problema dello spazio o più semplicemente per dare un modello genetico da utilizzare per alcune zone a falde (figg. 10.18-10.21).

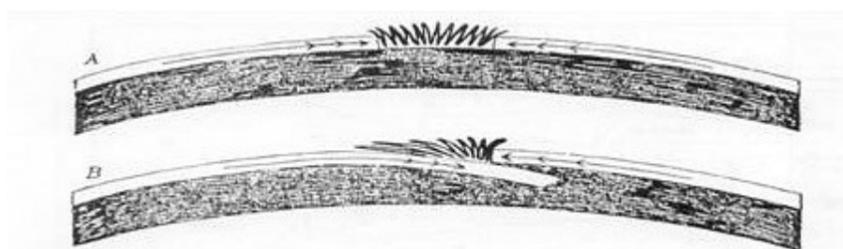


fig. 10.15 – Piegamento e costruzione delle catene montuose; A) compressione per collisione; B) subduzione (Ampferer, 1928).

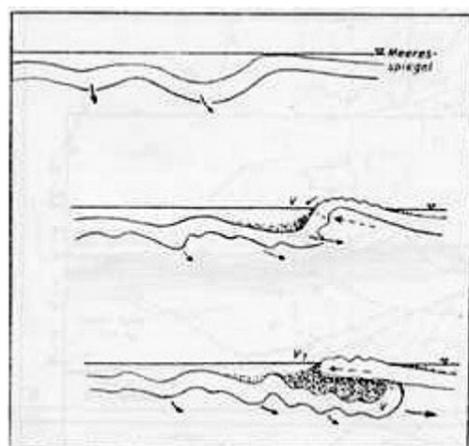


fig. 10.16 - Subduzione crostale (verschlungung), una spiegazione della nascita e sviluppo di un bacino del flysch nelle Alpi (Kraus, 1951); W = Vortiege, cioè avanfossa dove viene depositato "wildflysch" (cioè flysch con olistoliti).

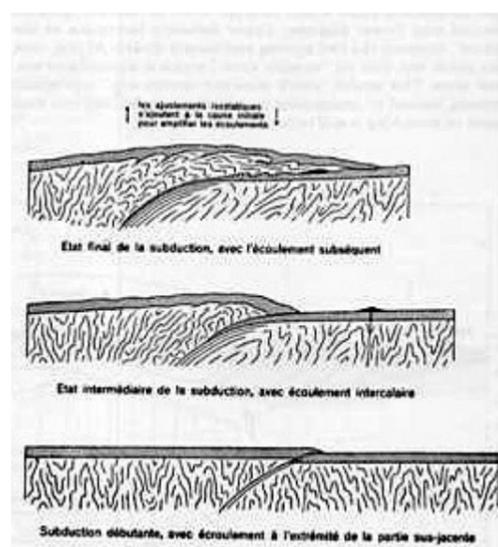


fig. 10.17 - "Subduzione" come era vista dai geologi alpini (Amstutz, 1955) negli anni 50 prime della elaborazione della teoria della tettonica a zolle. Il concetto di subduzione, ed il termine furono usati dai geologi Alpini (Ampferer, Amstutz, Kraus etc.) per un meccanismo di tettonica intracrostale. Qui sono schematicamente mostrati tre momenti di una subduzione che porta alla generazione di una falda Penninica nelle Alpi, con basamento granitico-gneissico (sialico) ed una copertura sedimentaria.

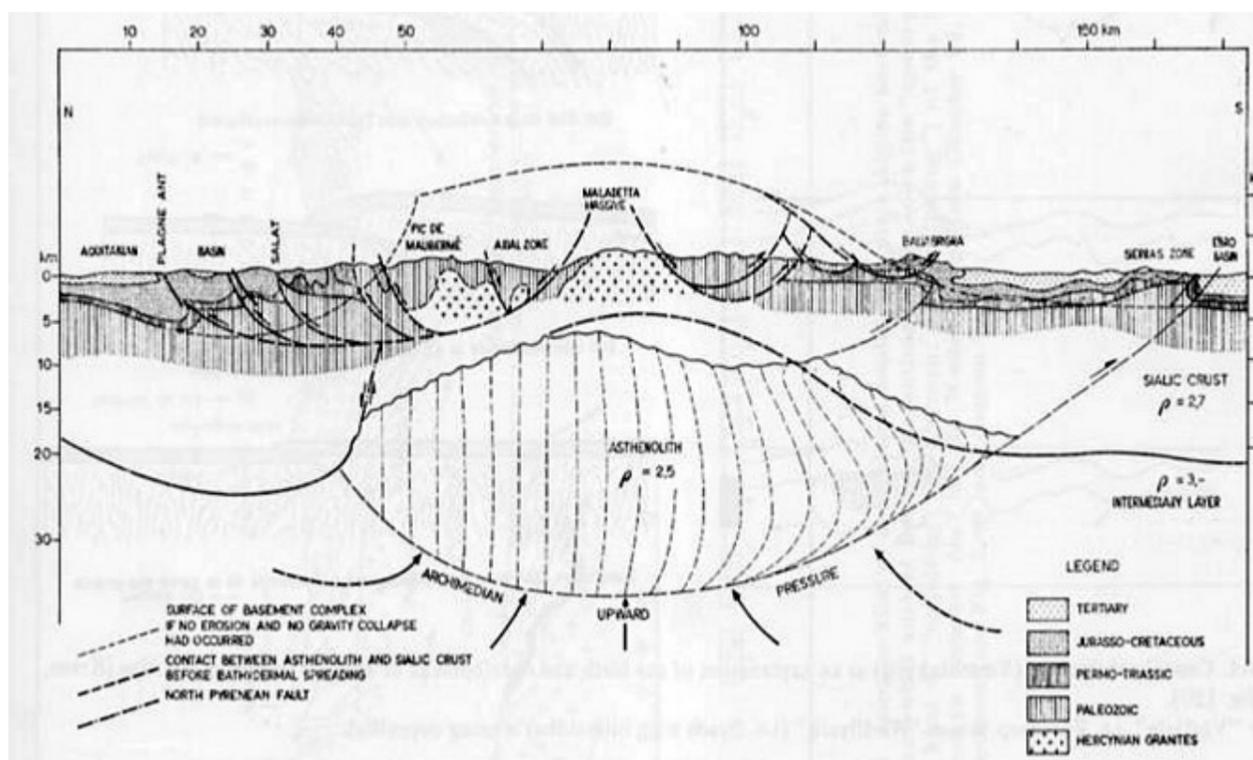
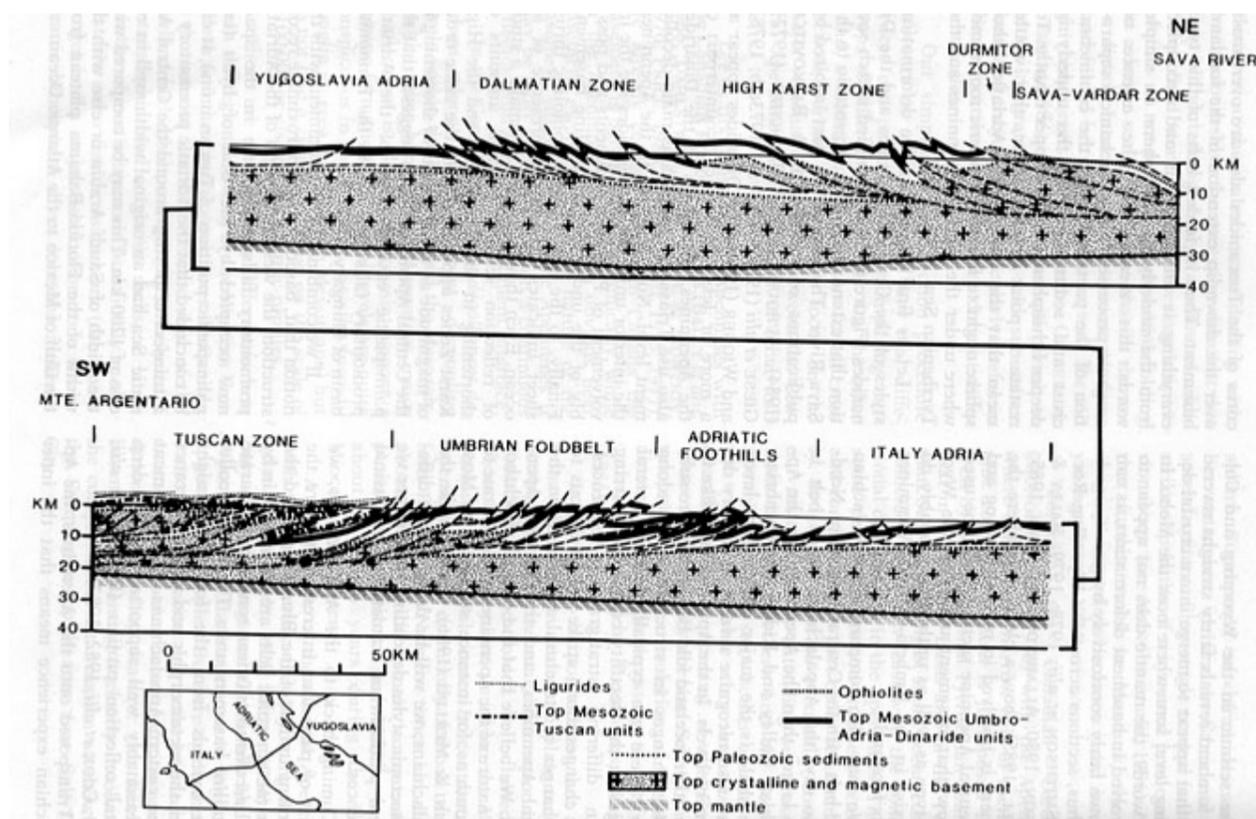


fig. 10.18 – Modello di formazione delle catene tramite la risalita di un Astenolite.



Le rocce sedimentarie mesozoiche e cenozoiche delle catene alpine possono essere divise in tre principali gruppi che riflettono gli stadi principali della storia della tettonica: 1) sedimenti ("geosinclinalici") oggi detti di margine continentale passivo, 2) sedimenti tardo-geosinclinalici (principalmente flysch), oggi di margine attivo, 3) sedimenti post-geosinclinalici (principalmente depositi molassici, oggi di avanfossa, fig. 10.15).

Le età di questi differenti stadi possono essere diverse da una catena all'altra (dalle Alpi alle Maghrebidi o alle Dinaridi) e soprattutto da una zona paleogeografico-strutturale all'altra nella stessa catena rispettando la cosiddetta "polarità orogenica", una regola che non ha nessuna (o poche) eccezioni: più esterni sono i domini paleogeografici più recenti saranno sia la tettonizzazione (deformazione, tectogenesi, metamorfismo) sia l'inizio della deposizione dei flysch. Accanto a questa evoluzione tettono-sedimentaria devono essere spiegati in qualsiasi modello dell'evoluzione delle catene alpine, sia gli eventi metamorfici, specialmente del metamorfismo di alta pressione – bassa temperatura che sembra essere avvenuto nelle fasi iniziali per lo meno in alcune catene (figg. 10.23-10.25), sia l'attività magmatica (il vulcanismo ed i graniti tardivi). Tali fatti, ben noti, che sono dedotti dalle analisi tettoniche, petrologiche, sedimentologiche e stratigrafiche, ora sembrano ricevere una spiegazione "globale" piuttosto soddisfacente (ed intellettualmente rassicurante) alla luce della tettonica a placche.

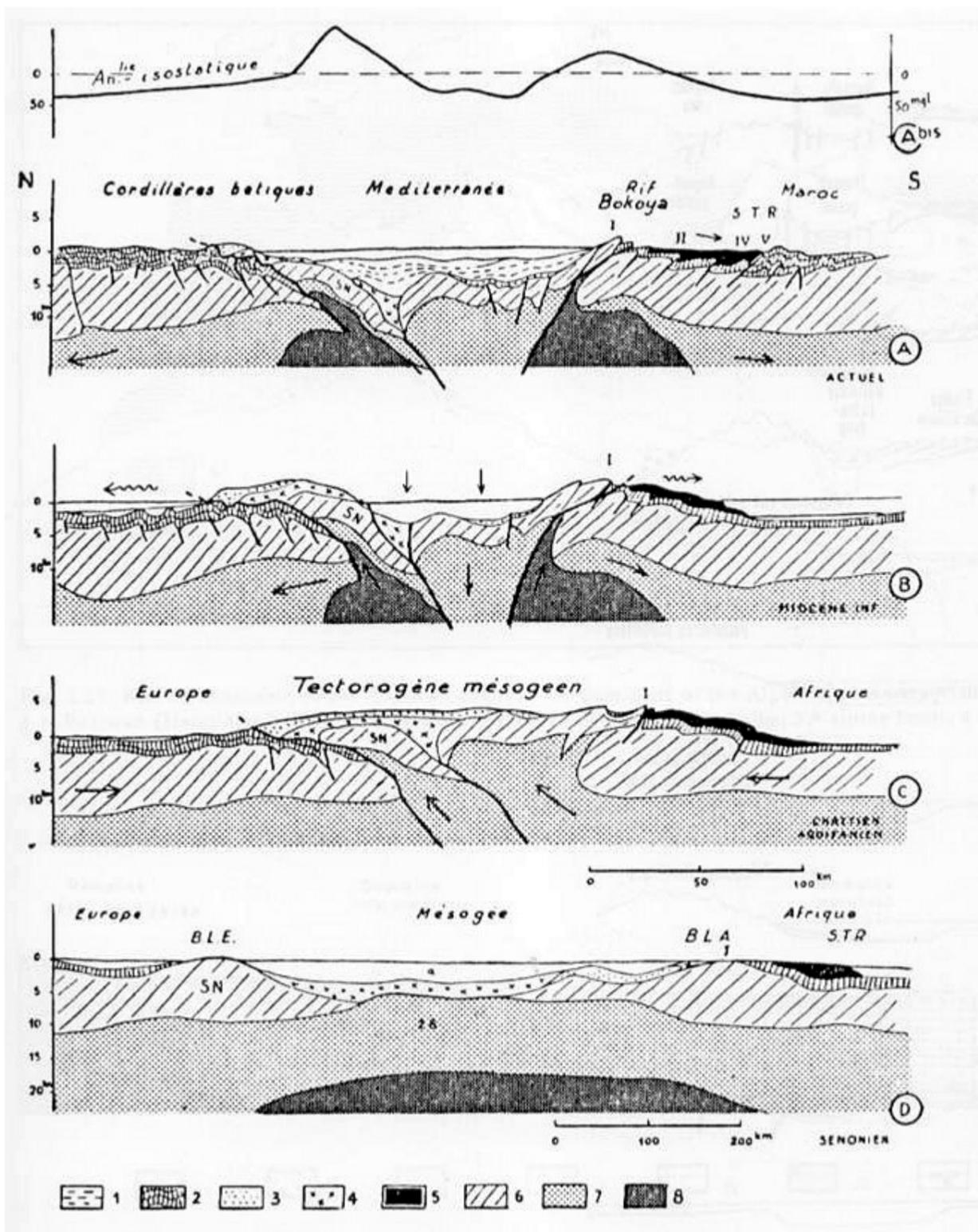


fig. 10.19 - Un modello per la storia tettonogenetica delle catene Betiche e delle Maghrebidi (Glangeaud, 1956 fig. 3).

A: struttura attuale; B: Miocene inferiore (falde di gravità e inizio di distensioni tardive); C: Oligocene superiore (le maggiori fasi compressive); D: Cretaceo superiore (epoca di distensione).

1 = depositi Miocenici e Plio-Quaternari post-tettonici; 2 = autoctono e subautoctono del Subbeteico e del Riff; 3 = falde di Malaga; 4 = Mischungszone; 5 = alloctono e falde del Riff; 6 = sial cratonico (equivalente a crosta continentale); 7 = strati crostali intermedi (equivalente a crosta oceanica); 8 = masse più dense che durante l'orogenesi hanno dato luogo a magmi eruttivi (equivalente a mantello superiore). Nota che in questo primo modello l'idea di una fase distensiva preliminare con nascita di una "crosta oceanica" (cioè 7 della legenda) è chiaramente espressa, come le più recenti (post-tettoniche) distensioni Neogene-Quaternario. Nella sezione D indicava la Mesogea (cioè la Tetide) tra l'Europa e l'Africa, la seconda (sez. B-A) all'attuale Mediterraneo.

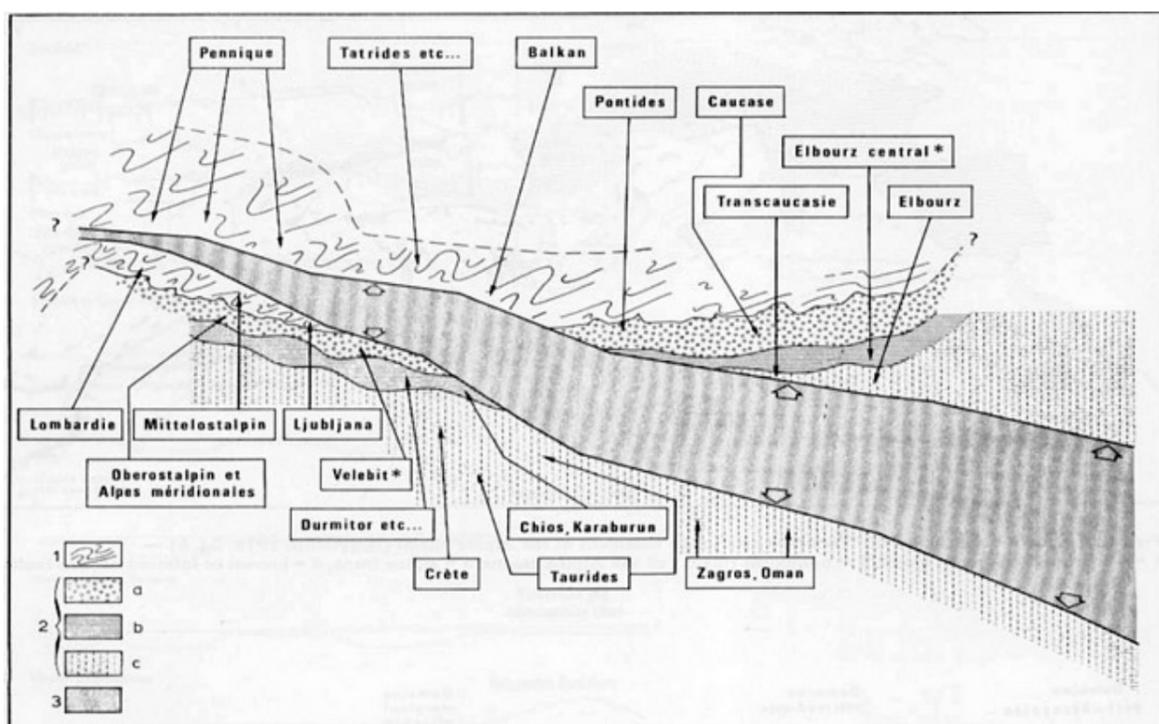


fig. 10.20 - Un modello per l'apertura Mesozoica del segmento della Tetide (Argyriadis, 1975).

Guardando alla posizione strutturale attuale, relativa alle unità ofiolitiche Alpine, di differenti facies del Permiano, l'apertura della Tetide, qui ritenuta di età Mesozoica (vedi anche fig. 27) può aver tagliato obliquamente da ovest ad est, (1) la catena varisica settentrionale, (2) il dominio peri-Varisico (piccoli cerchi), (3) il dominio intermedio del Permiano, qui rappresentato da linee orizzontali e il margine Africano meridionale (e Arabico) 1= Orogeno Varisico; 2 = Tetide del Permiano o Mesogeica (2a = bacino peri-Varisico; 2b = piattaforma permiana; 2c= dominio Africano-Arabico di margine); 3= area occupata dalla Tetide (Mesozoico).

10.2.2 - EVOLUZIONE DI MODELLI DELLA TETTONICA DELLE ZOLLE APPLICATI NELLA FASE INIZIALE ALLE CATENE ALPINE MEDITERRANEE

Indipendentemente dalla loro validità nella loro espressione attuale e/o dall'adattabilità al sistema orogenetico della Tetide, dei modelli della Tettonica delle Placche si constata che questi ultimi sono numerosi e talvolta tra di loro in contrasto; inevitabilmente sono destinati a essere contraddetti da altri modelli entro pochissimo tempo; questo significa non che i modelli della tettonica a placche siano poco seri ma al contrario che ci si confronta con una teoria contemporanea ed in rapida crescita che forse talvolta avanza più velocemente della scoperta dei fatti, ma che sta anche stimolando nuove ricerche, che permettono di accertare nuovi fatti e conseguentemente, di costruire nuovi e talvolta migliori ma inevitabilmente provvisori modelli.

Saranno quindi illustrati tra i modelli che si ispirano alla tettonica globale, prima alcuni esempi storici (alcuni dei quali precursori o addirittura profetici) e quindi un piccolo gruppo di modelli per dimostrare quanto diverse possono essere (ma comunque possibili) le rappresentazioni. Da un punto di vista storico, si deve ricordare che la teoria attuale, non è la prima espressione di tettonica globale. Mezzo secolo fa seguendo e modificando l'ipotesi della deriva dei continenti di Wegener, Argand geologo della Svizzera alpina, cercò di spiegare la formazione delle montagne nella catena alpina con l'alternarsi di forze compressive e distensive dovute alla deriva dell'Africa rispetto all'Europa (vedi figg. 10.10-10.12ab). Si deve tuttavia notare che un primo modello di Argand supponeva che durante il Mesozoico la geosinclinale alpina sarebbe stata soggetta ad una compressione che aveva indotto un "piegamento embrionale" (invece di una distensione ed espansione che però veniva indicata durante fasi più recenti). Argand in realtà descrive una distensione per la formazione post-alpina degli attuali bacini mediterranei; quindi una distensione tardo Terziaria. Altre spiegazioni dell'orogenesi Alpina in termini di modalità di movimenti dei continenti sono state formulate dopo Argand, ma prima della nascita della vera teoria della Tettonica delle placche (vedi figg. 10.15-10.18).

Quando consideriamo un'area di proporzioni regionali come le Alpi o l'intera fascia alpina mediterranea, la moderna ricerca tettonica e sedimentologica ci porta a differenziare, da un canto, un periodo di sedimentazione di margine passivo come un periodo di distensione di apertura ed espandimento oceanico e dall'altro il periodo di sedimentazione del flysch e il periodo di piegamento come intervalli temporali di contrazione e chiusura dell'oceano precedentemente formatosi. D'altra parte poiché la tettonica delle zolle nella sua attuale forma, rappresenta la trasposizione "attualistica" dei modelli del presente al passato geologico essenzialmente le due tesi prima descritte furono inizialmente rappresentate da un modello di tipo margine "Atlantico" (distensione, espandimento) (figg. 10.21-10.22) e da un modello di tipo "Pacifico" (subduzione, associata o meno alla formazione di mari marginali cioè bacini di retroarco) (fig. 10.23).

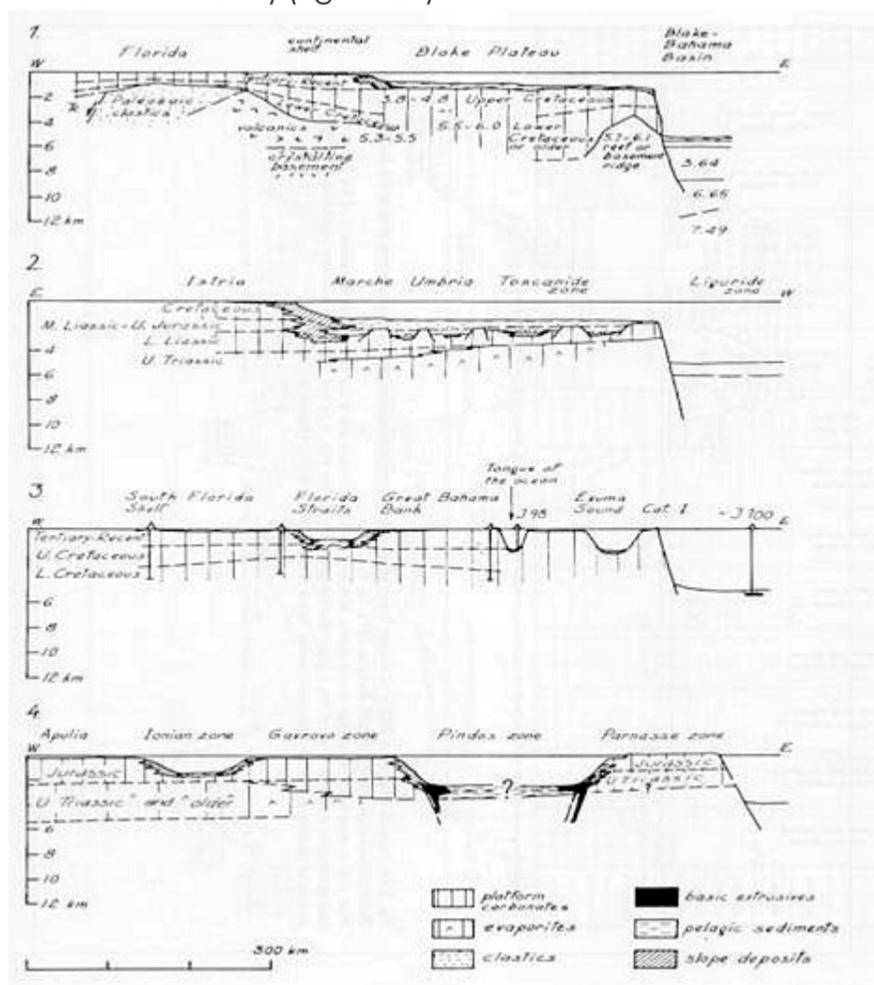


fig. 10.21 – Comparazione tra i margini recenti di tipo continentale di tipo Atlantico con i margini continentali della Tetide mesozoica (Bernoulli, 1972). Le sezioni 1 e 3 mostrano due casi di margini continentali attuali dell'Atlantico occidentale. La sezione 2 mostra il margine Africano (Appennini) dell'area oceanica Piemonte-Liguria, la sezione 4 il margine Africano (Dinaridi) dell'area oceanica Dinarico-Taurica. Nota che 2 e 3 sono modelli ricostruiti della situazione del Mesozoico, prima della tetto-genesi Alpina.

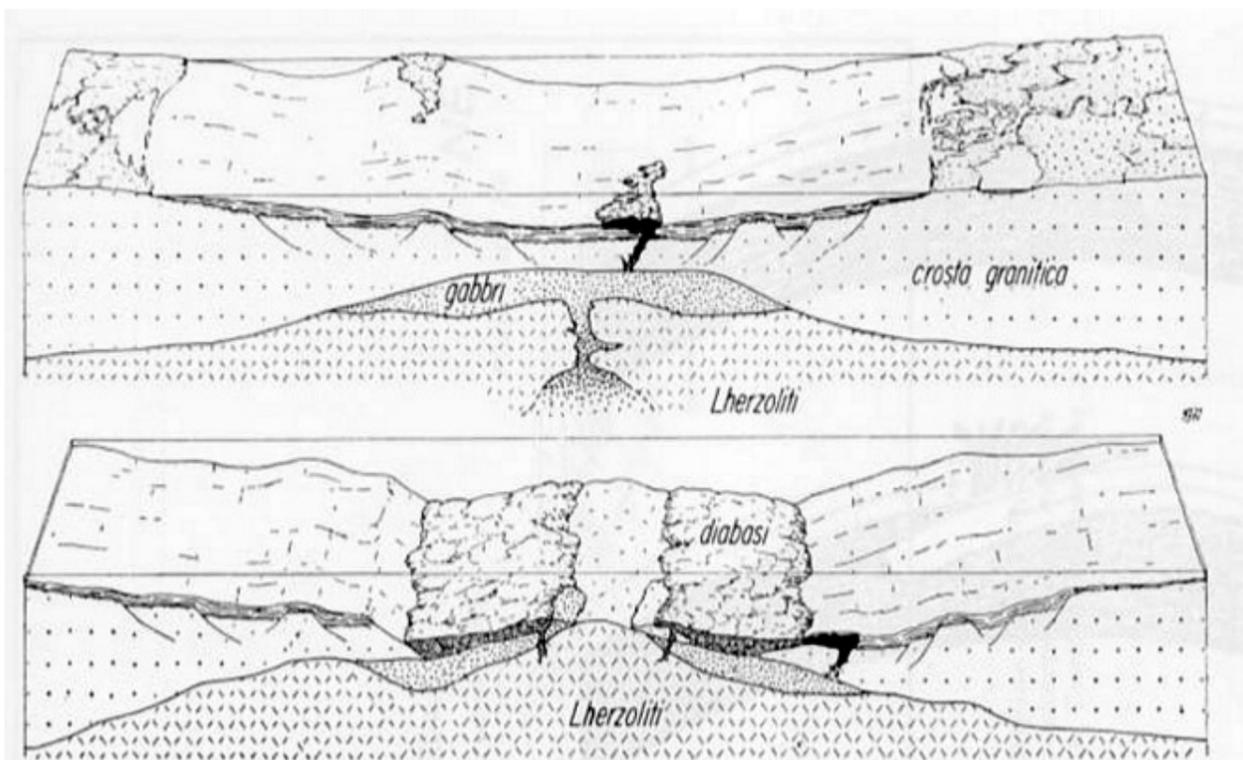


fig. 10.22 - Modello per la formazione di una crosta oceanica Mesozoica dell' area Piemonte-Liguria (Elter, 1972). Questo modello cerca di spiegare le relazioni di campagna conosciute e osservate tra le ofioliti Liguri e le loro coperture sedimentaria. La spiegazione è presa in gran parte da Decandia, Elter (1972). Nella figura in alto: Triassico-Medio Giurassico): inizio di stretching e assottigliamento della crosta granitica continentale. Questa prima fase discensionale avrebbe portato alla intrusione di corpi gabbroidi (origine di gabbri e forme associate). Secondo momento (diagramma in basso: Giurassico superiore) lacerazione della crosta continentale ed espansione, con generazione di uno "hiatus oceanico" tra i due blocchi continentali che si muovono con fuoriuscite basaltiche (pillow lavas, diabasi). La crosta oceanica è fatta di herszoliti, in altri posti di gabbri, in altri di pillows lavas. Questo modello che non coinvolge alcuna dorsale medio-oceanica ha il merito di avere per primo preso in considerazione le osservazioni di campagna, invece di essere trasposto in un modello attualistico; tuttavia manca un'accettabile spiegazione meccanica della causa dello stretching.

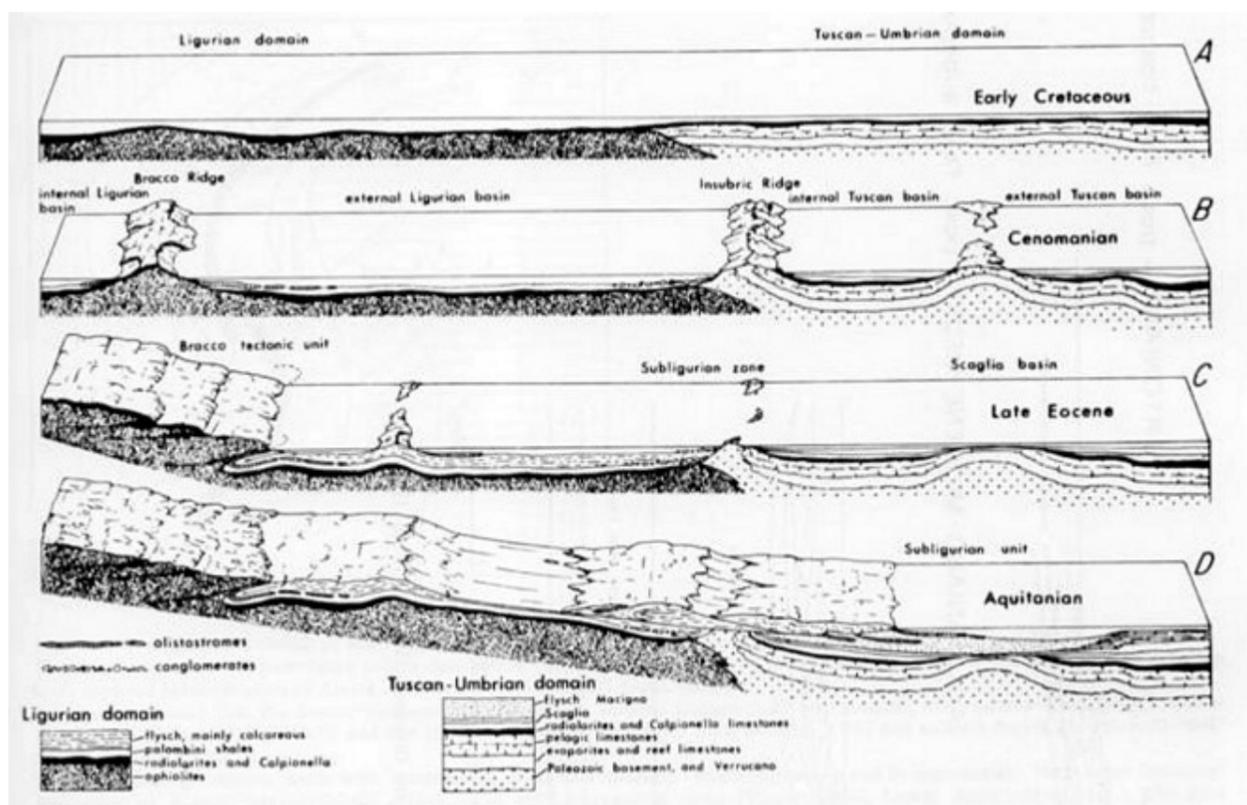


fig. 10.23 - Sezioni ipotetiche di aree della Tetide continentali ed oceaniche nel caso delle Alpi occidentali (sezione superiore) e degli Appennini (sezione in basso) (Gilse et al. 1970). Le croci indicano la crosta continentale, i punti il mantello superiore e la crosta oceanica. Questo modello mostra come la tettonica distensiva nel Mesozoico abbia dato origine ad aree con crosta oceanica (zona del Piemonte e delle Alpi centrali ed occidentali) ed aree con crosta continentale assottigliata o non assottigliata. I microcontinenti sono mostrati in aree oceaniche.

Naturalmente, tale accettazione di modelli ha il difetto di negare la possibilità di modelli non-attualistici. Nondimeno il paragone con gli attuali oceani e margini continentali è apparso sempre più negli ultimi 60 anni di sviluppo delle Scienze della Terra, un affidabile fattore di progresso e di conoscenza. Con riferimento alla regione peri-mediterranea, si possono pertanto individuare tre principali stadi che si succedono nel tempo: 1) lo stadio "pre-Tetide" o "Paleo Tetide", che contempla il problema della ricostruzione paleogeografica pre-mesozoica e triassica (fig. 10.24); 2) la nascita e l'espansione della Tetide, che noi possiamo chiamare lo "stadio Atlantico" (figg. 10.25 e 10.26); 3) il periodo di raccorciamento, cioè lo "stadio Pacifico" della Tetide, dove noi possiamo immaginare diversi tipi di subduzione, di formazione di mari marginali e successivamente di collisioni continentali.

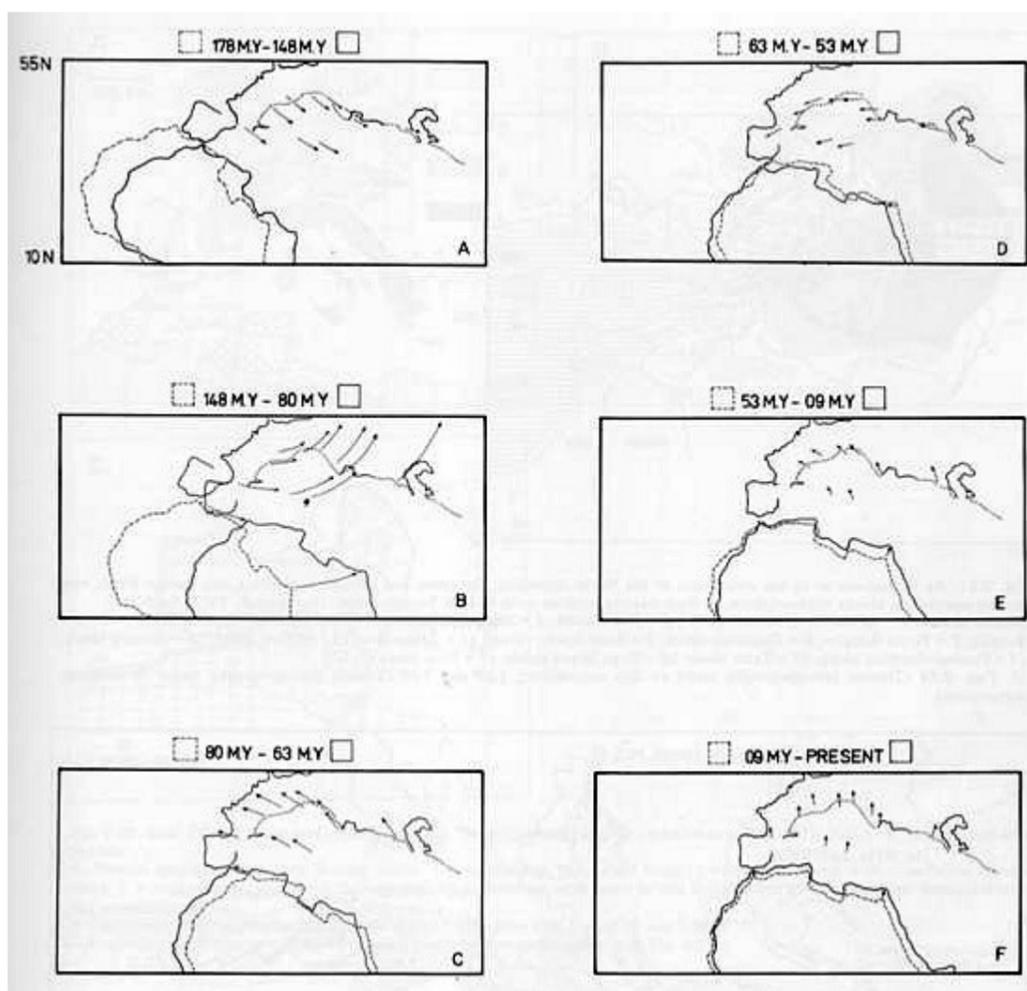


fig. 10.24 - Successive posizioni dell' Africa relativamente all' Europa, come dedotte dalle anomalie magnetiche dell' Atlantico (Dewey et al.,1973, fig. 2 ridisegnata). Nota che come nelle figure precedenti questa ricostruzione porta a immaginare (A) un largo oceano della Tetide durante il Permo-Trias ad est (future Dinaridi, Hellenidi, Tauridi e Zagros). Al contrario questa area oceanica sarebbe stata molto stretta nella zona occidentale (future Betidi e Magrebidi).

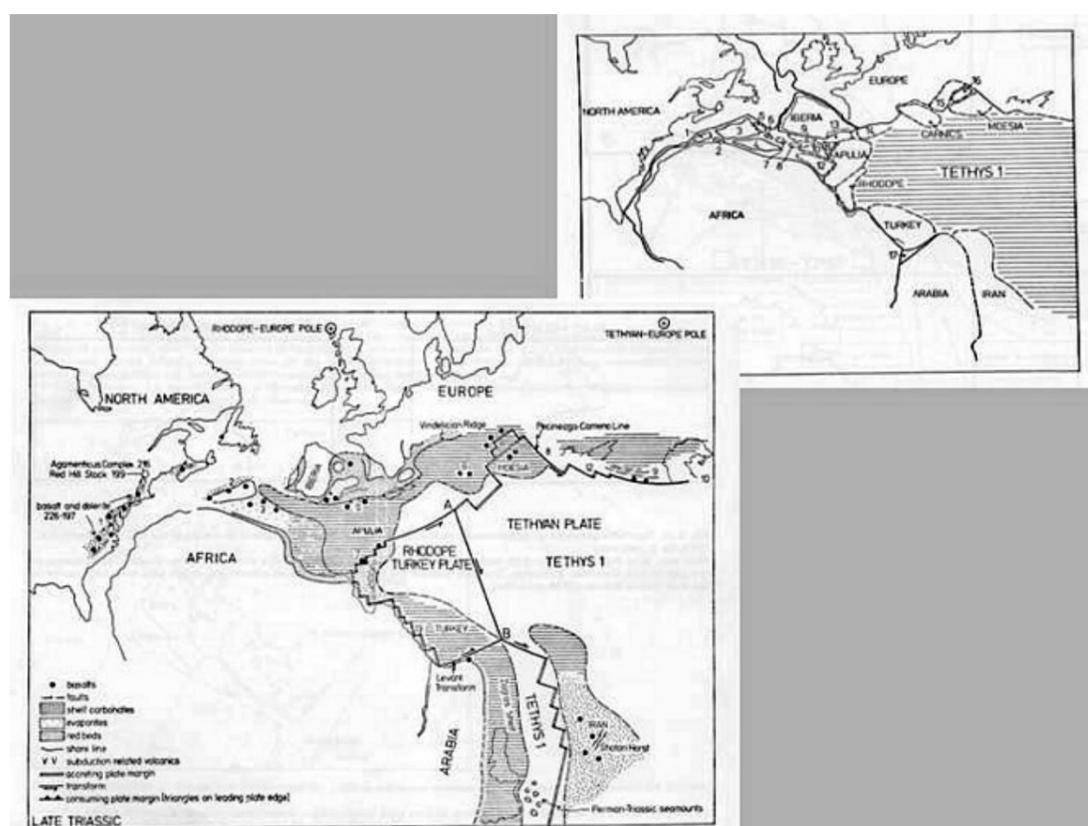


fig. 10.25 - Un'ipotesi di ricostruzione palinspastica dei continenti Nordamericano, Europeo, Africano, del blocco Iberico e blocchi continentali più piccoli tra di loro, rispetto alla loro posizione primitiva del Triassico superiore (Dewey et al.;1973). Piccoli blocchi: 1 = Lanzarote; 2 = Haha block; 3 = Meseta marocchina; 4 = Meseta di Orano; 5 = blocco del Riff; 6 = Grande Kabilia; 7 = Piccola Kabilia; 8 = Blocco Calabro; 9 = Blocco Betico; 10 e 11 = Blocco Siculo-Ibleo; 12 = Chott Sahel; 13 = Blocco Balearico; 14 = Blocco Corsico-Sardegna; 15 = Blocco dei Monti Tatra; 16 = Blocco del Tirgu-Mures; 17 = Blocco del Sinai.

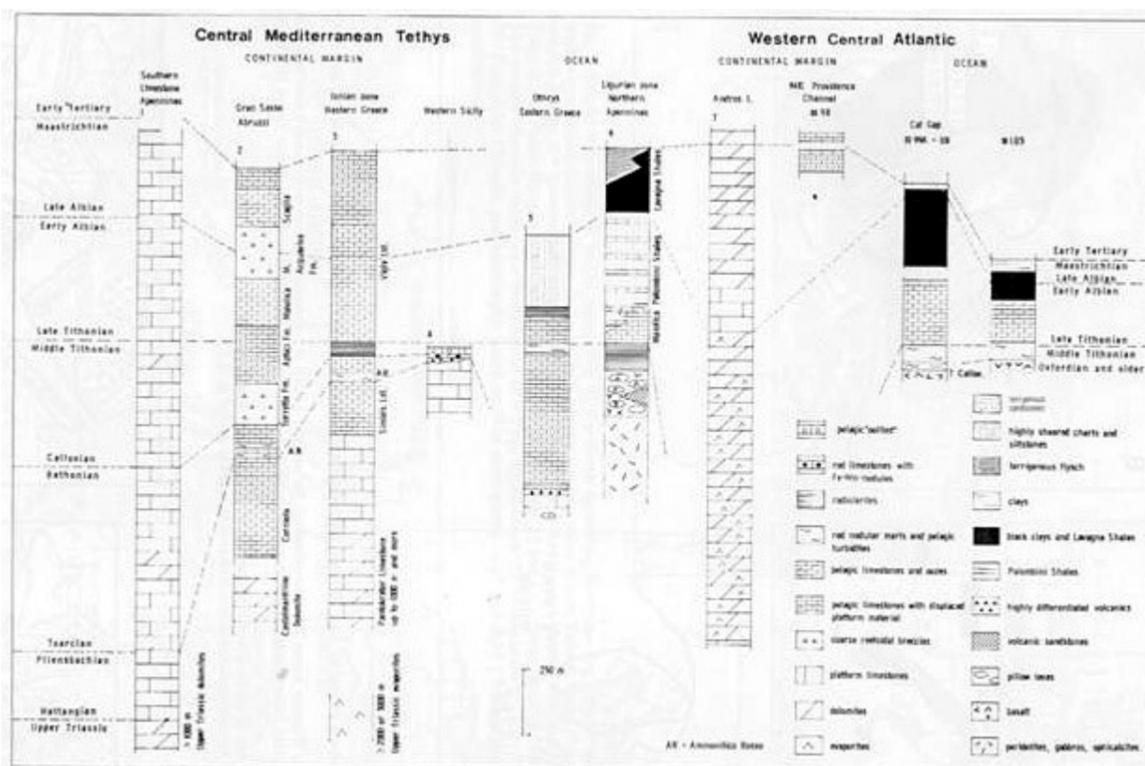


fig. 10.26 - Successioni mesozoiche della regione Alpino-Mediterranea e della regione occidentale dell'Atlantico centrale:una comparazione (Bernoulli e Jenkyns,1974). Il confronto tra i sedimenti dei margini continentali (con basamento di crosta continentale) e quelle di aree oceaniche (con basamento oceanico) che mostrano similarità molto evidenti.

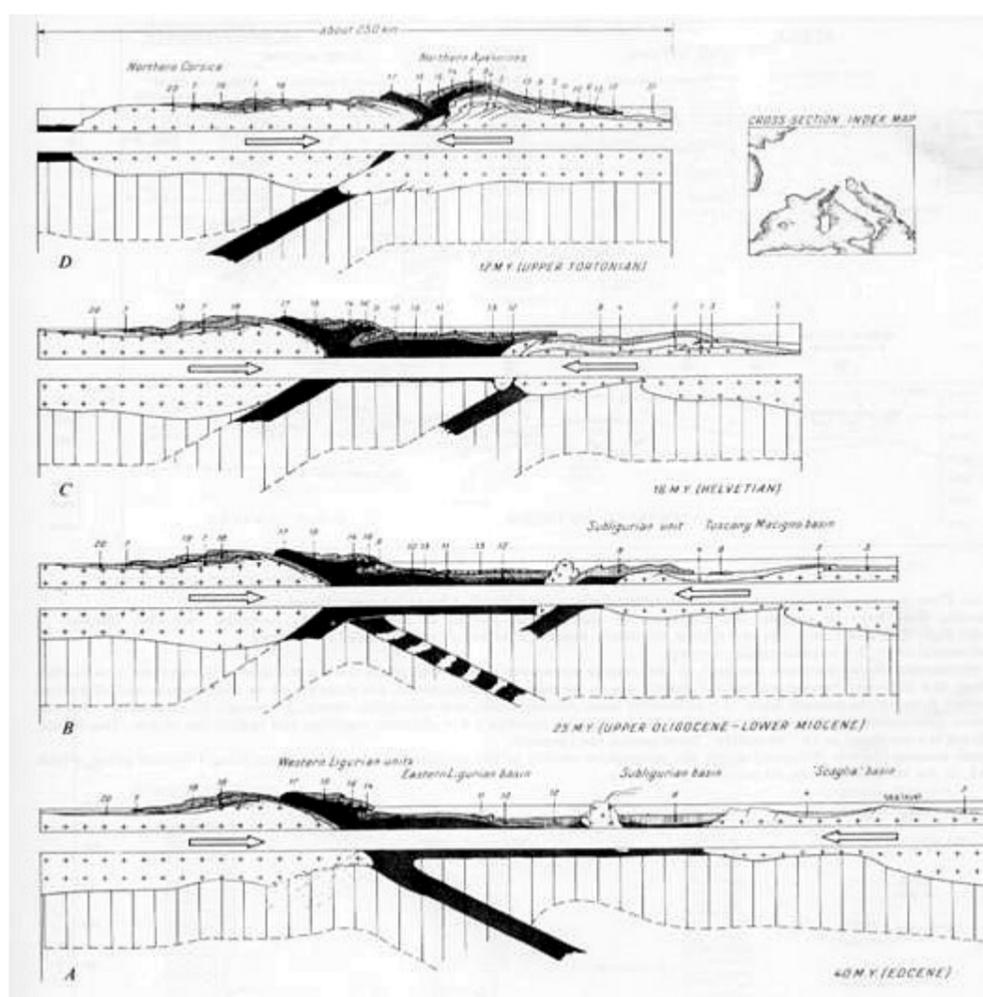


fig. 10.27 - Un modello di tettonica a zolle per lo sviluppo nel Terziario delle strutture Alpi-Appennini (Boccaletti et al., 1971). Nero = crosta oceanica; croci = crosta continentale; zone disegnate con linee verticali distanti = mantello superiore; bianco = astenosfera; tratteggio leggero = coperture miogeosinclinaliche; le zone a tratteggio denso verticale = unità sub Liguri. 1 = unità Apuane Paleozoiche; 2 = zona di Massa; 3 = copertura autoctona Apuana; 4 = falda Toscana; 5 = unità di Cervarola; 6 = zona Umbria-Marche; 7 = zona Brianconnese e Subbrianconnese; 8 = zona di Canetolo; 9 = unità di Caio; 10 = complesso basale dei flysch Liguri; 11 = unità di Cassio; 12 = unità di Sporno; 13 = serie Oligo-Mioceniche di Ranzano; 14 = unità di Gottero; 15 = unità Antola; 16 = Unità delle ofioliti del Bracco; 17 = unità ofiolitiche del massiccio di Voltri; 18 = scisti; 19 = unità Liguri di Balagne; 20 = copertura autoctona della Corsica; 21 = valle del Po, formazioni post-orogeniche. La simmetria, con opposte vergenze, delle strutture Nord-Appenniniche e Alpine (Corsica), ha portato gli autori ad immaginare 3 "zone di subduzione di Benioff" di differente età, che immergono in direzioni opposte.

Consideriamo brevemente questi tre brevi stadi ed i problemi corrispondenti. Un primo problema sorge quando noi tentiamo una ricostruzione palinspastica della Tetide durante il Permiano ed il Trias, cioè prima dell'apertura dell'Oceano Atlantico. Una certa linea di pensiero considera che, l'apertura dell'Oceano della Tetide sia avvenuta soltanto all'inizio del Giurassico, con un'eventuale possibilità che in alcune zone si sia prodotta nel Trias sup.; altre ricostruzioni ci mostrano (almeno per le zone orientali: future Ellenidi, Tauridi etc.) l'immagine di un Oceano della Tetide (Permiano e Triassico) molto grande tra Eurasia a Nord e Gondwana a Sud. I dati di campagna (principalmente strutturali e sedimentologici) in alcune zone della fascia alpina mediterranea (specialmente nella sua parte occidentale: Alpi, Appennini, Betidi, Maghrebidi) indicano una fase di sedimentazione di piattaforma carbonatica durante il Triassico (fig. 10.28) e che l'inizio dell'apertura e dell'espansione oceanica (formazione della crosta oceanica della Tetide e delle future ofioliti) sia avvenuto principalmente durante il Giura medio.

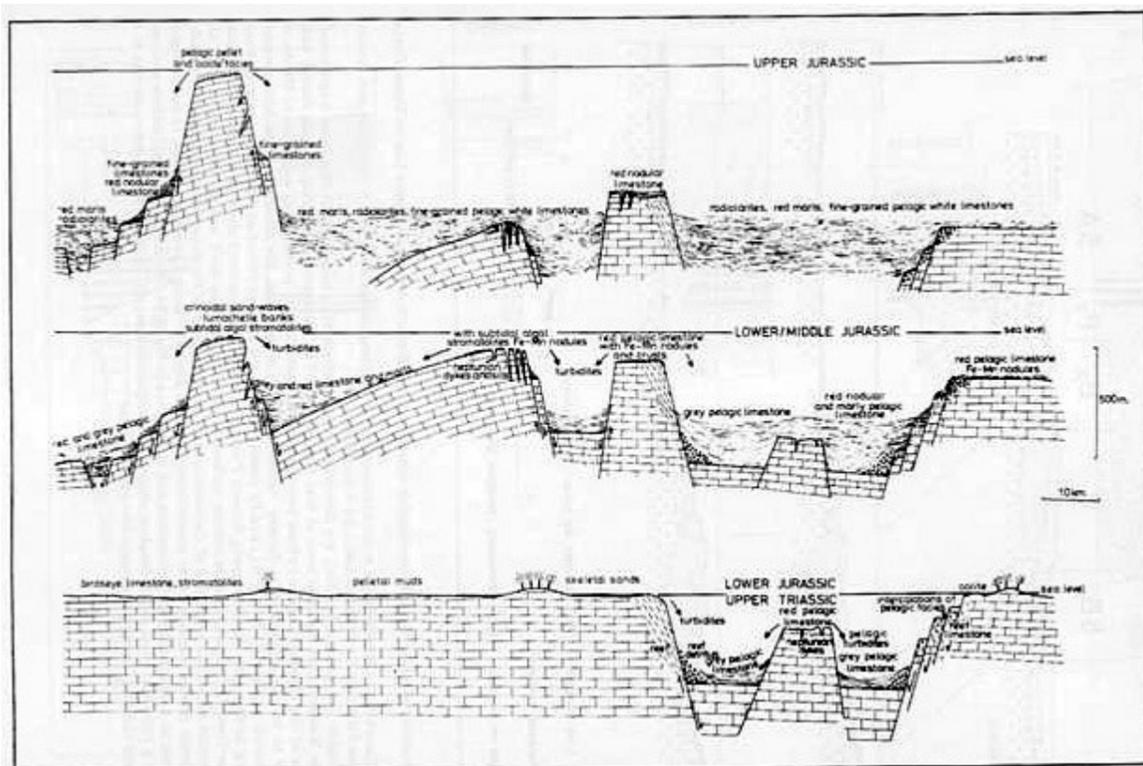


fig. 10.28 - Schema generalizzato illustrante l'evoluzione paleogeografica di parte del margine continentale meridionale della Tetide durante il Giurassico ((Bernoulli and Jenkyns, 1974). Questo diagramma in cui le altezze sono esagerate mostra la disintegrazione di una iniziale piattaforma carbonatica continua durante il Triassico. Questo evento che avvenne soltanto nel Lias fu molto probabilmente indotto da una tettonica distensionale che diede luogo a domini paleogeografici differenziati che sono mostrati come seamount pelagici o neritici alternantisi con aree bacinali. (In alcune altre aree non riportate in figura, come nella zona del Gavrovo nelle Ellenidi o Abruzzi negli Appennini, le condizioni di piattaforma carbonatica continuarono oltre il Giurassico e anche il Cretaceo).

Ad Est tuttavia (in alcune zone delle Ellenidi e Tauridi) alcune ofioliti con la loro copertura sedimentaria, (Trias sup.) possono essere interpretate come resti di una crosta oceanica triassica nella Tetide orientale. I dati di campagna che riguardano sedimenti permiani non ci permettono invece, di immaginare alcuna crosta oceanica della Tetide in queste aree durante tale periodo.

D'altro canto questi risultati sono in contrasto con la ricostruzione palinspastica effettuata per il Permiano ed il Trias, quando si prende in considerazione l'"accostamento" dei margini dei continenti che delimitano l'Atlantico (vedi fig. 10.26). Il modello ipotizzato quindi ci proporrebbe una Tetide molto stretta ad Ovest (le future Betidi e Maghrebidi) ed una Tetide oceanica molto ampia ad Est (le future Ellenidi, Tauridi etc.). Ma è possibile che questa presunta crosta oceanica permiana sia stata interamente consumata dalla successiva subduzione senza lasciare nessuna traccia? E d'altro canto è corretto ammettere che i margini attuali delle masse continentali, quali l'Africa, siano adesso gli stessi esistenti durante il Permiano, (eliminando la possibilità quindi di scomparsa e di distruzione di crosta continentale per mezzo di un qualsiasi meccanismo?). Comunque, la presenza in certi settori della Tetide, durante il Giura, di crosta oceanica sembra molto probabile, tenendo conto che le ofioliti alpine possono rappresentare resti di una crosta oceanica mesozoica e di parti del sottostante mantello. L'evoluzione dei margini continentali di queste aree oceaniche durante il Giura ricorda fortemente l'evoluzione dei margini dell'Oceano Atlantico nello stesso periodo (vedi Bernoulli 1979). Dopo gli anni '80 una serie di studi e ricerche ha suggerito nuove ricostruzioni (vedi Catalano et al., 1990). Ma tale stretto paragone tra i margini continentali non implica obbligatoriamente che la Tetide giurassica fosse paragonabile all'attuale Atlantico, cioè ad un vasto ed unico oceano con la sua dorsale medio-oceanica, e le sue faglie trasversi etc.. I modelli proposti per una Tetide giura-cretacea, attualmente sono molto differenti gli uni dagli altri; un unico e vasto oceano, oppure un mosaico di aree oceaniche più piccole associate a microzolle, e successivamente a mari marginali (Fig. 10.25).

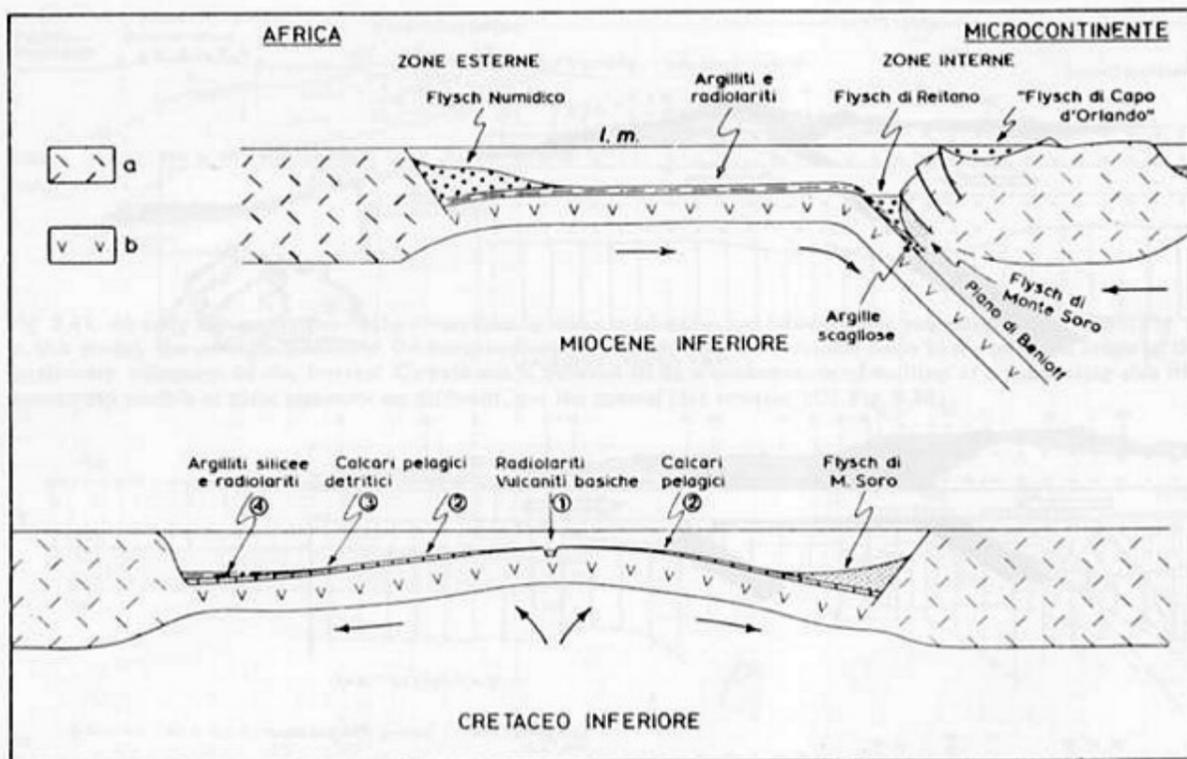


fig. 10.29 - Modello della tettonica a zolle dell'evoluzione dell'orogenesi Siciliana (e Nord Africa) (Wezel, 1970).

L'autore cerca qui di spiegare l'evoluzione dell'orogenesi siciliana in termini di tettonica delle zolle mostrando esempi di due tipici modelli attualistici, Atlantico e Pacifico. a = crosta continentale; b = crosta oceanica.

La sezione in basso mostra una fase dell'espansione oceanica (spreading) durante il Cretaceo inferiore. Grazie a questo spreading, si sono depositati i differenti "sedimenti oceanici" che ora appaiono incorporati in unità tettoniche sovrapposte. Sono qui indicati come diacroni e sedimentati in differenti parti del bacino oceanico: 1 = rocce vulcaniche basiche sottomarine e radiolariti; 2 = calcari pelagici; 3 = calcari detritici (microbreccie calcaree con strati più o meno gradati); 4 = argilliti silicee e radiolariti. Il flysch di Monte Soro è considerato come un deposito tra zone di rialzo continentale. La sezione in alto (Miocene inf.) mostra la progressiva chiusura del bacino oceanico grazie alla subduzione, lungo un piano di Benioff, che porterà, nel Miocene medio, alla collisione continentale con la zolla europea (Sardo-Kabilo).

Un altro interessante oggetto di ricerca si evidenzia relativamente alla chiusura della Tetide durante il Cretaceo ed il Terziario, poiché i modelli ora proposti, sebbene più o meno plausibili sono troppo diversi gli uni dagli altri e sono, soprattutto, incapaci di spiegare tutti i fatti accertati. La deposizione dei flysch in bacini sottoposti a fasi compressive della Tetide possono avere spiegazioni attualistiche (fig. 10.10); sono più difficili da spiegare eventi metamorfici coevi o successivi, specialmente metamorfismi di alta pressione / bassa temperatura. In realtà, il movimento dell'Africa relativo all'Europa, sembra essere stato di tipo trascorrente, più che una semplice separazione divergente seguita da una convergenza. Questo potrebbe rappresentare una possibile spiegazione della rotazione antioraria della Corsica - Sardegna ed infine dell'Italia, durante il Terziario, collegabile con una faglia trascorrente sinistra tra i due blocchi.

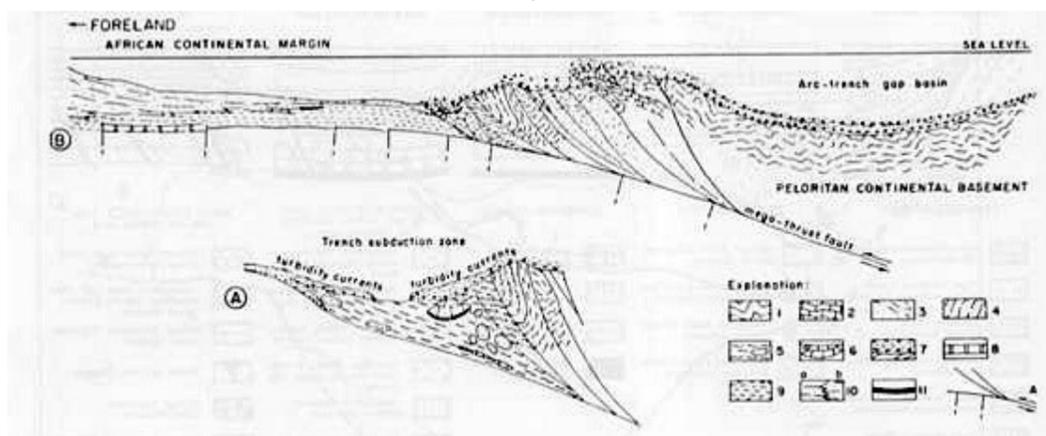


fig. 10.30 - Schema della convergenza Africa-Europa dall'Arco Calabro-Peloritano verso l'avampaese africano.

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

11 - PALEOGEOGRAFIA DELLA REGIONE PERIADRIATICA

11.1 - TENTATIVO DI RICOSTRUZIONE PALINSPASTICA DEL PROMONTORIO AFR

TENTATIVO DI RICOSTRUZIONE PALINSPASTICA DEL PROMONTORIO AFRICANO (ADRIA O APULIA).

Un insieme di catene montuose circonda l'Adriatico attuale dalla Sicilia all'Appennino fino alle Alpi meridionali, le Dinaridi e le Ellenidi. L'evoluzione geologica di questa regione è molto complessa e le fasce orogeniche mostrano diversi cambiamenti nella vergenza e nel raccorciamento; in ogni caso qualsiasi soluzione scegliamo per risolvere il problema dell'originaria geografia (Paleogeografia) di questa regione deformata non può essere spiegata soltanto con la retrodeformazione delle strutture impilate nella supposta originaria posizione, a causa del fatto che spesso segmenti di catena adiacenti si andrebbero a sovrapporre (lateralmente). L'analisi di facies a scala regionale suggerisce un'evoluzione polifasica del margine continentale mesozoico, la cui forma dovrebbe essere molto più semplice di quella disegnata dall'andamento delle attuali catene montuose. La carta palinspastica di figura 11.1 che è stata disegnata sulla base di un numero di sezioni geologiche e palinspastiche costruite in vari settori della catena periadriatica riporta l'ipotetica forma originaria di Adria (o Promontorio Africano), alla fine del Triassico. La storia cretacea e terziaria del margine continentale periadriatico (Adria, Channell et al., 1979, D'Argenio et al., 1980) non può essere compresa senza mostrare le importanti correlazioni con la storia più antica della regione, e quindi occorre tornare a schematizzare questi stadi evolutivi della regione di Adria.

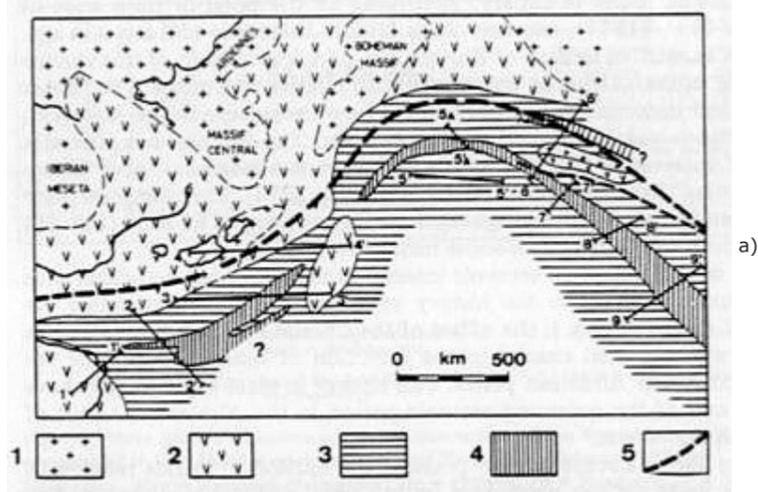


fig. 11.1a

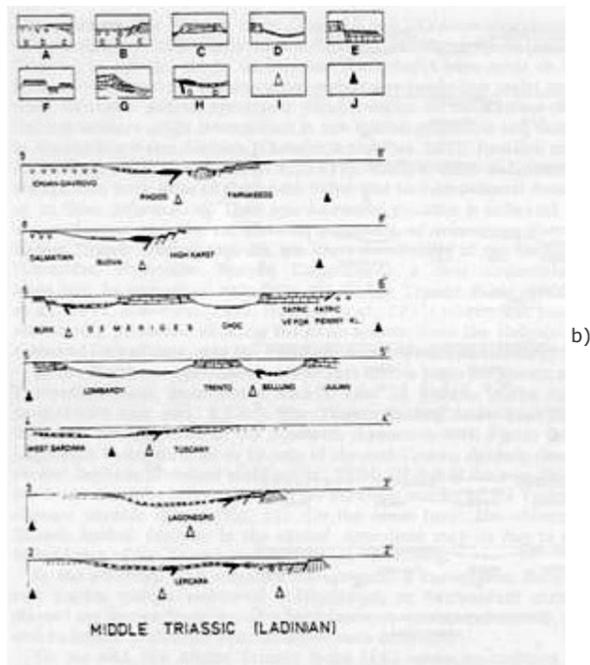


fig. 11.1b

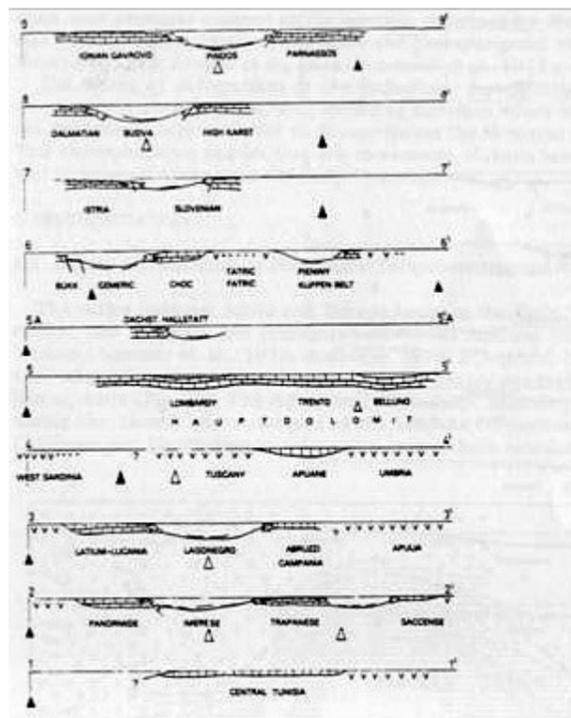


fig. 11.1c

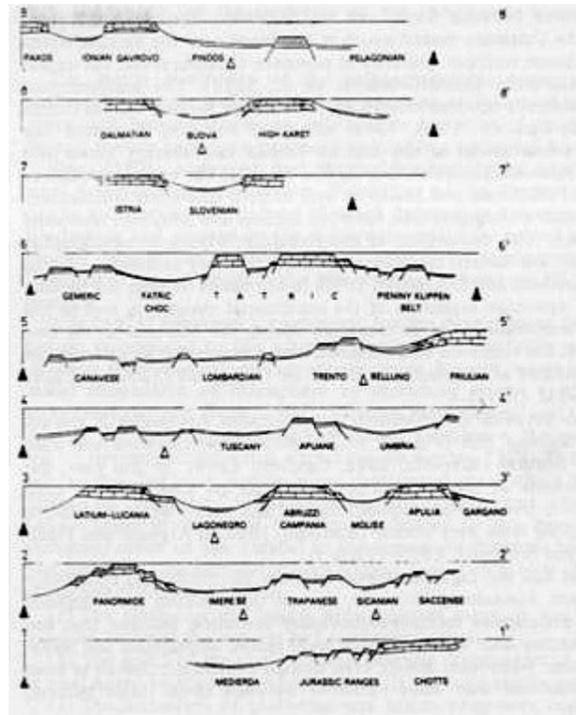


fig. 11.1d

fig. 11.1a-d -a) Paleogeografia del Triassico sup. basata su ricostruzioni palinspastiche attraverso la catena Periadriatica. 1 = Aree emerse, 2 = Evaporiti con associati Carbonati, 3 = Piattaforme Carbonatiche, 4 = Depositi di Bacino, 5 = Localizzazione approssimata dell'asse di rifting oceanico del Giurassico; b) Sezioni (indicate in fig. 8.1a) del Trias med. (Ladinico); c) Sezioni (indicate in fig. 8.1a) del Trias sup. (Norico); d) Sezioni (indicate in fig. 8.1a) del Giurassico sup..

11.1.1 - Fasi precedenti di rifting.

La storia di Adria inizia nel Giura quando un vero rifting oceanico ruppe il continente; è questa una caratteristica paleogeografia che si continua nel Cretaceo e poi nel Terziario; prima dello sviluppo di questo rifting oceanico, altri episodi di rifting continentale permisero la rottura crostale e l'assottigliamento, la formazione di magmatismo e la sedimentazione continentale e marina differenziata. Questo intervallo va dal tardo Permiano al Giura inferiore (fig. 11.2).

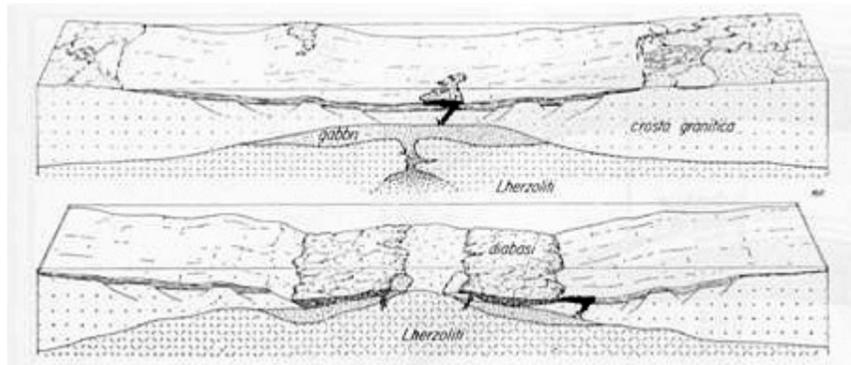


fig. 11.2 - Sezioni ipotetiche di aree della Tetide continentali ed oceaniche nel caso delle Alpi occidentali (sezione superiore) e degli Appennini (sezione in basso) (Gilse et al. 1970). Le crocette indicano la crosta continentale, i punti il mantello superiore e la crosta oceanica. Questo modello mostra come la tettonica distensiva nel Mesozoico abbia dato origine ad aree con crosta oceanica (zona del Piemonte e delle Alpi centrali ed occidentali) ed aree con crosta continentale assottigliata o non assottigliata. Nelle aree oceaniche sono mostrati i microcontinenti.

Il rifting tra Africa ed Europa cominciò nel Trias nella parte più orientale di Adria e si propagò verso Ovest, per raggiungere la Sicilia nel Trias medio; durante questo periodo un sistema bacini intracontinentali attraversò il Pangea. Il sistema di separazione raggiunse la parte atlantica della Tetide durante il Lias, ma solo alla fine del Lias fu stabilita una connessione tra i Caraibi ed il Mediterraneo. Le sezioni-tipo ricostruite lungo il rifting triassico (Fig. 11.1a), mostrano un bacino allungato caratterizzato da depositi terrigeni tra il Trias inferiore ed il medio, che evolvono tra il Trias medio e superiore, verso carbonati pelagici con selce; le aree bacinali erano distribuite più o meno simmetricamente rispetto ai margini delle piattaforme carbonatiche caratterizzate da depositi di mare basso, da depositi di scogliera e dai sedimenti evaporitici; La deposizione in aree epicontinentale delle facies di mare basso è caratterizzata da una dolomitizzazione precoce e dallo sviluppo di evaporiti, anche se i depositi marini del Trias inferiore sono piuttosto diffusi verso est solo nelle Alpi meridionali e nelle Dinaridi. Lo stadio di rifting continentale è testimoniato dalla presenza di basalti alcalini furono riprodotti lungo il sistema di bacino nell'Appennino. Relitti di questi bacino sono conosciuti nella costa tirrenica da Punta Bianca (nei pressi di La Spezia) dove la facies bacinale triassica può essere stata legata a facies simili nell'Appennino meridionale, direttamente o per mezzo di depositi medio-Triassici descritti nella Sardegna centrale. Sedimenti di bacino del Trias medio sono conosciuti lungo l'attuale fascia dinarico-ellenica.

La tettonica ladinica può aver cambiato questa paleogeografia inducendo compressione, sollevamento ed erosione e perciò interrompendo (?) in molti posti i possibili legami con le aree bacinali precedentemente esistenti. Evidenza di questo regime compressionale è stato trovato nel vulcanismo calcocalcino delle Alpi meridionali dinariche, nei depositi terrigeni (Flysch Carnici), come anche nelle faglie inverse precarniche delle Alpi meridionali. Durante il tardo Triassico evaporiti e carbonati si diffusero sui lati del bacino, sia in Sicilia sia nell'Appennino; questa distribuzione delle facies rassomiglia a quello presente nei domini Alpino-Carpatico Dinarico-Ellenico di età Trias medio. Nello stesso tempo, calcari selciferi pelagici ad Halobia si depositarono nei bacini, indicando la loro interconnessione mentre l'attività vulcanica era meno accentuata sebbene non completamente assente.

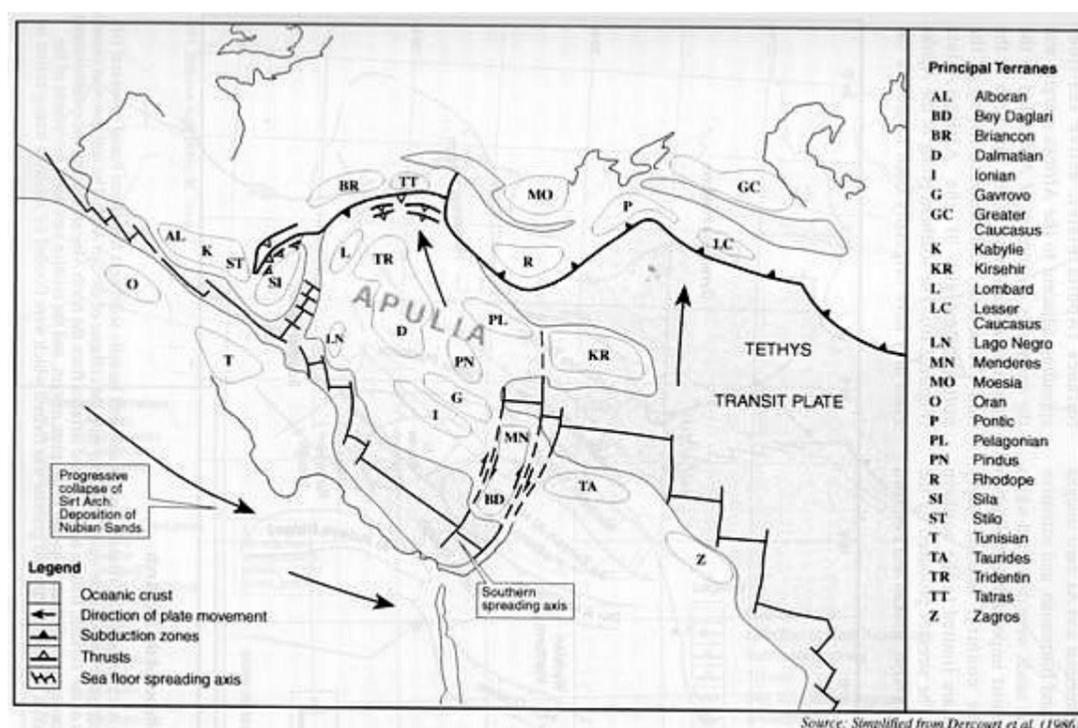


fig. 11.3 - Esempio di paleogeografia di Apulia, secondo Dercourt et al. (1986).

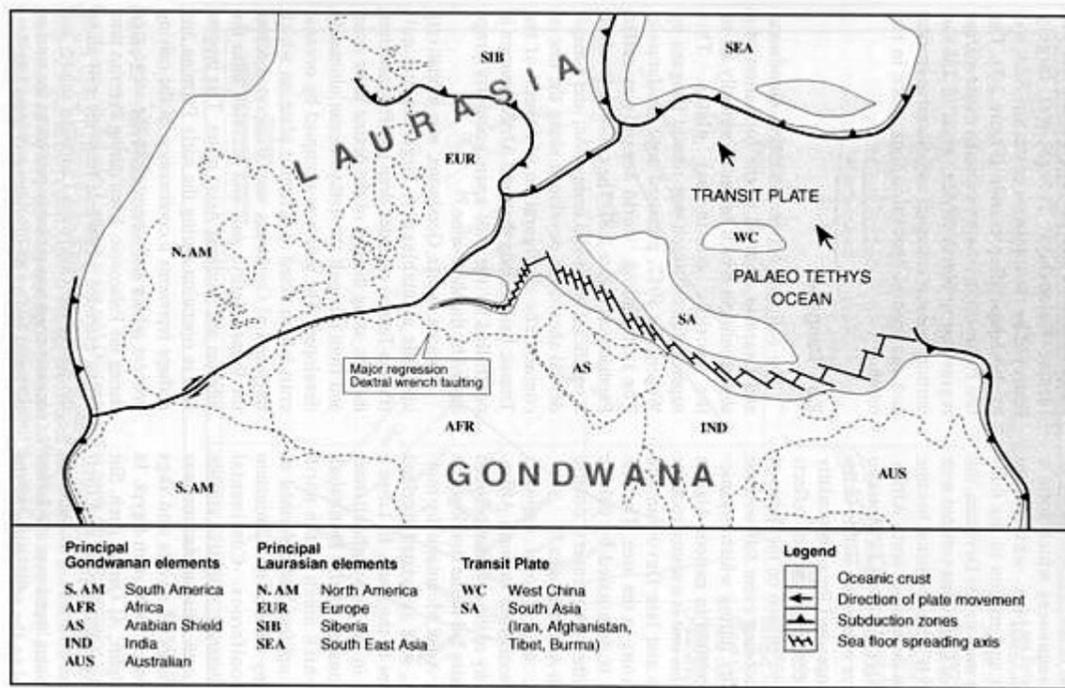


fig. 11.4 – Esempio di paleogeografia della Tetide secondo Ricou (1996).

11.1.2 - Sviluppo del margine periadriatico durante il Giurassico.

Il rifting oceanico giurassico (che fu generalmente parallelo e a volte coincidente con l'asse del rifting del Trias inferiore) cominciò nella parte orientale della regione e migrò verso Ovest, allo stesso modo del più antico rifting continentale e fu legato con la parte centrale dell'Atlantico alla fine del Lias (Fig. 11.1). Uno dei più importanti eventi sedimentologici nella regione periadriatica fu la transizione da un andamento più o meno simmetrico dei carbonati di mare basso sui due lati del solco triassico rispetto ad un andamento asimmetrico della distribuzione della facies durante il Lias, come risultato di un salto verso Nord dell'asse del rifting e l'inizio di un espansione oceanica.

La posizione di questo asse di deriva fu tale che tutti i domini sedimentari marini del Trias furono quasi interamente inglobati nel margine meridionale della Tetide. Dal Lias, nel margine continentale di Adria o Promontorio Africano, continuarono a svilupparsi piattaforme carbonatiche e bacini, spostati progressivamente verso l'interno del continente, con la crescita di nuovi bacini fino al Cretacico medio (ad es. in Appennino); uno sviluppo sincrono del margine continentale mesozoico avvenne attraverso una fascia che oggi corrisponde a diversi segmenti che si sviluppano in Sicilia, Appennino meridionale, Appennino settentrionale, Alpi meridionali, e Dinaridi (fig. 11.5).

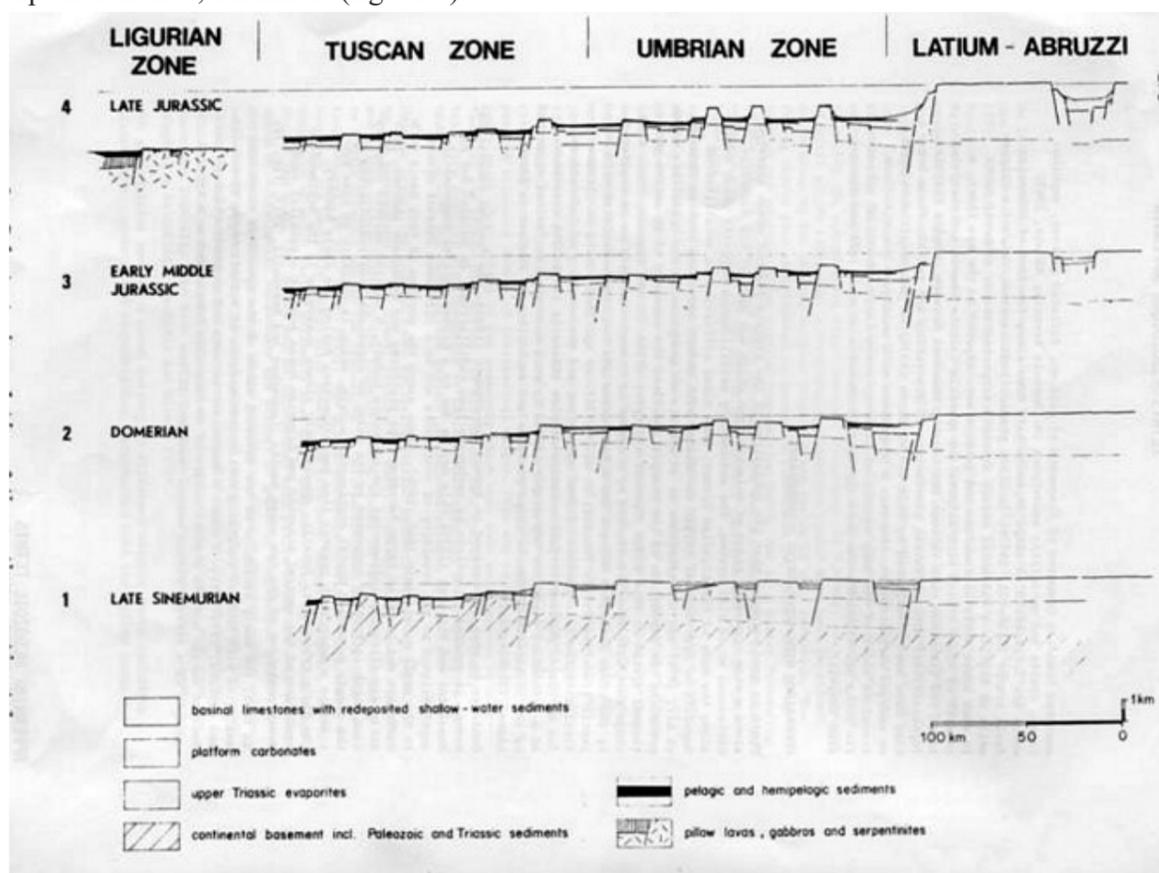


fig. 11.5 – Evoluzione paleotettonica del margine meridionale della Tetide nell'area dell'Appennino centro-settentrionale.

L'evoluzione tettono-sedimentaria individuata durante il Giura e il Cretaceo per l'Appennino meridionale e quello settentrionale vede lo sviluppo di nuovi bacini dalle precedenti piattaforme carbonatiche a spese dei preesistenti margini di piattaforma. I margini così neoformati ebbero abbondanti depositi di scarpata; ciò fu dovuto al progressivo collasso tettonico dei margini di piattaforma, lungo i quali non sono preservate le scogliere. Sulle piattaforme carbonatiche persistette una sedimentazione di laguna di retroscogliera, mentre i bacini ricevevano depositi calcareo-pelagici, con spesse intercalazioni bioclastiche provenienti dalle adiacenti piattaforme. I depositi bacinali del Giura sono spesso silicizzati, e vere e proprie radiolariti sono presenti nelle sequenze. Durante il Cretacico medio, dall'Albiano al Cenomaniano medio, nell'Appennino meridionale l'estesa emersione di piattaforme carbonatiche produsse livelli bauxitici; allo stesso tempo altrove ci fu una drammatica riduzione dei domini di piattaforma dovuti alle faglie sinsedimentarie e i bacini diventarono più larghi, occupando le regioni che fino a poco tempo prima erano stati margini di piattaforma. Così si accumularono durante il Giura e il Creta spessi depositi di calcari di retroscogliera, mentre diminuiscono vistosamente, durante il Giura, la dolomitizzazione legata ai fenomeni di diagenesi precoce, e l'estensione delle aree supratidali. Questi cambiamenti corrispondono a) ad una diminuzione dell'attività biologica, come risultato di una più intensa circolazione oceanica, poiché durante il Mesozoico, la Tetide si espandeva, e b) alla formazione di nuovi bacini, che tagliavano le aree di piattaforma (fig. 11.6).

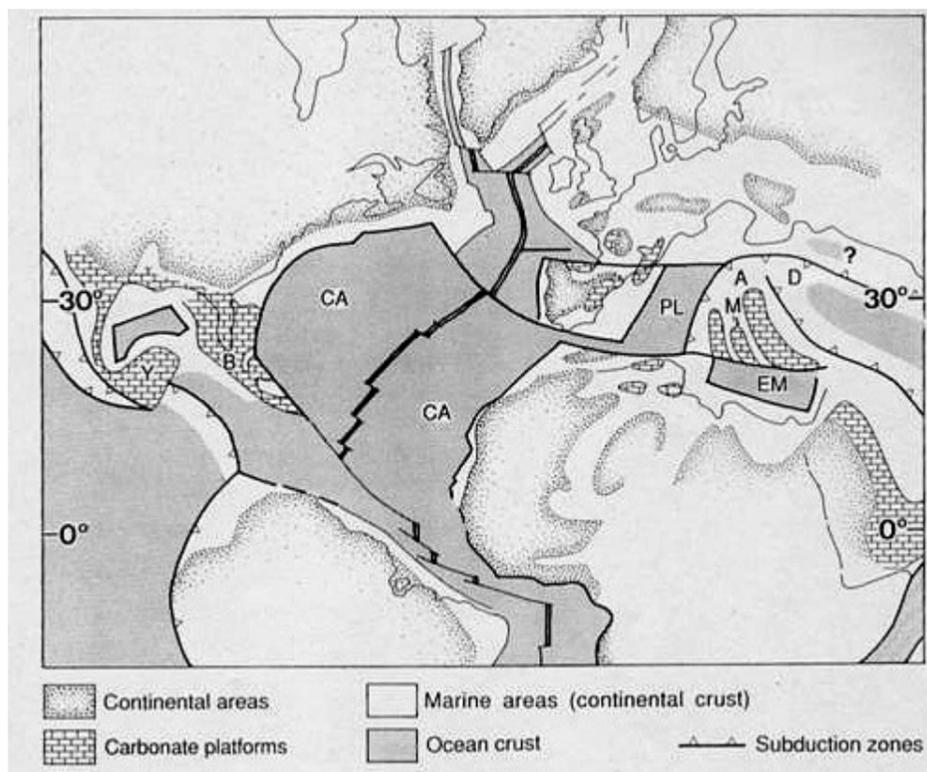


fig. 11.6 – Paleogeografia della Piattaforma Periadriatica nel Cretaceo sup.; A = Adria, B = Bahamas; CA = Atlantico Centrale; D = Dinaridi; EM = Mediterraneo Orientale; M = Maiella; PL = Oceano Liguro-Piemontese; Y = Yucatan.

Aree bacinali si svilupparono a partire dal Giura nell'Appennino settentrionale con l'abbassamento di larghi settori della piattaforma carbonatica triassico-liassica. Questi bacini furono separati durante il Giura, da seamounts, allungati secondo una certa direzione, e caratterizzati da sedimentazione condensata. Frequenti intercalazioni bioclastiche sono presenti nelle successioni di bacino fino al Terziario inf.

Dal Cretaceo inferiore, l'estensione topografica dei seamounts diminuisce accentuando il contrasto con la situazione dell'Appennino meridionale. Nell'Appennino meridionale si creò uno sviluppo iniziale di piattaforma carbonatiche, che persistettero dal Trias fino alla fine del Mesozoico; una simile evoluzione avvenne nelle Dinaridi esterne dove analoghe sequenze di piattaforme carbonatiche si svilupparono nella regione della Dalmazia. La ricostruzione palinspatica per questi sedimenti periadriatici mostra un'immagine simmetrica di quella trovata nell'Appennino meridionale con caratteristiche analoghe sia sedimentologiche che paleogeografiche. Un tipo differente di evoluzione caratterizza l'Appennino settentrionale con uno sviluppo iniziale di piattaforme carbonatiche molto estese e depositi evaporitici; queste aree di mare basso generalmente non sopravvivono al Giurassico; larghi settori furono fagliati, abbassati e ricoperti da sedimenti di bacino mentre altri settori rimasero come piccole piattaforme carbonatiche che più tardi rapidamente andarono in subsidenza al di sotto della zona fotica, sviluppando facies sedimentarie di alto pelagico. La porzione siciliana del margine continentale è molto simile a quella dell'Appennino meridionale. Una sezione di ricostruzione palinspatica attraverso la Sicilia occidentale può essere comparata con quella ricostruita nell'Appennino settentrionale. Eccetto che per il Triassico quando la Sicilia e l'Appennino settentrionale erano caratterizzate da una paleogeografia più complessa.

11.1.3 - La deformazione del margine continentale periadriatico.

Nella Catena periadriatica la deformazione coinvolse differenti settori in tempi successivi. Secondo alcuni A.A., esiste una relazione tra la deformazione della regione Periadriatica (che si sarebbe mossa coerentemente con l’Africa) ed i movimenti relativi tra Africa ed Europa. Le rocce ofiolitiche delle catene periadriatiche mostrarono un’età Giurassica e sono interpretate come residui dell’Oceano della Tetide. Quest’ultimo formatosi in seguito all’apertura prodottasi per i movimenti verso Sud-Est dell’Africa relativamente all’Europa in corrispondenza della fase iniziale di apertura dell’Atlantico centrale. Verso la fine del Giura (148 Ma) ebbe inizio un movimento transpressivo destro dell’Africa relativo all’Europa; questa variazione della direzione del movimento coincide con la fase originaria della deformazione che avvenne nelle Dinaridi, nelle Ellenidi e nei Carpazi. L’evento coincide con l’inizio della fase di deriva del Nord Atlantico che si pensa essere avvenuto tra i 90 ed i 95 Ma. Un’altra importante fase della deformazione tettonica avvenne nella regione Periadriatica nel Cretacico medio. L’attuale forma del margine continentale di Adria è il risultato di due differenti tipi di deformazione: una subduzione oceanica e una susseguente collisione continentale. Queste deformazioni avrebbero dato forma agli orogeni con aree caratterizzate da tettonica distensiva sul lato concavo (per riassumere le attuali conoscenze sulla paleogeografia della regione periadriatica vengono proposte in fig. 11.9 una serie di carte paleogeografiche che chiariscono questa complessa evoluzione)

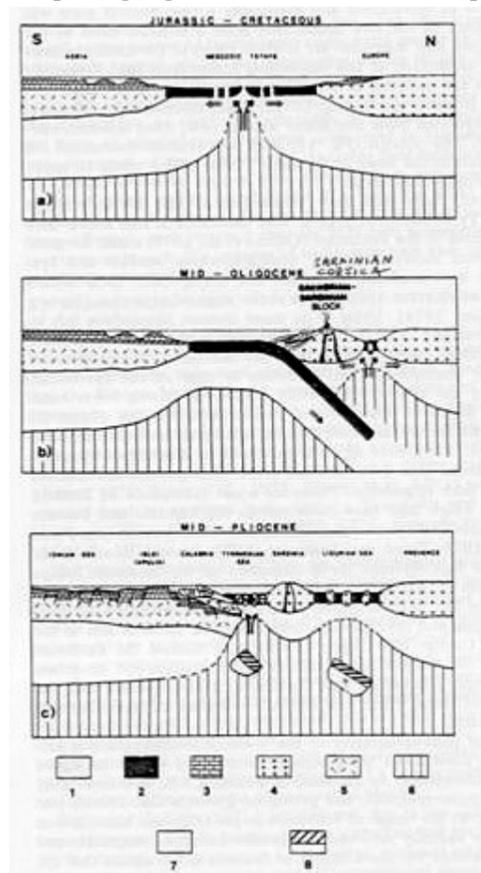


fig. 11.7 – Evoluzione dal Giurassico-Cretacico al Pliocene med. attraverso ricostruzioni palinspastiche lungo il profilo Mar Ionio – Provenza.

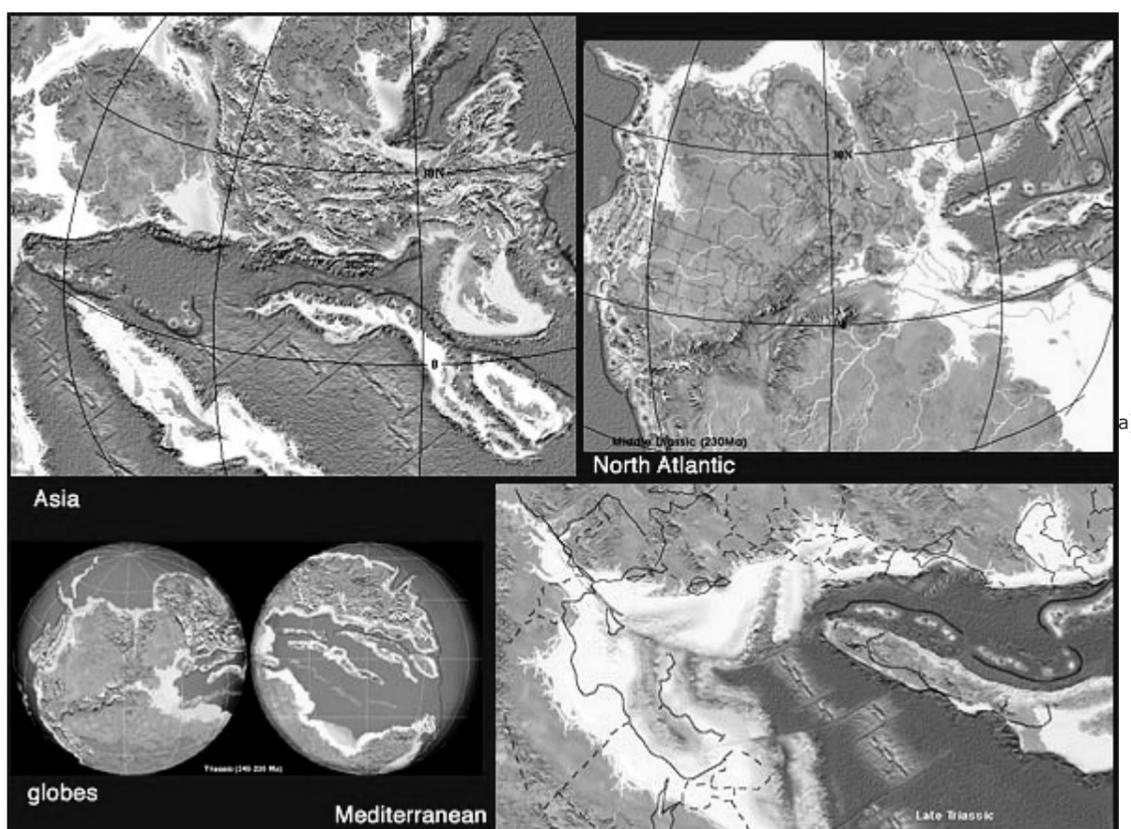
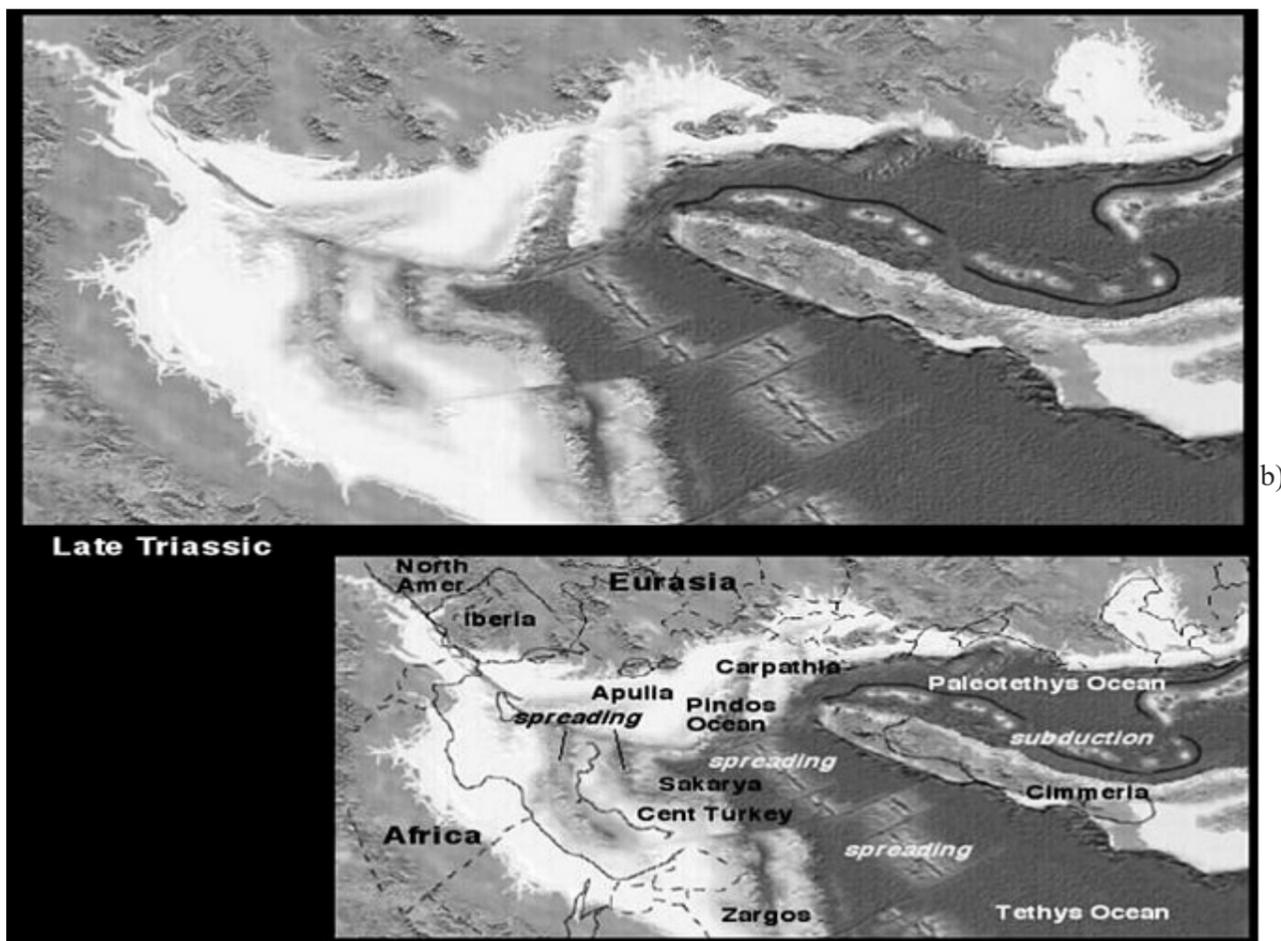
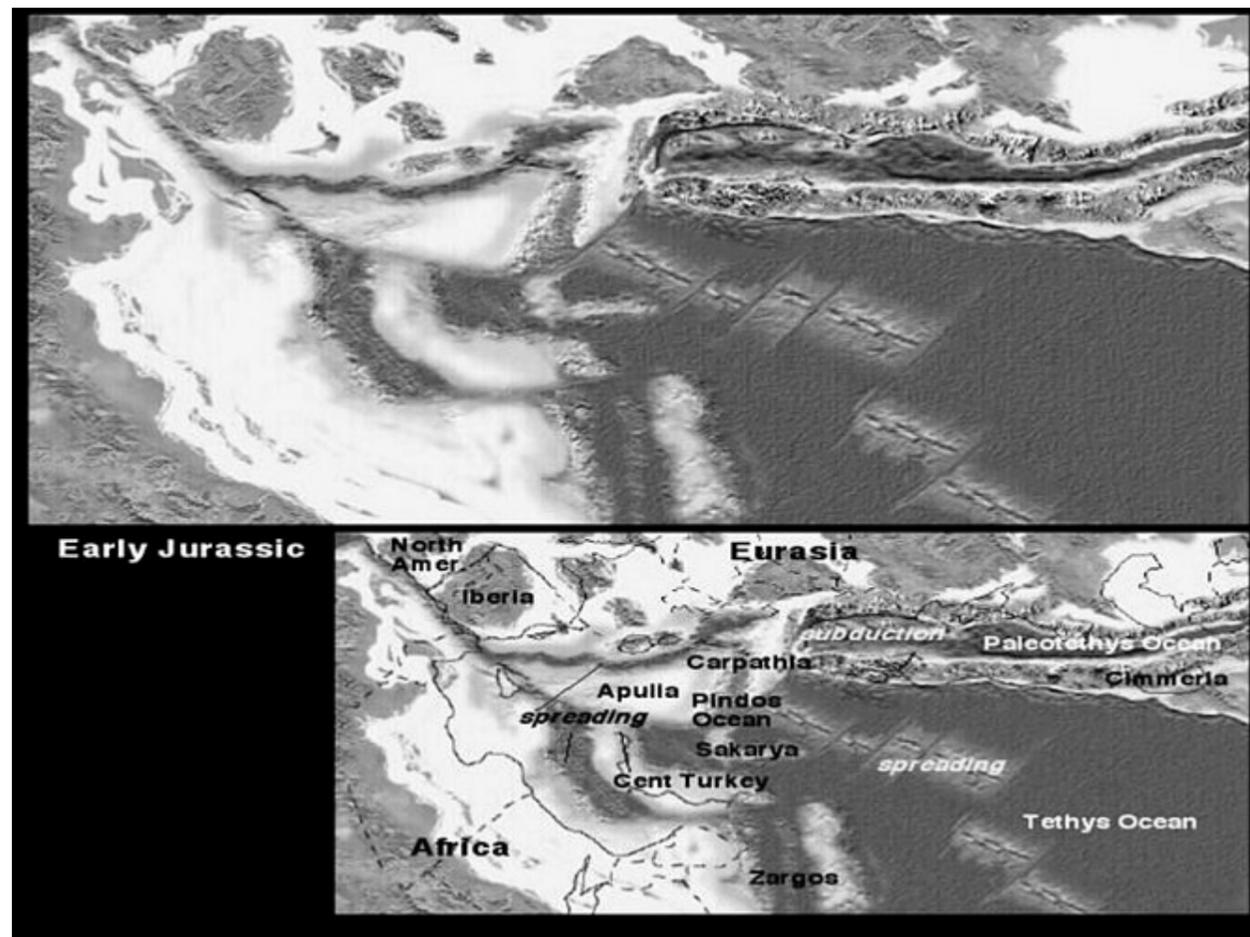


Fig. 11.8 a) - Paleogeografia globale nel Trias sup.;



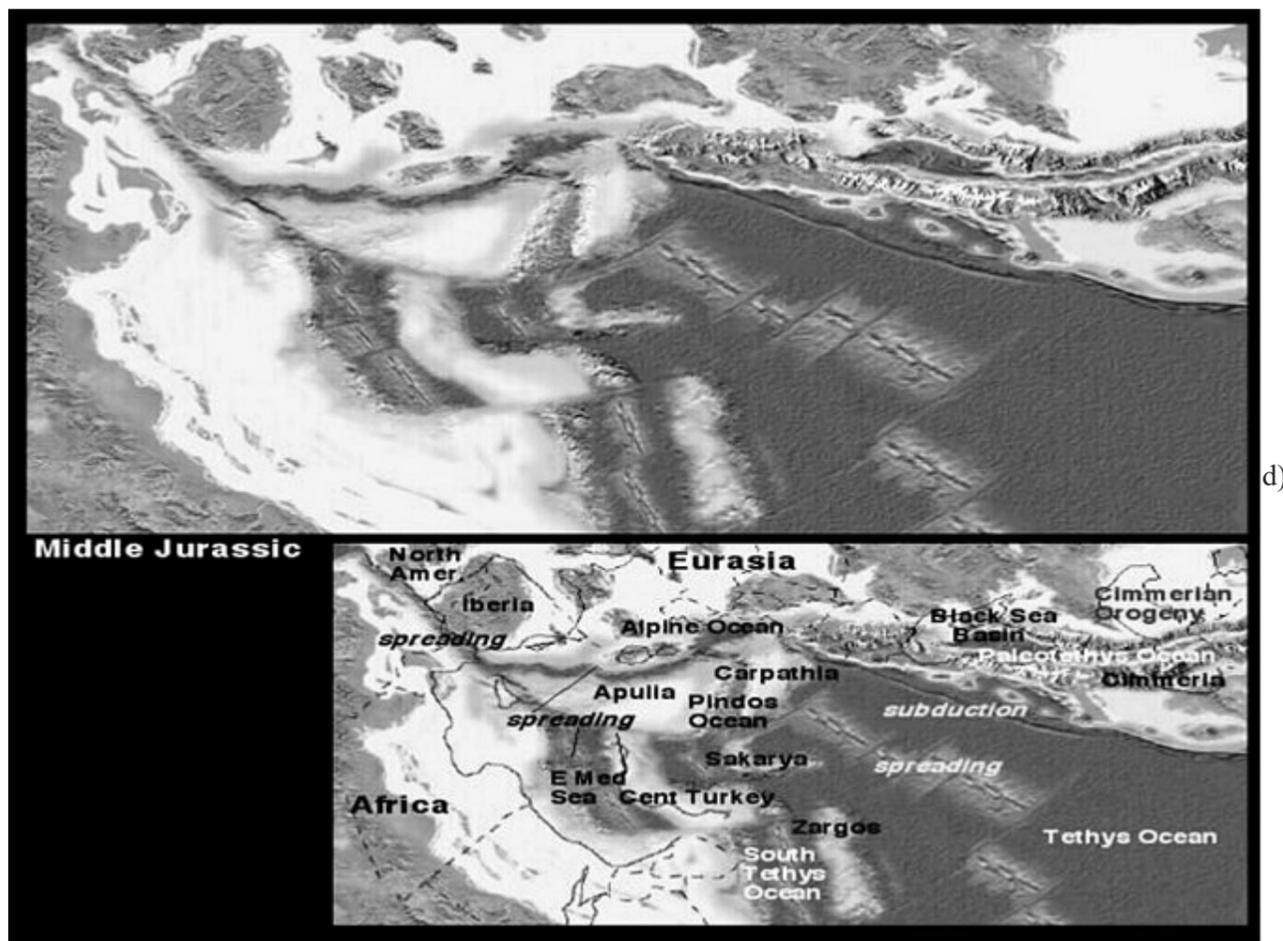
b)

2
Paleogeografia della Regione Mediterranea nel Trias sup.;



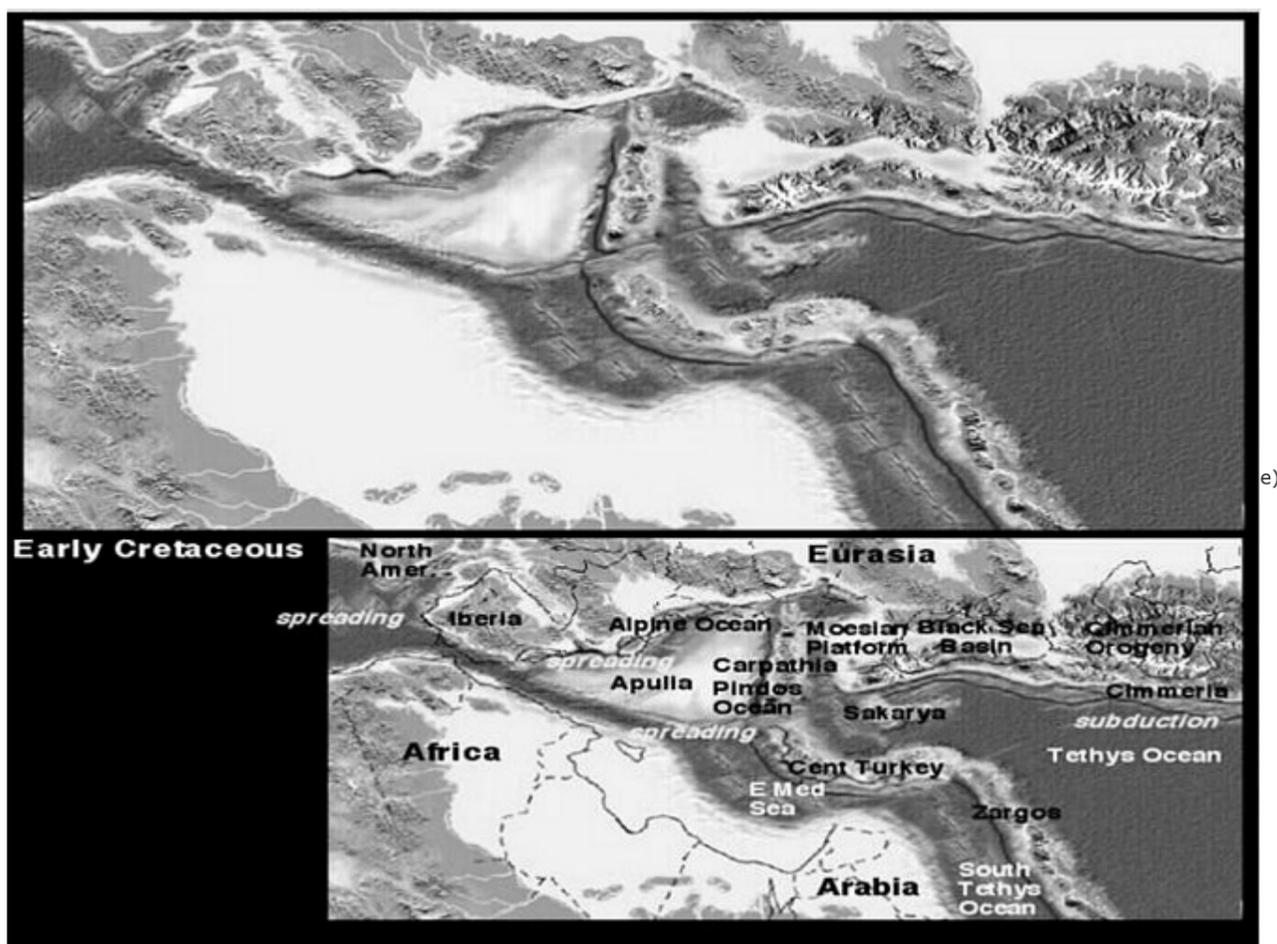
c)

c) Paleogeografia della Regione Mediterranea nel Giurassico inf.



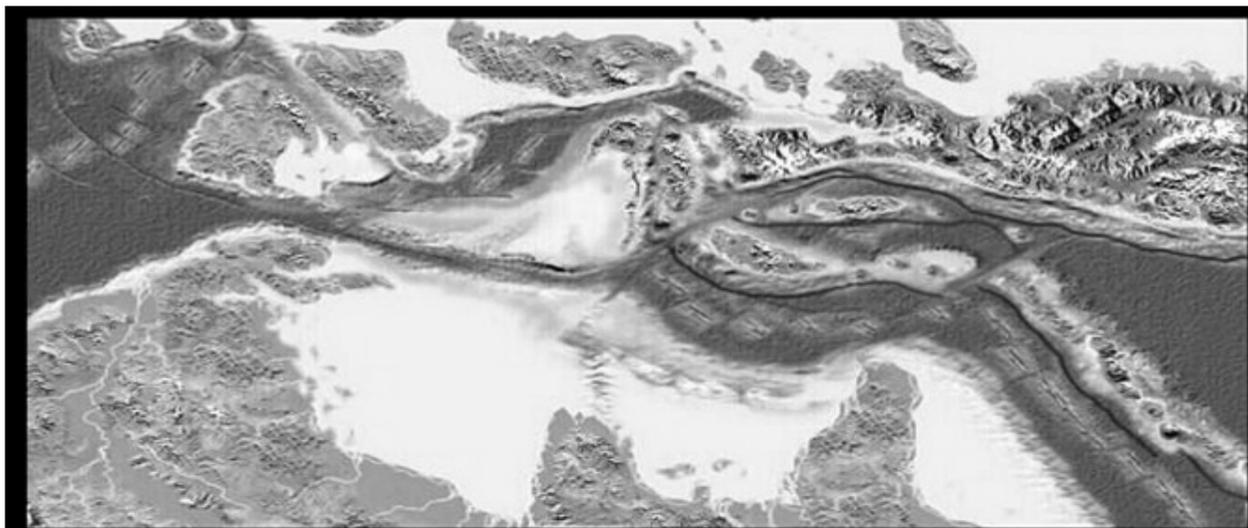
d)

d) Paleogeografia della Regione Mediterranea nel Giurassico med.



e)

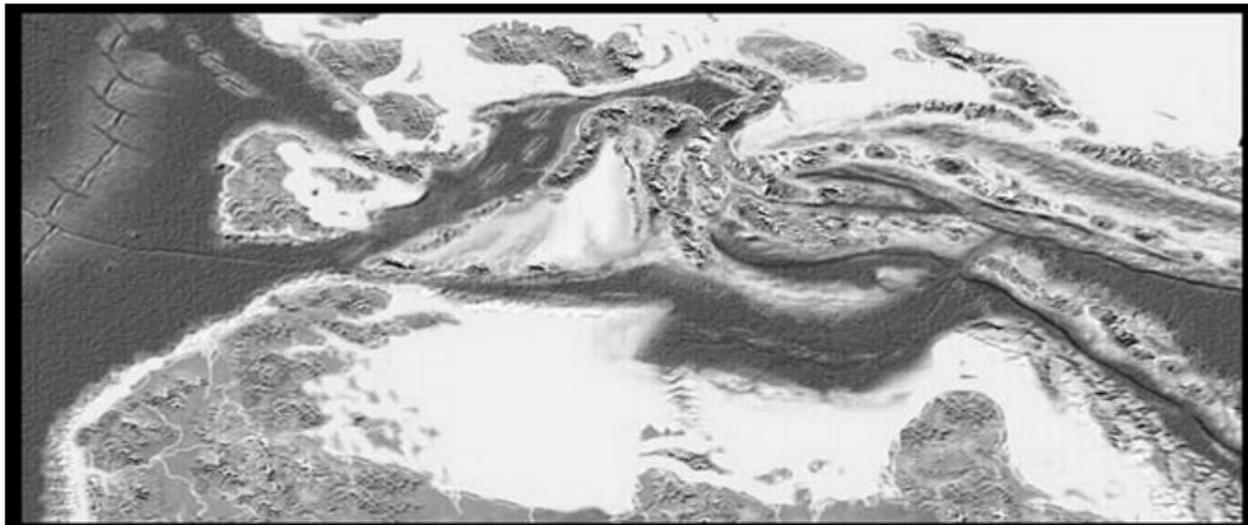
e) Paleogeografia della Regione Mediterranea nel Cretacico inf.



Middle Cretaceous



f) Paleogeografia della Regione Mediterranea nel Cretacico med.



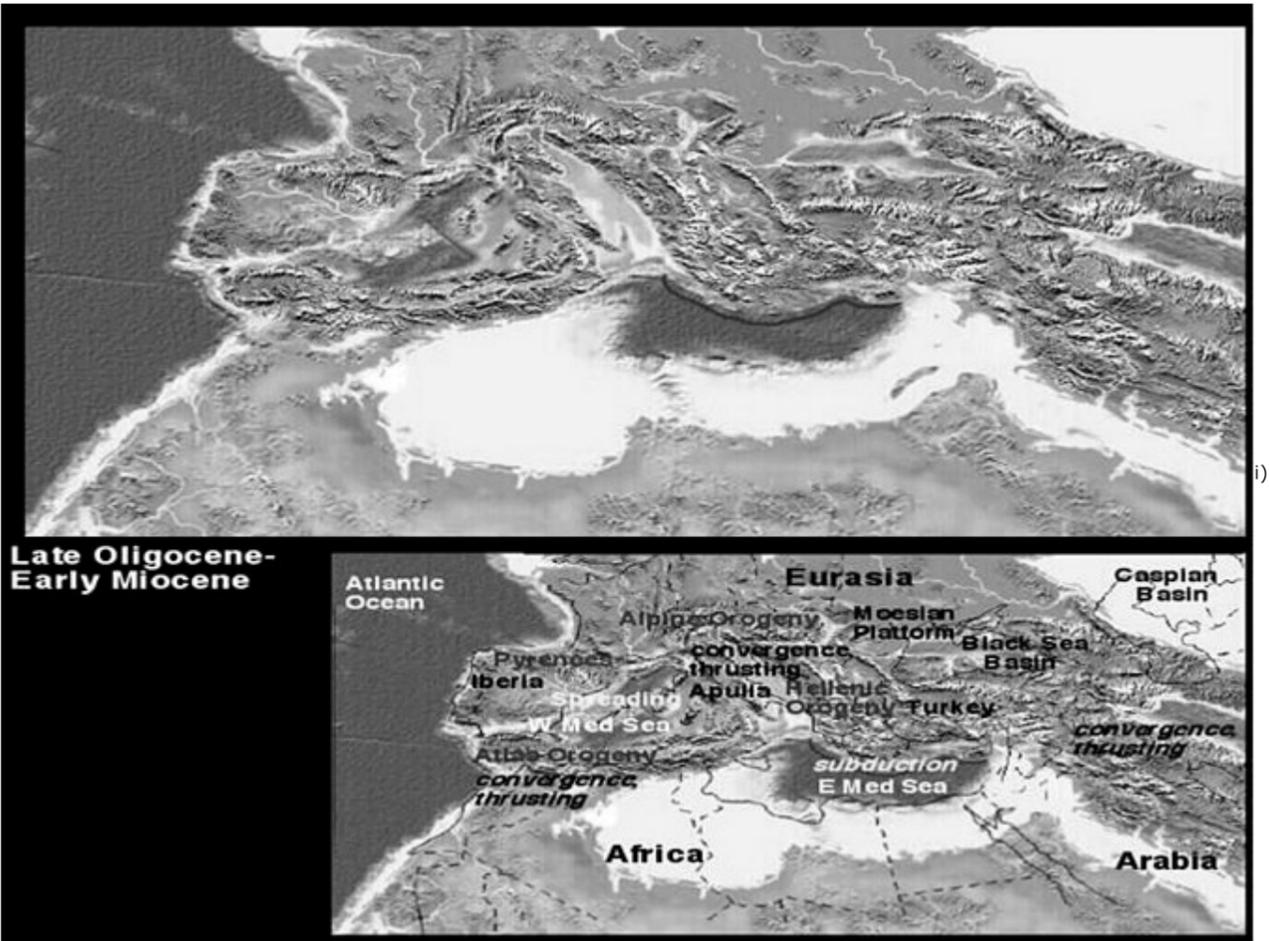
**Late Cretaceous-
Early Tertiary**



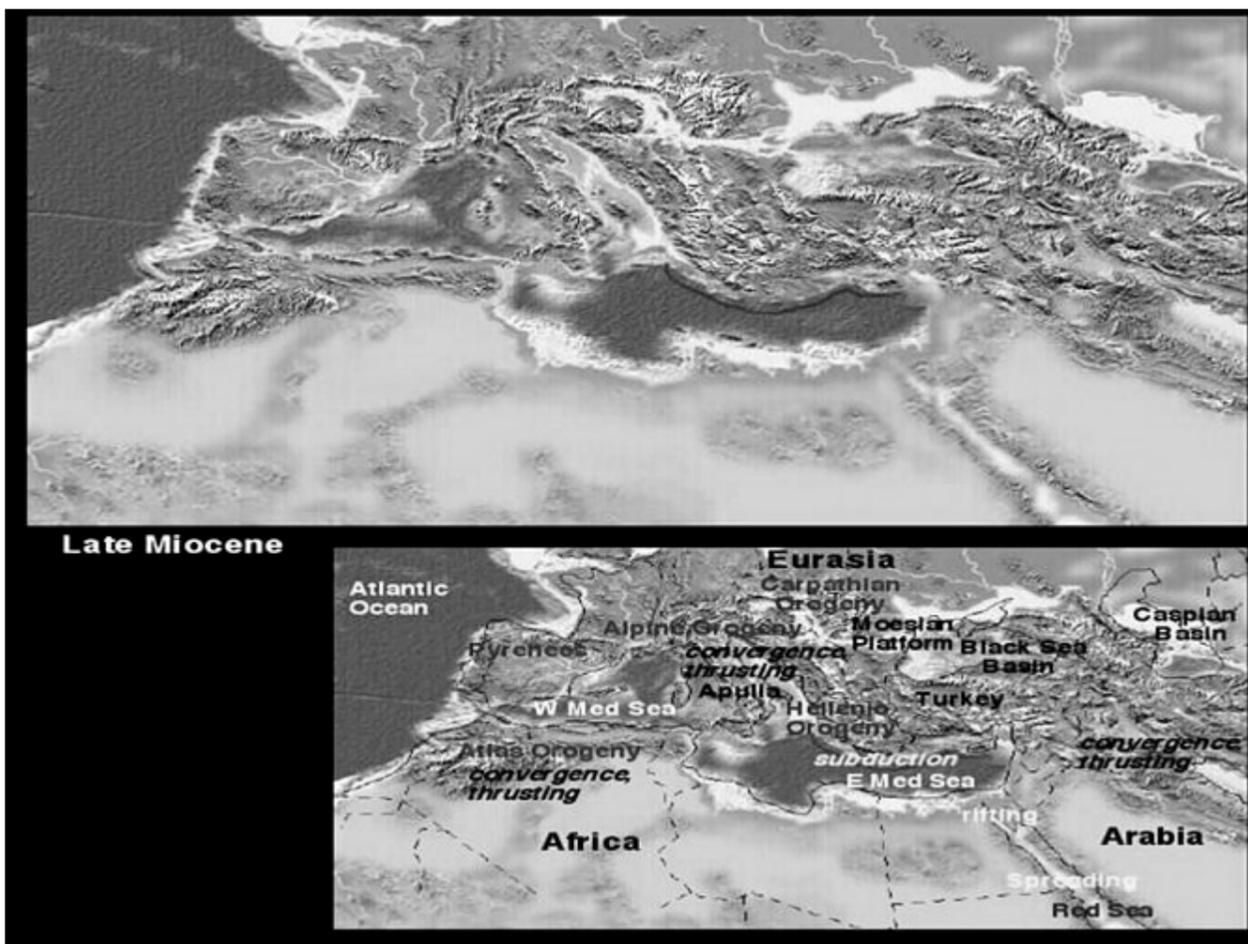
g) Paleogeografia della Regione Mediterranea nel Cretaceo sup. - Terziario inf..



h) Paleogeografia della Regione Mediterranea nell'Eocene.



i) Paleogeografia della Regione Mediterranea nell'Oligocene sup. - Miocene inf..



l) Paleogeografia della Regione Mediterranea nel Miocene sup..

l) - Evoluzione paleogeografica della Tetide dal Trias sup. al Miocene inf..

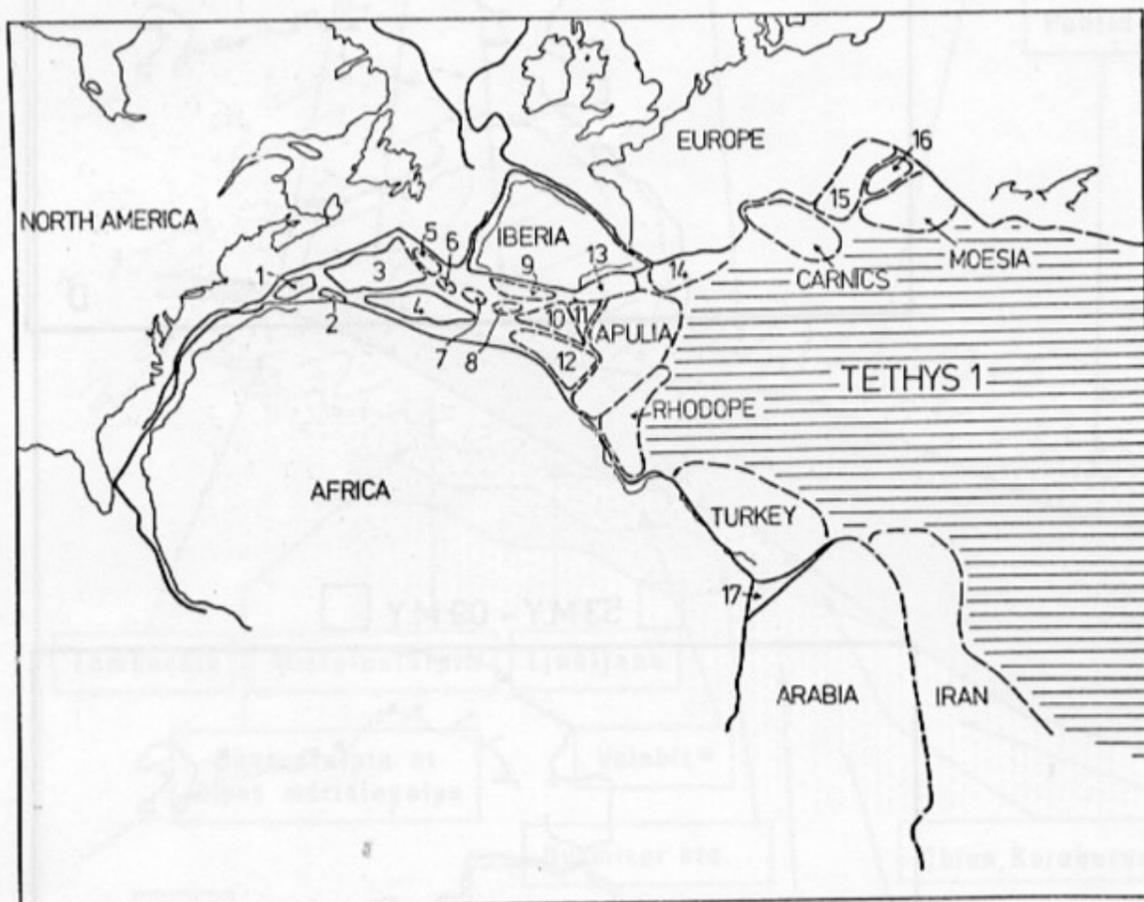


Fig 11.9

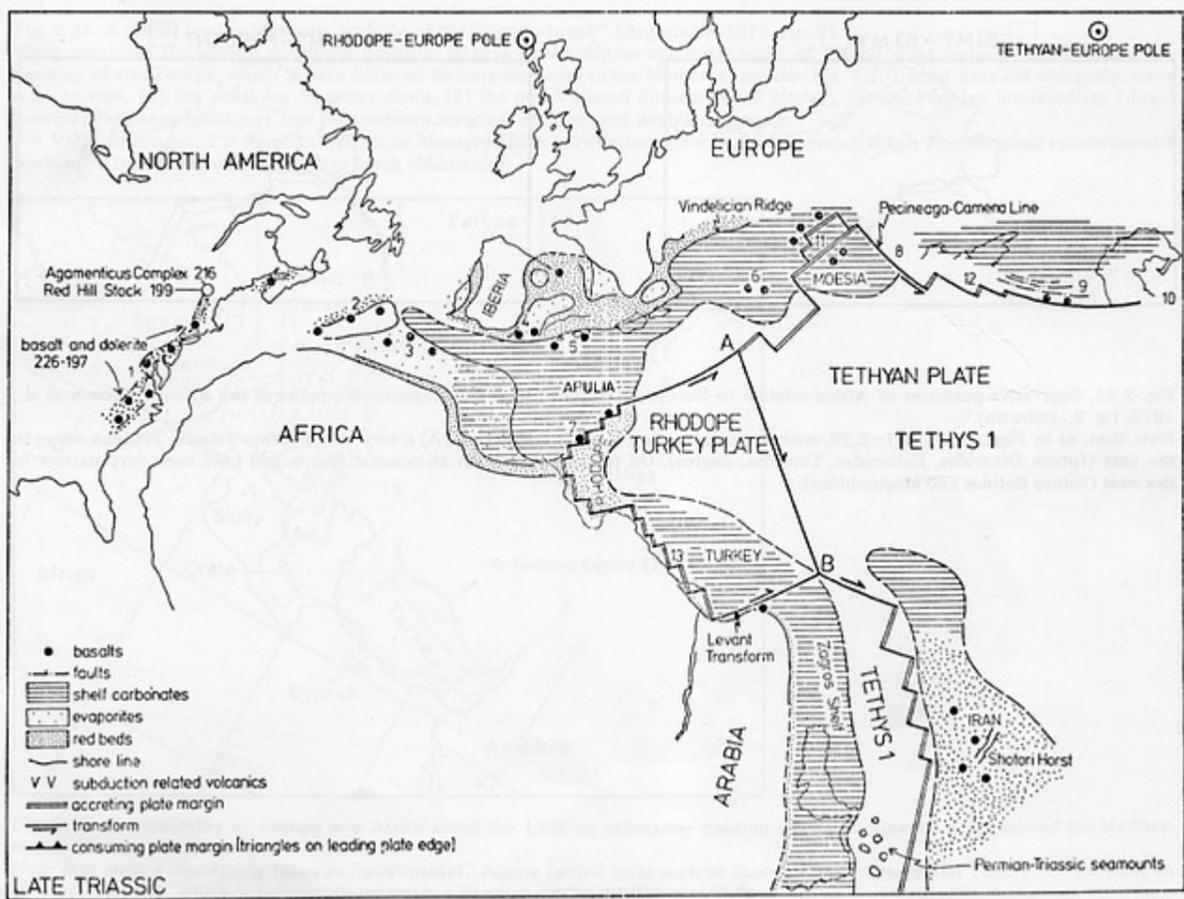


Fig 11.10

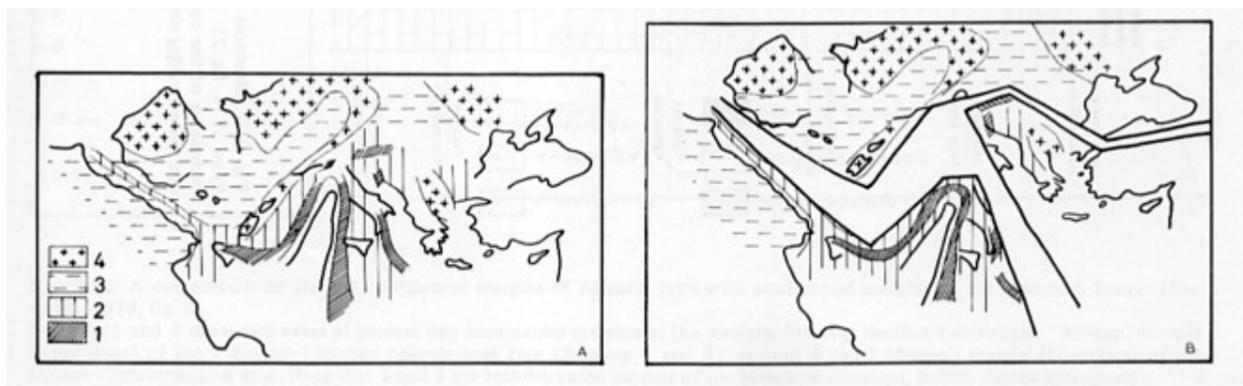


Fig 11.11

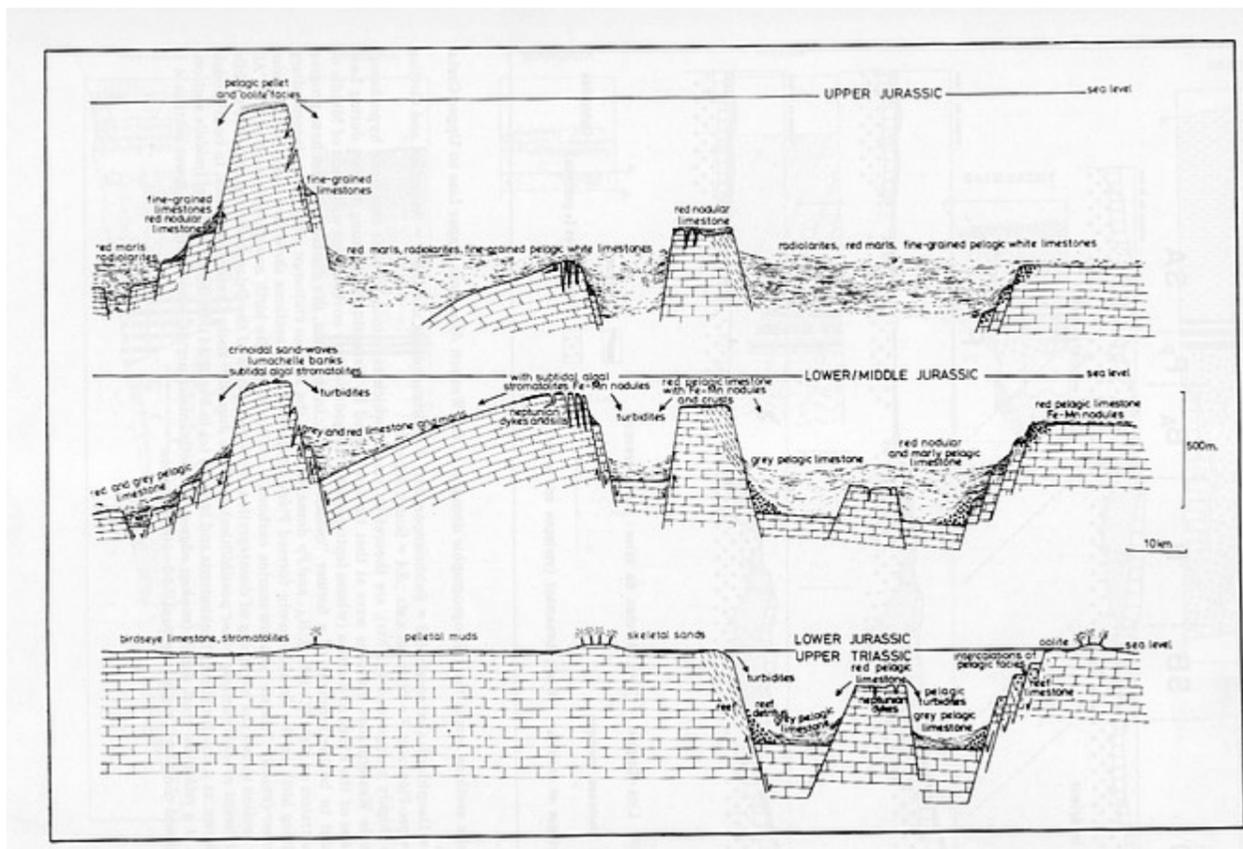


Fig 11.12

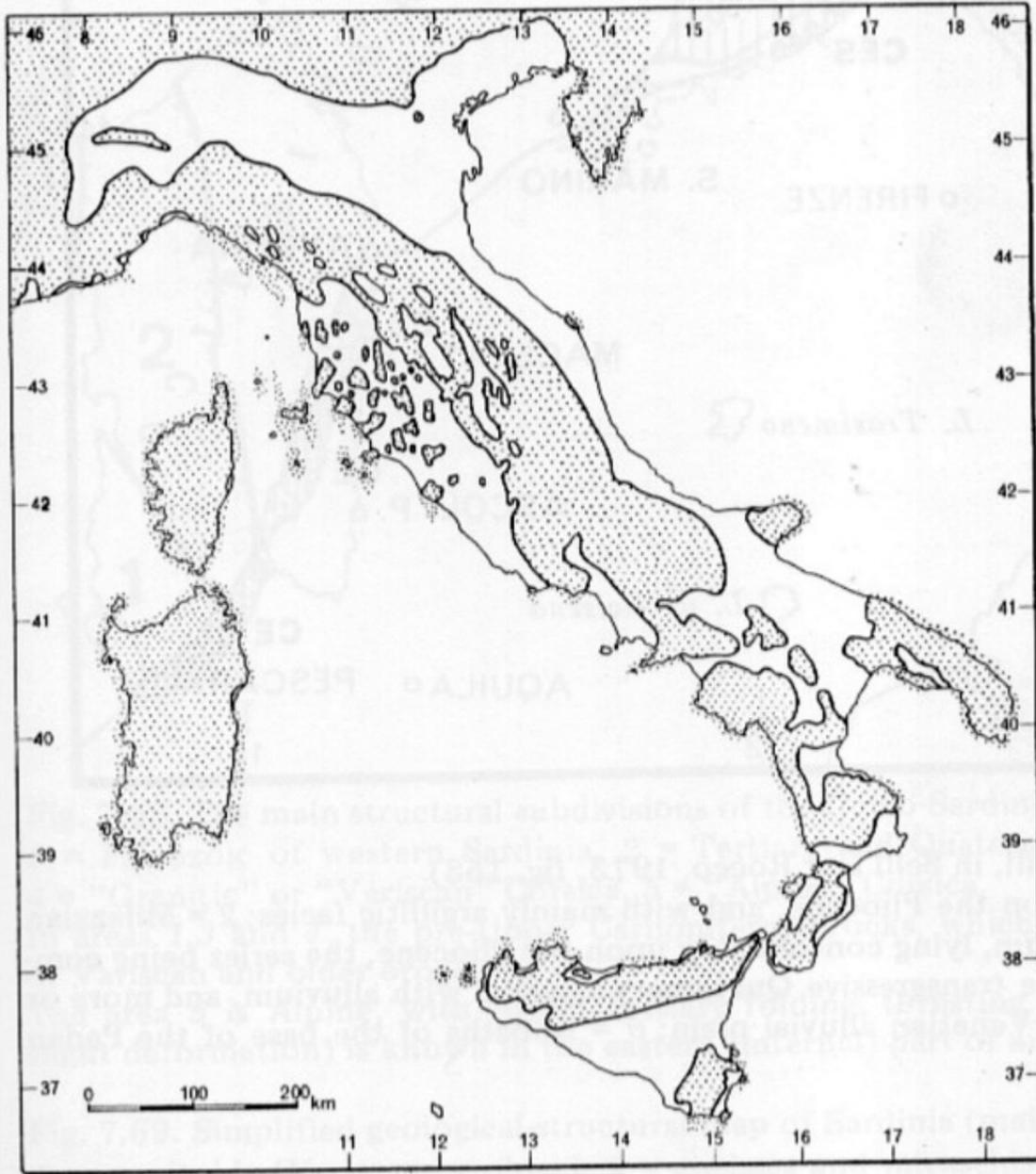
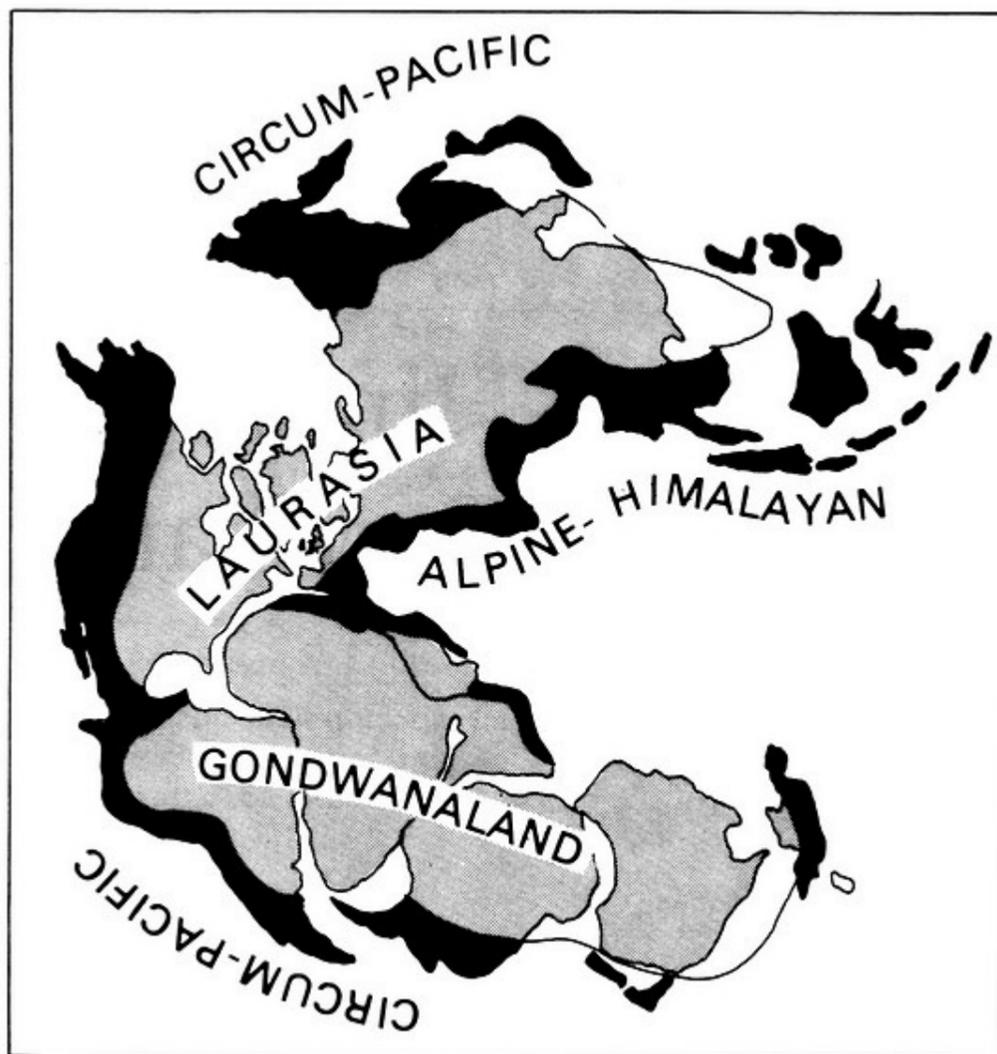
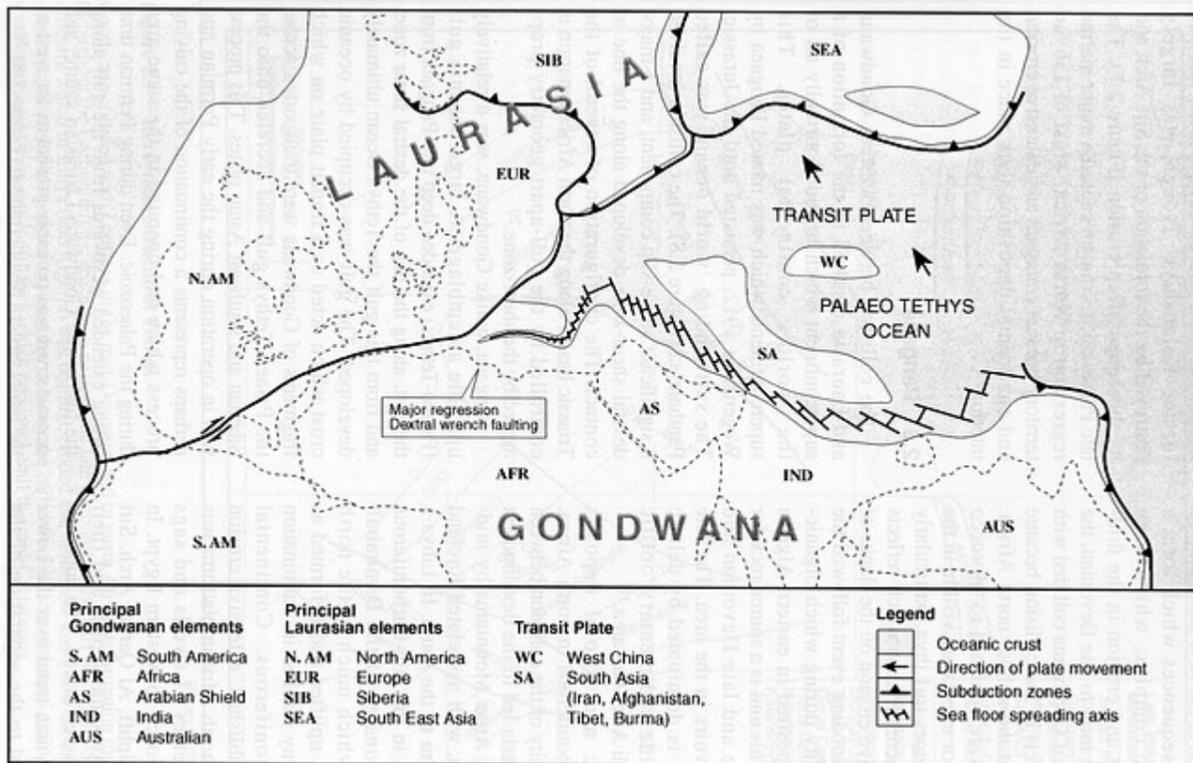


Fig 11.13



Peripheral mobile belts of the supercontinents in early Mesozoic times

fig 11.14



Source: Redrawn from Ricou (1996)

fig 11.15

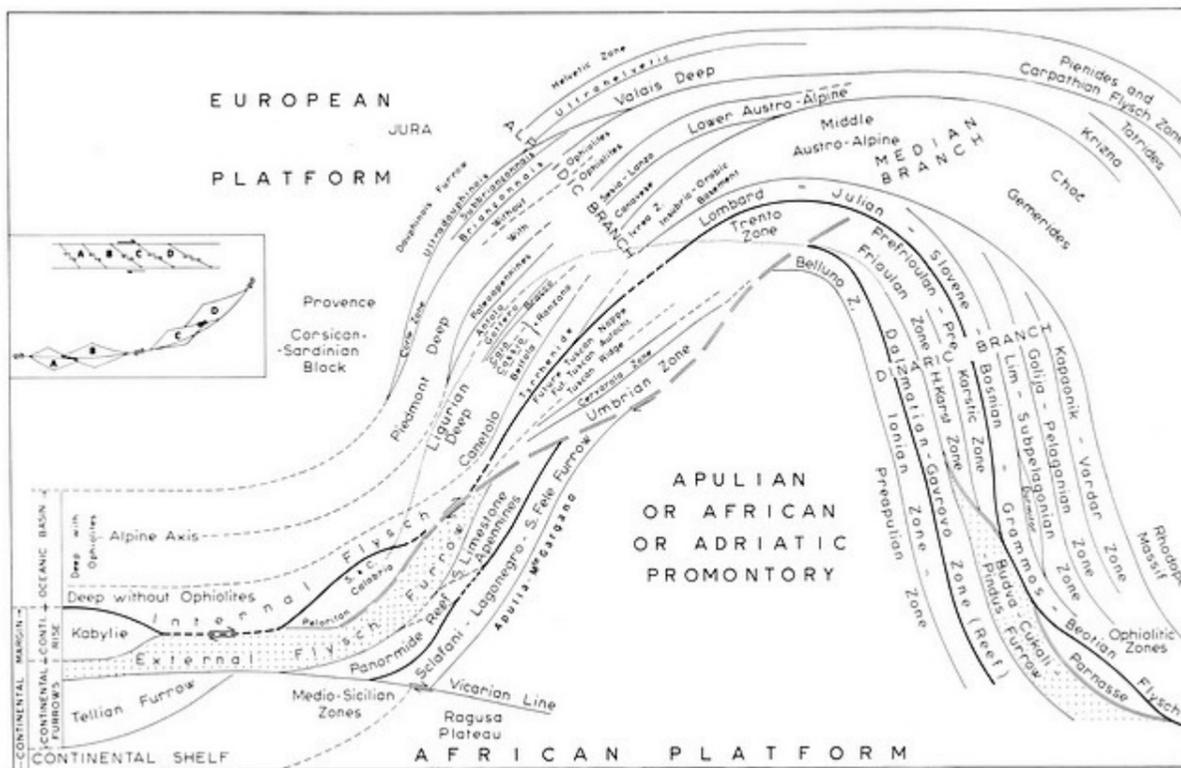
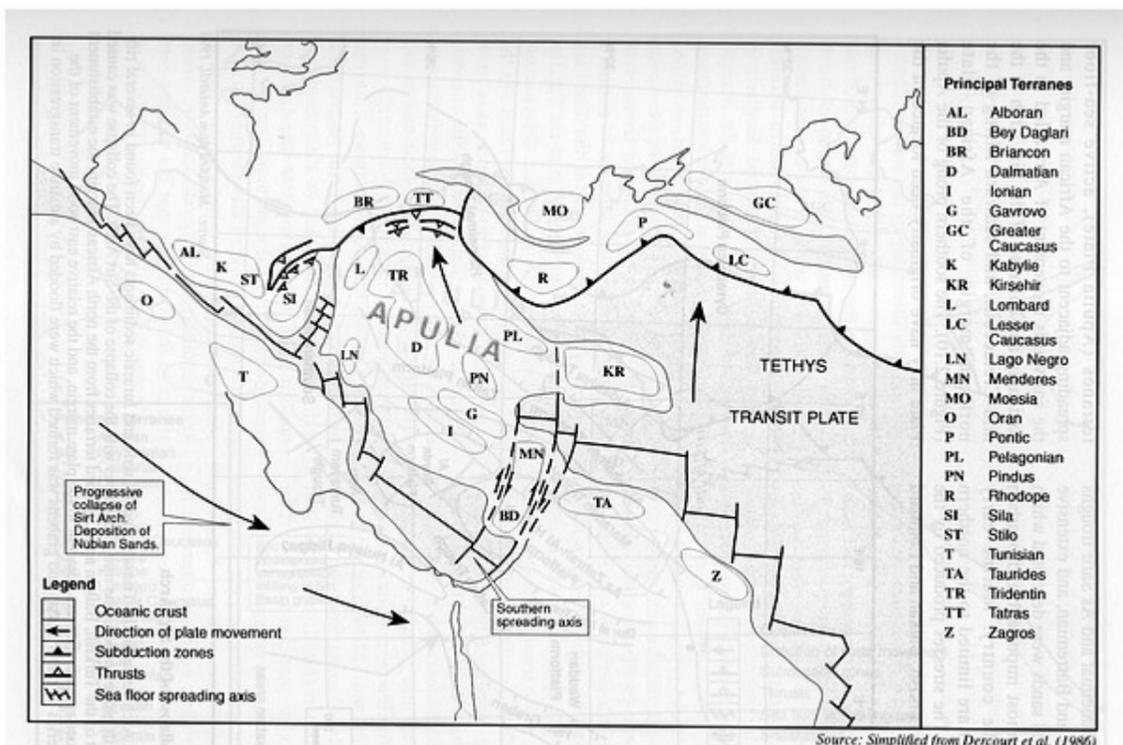


fig 11.16



Source: Simplified from Dercourt et al. (1986)

fig 11.17

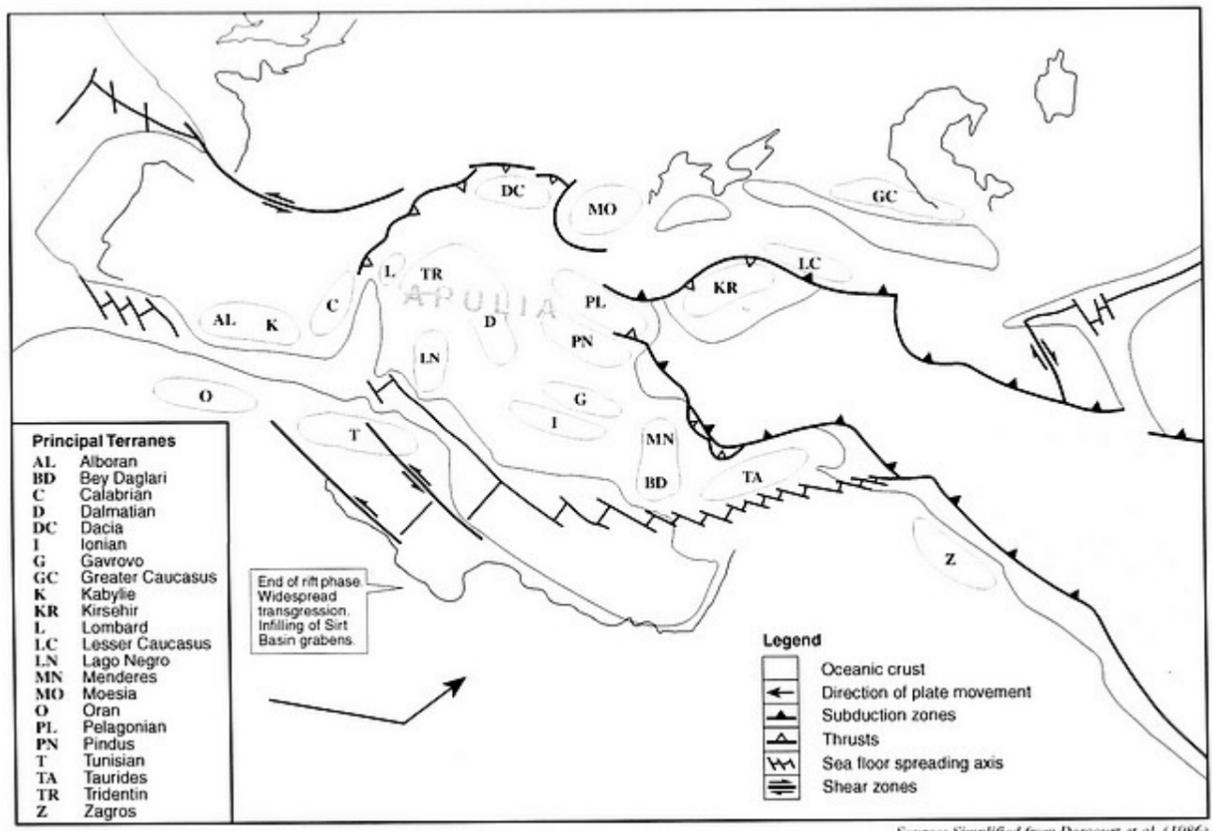


fig 11.18

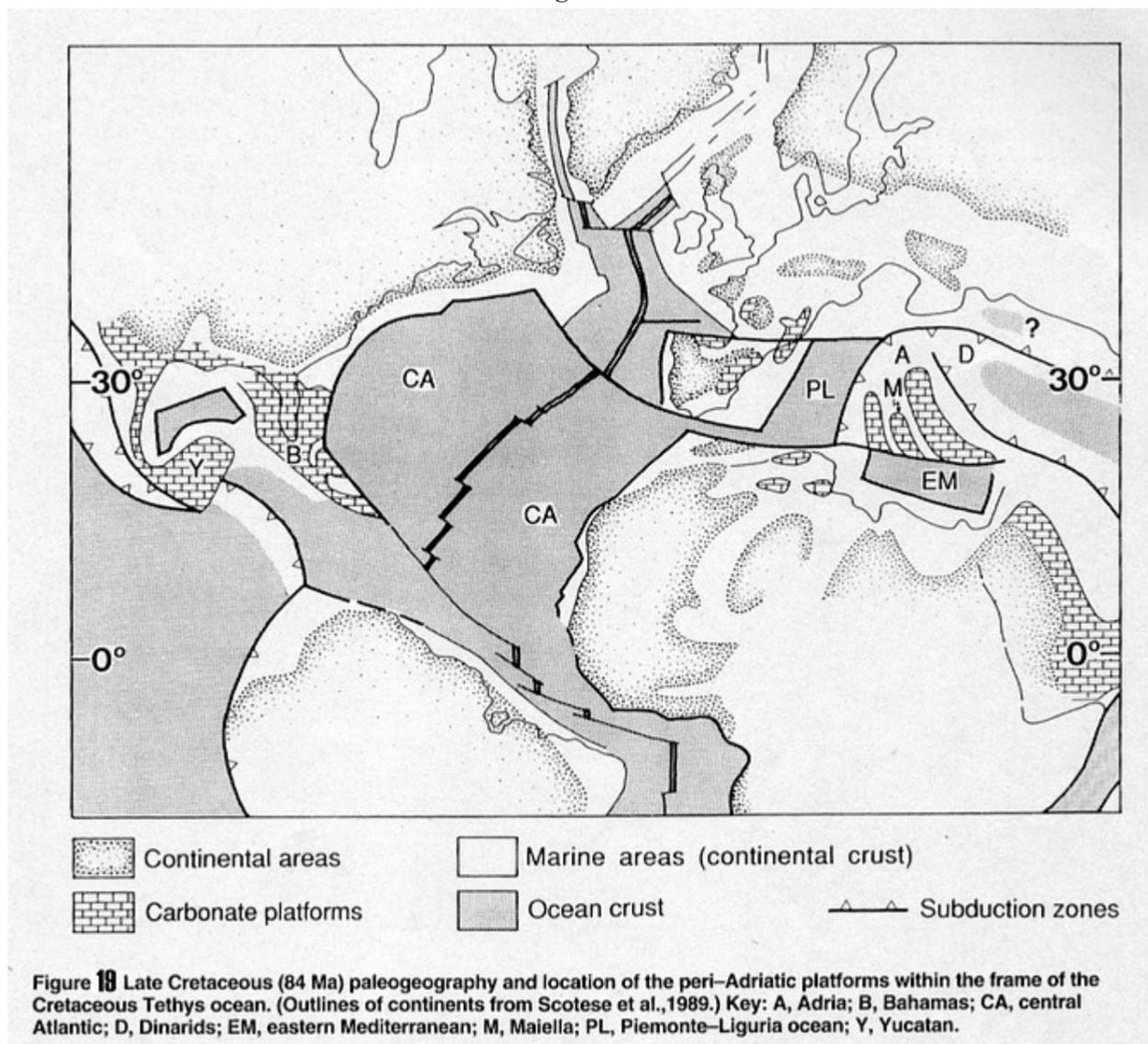


fig 11.19

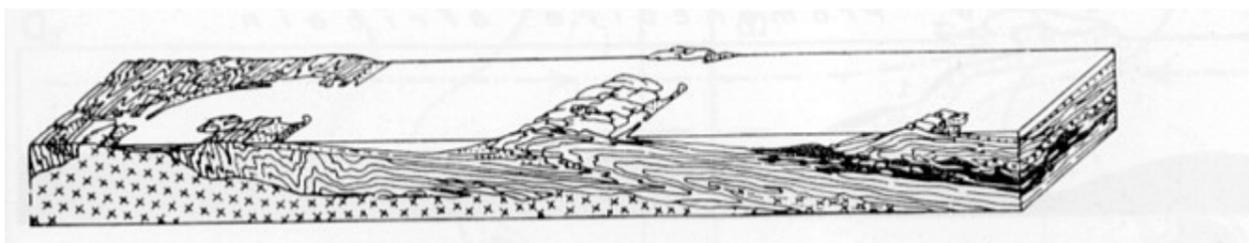


fig 11.20

11.2 - ANATOMIA DI UN MARGINE CONTINENTALE DELLA TETIDE

Nei margini continentali distali, al di là dell'influenza della piattaforma carbonatica di tipo Bahamas, la sommersione del margine sempre più deperito (?) portò alla deposizione di sequenze pelagiche, la cui facies era principalmente determinata dalla sommersione, ed inoltre una persistente fagliazione sinsedimentaria, che aumentava ulteriormente la profondità dell'acqua ed i cambiamenti di ambiente di ampio oceano. La profondità dell'acqua in aumento si riflette anche nelle sequenze pelagiche che ricoprono plateau non-vulcanici e seamounts. (Plateau di Trento; Sicilia occidentale, Appennino Umbro) che furono sommersi soltanto durante la loro evoluzione successiva, Lias sup. al Giura medio. Nelle aree bacinali (e.g. Bacino Lombardo) la profondità alla fine dell'apertura (Lias medio-sup.) era dell'ordine di 1000 metri (Winterer and Bosellini, 1981), e dal Lias medio al Giura medio la topografia creata dall'apertura fu quasi livellata da depositi di bacino, emipelagici e di correnti di gravità. Comunque, locali lacune stratigrafiche, limitate aree di facies pelagica condensata e più superficiale e sedimenti pelagici ridepositati suggeriscono il persistere di una morfologia marina addolcita nel bacino durante il Giura ed il Cretaceo inferiore. In molti dei bacini in distruzione? lungo i margini continentali della Tetide (Zona subbetica della Cordigliera Betica, Alpi meridionali, falde Austro-Alpine, Appennini le Ellenidi Ioniche) il modello globale delle: facies carbonatiche osservate nei sedimenti pelagici, suggerisce un graduale affondamento durante il Giura, culminante finalmente con la sommersione del margine distale sotto la profondità di compensazione della calcite. Sedimenti di bacino di syn-rift degradano attraverso i calcari emipelagici e le marne in calcari marnosi rosso-nodulari con impronte interne di fragmoconi di cefalopodi originariamente aragonitici (Facies marnosa del Rosso Ammonitico di età Lias medio-sup.) che sono a loro volta seguiti da calcari con nannofossili conbivalvi pelagici e radiolari ma senza tracce di fossili aragonitici e finalmente da calcilutiti silicee e selce radiolaritica stratificata priva di carbonati di età Giura superiore. Alcune di queste facies Giurassiche, particolarmente i calcari rosso-marnosi (Rosso Ammonitico, Rosso ad aptici del Giura inf.) sono molto simili difatti ai sedimenti oceanici del Giura Inf. dell'Atlantico centrale (Cat Gap Formation, Jansa et al., 1979; Bernoulli, 1972). Durante il Giura sup. un cambiamento di un vasto bacino da radiolariti e calcari rossi ricchi in radiolari a calcare bianco con nannofossili (Maiolica) è interpretato come un drastico cambiamento da un piccolo oceano con acque superficiali molto fertili ad un bacino più ampio dominato da una circolazione rotatoria e flore a coccolati più tolleranti (Weissert, 1979). Questo cambiamento da radiolariti a maiolica è registrato anche nelle sequenze oceaniche ed era accompagnato da una depressione a vasto bacino della profondità di compensazione della calcite da meno di 2500 m a 4 Km o più (Bosellini e Winterer, 1975). Il calcare bianco a nannofossili della formazione Maiolica è una delle facies più diffusa nel sistema Tetide-Atlantico. Si trova a Cuba, nel profondo Atlantico centrale (Blake-Bahama Formation, Jansa et al. 1979, Bernoulli 1972, Robertson e Bernoulli 1981), e lungo la fascia Alpina mediterranea dalla Spagna ai Carpazi. Grecia e più oltre (Bernoulli e Jenkyns, 1974). Argille nere, laminate di origine organica intercalate nella superiore Formazione Maiolica, nelle marne emipelagiche Aptiane Albiane (Scaglia variegata; Marne a fucoidi) e nel calcare pelagico del Cretaceo sup. (limite Cenomaniano-Turoniano) registrano periodici eventi anoxici nelle acque profonde dei margini sommersi della Tetide (Jenkyns 1980; Graciansky 1981). Questi eventi possono essere correlati con quelli registrati nell'Atlantico Cretaceo e riflettono momenti di povera circolazione oceanica. L'approfondimento dei margini è registrato anche nelle sequenze pelagiche deposte sugli alti intrabacinali, sui plateaus e seamounts. Sequenze tipiche (e.g. Plateau di Trento; fig. A, Sicilia occidentale) comprendono, su una piattaforma carbonatica sommersa del Lias medio, biosparite a stratificazione incrociata, di crinoidi e bivalvi pelagici depositatesi in onde di sabbia sottomarine (Lumachella a Posidonia alpina del Giura medio), calcari pelagici rossi condensati con modelli (impronte) di arnmoniti (Rosso Ammonitico calcareo, Giura sup.) e finalmente calcari bianchi a nannofossili (Maiolica, Cretaceo inf.) (Bernoulli e Jenkins 1974). L'approfondimento dei seamounts è anche riflesso nel contenuto clastico dei risedimenti in un bacino adiacente, che degrada da Turbiditi con materiale di piattaforma in risedimenti a Crinoidi e puramente pelagici. Con il Giura sup., alla fine della deposizione della radiolarite, la profondità dell'acqua nei margini continentali distali era circa 2500 m (Winterer e Bosellini 1981). Un ragionamento circostanziale (Bosellini e Winterer 1975, Bernoulli et al. 1979b, Winterer e Bosellini, 1981) suggerisce che la profondità di compensazione della calcite era ristretta a questa profondità durante il Giura sup. Ciò può essere dovuto al tipo di circolazione del piccolo bacino oceanico all'alta produttività organica nelle acque superficiali e al fatto che molto carbonato di calcio era limitato nelle piattaforme carbonatiche di tipo Bahamas, con una probabile significativa influenza sulla raccolta (bilancio) carbonatica. Durante il Cretaceo inferiore margine continentale distale si approfondì fino ad una profondità di pochi Km, come mostrato dall'invasione (espansione) della facies oceanica profonda su molte parti verso l'oceano del margine. Il rinvenimento di argille nere del Cretaceo inf. che si pensa si siano deposte sotto la profondità di compensazione della calcite, in unità tettoniche derivate dalle parti più distali del margine (argille Palambini) suggerisce una profondità dell'acqua dell'ordine di 4 Km. Approfondimento isostatico del margine continentale fino a questa profondità suggerisce chiaramente un assottigliamento e raffreddamento crostale; ci sono, comunque, fino ad ora soltanto dati petrologici e radiometrici molto limitati per sorreggere tali ipotesi.

11.2.1 - SEDIMENTI OCEANICI

Nella Tetide occidentale, seguendo l'apertura e parallelamente alla sommersione del margine continentale distale, avveniva la formazione di crosta litosferica e oceanica. I sedimenti oceanici più vecchi nell'oceano della Liguria-Piemonte sono generalmente selce radiolaritica e fanghi silicei, che sono intercalati lungo la loro base con lave a pillow e arenarie ofiolitiche. L'età delle radiolariti è poco stabilita; comunque un'età Giura medio-sup. è suggerita da un'età radiometrica Lias sup.-Giura medio nelle ofioliti e dal sovrastante calcare ananofossili (Maiolica) del Berresiano e Valangiano. Questi calcari nanofossili del Cretaceo inf.; che ovviamente registrano un abbassamento a vasto bacino della profondità di compensazione della calcite passano verso l'alto e lateralmente in una sequenza di argilliti e calcari silicei. (ridepositati); (argille di Palombini, Barresiano ad Albiano). Miscugli sedimentari, olistostromi con vasti olistoliti di rocce ofiolitiche e turbiditiche intercalate con argille Cretacea medio.-sup. di Val Lavagna, riflettono il passaggio ad un regime strutturale governato da una subduzione e compressione. C'è una buona evidenza che le ofioliti dell'oceano Liguria-Piemonte si aggregarono lungo la catena in lenta espansione di tipo Atlantico. I depositi sedimentari metalliferi lungo la base delle radiolariti Ligure mostrano chiare affinità con i depositi idrotermali associati con attuali centri di espansione (Bonatti et al. 1976). Durante il Giura la catena in espansione fu sezionata (divisa) da numerose faglie trasformi, come è suggerito dalle strutture cataclastiche di alcune ofioliti, la scarsità di indicazioni di un complesso stratificato peridotite-gabbro-basalto e dai blocchi sollevati sia da rocce ultramafiche che gabbri. Localmente Radiolariti, Maiolica e argille (Palombini) giacciono sopra serpentiniti o gabbri che sono fratturati in situ e tagliati da una rete di dicchi riempiti da alternanze di cemento calcitico sottomarino e calcare rosso ricristallizzato, formando un complesso di breccie con differenti generazioni di fratturazioni e riempimenti. Gli alti (strutturali) erano anche le aree sorgenti per breccie composte da frammenti di pillow-lava, gabbro stratificato, anfibolite, selce e arenarie- ofiolitiche, deposte lungo piede di scarpata di faglie sottomarine (Lemoine 1980, e riferimenti). In alcune aree le turbiditi terrigene della Tetide occidentale venivano deposte sia all'inizio che durante il Giura sup. ed il Cretaceo inf. (Flysch Mauretano-Massiliano). Questi depositi sono associati con marne di acque profonde del Giura medio e calcari e radiolariti del Giura sup., alcuni frammenti di ofioliti alla loro base probabilmente rappresentano relitti di crosta oceanica. sequenze turbiditiche rappresentano gli equivalenti laterali delle sabbie di mare profondo del Giura superiore. Cretaceo inf. del bacino marocchino e delle isole Canarie e sono in relazione ad un sollevamento ed erosione relative lungo il margine Africano nord-occ. piuttosto che all'incipiente orogenesi Alpina (Robertson e Bernoulli, 1981).

11.2.2 - ROCCE SERBATOIO

Potenziali strati serbatoio per idrocarburi si trovano in diversi ambienti paleotettonici nel Mesozoico Alpino-Mediterraneo. Avvenimenti triassici sono strettamente associati con piattaforme carbonatiche lungo i margini continentali della Paleotetide, dove ricche sequenze organiche del Mesozoico sup. sono connesse con eventi anoxici di vasto bacino negli oceani Atlantico e Tetide e i loro margini continentali sommersi. Rocce carbonatiche emipelagiche si trovano in spesse formazioni di bacino della fase di apertura del Giura inf.; ma la loro importanza quali rocce sorgenti di oli non è stata ancora valutata.

11.2.3 - SUCCESSIONE DI MARGINE CONTINENTALE DELLA TETIDE

Sequenze bituminose triassiche sono orizzontalmente e verticalmente legate a complessi carbonatici di acque superficiali, e quindi, inclusi in un generale ambiente di piattaforma carbonatica. Le sequenze tipicamente consistono di alternanze di dolomiti con strati di qualche cm a qualche dm, nelle quali le lamine un poco più grossolane colorate si alternano a quelle ricche in materiale organico e argilla, più scure, più fini, e di argille bituminose nere spesse da qualche mm a qualche cm. Il contenuto organico di carbone è abitualmente compreso tra il 5-10% nelle argille nere, ma sono stati determinati dei valori in campioni freschi superiori al 30%. In dipendenza agli spessori tradizionali formazionali dei soli carbonati di acque superficiali, gli spessori di queste alternanze possono variare tra 10m (Anisico sup. Grenzbitumenzone, Alpi meridionali) e più di 100m (Formazione di Filetino degli Appennini centrali; Formazione dell'Hauptdolomite delle Alpi meridionali entrambe del trias sup.); localmente diverse centinaia di metri sono riportate (Seefeld argille, Trias sup. Austria). Nelle sequenze più sottili le argille nere possono raggiungere il 10% o più della sequenza, mentre nelle serie più espanse le argille nere costituiscono 1% o poco più. Le sequenze bituminose ancora più espanse consistono principalmente di calcari bituminosi e dolomitici con sottili fessure argillose (Calcare di Zorzino, Trias sup.; Alpi meridionali). Le sequenze bituminose del Trias medio-sup. si pensa si siano deposte in ambienti subacquei a bassa energia con povera circolazione delle acque e condizioni sfavorevoli per una vita animale, come suggerito dalla totale assenza di bioturbazioni. Sebbene i depositi siano legati lateralmente a piattaforme superficiali, la profondità dell'acqua era importante sufficientemente per lo sviluppo di masse d'acqua stratificate, come suggerito dal rinvenimento occasionale di faune (ammoniti, vertebrati) neotoniche, planctoniche (radiolari), pseudoplanctoniche.

11.2.4 - SEDIMENTI DI SYNRIFT

Calcari emipelagici bituminosi si trovano in depositi di bacino dello stadio di syn-rift del Giura inf.; e.g. , nelle Alpi meridionali (calcare siliceo Lombardo) e depositi bacinali ricchi in materiale organico e pirite sono associati a bacini aperti di margini trasformi, ma dati geochimici pubblicati sono in pratica inesistenti le concentrazioni più alte del materiale bituminoso sono particolarmente frequenti nella sezione del Toarciano inf. dei sedimenti del tardo syn-rift nelle falde Austro-Alpine (Allgäuschiefer - Fleckenmergel Group, Bitterli, 1962) e sequenze simili; essi coincidono, con un evento oceanico di vasto bacino registrato su gran parte dell'Europa epi-continentale e nei sedimenti pelagici della Tetide (Jenkyns, 1980).

11.2.5 - PIATTAFORME CARBONATICHE

Dentro le sequenze di vasto spessore delle piattaforme carbonatiche del Giura-Creta sono rare le sequenze bituminose. Esse comprendono avvenimenti locali di calcilutiti bituminose e marne, spesse poche decine di metri e lateralmente e verticalmente legate a depositi di piattaforma carbonatica. Le sequenze contengono noduli di selce diagenetica e faune planctoniche (radiolari) e nectoniche (ammoniti,vertebrati) che indicano lacune più profonde con masse d'acque stratificate dentro il generale ambiente di piattaforma.

11.2.6 - SEQUENZE PELAGICHE

Sequenze bituminose sono intercalate a differenti livelli nelle sequenze marine pelagiche più profonde. Diverse coperture nel tempo possono essere identificate, mentre si depositavano fanghi bituminosi, argille o marne nell'oceano della Tetide e lungo i suoi margini sommersi: Toarciano inf., Barreniano ad Albiano, il limite Cenomaniano - turoniano e fino al limite inferiore, il Coniaciano-Santoniano (Jenkyns, 1980).

tempi possono essere correlati con le maggiori trasgressioni e, nel caso del Cretaceo, con eventi oceanici a scala mondiale durante il quale le acque oceaniche erano poco ossigenate e una deposizione di materiale organico da sorgenti sia terrestri e planctoniche era vasta. Una deposizione di sedimenti ricchi di materiale organico avveniva su una ampia varietà di ambienti di mare profondo. Durante il Toarciano le argilliti bituminose sembrano essersi ristrette alle depressioni del margine continentale più profonde (strati a "Posidonia" delle Ellenidi Ioniche, gli Appennini Umbri e le Alpi meridionali) che erano limitate da aree di non deposizione o di sedimentazione di Rosso Ammonitico. In ambienti oceanici, argille nere ricche in materiale organico si ritrovano su gran parte del periodo Cretaceo; nell'oceano della Liguria-Piemonte il Cretaceo inf. è rappresentato da vaste sequenze di argille nere prive di carbonati (argille Palombini e di Vai Lavagna), e argille nere manganesifere sono frequenti nelle sequenze oceaniche del flysch del Cretaceo inf. (Helminthoid Flysch degli Appennini settentrionali e Alpi occidentali, Graciansky et al., 1981). Negli ambienti di margine di un bacino continentale alternanze cicliche di marne a nannofossili (nannoforaminiferi) e marne bituminose e argille ricche in materiale organico terrestre si trovano nell'intervallo Barremiano-Albiano (Maiolica, marne a fucoidi, scaglia variegata, etc.). L'evento Cenomaniano-Turoniano fu di breve durata nei margini nelle sequenze pelagiche degli Appennini Umbri, e.g. è registrato da una intercalazione spessa 2 metri di argilliti bituminose nere (Livello Bonarelli) con un carbone organico superiore al 25%. Finalmente, le associazioni laterali di queste sequenze bituminose con turbiditi carbonatiche (grainstone) e scogliere marginali possono provvedere lo scenario per la migrazione di idrocarburi e l'accumulo sotto condizioni favorevoli geotermali.

(Arthur e Schlanger,1979).

11.2.7 - CONCLUSIONI

Nella Tetide occidentale l'apertura e la successiva espansione oceanica si erano discordantemente sovrapposti sul margine precedente della Paleotetide e non strettamente seguono le aree di subsidenza del Trias medio e di vulcanismo che sono generalmente interpretate come fase di abortive-rifting. Durante il Giura inf. le aree che sarebbero diventate i margini continentali erano interessate da fagliazioni a blocchi. Come conseguenza, una sedimentazione carbonatica delle acque superficiali fu interrotta su vaste aree e soltanto un limitato numero di piattaforme di tipo Bahamas, circondate da bacini più profondi e plateaus, persistette durante il Mesozoico. Nei bacini che limitano le piattaforme una piattaforma grossolana derivò depositi di debris flow, turbiditi carbonatiche e fanghi peri-piattaforma furono depositi. Velocità di subsidenza erano più alte durante la fase precedente di disintegrazione del margine e variò tra i differenti blocchi fagliati. L'asimmetria di certi bacini di syn-rift e "break-up unconformities" su locali alti strutturali suggerisce un'attenuazione crostale e un'associata fagliazione normale listrica. Dimensione e forma dei differenti blocchi di faglia e geometria deposizionale dei sedimenti di syn-rift richiama l'evoluzione di margini aperti di tipo Atlantico come il margine Iberico o la baia di Biscay. Con l'inizio dell'espansione e la formazione di crosta oceanica durante il Lias sup. e il Giura medio, velocità di subsidenza decrebbero e furono più uniformemente distribuite sui margini. Nel tempo, i margini distali sommersi divennero sempre più "deperiti"(?) e furono depositi sedimenti soltanto pelagici la cui facies era determinata da fagliazioni sinsedimentarie subdotte, e cambiamenti di ambienti di vasto bacino. Di questi cambiamenti, eventi anoxici del Cretaceo medio possono essere di particolare importanza per il potenziale di idrocarburi dei margini della Tetide. Dal Giura inf. al Cretaceo medio, l'evoluzione della Tetide occidentale e dell'Atlantico centrale era, da un punto di vista cinematico, legata ed entrambi gli oceani ed i loro margini seguirono una simile evoluzione paleotettonica e sedimentaria. Comunque, nella Tetide occidentale avvenne un cambiamento da margini continentali passivi di tipo Atlantico a margini governati da compressioni e subduzione, nel Cretaceo medio, quando, i limiti di placca Atlantica furono riordinati e movimenti sinistri nel sistema della Tetide furono sostituiti da movimenti destri.

11.3 - ANTICHI MARGINI CONTINENTALI DELLA TETIDE

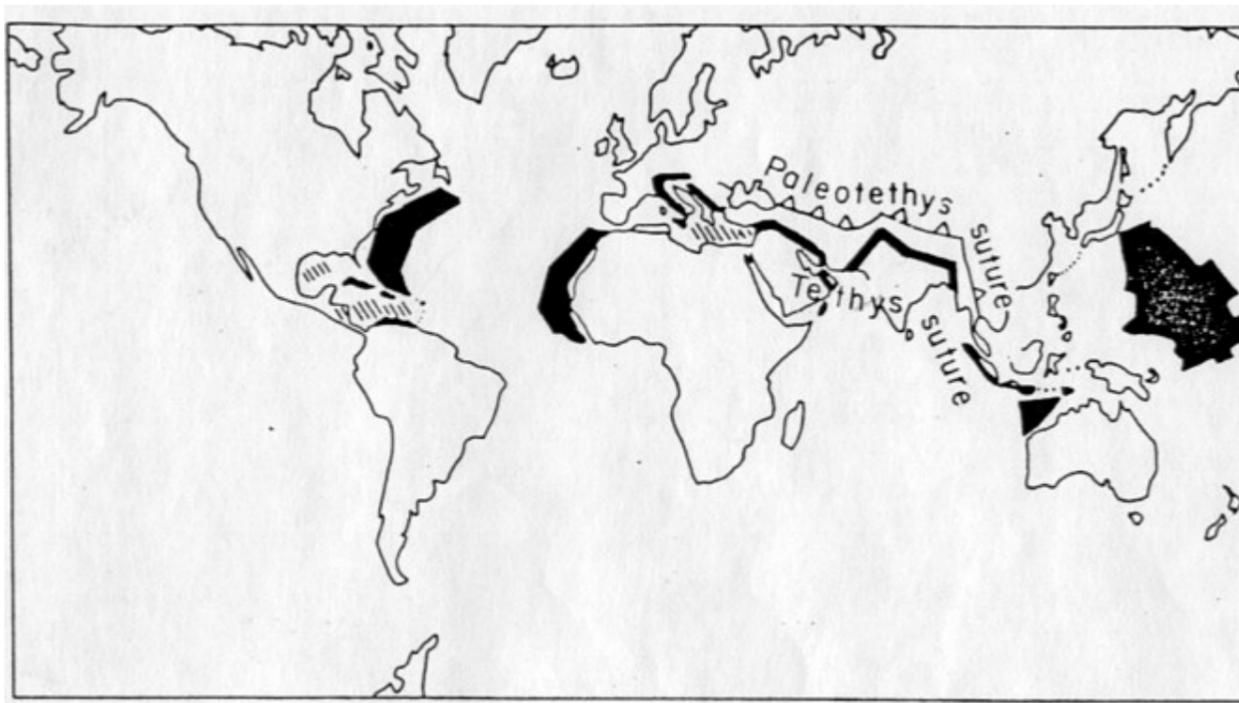


Fig. A

11.3.1 - Introduzione

Dall'espansione dei fondi oceanici e dalla deriva dei continenti, segue che le catene montuose di tipo Alpino sono il risultato della deformazione e della scomparsa dei precedenti bacini e margini continentali (fig. A). Tale opinione era implicita nei concetti mobilisti della geologia alpina sin da quando la teoria classica della tettonica a falde si era sviluppata (Argand, 1924). La storia di una apertura degli oceani mesozoici e cenozoici ed una relativa sovrapposizione di corpi geologici a facies sedimentarie diverse nel contesto di un'evoluzione di un margine continentale fornirono alcuni dei prerequisiti per una ricostruzione della evoluzione paleotettonica e sedimentaria dell'Oceano Mesozoico della Tetide e del suo margine (Bernoulli & Lemoine 1980). In questo articolo vengono discussi alcuni dei problemi connessi a tali ricostruzioni paleotettoniche, e abbozzata l'evoluzione generale delle facies degli antichi margini continentali dell'oceano mesozoico della Tetide. Questo schema si basa sulle precedenti pubblicazioni di D. Bernoulli e su quelli di Jenyns, Kalin, Laubscher e Lemoine.

11.3.2 - Premesse e Limiti

1) Questa analisi ammette la mobilità di placche litosferiche e accetta le ricostruzioni della cinematica delle placche, derivata dall'iniziale insieme di blocchi continentali (Smith e Briden 1977) e l'evoluzione di modelli di anomalie magnetiche lungo i margini di placca in accrescimento (Pitman e Talwani, 1972). Quindi noi cominciamo con un iniziale accoppiamento tra Eurasia, le Americhe e l'Africa (fig. B).

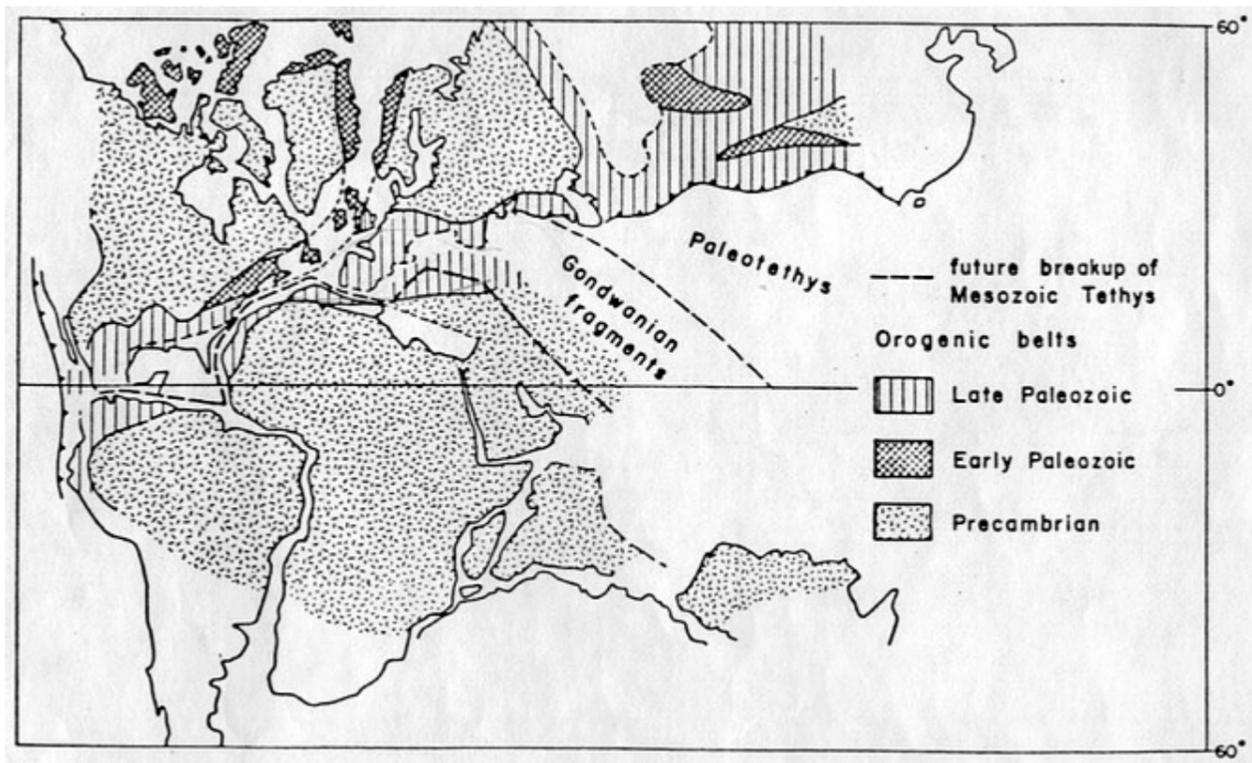


Fig B

2) E con i differenti stadi cinematici della successiva dispersione dei frammenti continentali della Pangea (fig. F). Le difficoltà metodologiche delle procedure di ricostruzione sono state già discusse da Biju-Duval et al., 1977.

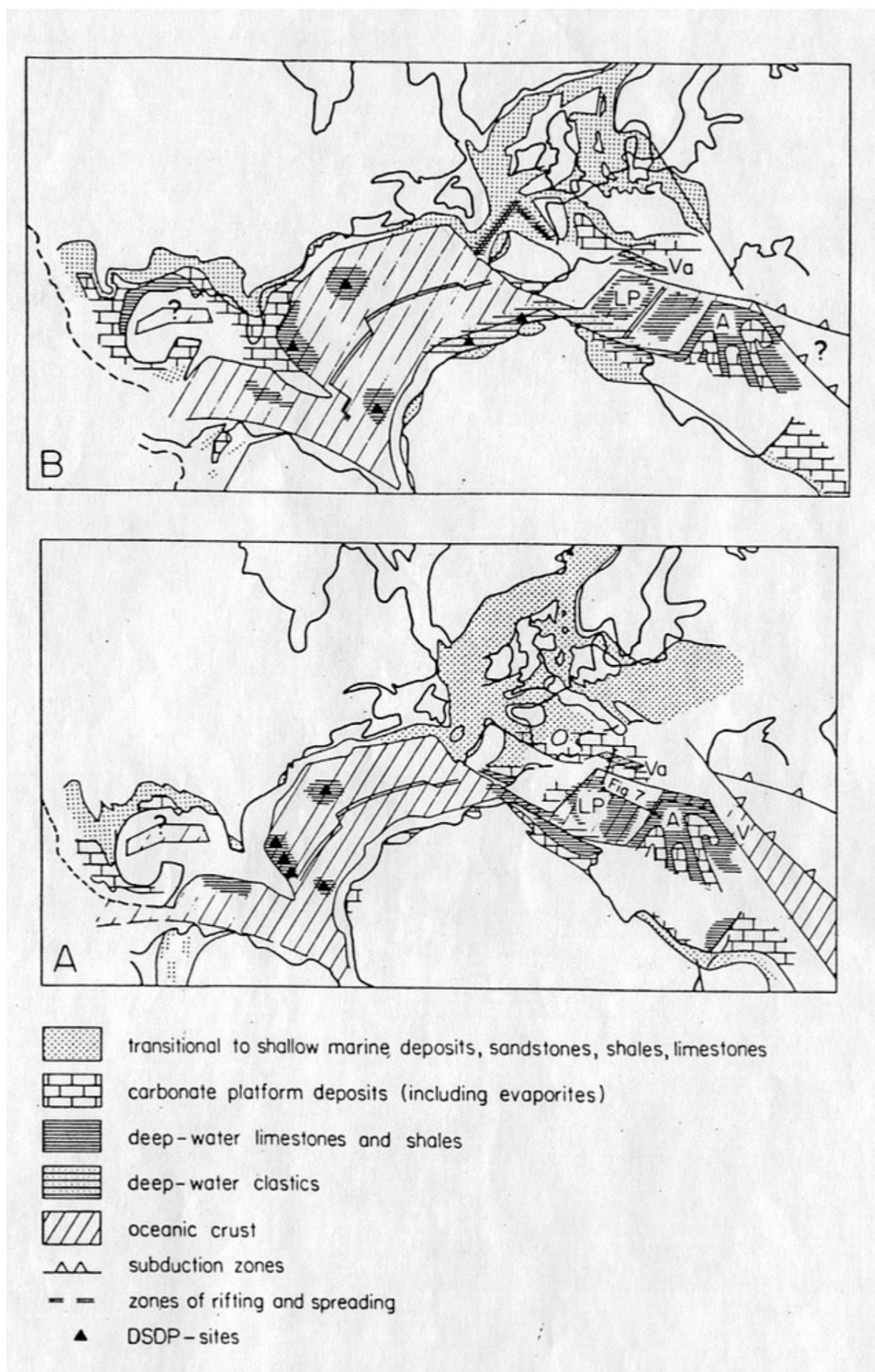


Fig. F

Tuttavia si nota che dentro la zona Alpina gli errori nella ricostruzione palinspastica sono maggiori di quelli presenti nella ricostruzione palinspastica delle grandi aree continentali. Le differenti ricostruzioni cinematiche per la parte mediterranea della Tetide, (Dewey et al., 1973; Biju-Duval et al., 1977; Laubscher e Bernoulli 1977) riflettono molte lacune nell'informazione e nelle interpretazioni incerte all'interno della megasutura Alpina. Tali interpretazioni sono complicate dall'alloctonia a grande scala delle falde di copertura e del basamento, che cambiano le direzioni dei movimenti tettonici, dal metamorfismo Alpino, dal sollevamento e l'erosione o dal crollo post-orogenico di ampie parti dell'edificio a falde polifase nei bacini di tipo West-Mediterraneo e Pannonico. Sebbene tutti i diversi autori rispettino gli stessi limiti (confini) come definiti dai movimenti superficiali delle grandi masse continentali del Nord-America, Africa ed Eurasia i loro risultati sono altamente divergenti. In contrasto con Dewey et al., (1973), noi crediamo che ci fossero soltanto un limitato numero di frammenti continentali e vie oceaniche (Biju Duval et al., 1977; Laubscher e Bernoulli, 1977). La distribuzione attuale delle zone ofiolitiche e delle falde di un basamento continentale alloctono, è secondo noi, dovuta ad una deformazione complessa in oroclini che sono legati ad una combinazione di una compressione orientale nord-sud e di un movimento laterale destro tra Africa ed Eurasia, durante il Cretaceo sup. ed il Terziario.

3) Poiché l'interpretazione generale delle ofioliti quale resti di una crosta oceanica e di una litosfera tettonicamente posta su margini continentali precedenti, non è generalmente accettata, l'età di formazione di questa crosta oceanica, la vastità e lo schema palinspastico di aree oceaniche precedenti, la loro origine (catena di espansione verso un bacino di retro-arco) e il tempo e il modo della messa in posto tettonica sono in molti casi ancora ambigui. In molti casi, comunque, l'associazione di ofioliti con zone a facies estensive caratterizzate da sequenze di margine continentale di tipo Atlantico, possono costituire un principio guida per la definizione di catene oceaniche e di margini continentali precedenti.

4) I dati sismici e di perforazioni profonde del mare, da margini continentali non deformati costituiscono una base per un'analisi comparativa di margini deformati e non (Bernoulli, 1972; B. et al., 1979; Graciansky et al., 1979). Particolarmente la fascia dei carbonati mesozoici, che possono essere seguiti dal Marocco attraverso la Sicilia, gli Appennini, le unità Sud e Austro-Alpine, i Carpazi interni, le Dinaridi esterne e le Ellenidi fino alla Turchia e più oltre, mostra notevoli analogie con i margini continentali di tipo Atlantico ed è interpretata come il margine meridionale dell'oceano Tetide giurassico-cretacico. L'attuale estensione dei margini continentali (meridionale e settentrionale) della Tetide e dei maggiori affioramenti ofiolitici e sedimenti oceanici associati è presentata in fig. C.

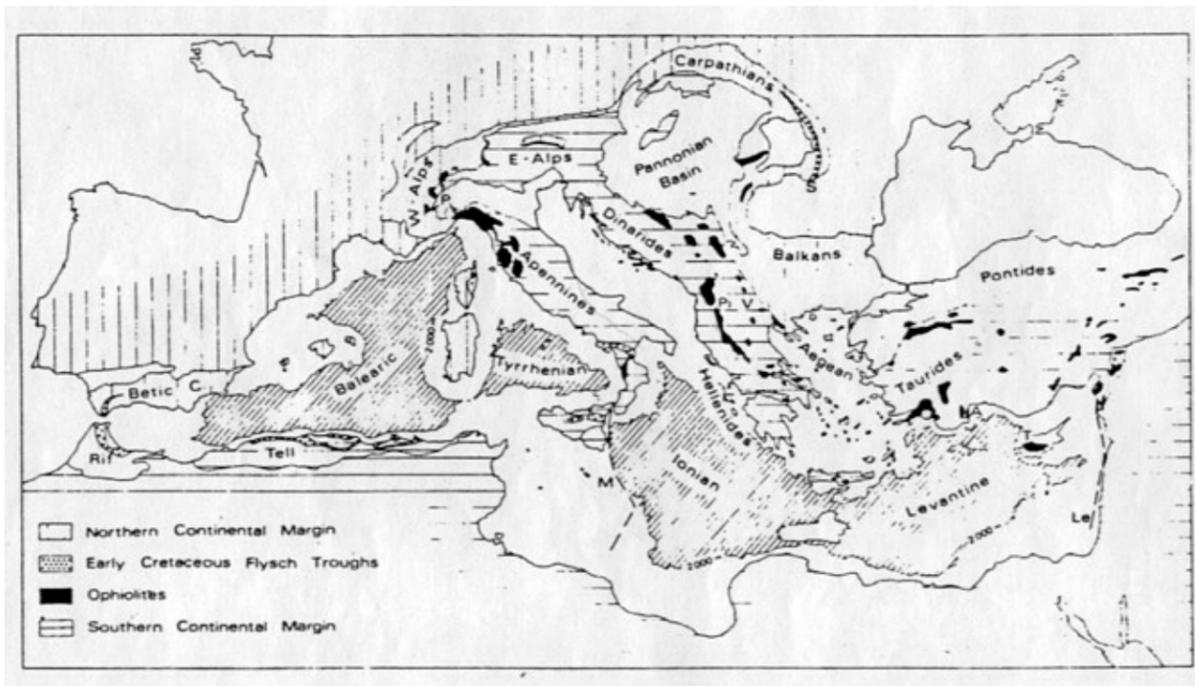


Fig. C

11.3.3 - Paleogeografia ed ambienti Triassici

Dopo l'orogenesi Varisica, l'Atlantico centrale e le aree del Mediterraneo occidentale divennero parte di un'unica massa continentale; di quest'area non sono conosciuti resti di alcuna crosta oceanica pre-Jurassica ed i depositi permio-triassici sono principalmente continentali con episodiche incursioni di mare basso. Comunque, verso est, la configurazione precedente la deriva, mostra una vasta baia a forma di cuneo di Panthalassa nello spazio tra l'Asia e l'Arabia, con vasti mari marginali che raggiungevano l'area mediterranea. Quest'area oceanica è stata chiamata Paleotetide (Laubscher e Bernoulli, 1977) per distinguerla dall'oceano formatosi nel Giura-Cretaceo-inf.; la sua successiva scomparsa in una zona di sutura che si estende dalle Pontine attraverso l'Iran fino all'Asia centrale, è strettamente collegata all'apertura avvenuta nel (Trias sup.-Giura sup.) della Tetide giurassica-cretacica e alla deriva verso nord dei frammenti del continente Gondwana. Similmente la scomparsa della Tetide Mesozoica è legata all'apertura dell'Oceano Indiano e alla deriva verso nord dell'India (fig. A).

Le figg. D e E mostrano le ricostruzioni palinspastiche dell'area Atlantico-Mediterranea nel Trias sup.

Durante il Permiano ed il Trias, i mari marginali della Paleotetide raggiunsero sia ad ovest sia a nord, l'Africa e la Sicilia. Durante il Trias inf., la rapida trasgressione proveniente da Est di un mare epineritico, riportò condizioni marine sopra molta parte dell'area mediterranea fino alle zone interne del Riff e della Cordigliera Betica.

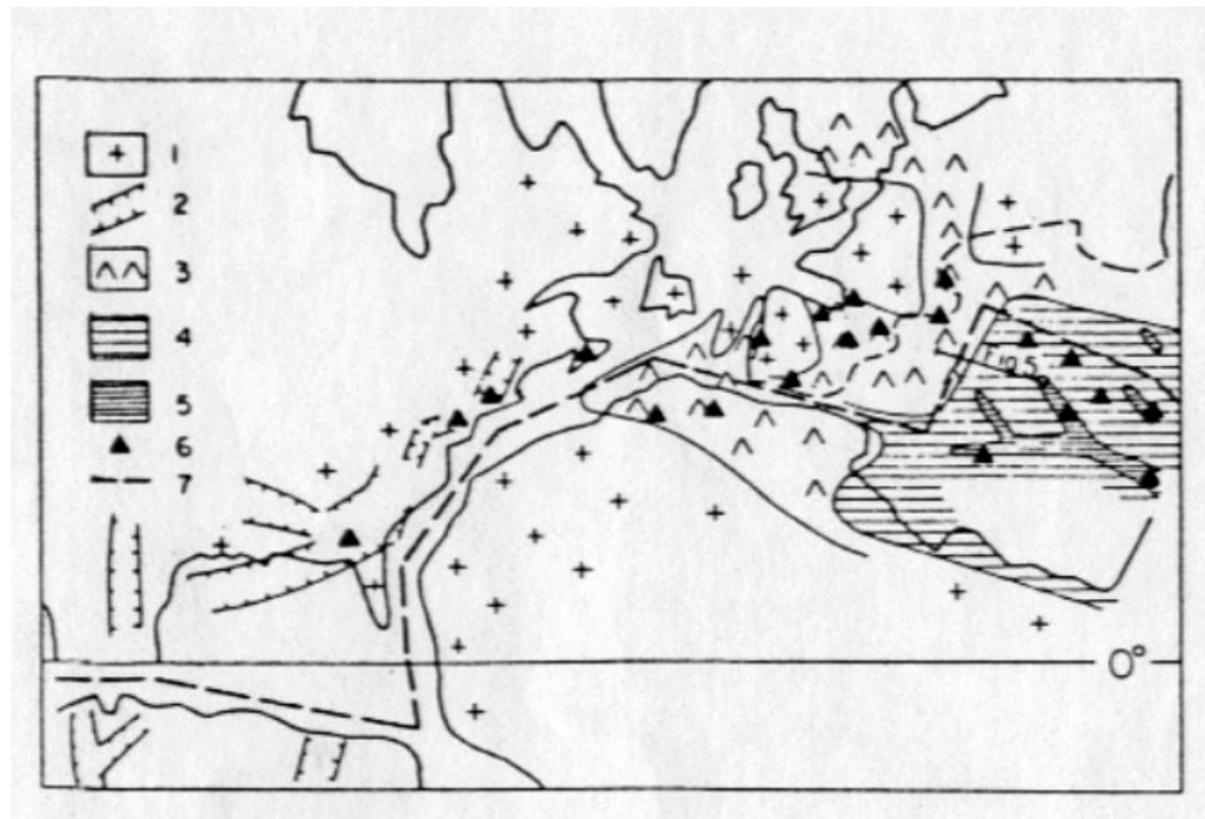


Fig. D

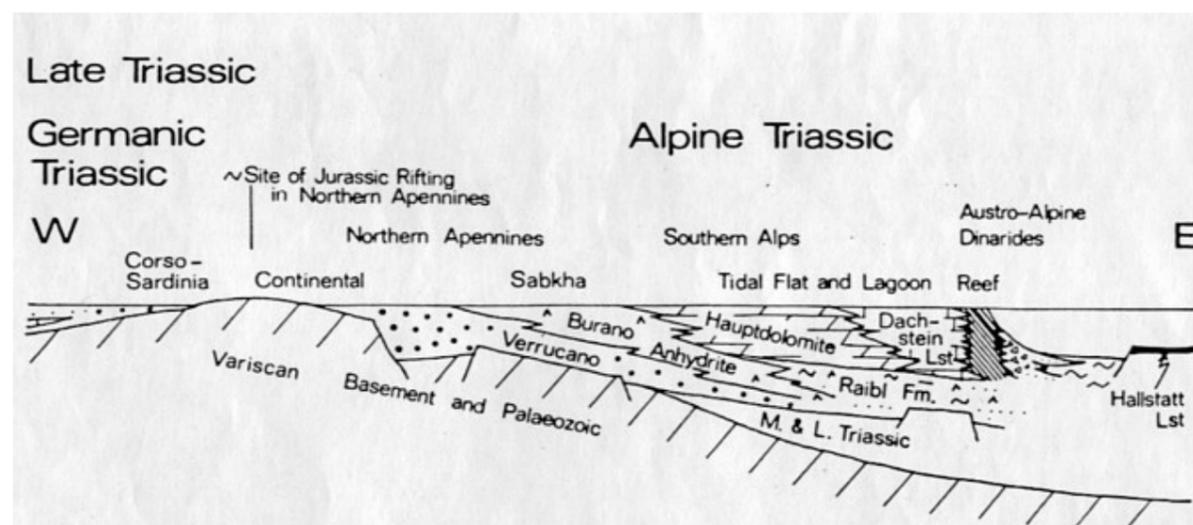


Fig. E

I sedimenti del Trias inf. comprendono una preponderanza di sabbie di mare basso, alcune argille e livelli rossi continentali e pochi carbonati di acque basse; calcari pelagici di questa età sono limitati al Mediterraneo orientale. Nel Trias medio-sup. i depositi carbonatici neritici ed evaporitici registrano un'influenza marina crescente, che di volta in volta si estesero nelle facies clastiche germaniche diverse (Muschelkalk Medio Triassico e calcari) e che alimentò gli importanti depositi evaporitici del Trias sup. dei bacini Canadesi e Marocchini (Jansa e Wada, 1974). Nel Mediterraneo centrale e orientale le velocità di subsidenza furono dell'ordine di $100\text{mm}/10^3$ anni (D'Argenio, 1974) e si formarono le spesse costruzioni carbonatiche. Queste aree ad acqua superficiale furono disseminate di bacini più profondi nei quali si depositarono calcari pelagici, selci radiolaritiche, frane gravitative terrigene, vulcaniche, carbonatiche e depositi torbiditici, localmente associati con vulcani sottomarini. Alcuni dei bacini erano piccoli, a vita breve, e furono eliminati dal ricostituirsi di una piattaforma di mare basso del Trias sup. (fig. E), ma altri erano più ampi e duraturi alcuni persistettero durante il Mesozoico (Bacino di Sclafani in Sicilia e Bacino del Lagonegro negli Appennini meridionali; Budva-Pindos in Grecia). Poiché la loro morfologia sottomarina appare essere legata a faglie di distensione, essi furono generalmente interpretati come il risultato di un rifting precedente. Per la fascia meridionale di depressioni persistenti (Italia meridionale, Pindos, Antalya, Cyprus), questa interpretazione è avvalorata dal

carattere alcalino dei vulcani associati (Juteau et al., 1973). Comunque, per gli avvenimenti più settentrionali (Alpi Meridionali, Dinaridi interne ed Ellenidi) una composizione calc-alcalina dei vulcani medio-triassici è stata riscontrata (Bèbien et al., 1978) e, quindi, è stata postulata una continuità della zona di subduzione della Paleotetide sia verso ovest sia verso le Alpi Meridionali (Blanchet, 1977; Castellarin e Rossi, 1981).

11.3.4 - CINEMATICA DEL SISTEMA ATLANTICO-TETIDE DURANTE IL GIURA ED

CINEMATICA DEL SISTEMA ATLANTICO-TETIDE DURANTE IL GIURA ED IL CRETA INF.

Durante il Giura ed il Cretacico inf., il sistema Atlantico-Tetide si sviluppò dallo stadio rappresentato nelle figg. 3-5 a quello mostrato nelle figg. 6-7. L'età di una prima apparizione di crosta oceanica nell'Atlantico centrale non è ben nota, ma anomalie magnetiche combinate con risultati di perforazioni marine profonde, suggeriscono un'età Lias sup., Giura medio, che è circa contemporanea alla formazione di una crosta oceanica nella zona ofiolitica Liguria-Piemonte, come indicato da dati radiometrici di alcune ofioliti dall'età approssimata dei sedimenti oceanici più vecchi. Infatti, dal Giura inf.-medio al Cretaceo medio l'Atlantico centrale e il piccolo oceano Liguri-piemontese seguirono una simile evoluzione di espansione e subsidenza nei margini continentali.

L'apertura dell'Atlantico centrale implica anche movimenti relativi tra l'Africa e l'Eurasia ed un limite di placca sinistrotorcente dalla Spagna alle Alpi Meridionali, che si collega alle due aree oceaniche con andamento Nord-Sud. Questo limite trasforme sembra essere stato localizzato nella Depressione di flysch della Mauritania-Massylana delle catene Magrebidi ed era associata ad una minore apertura, documentata da sparsi affioramenti di ofioliti lungo la base delle sequenze oceaniche, dove condizioni pelagiche si erano stabilite nelle aree marginali della depressione già durante il Lias inf. Un altro margine trasforme deve avere separato l'oceano Liguri-piemontese dal continente europeo. Verso Est, l'oceano Liguro-Piemonte era limitato dal margine Apulo, che costituisce ora gli elementi tettonici degli Appennini esterni, delle Dinaridi, delle Ellenidi e Taurini, e le falde Austro-Alpine delle Alpi orientali e dei Carpazi interni (fig. B). E' incerto se il blocco dell'Apulia fosse parte dell'Africa o una microplacca indipendente, separata dal continente Africano da un Mediterraneo orientale oceanico (Biju-Duval et al., 1977). Qualunque sia il caso, ad est del margine apulo, l'evoluzione cinematica non fu più lungamente determinata da movimenti relativi dell'Africa e dell'Eurasia. Nel Cretacico medio cambiarono drasticamente i movimenti di placca nel sistema Atlantico-Tetide. Con l'apertura di parte del Nord-Atlantico e della Baia di Biscaglia, movimenti sinistri e d'apertura nella Tetide occidentale furono sostituiti da movimenti destrorsi e compressivi, che portarono alla completa eliminazione della Tetide oceanica occidentale tra il Cretacico sup. e l'Eocene sup.

11.3.5 - LIAS INF.-MEDIO: APERTURA E SUBSIDENZA INIZIALE DEI MARGINI C

LIAS INF.-MEDIO: APERTURA E SUBSIDENZA INIZIALE DEI MARGINI CONTINENTALI

Durante il Trias sup. ed il Lias inf.-medio, le aree che dovevano diventare i margini continentali dell'oceano Tetide furono interessate da faglie dirette. Questi movimenti di apertura erano discordanti con gli elementi strutturali precedenti, triassici. Nell'area dell'Atlantico centrale e del Mediterraneo occidentale la primissima apertura avvenne in un ambiente continentale e la formazione di graben fu associata ad una deposizione di strati rossi continentali, sedimenti fluviali e lacustri, e più tardi con un'attività vulcanica. Ad est, nell'area del Mediterraneo orientale e centrale, le zone di rifting, che eventualmente portarono all'apertura della Tetide, non seguirono il complesso modello di vie marine triassiche, ma si formarono attraverso le fasce marine carbonatiche del margine della Paleotetide (fig. D).

Di conseguenza, ci sono alcuni sedimenti fortemente siliciclastici associati alla fase di rifting del Giura inf., e depositi evaporatici di età giurassica notevolmente assenti lungo la zona di rift. Tracce di attività vulcanica sono anche estremamente scarse lungo il margine passivo del Giurassico della Tetide: lungo una depressione, lo spostamento verticale lungo una faglia di mare profondo del Giura inf., ammonta in alcuni casi a 3 km e più (fig. H), c'è qualche forte contemporaneo vulcanismo associato a questa fase di rottura del futuro margine. Questa evoluzione generale devia in molti aspetti dall'evoluzione classica di rift intracontinentali come quelli che precedono l'apertura del Mar Rosso o dell'Oceano Atlantico, ma essa è strettamente parallela a quella di alti margini passivi di tipo Atlantico, in particolare quelle della Baia di Biscay (Charpal et al., 1978; Graciansky et al., 1979). Come risultato della fagliatura a blocchi del Giura inf., una sedimentazione carbonatica da acque superficiali che aveva raggiunto la sua più vasta estensione durante il Trias sup., fu interrotta su vaste aree e persistettero soltanto un numero di piattaforme carbonatiche circondate da fosse più profonde.

Oltre le piattaforme carbonatiche il tipo più comune di sedimenti syn-rift sono intercalati da calcari spiculitici con letti selciosi e marne. Questa facies, che ha una varietà di nomi locali (Flecken kalk, Medolo, Corniola, Siniais, Limestone) è molto diffusa e si trova dalla Spagna meridionale attraverso gli Appennini e le Alpi nei Carpazi e nelle Ellenici. Localmente lo spessore formazionale raggiunge i 1000 m e più (più di 3500 m nella sezione Generoso del Giura inf. nelle Alpi meridionali, fig. H) e i depositi di frane gravitative associati alle turbiditi suggeriscono insieme all'espansione di questi sedimenti, che questa facies è stata depositata in bacini, circondati da faglie attive. L'alta velocità di sedimentazione ($> 100 \text{ mm}/10^3 \text{ y}$) in questi depositi di bacino del Giura inf. suggerisce anche che, sebbene il nannoplancton calcareo sia abbondante, molto del Lutum calcareo è un fango di peri-piattaforma derivato da piatta forme carbonatiche ancora attive (Kalin et al., 1979). Le Alpi Meridionali del Nord Italia probabilmente conservano la più completa e meno disturbata registrazione di un margine continentale passivo del Mesozoico inf. della Tetide (Winterer e Bosellini, 1981).

Qui l'esistenza di faglie normali sinsedimentarie è stabilita da rapidi cambiamenti di facies e dello spessore formazionale dei sedimenti di synrift attraverso le zone di faglia e dell'esistenza di scarpate di faglia pronunciate che erano le aree sorgenti per depositi di colate gravitative e turbiditi carbonatiche nei bacini adiacenti (Fig. H). L'incorporazione di turbiditi dentro i depositi di slump successivi mostrano anche il ripetuto ringiovanimento della topografia del fondo del mare. Le velocità di subsidenza erano più alte durante questa prima fase di disintegrazione del margine e variano largamente tra i differenti blocchi di faglia. Alcuni dei blocchi che erano sommersi soltanto nel corso del Lias inferiore – Giura medio divennero plateau e valli sottomarine sui quali si accumularono soltanto limitate quantità di sedimenti pelagici (Trento plateau, fig. H). Con l'inizio dell'espansione e la formazione di crosta oceanica nell'oceano Liguria-Piemonte nel Giura inferiore – medio, le velocità di subsidenza decrebbero e furono più equamente distribuite sul margine.

La geometria deposizionale dei sedimenti di synrift nel Bacino Lombardo delle Alpi meridionali ed altrove suggerisce una fagliatura listrica quale possibile evidenza di assottigliamento crostale. Il piegamento dei blocchi fagliati è suggerito dall'asimmetria di alcuni bacini, riflessa dal modello di inspessimento formazionale dei sedimenti bacinali di synrift. La deposizione uguaglia approssimativamente le velocità di subsidenza differenziale e risulta in una stratificazione approssimativamente orizzontale alla fine della fase di rifting. Non c'è concordanza alla base delle sequenze di un synrift di tipo di bacino, ma una lensing out di pacchi di strati e unconformities locali sono ubicati dentro le sequenze, e localmente sono osservati cumuli di strati, che sono stati ruotati lungo faglie listriche sinsedimentarie. La formazione di blocchi di faglie rovesciati, contemporanei alla sedimentazione, è anche suggerita da fosse e graben lungo un lato da scarpate fagliate a gradini, documentate da risedimenti prossimali e da una topografia molto più dolce lungo l'altro lato (Fig. H cf. Kalin e Trumphy, 1977). Lungo i margini sollevati dei blocchi ribaltati si osservano localmente delle discordanze angolari. Questi alti intrabacinali furono ristretti nella dimensione e caratterizzati da un'erosione prima subaerea, quindi sottomarina. Cumuli di acque superficiali con crinoidi, brachiopodi, spugne calcaree e coralli ahermatipici occasionali sono ricoperti da calcari pelagici, che indicano l'eventuale abbassamento dell'intero margine dopo una rottura e l'inizio dell'espansione (apertura). L'attività tettonica è qui documentata da brecce polifasi e dicchi neptuniani nel substrato di acqua superficiale del Trias. La geometria deposizionale dei sedimenti del synrift delle Alpi meridionali è ben paragonabile a quella delle corrispondenti formazioni del margine spagnolo e Armoricano. Nelle Alpi meridionali, i bacini del Giura inf. misurano da 25 a 40 km; ciò è in accordo con le osservazioni lungo i margini Iberici ed Armonici, dove si osservano i blocchi fagliati da pochi chilometri fino a 30 di larghezza. Similmente, il rigetto di zone con singole faglie è nello stesso ordine con un massimo di 3-4 km; ciò corrisponde al rigetto ricostruito per la faglia di Lugano del Giura inf. (Fig. H). Dimensione ed estensione areale dei blocchi di faglia più grandi suggerisce che le zone con faglie più grandi nel basamento preTriassico. Nei margini Iberici e Armonici si osserva una polarità delle faglie listriche verso l'asse della zona di rift. Nelle Alpi meridionali sembra che il rifting iniziò nella zona centrale del bacino Lombardo con lo sprofondamento a gradinate di nuovi blocchi fagliati ad est ed ovest durante il Lias inferiore medio (Fig. G). Nel Lias inf. fino al Giura medio finalmente l'asse di apertura fu un poco spostato, e l'apertura² e la rottura¹ avvennero per qualche centinaia di km verso nord e verso ovest.

11.3.6 - LIAS SUPERIORE FINO AL CRETACEO INFERIORE: SUBSIDENZA PROLUN

LIAS SUPERIORE FINO AL CRETACEO INFERIORE: SUBSIDENZA PROLUNGATA DEI MARGINI CONTINENTALI.

Durante il Lias inf.-medio, l'iniziale fagliazione di blocchi e subsidenza nei margini continentali embrionali della Tetide occidentale portò alla sommersione di molte precedenti aree di piattaforma carbonatica, ed alla differenziazione dei margini nelle piattaforme di tipo Bahamas, dove una produzione carbonatica tiene il passo alla subsidenza ed ai canali più profondi con sedimentazione carbonatica turbiditica e pelagica. Questa configurazione generale persistette attraverso il Giura ed il Cretaceo, ma fu modificata localmente dall'approfondimento (di tipo a gradini) di alcune aree ad acque superficiali che divennero seamounts e plateaus sottomarini (Fig. H). Con l'inizio dell'apertura nelle aree oceaniche della Tetide, le velocità di subsidenza decrebbero e furono più egualmente distribuite sui margini; durante la deriva, la curva di subsidenza dei margini apparentemente seguì una curva di decadimento esponenziale (Fig. G, Winterer e Bosellini, 1981) come osservato nei margini continentali non deformati (Montadert et al., 1979).

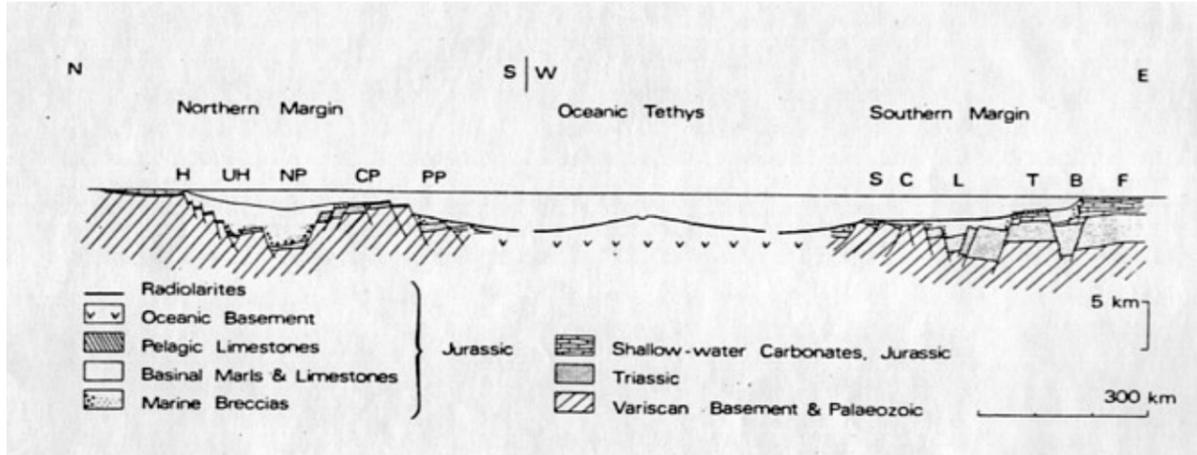


Fig. G

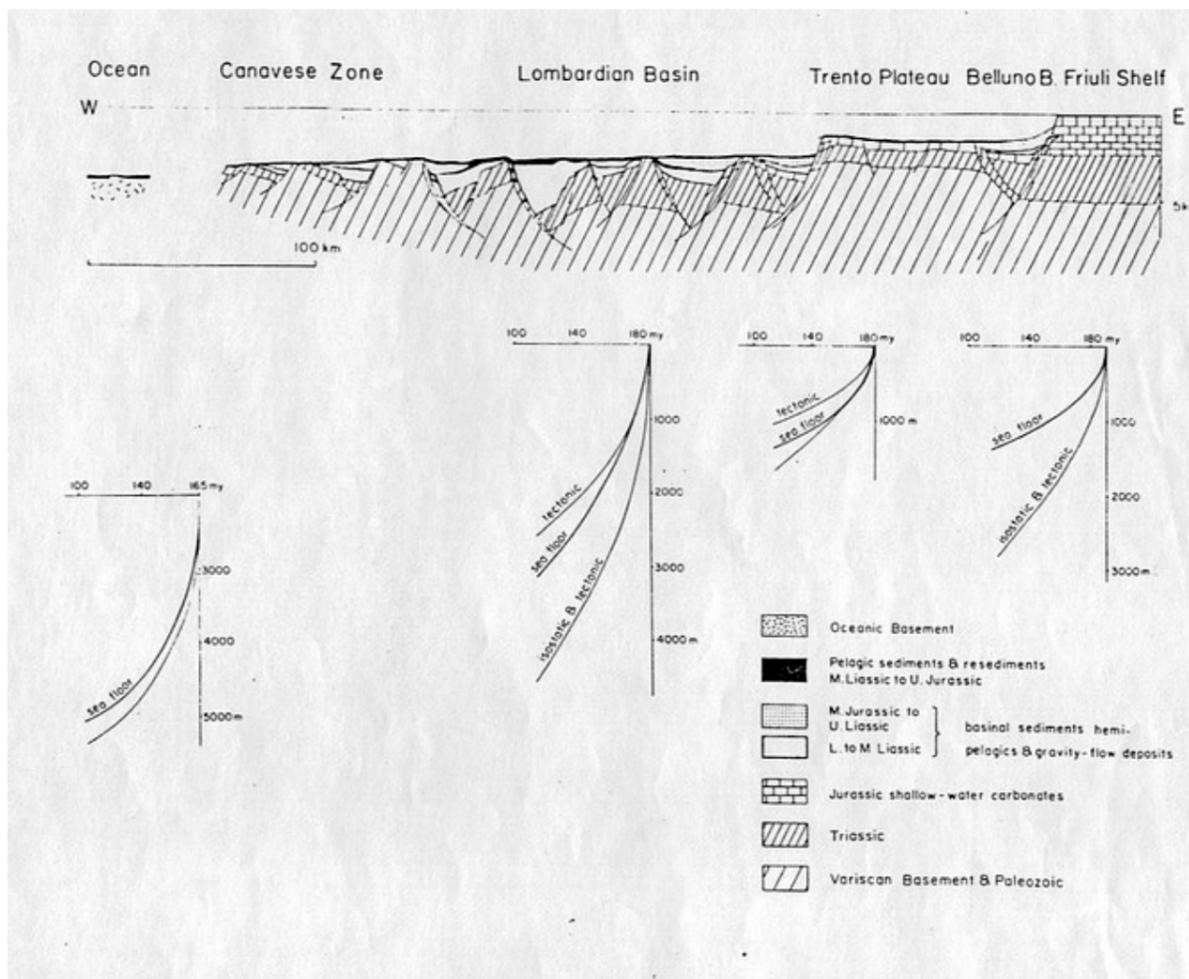


Fig. H

11.3.7 - LE PIATTAFORME CARBONATICHE E I LORO MARGINI.

Durante lo stadio di rifting del Giura inferiore la fascia pressoché continua di carbonati di acque superficiali del Trias sup. fu smembrata in piattaforme carbonatiche isolate, separate da aree di acque profonde. Di tutte le piattaforme carbonatiche della Tetide, quelle lungo il margine della Puglia dimostrarono la longevità più notevole, persistendo fino al Cretacico sup. e Terziario inf., e formando corpi sedimentari spessi diversi chilometri. Le analogie tra queste piattaforme carbonatiche ed il margine delle Bahamas con le sue fasce irregolari di mare superficiale e profondo comprendono non solo la distribuzione delle facies di piattaforme carbonatiche, ma anche forma e dimensione delle piattaforme, velocità di subsidenza e modalità (Bernoulli, 1972; D'Argenio, 1974). Le piattaforme più grandi sono più di 200 km di larghezza e lunghe più di 1000 km. Le parti interne delle piattaforme sono caratterizzate da depositi ben stratificati, di piana subtidale ad inter e supratidali, spesso disposti ciclicamente, da sedimenti di palude, che contenevano occasionalmente carbone e da calcari subtidali micritici e pelitici con una fauna e flora poco diversificata. Biomicriti e foraminiferi con gusci porcellano e agglutinante, alghe verdi, gasteropodi e bivalvi si depositarono in ambiente con circolazione meno ristretta. Lungo i margini della piattaforma zone ad alta energia marina sono documentate da barre oolitiche, sabbie bioclastiche e scogliere massicce (cf. Bosellini e Broglio Loriga, 1971; D'Argenio, 1974).

Al di là delle piattaforme carbonatiche spessi prismi di materiale di piattaforma carbonatica furono depositati (Cantelli et al., 1978; Bosellini et al., 1981). Durante lo stadio di apertura del Lias inf. medio, i margini della piattaforma furono controllati da faglie, e lungo le scarpate con faglie attive si trovano enormi nicchie di frame, riempiti da olistoliti e megabrecce messi in posto dalla gravità (Fig. II) (Cantelli et al., 1978).

Verso il bacino questi depositi degradano in colate di detrito e torbiditi prossimali intercalati con calcari a grana fine con lenti di selce. Di nuovo l'elevata velocità di sedimentazione di questi calcari di bacino, durante la fase di approfondimento a gradinata delle piattaforme carbonatiche suggerisce che molto del materiale carbonatico fine è un fango di piattaforma derivato dalla piattaforma. Successivamente dopo il processo di fagliazione diminuì e durante il Giura ed il Cretaceo, depositi di colate di detrito canalizzati e torbiditi prossimali con particelle di mare basso disposte penecontemporaneamente e frammenti di scheletro di organismi neritici furono depositi lungo la scarpata e alla base delle piattaforme carbonatiche. Strette analogie tra questi depositi e quelli depositi nei profondi canali delle Bahamas sono state anche stabilite (Bernoulli, 1972; Bosellini et al., 1981). Durante il Giura ed il Cretacico, le velocità di subsidenza delle piattaforme carbonatiche decrebbero da circa 100 mm/10³ anni nel Trias sup. a circa 10 mm/10³ anni nel Cretaceo sup. (D'Argenio, 1974). Interferenze tra subsidenza e cambiamenti eustatici del livello marino portarono ripetutamente ad emersioni episodiche con formazione di bauxite (Cenomaniano inf.) o trasgressioni seguite da progradazione dei margini della piattaforma ed i risedimenti derivati dalla piattaforma (trasgressione Oxfordiana, Bosellini et al., 1981). Variazioni climatiche che possono essere riflesse da margini di piattaforma dominati da una deposizione oolitica durante il Giura inf. medio e da una vasta crescita di scogliere a coralli/idrozoi e rudiste durante il Giura inferiore e Cretaceo.

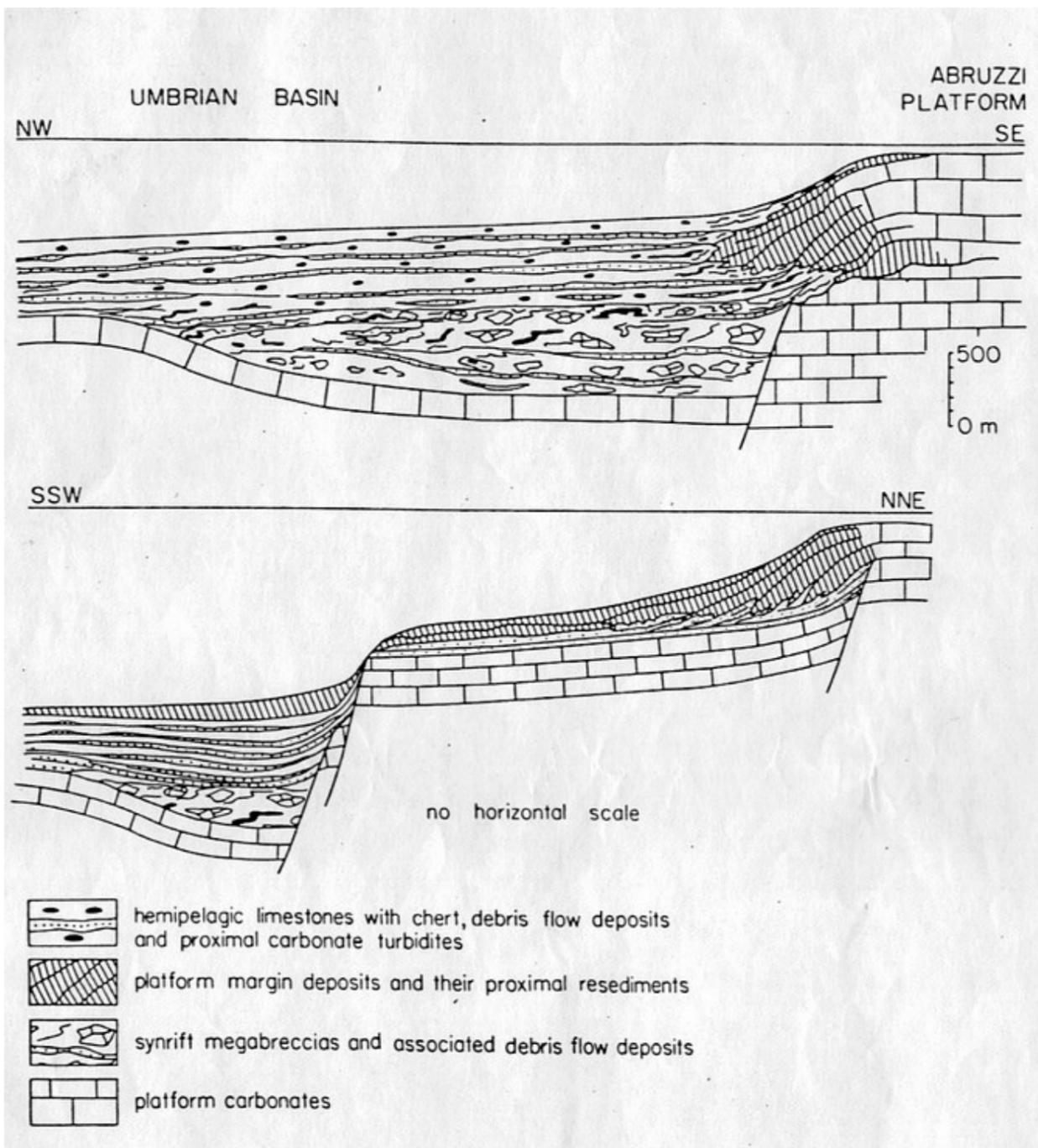


Fig. I

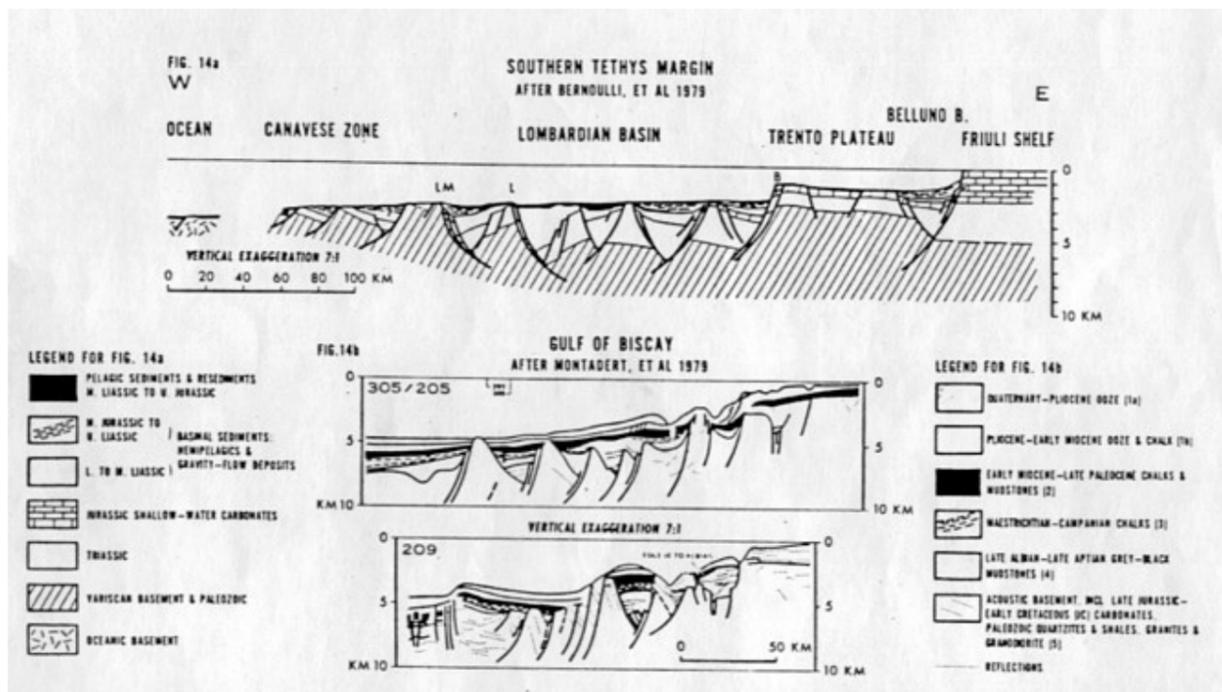


Fig. L

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

12 - EVOLUZIONE TETTONICA DELLA PENISOLA ITALIANA

La presenza di due orogeni, le Alpi a Nord, e gli Appennini lungo la penisola e la Sicilia a sud caratterizza la geologia italiana. Le Alpi si sono formate in seguito al raccorciamento e sovrascorrimento verso W e NW della placca Adriatica sulla placca Europea; gli Appennini si sono generati in seguito alla subduzione della zolla Adriatica che si muove verso W (figg. 12.1 – 12.2); la catena siciliana in seguito alla subduzione della zolla africana (ionica + pelagica) verso NW.

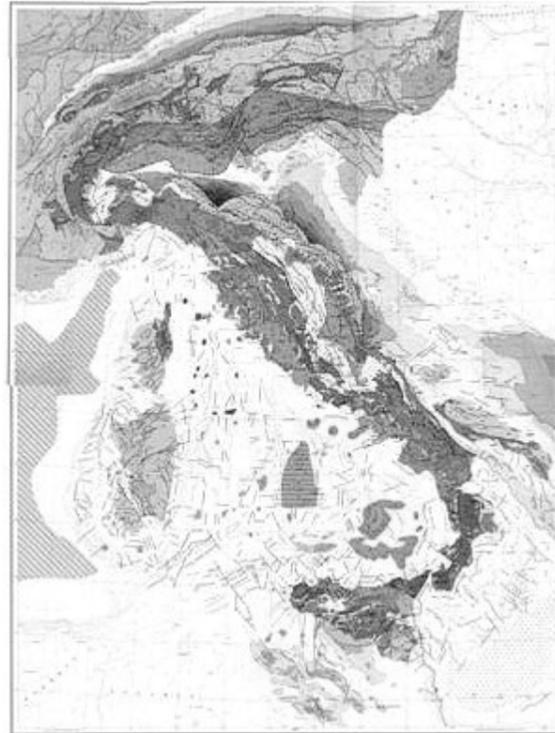
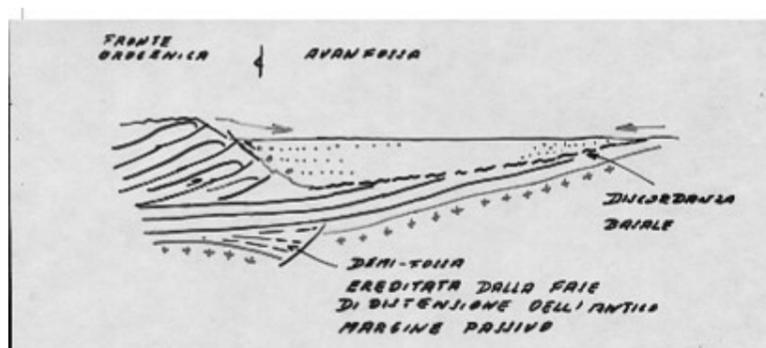
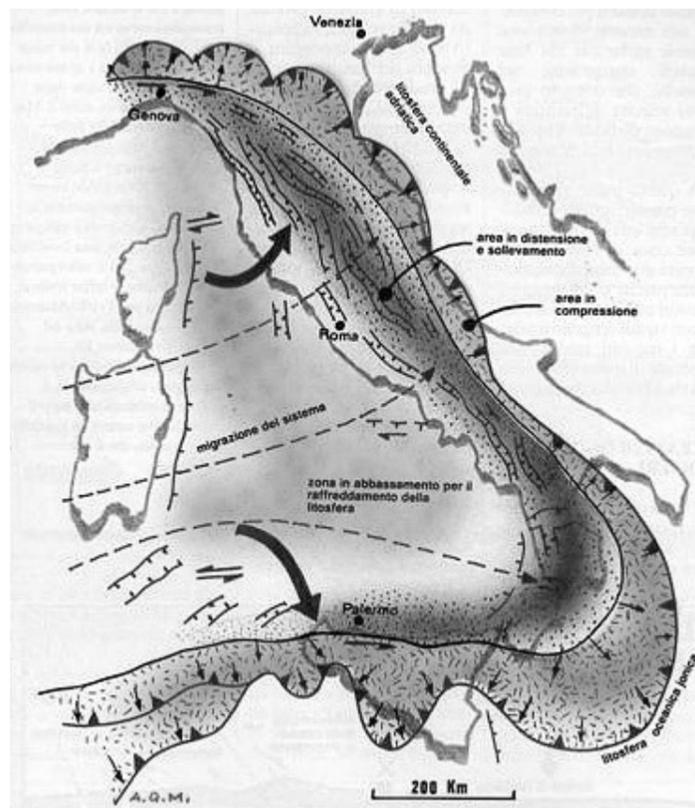
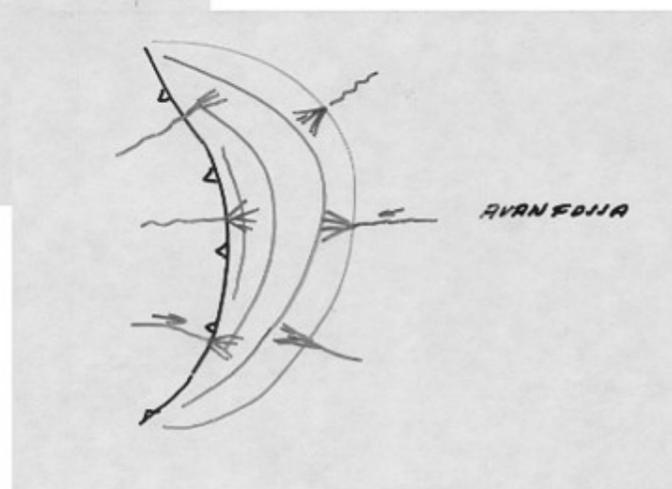
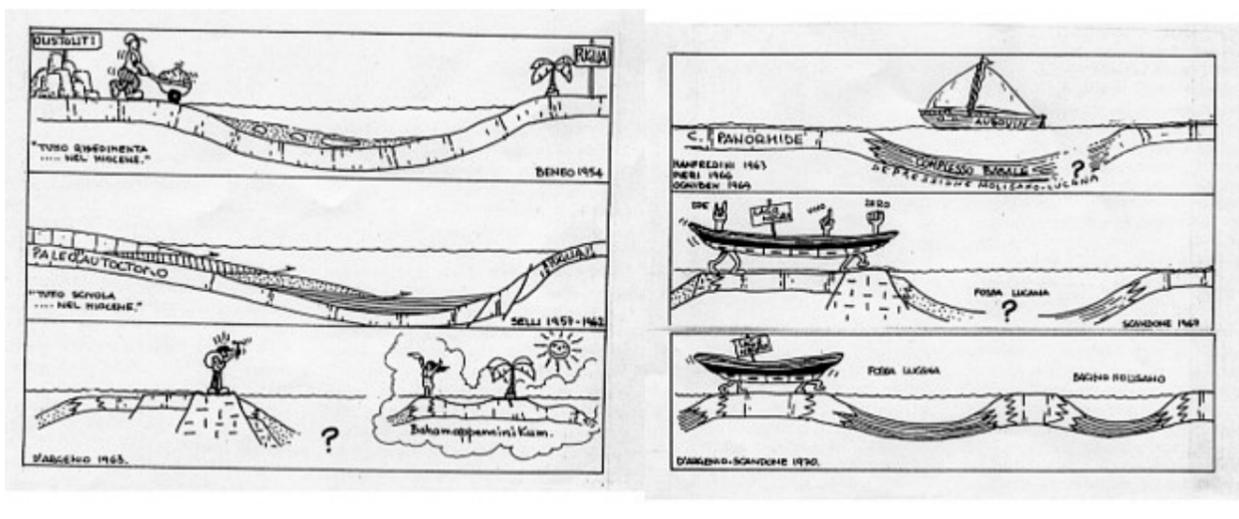


fig. 12.1 - Modello Strutturale d'Italia



FINESTRA FIG.





L'arco appenninico è confinato ad Ovest da un bacino di retro-arco, il Mar Tirreno (figg. 12.3 - 12.4).

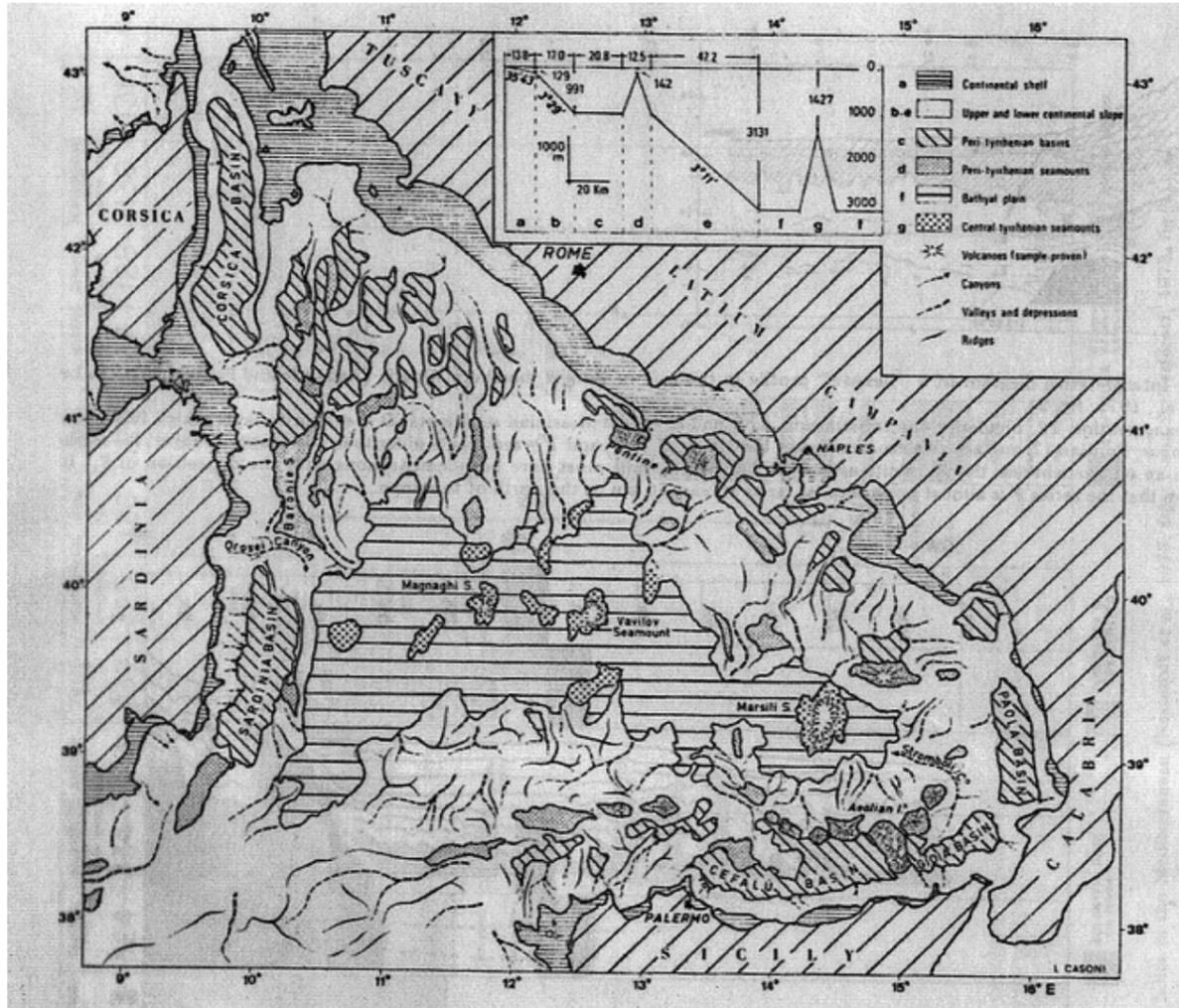


Fig. 12.3 - Carta morfostrutturale del Mar Tirreno

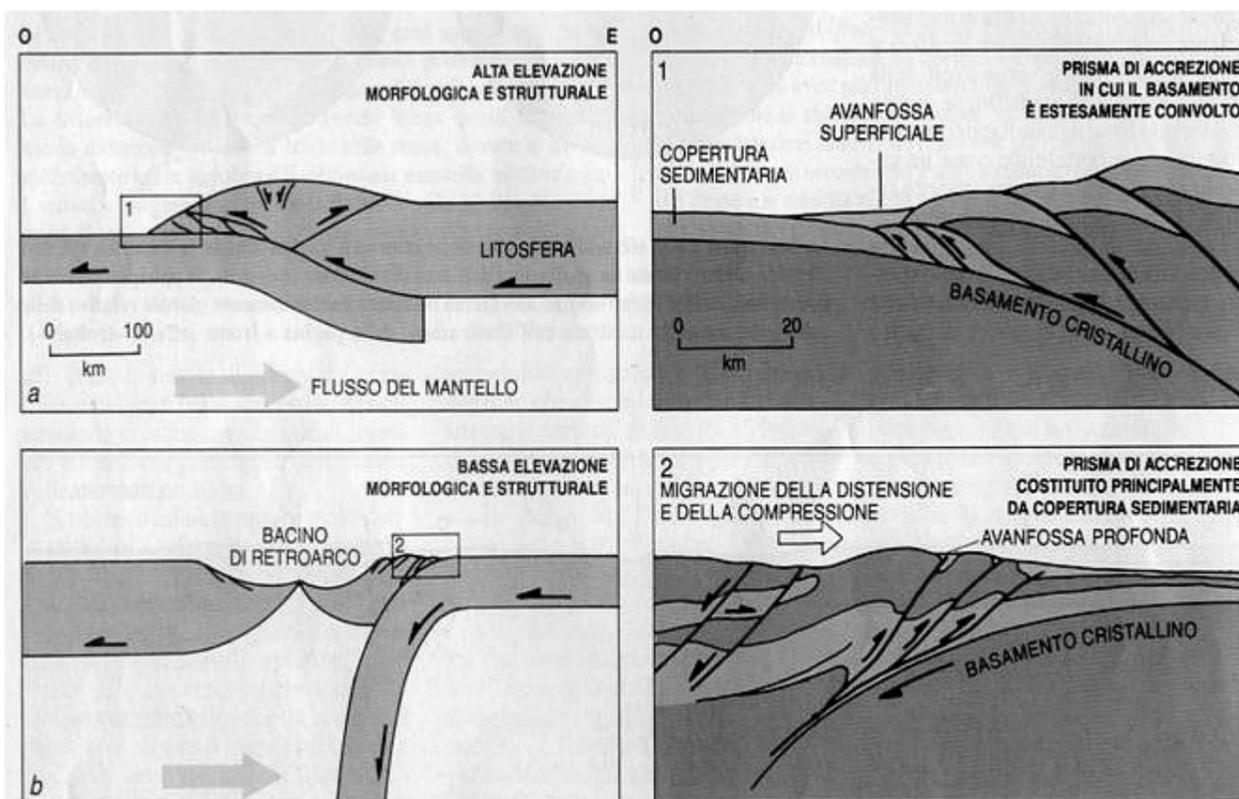


fig. 12.4 - Modelli di evoluzione delle zone orogeniche con subduzione verso E e verso O

Solo poche aree non sono state coinvolte (o lo sono state debolmente) dai due eventi orogenetici, la regione della Puglia, parte della Piattaforma Iblea (SE Sicilia), alcune aree della Pianure Padana e per altri versi la Sardegna. In ogni caso queste aree di avampaese sono state soggette a fenomeni di subsidenza o di sollevamento, connessi alla migrazione dei fronti della catena alpina o appenninica. Alpi e Appennini sono

catene costituite da pieghe e sovrascorrimenti a luoghi (Appennini) dissezionate da moltissime faglie normali Plio-Quaternarie.

Alpi ed Appennini sono il risultato della deformazione del margine continentale passivo mesozoico settentrionale e occidentale della placca Adriatica (placca Apula o Promontorio Africano). La originaria connessione della crosta Adriatica con l'Africa è stata ipotizzata sulla base dei dati paleomagnetici che mostrano una migrazione apparente dei poli della Placca Adriatica mesozoica simile a quella riconosciuta per l'Africa. Solo successivamente al Giurassico, l'apertura del Mar Ionio avrebbe generato una zolla Adriatica indipendente rispetto all'Africa, almeno nella fase corrispondente allo sviluppo del bacino oceanico Ionico.

Le Alpi e gli Appennini mostrano le differenze strutturali comparabili con i modelli che simulano catene che si sono formate in seguito a subduzioni opposte con piani immergenti rispettivamente verso E e verso W (Doglioni, 1990, Fig. 12.6).

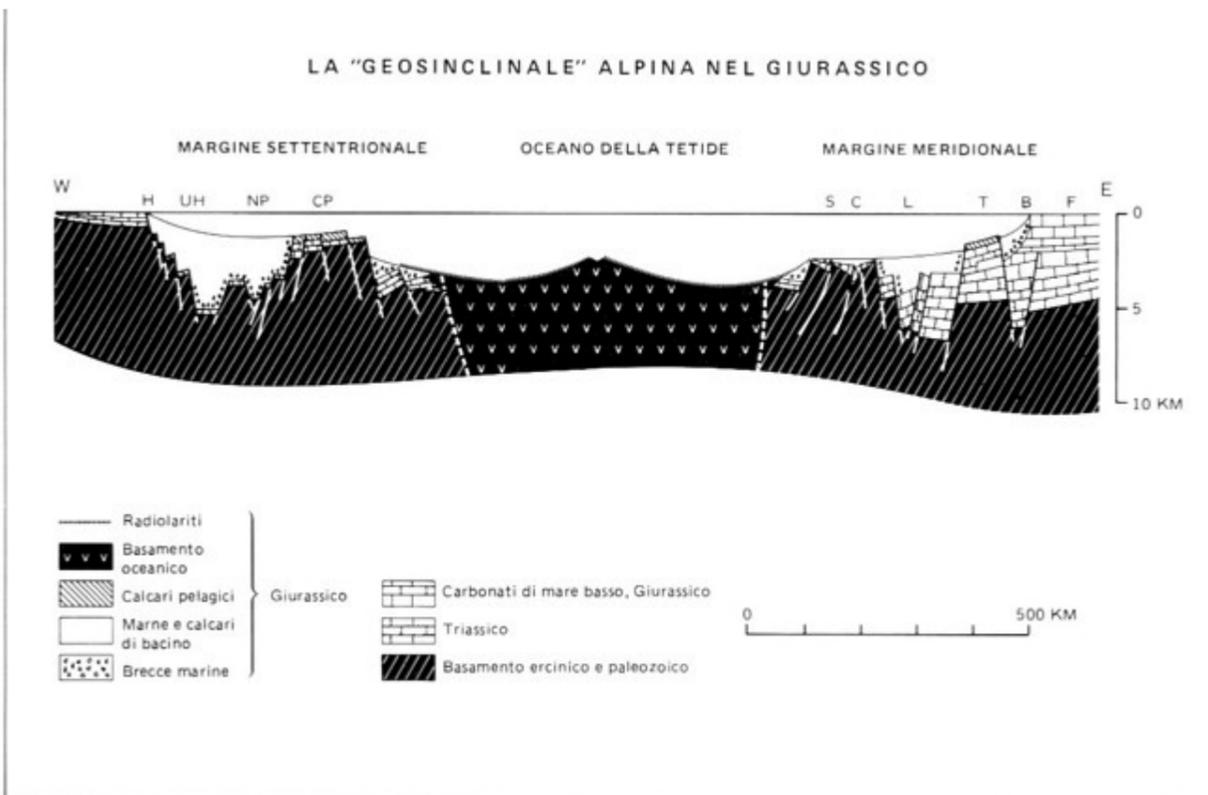


Figura 54. La ricostruzione palinspastica della «Geosinclinale Alpina» permette di riconoscere i due margini passivi della Tetide (da Laubscher e Bernoulli, 1977).

fig. 12.5 – Paleogeografia alpina nel Giurassico.

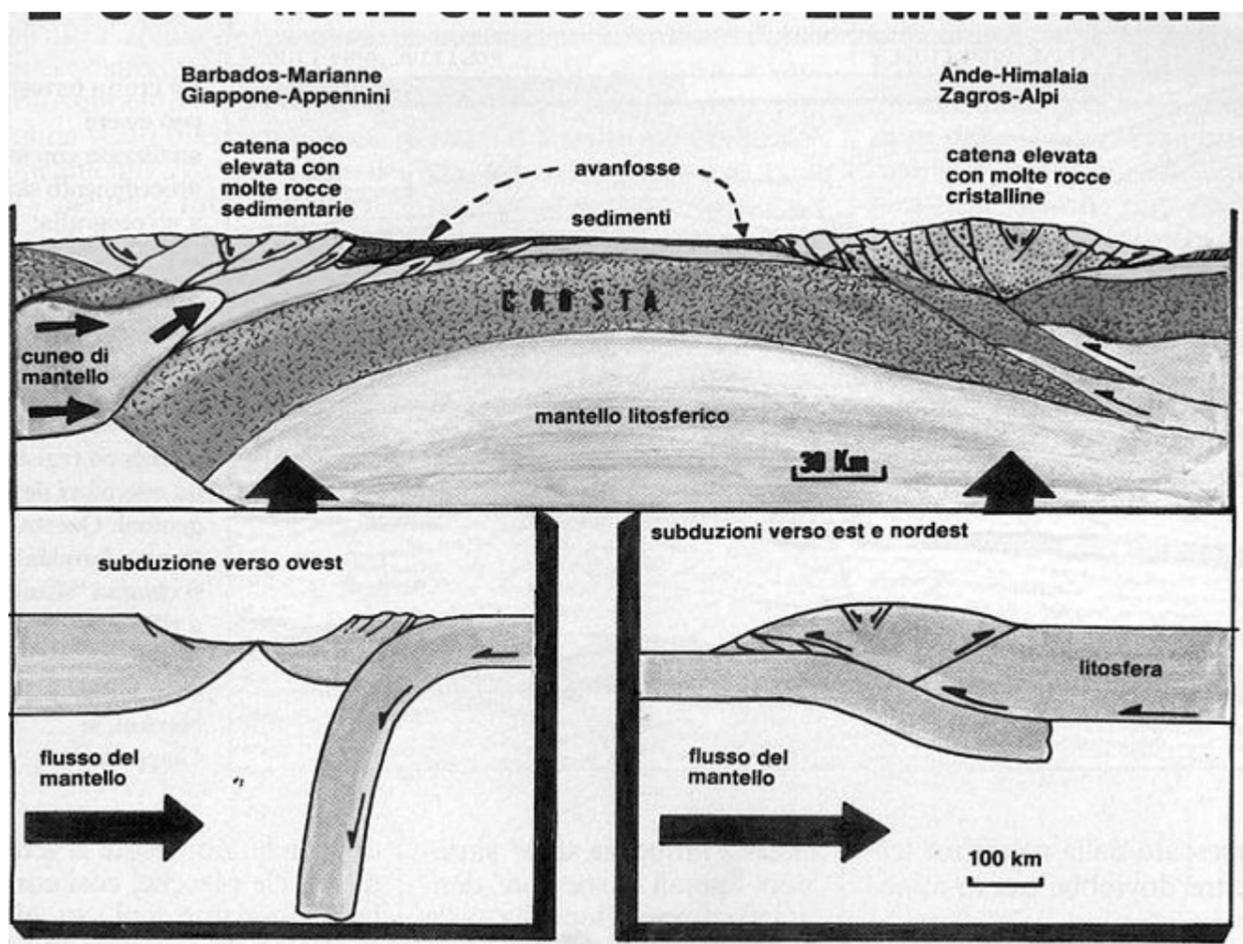


fig. 12.6 – Modelli di accrescimento delle catene montuose.

Le catene Alpine hanno un forte rilievo morfologico e strutturale, con l'impacchettamento di frammenti di basamento cristallino (affiorante) e presenza di un'avanfossa poco profonda (vedi fig. 12.4, 12.1). Gli Appennini hanno un rilievo strutturale e morfologico minore, (la catena coinvolge corpi rocciosi superficiali, soprattutto rocce sedimentarie Mesozoico-Terziarie), e sono caratterizzati dalla presenza di un bacino di retro-arco e di una avanfossa profonda (vedi fig. 10.4, 12.2).

La sezione schematica di fig. 12.7 che attraversa il Mar Ligure, l'Appennino settentrionale, la Pianura Padana e le Dolomiti, mostra la differenza di stile tettonico tra Appennini e Alpi meridionali. Le Alpi meridionali si sono formate in seguito al sollevamento verticale, mentre negli Appennini l'accrescimento si sviluppò in un'area subsidente (fig. 12.8). Nelle Alpi meridionali le rocce di basamento sono coinvolte nella deformazione fino a notevole profondità (fig. 12.9). Negli Appennini le rocce di basamento sono soltanto relitti dalle prime fasi alpine. Manca nella catena Alpina un fase di distensione e la formazione di un bacino che invece è presente nel sistema Tirreno-Appenninico. La Moho è relativamente più profonda al di sotto delle Alpi meridionali (rispetto all'avampaese); è invece più superficiale e più recente al di sotto della Catena Appenninica (figg. 12.10 e 12.11).

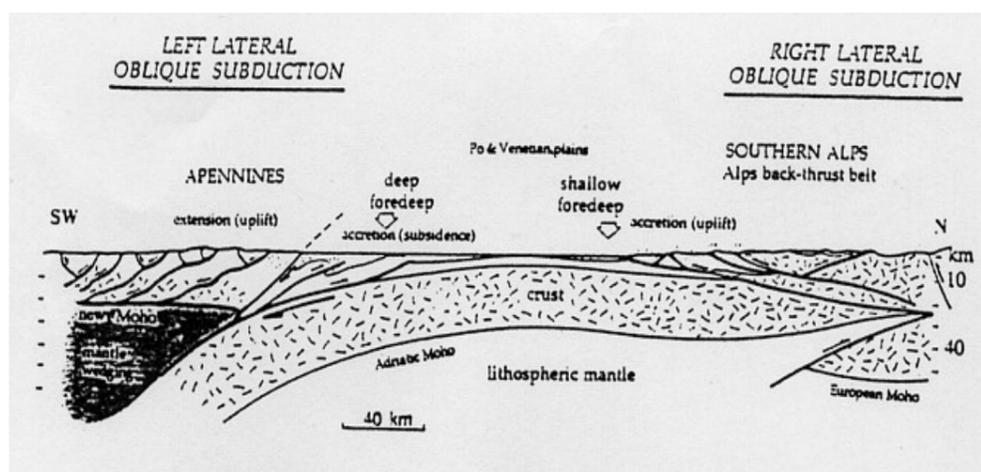


fig. 12.7 – Sezione schematica fra gli Appennini e le Alpi meridionali.

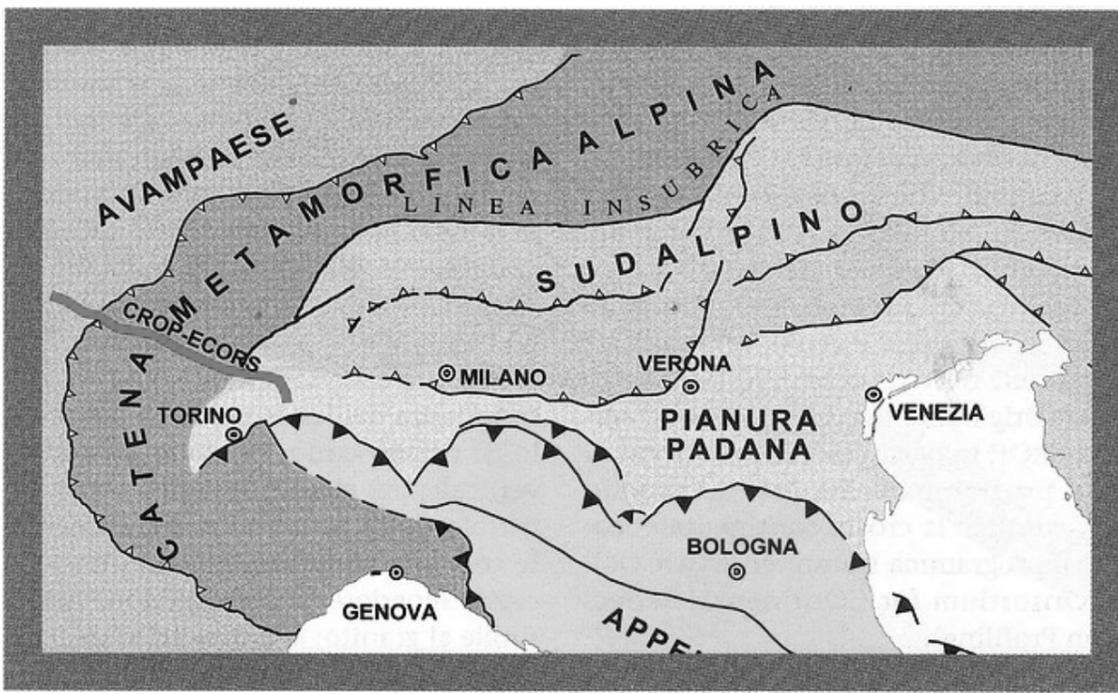
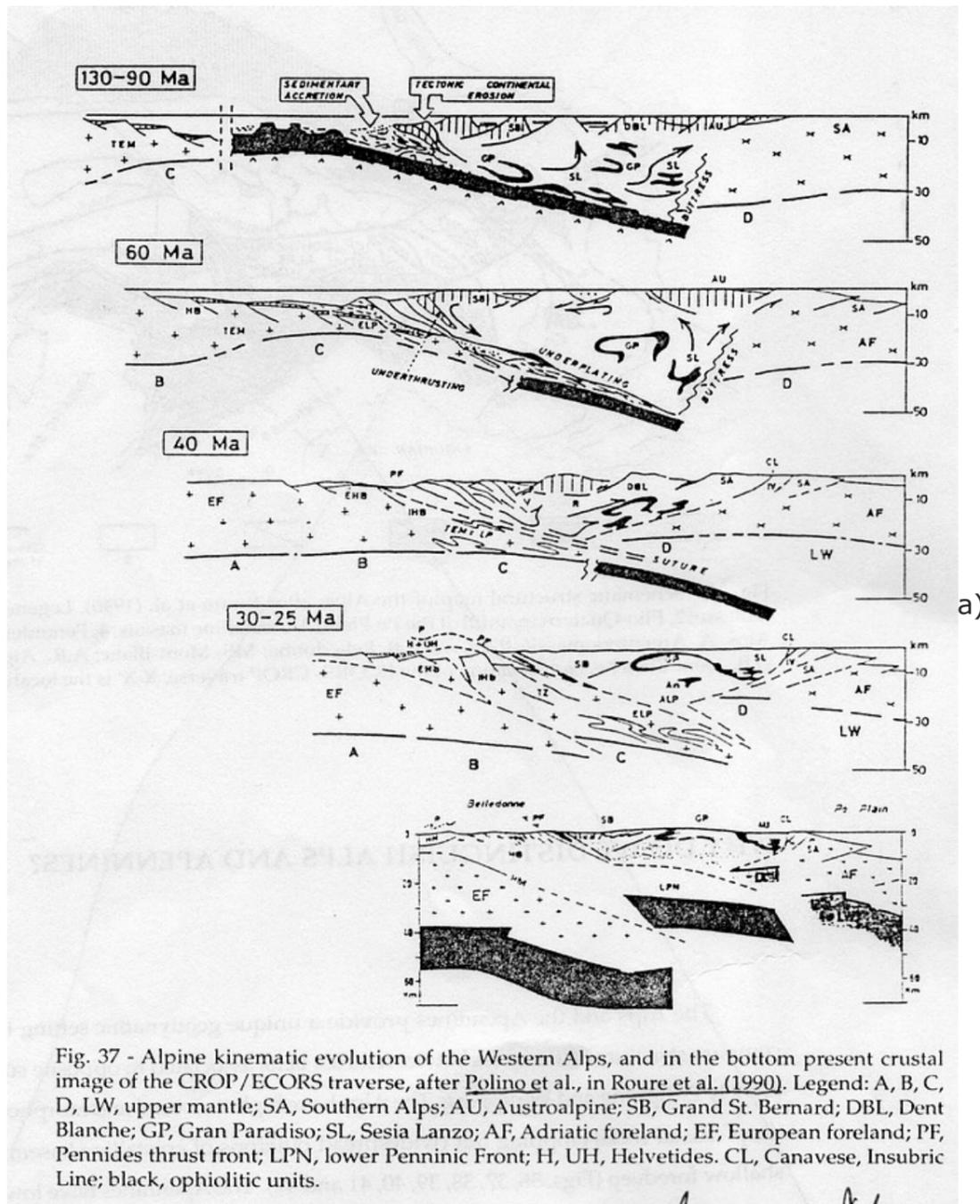
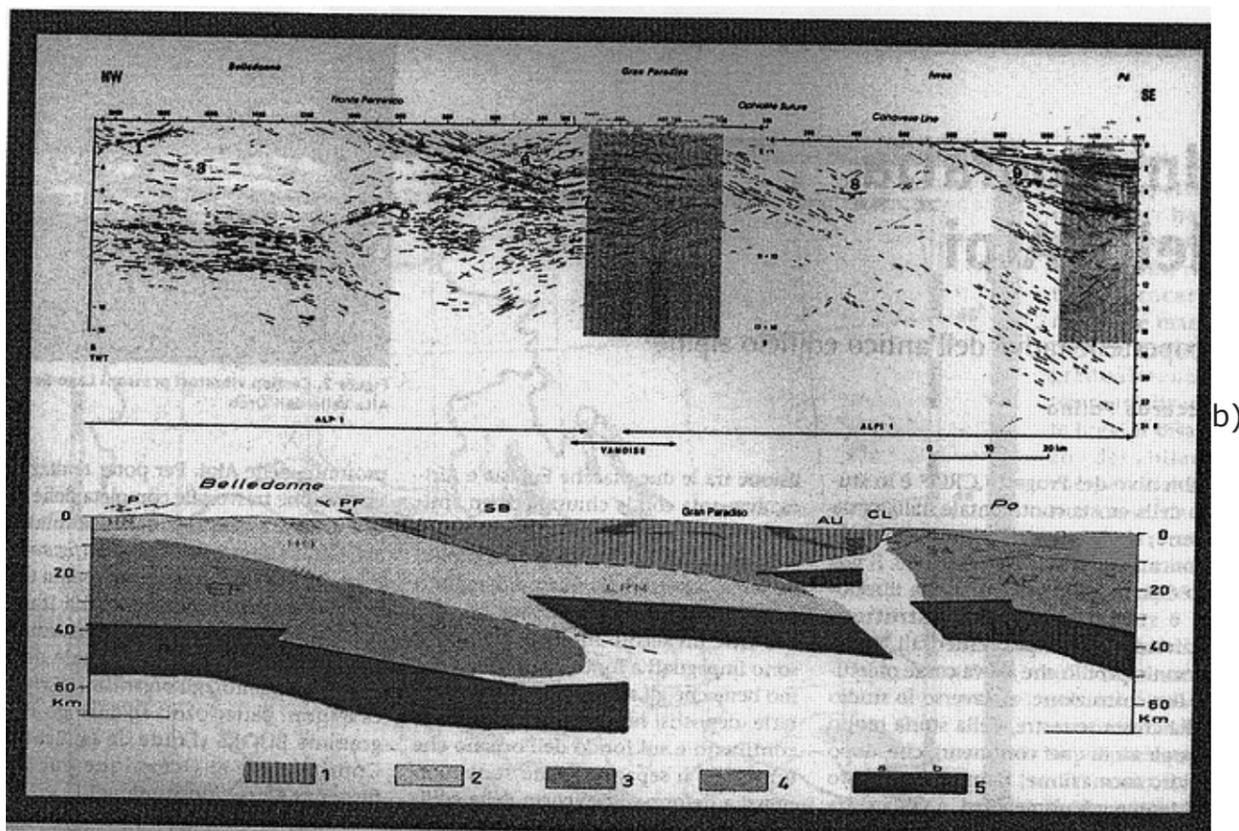


fig. 12.8 - Schema

strutturale della pianura padana con i rapporti fra Alpi meridionali e appennini settentrionali.



La sezione di fig. 12.9 mostra l'evoluzione cinematica delle Alpi occidentali e (in basso) l'attuale struttura crostale riconosciuta attraverso un profilo sismico a grande penetrazione, secondo Polino in Roure et al., (1990). In legenda: A, B, C, D, LW rappresentano il mantello superiore; SA, le Alpi meridionali; AU, le Unità Austroalpine; SB, il Gran San Bernardo; DBL, il Dent Blanche; GP, il Gran Paradiso; SL, la Linea Sesia Lanzo; AF, l'Avampaese Adriatico; EF, l'Avampaese Europeo; PF, il Fronte Alpi Pennini; LPN, il fronte Pennidico inferiore; H,UH, le Unità Elvetiche; CL, la zona del Canavese e la linea Insubrica; in nero, le Unità Ofiolitiche.



b)

fig. 12.9 – a) Modello di evoluzione cinematica delle Alpi occidentali (in basso il profilo ECORS/CROP) b) Profilo ECORS/CROP attraverso le Alpi occidentali.

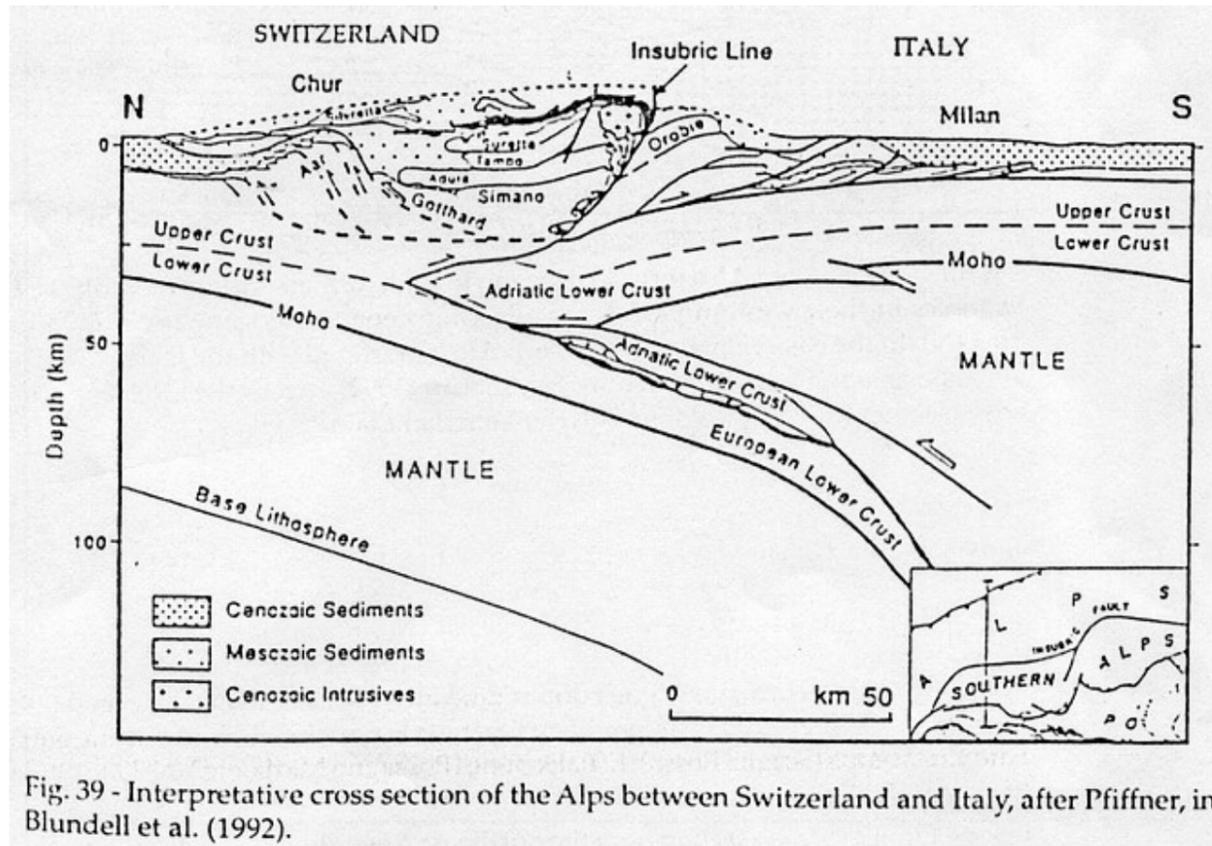


Fig. 39 - Interpretative cross section of the Alps between Switzerland and Italy, after Pfiffner, in Blundell et al. (1992).

fig. 12.10 – Sezione crostale attraverso le Alpi fra Svizzera e Italia (da Pfiffner, in Blundell et al., 1992).

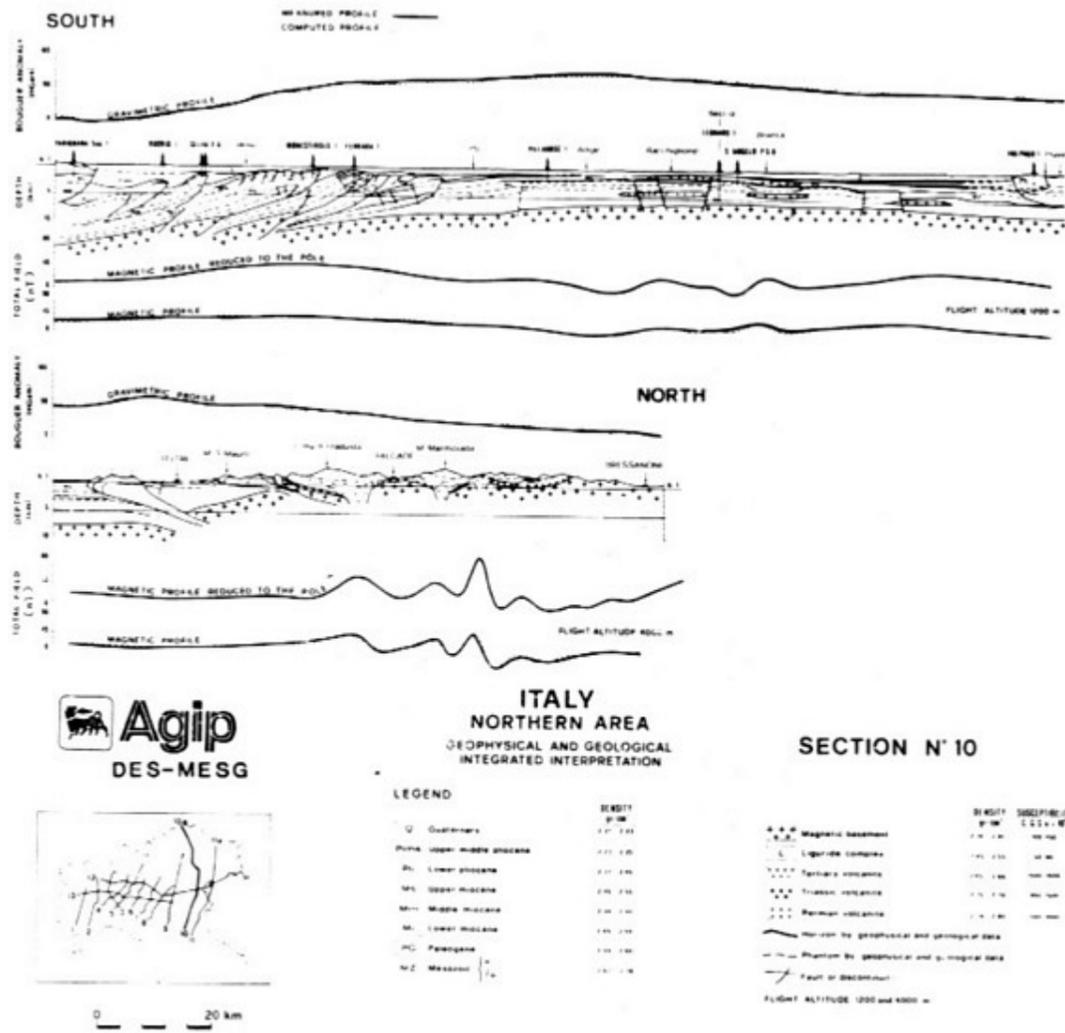
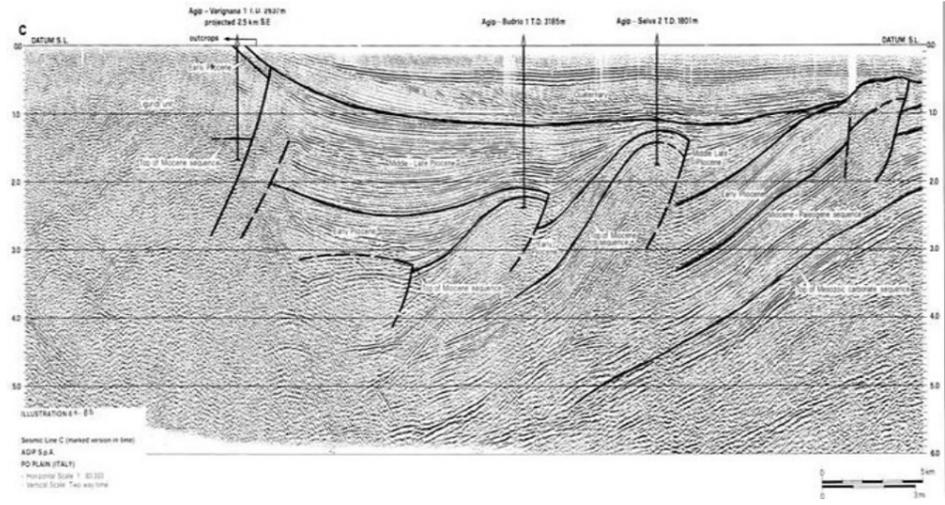


Fig. 5 GEOPHYSICAL-GEOLOGICAL SECTION ACROSS THE THE EASTERN PO PLAIN (FROM CASSANO ET AL., 1986).

fig. 12.11 – Sezione geologica attraverso la Pianura Padana.

Le Alpi hanno anche un maggiore rilievo strutturale regionale. L'erosione ha eliminato gran parte delle Unità tettoniche sollevate, che avrebbero potuto raggiungere qualche decina di km di altezza, se avessero potuto mantenere la loro originaria posizione. Quest'elevazione strutturale è anche provata dalla presenza di diffusi affioramenti di rocce metamorfiche che sono assenti negli Appennini (vedi sezioni nel paragrafo Appennino). Nelle Alpi affiorano rocce, originariamente formatesi ad alcune decine di chilometri di profondità (anche 100 km) quali le facies degli scisti blu e delle eclogiti. A differenza delle Alpi, gli Appennini non hanno bisogno di una spessa pila di falde per venire erosi in quanto essi hanno un'evoluzione strutturale che mantiene molto basse le cime della catena (fig. 12.12).



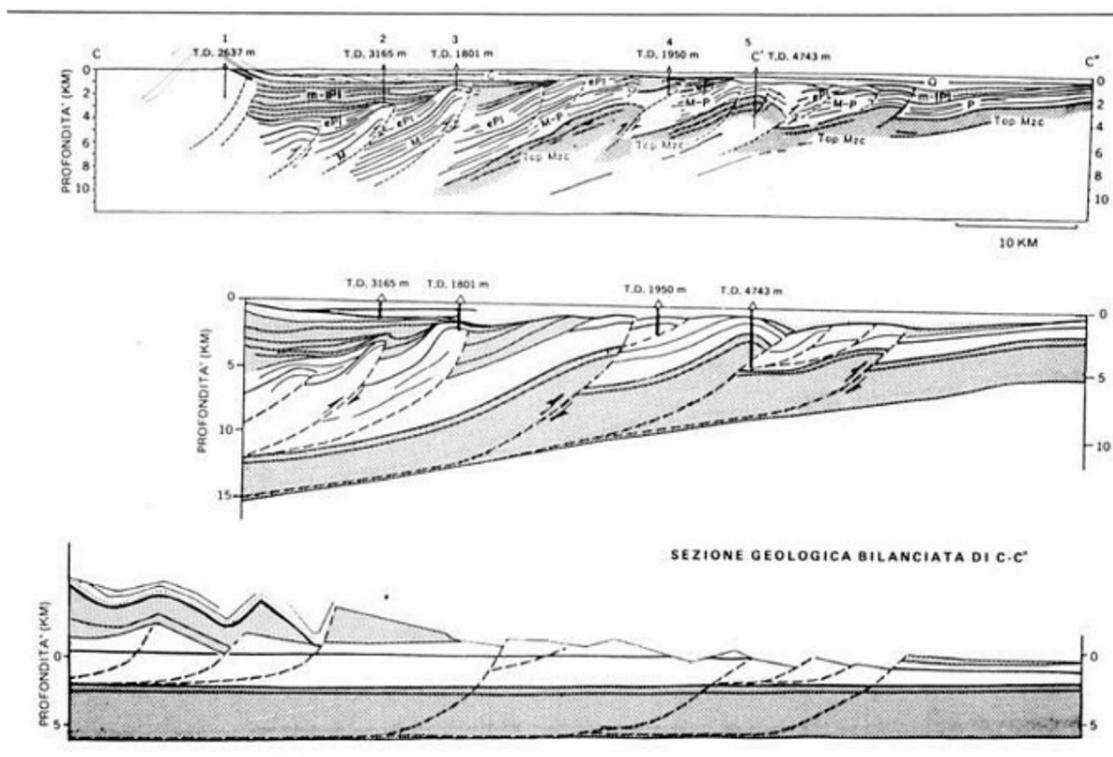
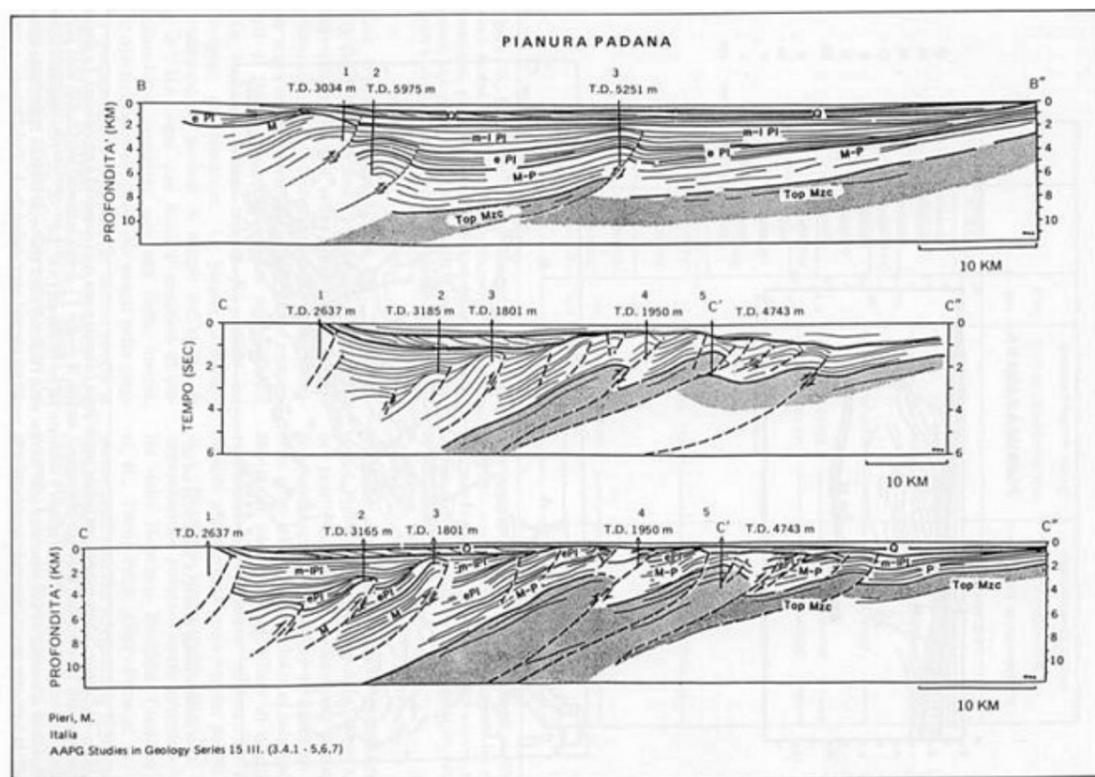


fig. 12.12 - Sezioni sismiche e geologiche attraverso la Pianura Padana (da Pieri e Groppi, 1983).

La differenza più significativa tra i due orogeni è rappresentata dalla presenza di un bacino di retro-arco ad W dell'Appennino, cioè il Mare Tirreno. Nella sua fase finale il sollevamento dell'Appennino è contrassegnato da distensione, mentre il sollevamento della catena Alpina è dovuto ad un ispessimento del sistema crosta-litosfera che corrisponde all'inserimento di scaglie di basamento in seguito alla compressione (fig. 12.4).

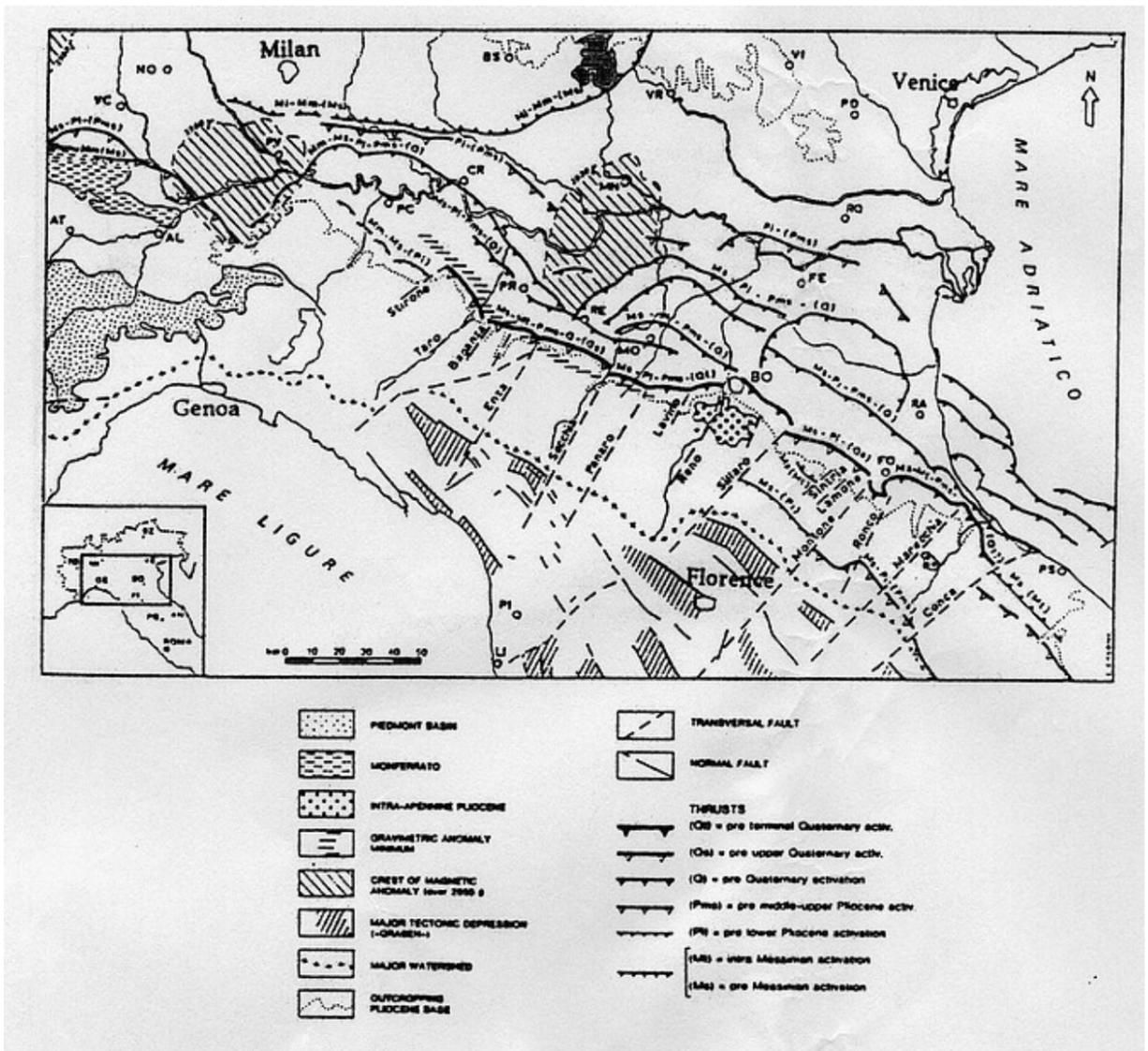


fig. 12.13 – carta tettonica schematica degli Appennini settentrionali (da Castellarin et alii., 1985)

Le strutture Alpine ed Appenniniche sono separate da una linea convenzionale con direzione N-S chiamata Sestri-Voltaggio presente in Liguria (fig. 12.14). Ad Ovest di questa linea si trova il Gruppo di Voltri caratterizzato da ofioliti e peridotiti fagliate, ed ad Est si rinvencono le Argille Scagliose, un complesso flyschoidale (fig. 12.15).



fig. 12.14 – Principali linee tettoniche degli Appennini, in particolare con il numero 1 la linea Sestri-Voltaggio.

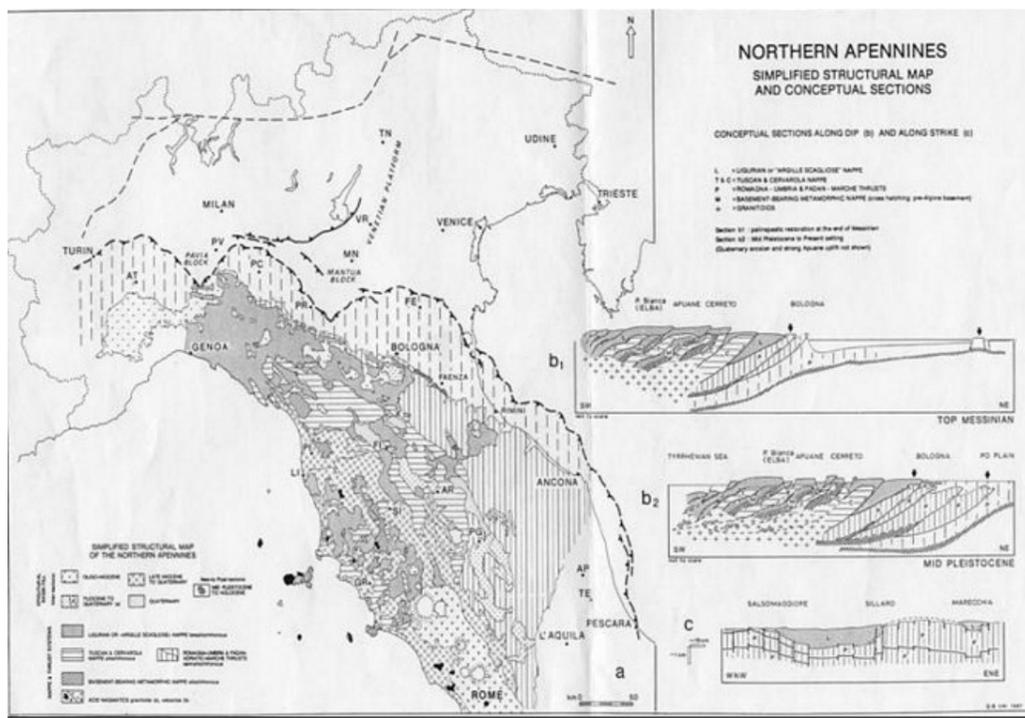


fig. 12.15 – Carta strutturale dell’Appennino, notare la geologia differente lungo la linea Sestri-Voltaggio.

Nella realtà, le Unità alpine proseguono verso sud con la presenza di strutture residue inserite nella Catena Appenninica (es. Calabria, Isole Pontine, Toscana e Isola d’Elba). Rocce di queste unità sono state recentemente dragate sul fondo del Tirreno. Questi affioramenti limitati indicano un prolungamento della catena alpina (nella loro storia di subduzione – collisione durante il Cretaceo – Eocene) verso sud ma non nella stessa traiettoria lungo la quale si trova oggi.

Il fronte della catena alpina e i relativi retroscorrimenti coniugati si sono sovrapposti all’orogenesi appenninica.

Alpi ed Appennini sono caratterizzate da un forte diacronismo in quanto si sono formate in tempi successivi che hanno portato ad una differente trend evolutivo ad una differente storia geologica. La subduzione alpina è cominciata durante il Cretaceo inferiore ed è continuata fino al Pliocene, con successive ma più lente riattivazioni. Il sistema Tirreno-Appenninico si è invece formato negli ultimi 10-20 milioni di anni (fig. 12.16).



fig. 12.16 – Sezione E-W fra Sardegna ed Adriatico.

Nella formazione della catena Appenninica, esistono comunque strutture riferibili a primitive fasi di subduzione come quelle del Miocene iniziale che prova l’esistenza di una subduzione immergente verso W, l’apertura del Bacino Provenzale, durante l’intervallo Eocene – Miocene inf.; in particolare, questo sistema è stato in grado di invertire il primitivo orogene Alpino.

La distensione neogenica negli Appennini ha un differente carattere rispetto alla distensione nelle Alpi. Il contesto geodinamico è differente, ed evoluzione e velocità di sollevamento differiscono fortemente. La distensione della Catena Appenninica (Fig. 12.13) non può essere semplicemente collegata al collasso dell’orogene, ma piuttosto essere pensata come il risultato del sollevamento di parte del cuneo di accrezione, formatosi nelle zone esterne dell’arco dove si riconosce un minore rilievo strutturale e morfologico.

Le Alpi meridionali sono il risultato di una fase di retroscorrimento dell’orogene Alpino (fig. 12.17).

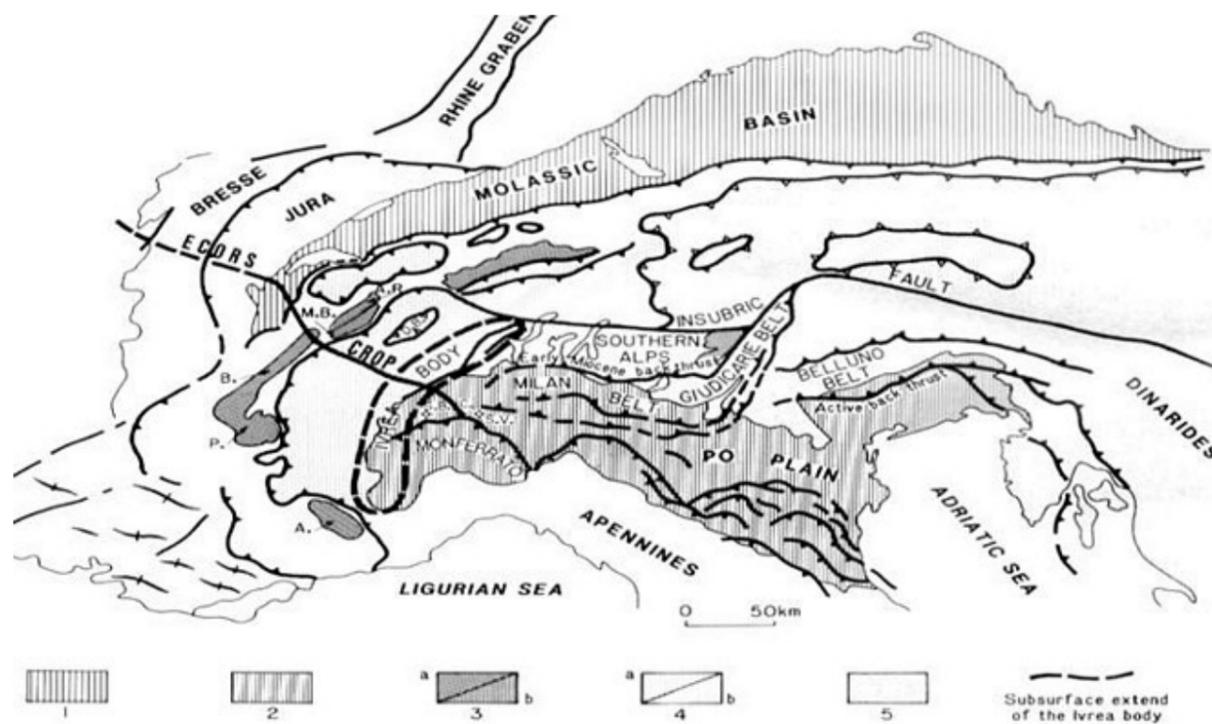


fig. 12.17 – Schema strutturale della Alpi Meridionali.

Contrariamente alle Alpi s.s. le loro falde si propagano verso sud e sud-est fra il Cretacico superiore (parte occidentale) ed il Pliocene. L'avanfossa sud-alpina oggi nella Pianura Padana si abbassava con una velocità che raramente eccedeva i 300 m/Ma, valore calcolato dividendo l'intero spessore dei depositi del Flysch e della Molassa per la loro durata di deposizione (2-6 km di sedimenti depositati in 15-40 o più milioni di anni).

Gli Appennini invece sono caratterizzati da un cuneo di accrezione frontale attivo, localizzato al di sotto del livello del mare, mentre la catena interna, morfologicamente più elevata, è ancora in sollevamento ed in distensione (vedi fig. 12.18).

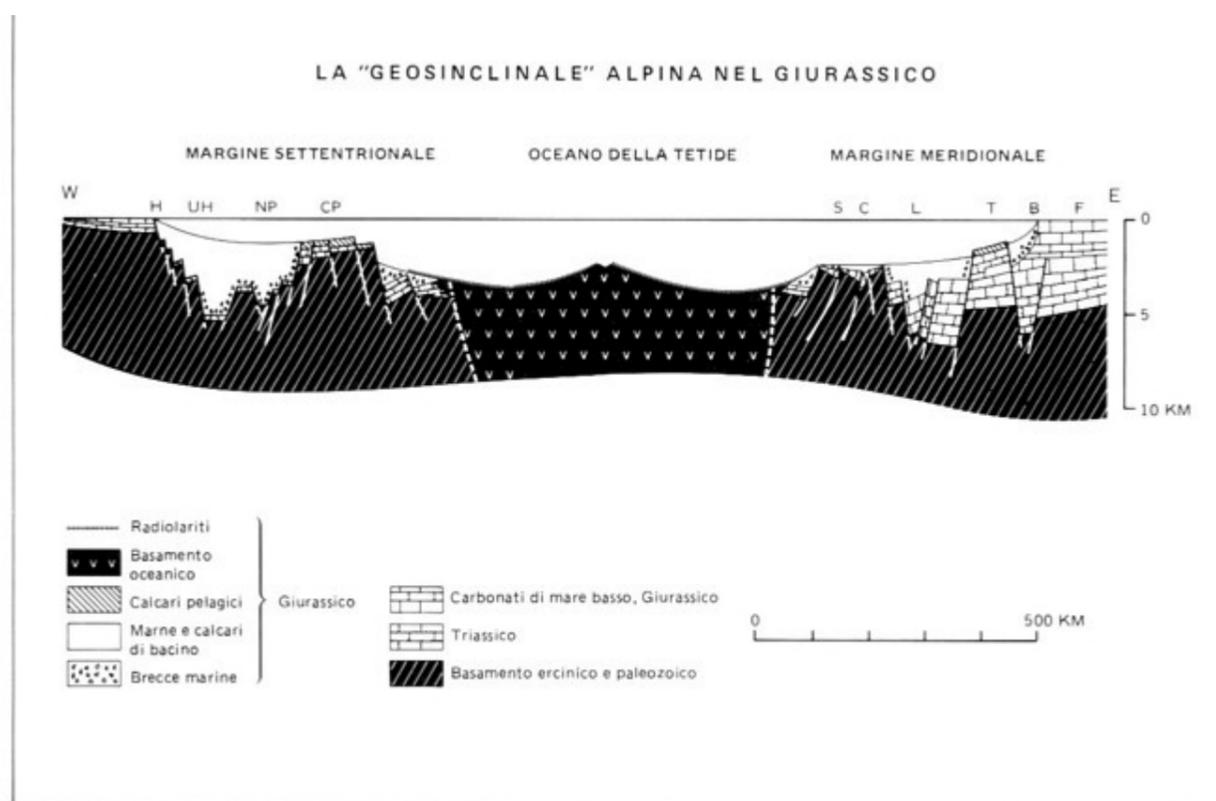


Figura 54. La ricostruzione palinspastica della «Geosinclinale Alpina» permette di riconoscere i due margini passivi della Tetide (da Laubscher e Bernoulli, 1977).

fig. 12.18 – Schema di propagazione verso l'avampaese della compressione e della distensione in subduzione immergenti verso W.

Più ad ovest verso il mar Tirreno, la sismicità diminuisce e la subsidenza potrebbe essere imputabile ai processi di raffreddamento termico del Tirreno anziché della tettonica. Questi differenti campi deformativi si muovevano e si stanno ancora muovendo verso est espandendo l'arco Appenninico alla velocità da 1 a 7 cm/anno, velocità comparabile con altri archi legati a processi di subduzione immergenti verso W. L'arretramento della cerniera del piano di Benioff verso oriente della litosfera Adriatica (Malinverno e Ryan, 1986) ha accompagnato questa migrazione.

Nei settori della catena appenninica più elevati, ciò che si era deformato in precedenza nei settori frontali (ovvero i depositi mesozoici ed i profondi depositi di avanfossa) è stato sollevato e successivamente fagliato per distensione.

Al contrario delle Alpi, gli Appennini sono caratterizzati dall'avere un'avanfossa molto depressa (fig. 12.19), con la base dei depositi pliocenici ubicata a quasi 8,5 km di profondità (vedi fig. 12.12); ciò presuppone tassi della subsidenza compresi tra 1000 - 1600 m/Ma. I maggiori depocentri dell'avanfossa appenninica si trovano nei bacini sul dorso del cuneo di accrezione (bacini di piggy-back o sintettonici) e non soltanto nei settori frontali. Questo significa che i bacini di piggy-back rappresentano la vera avanfossa strutturale appenninica (come del resto in Sicilia). L'apporto di materiali clastici nell'avanfossa deriva non solo dall'erosione del cuneo di accrezione appenninico in sollevamento, ma anche dall'erosione delle Alpi e delle Dinaridi, che sovrascorrono su quello che rimane della placca adriatica.

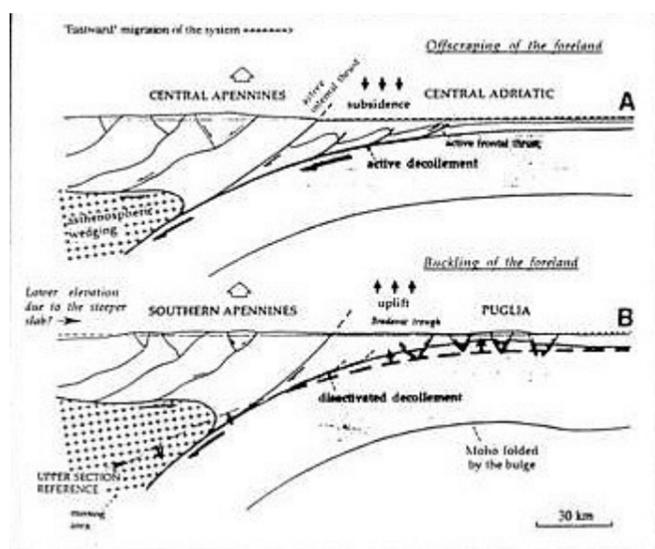


fig. 12.19 – Sezioni schematiche attraverso gli Appennini centro - meridionali

Le differenze tra l'orogene Alpino e quello Appenninico sono simili a quelle osservabili negli ambienti oceanici tra i cunei di accrezione del Pacifico orientale e del Pacifico occidentale, e queste differenze sono imputabili alla deriva verso ovest della litosfera (Doglioni, 1990) (fig. 12.20), in riferimento alla rete dei punti caldi (hot spots).

Gli Appennini formano un arco asimmetrico dal Piemonte alla Sicilia. Rotazioni antiorarie ($20^\circ - 60^\circ$, talora fino a 90°) sono state riconosciute negli Appennini centro-settentrionali, il braccio settentrionale dell'arco, mentre rotazioni orarie maggiori, comprese tra i 90° ed i 140° , hanno accompagnato la formazione dei fronti di accavallamento della catena siciliana soggetta ad un maggiore raccorciamento (Catalano et al., 1977; Oldow et al., 1990); questo settore inoltre è caratterizzato da movimenti transpressivi destri nella sua parte emersa e da probabili movimenti transtensivi sinistri e distensivi nel Mar Tirreno sudoccidentale (vedi fig. 12.2). Movimenti distensivi sono inoltre riconoscibili nelle zone meridionali del fronte tettonico della Catena siciliana.

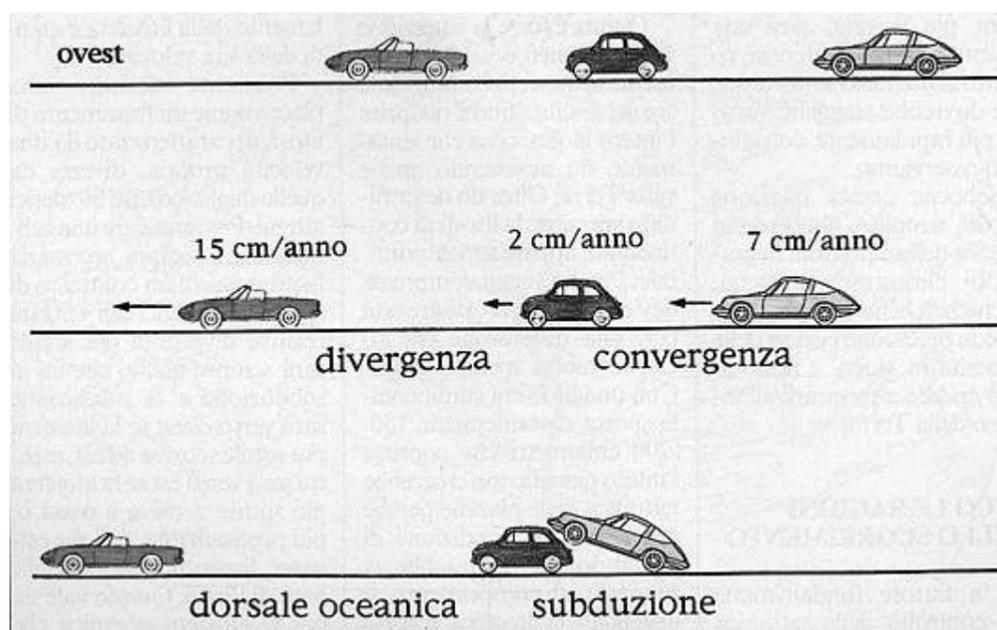


fig. 12.20- Esempio con le automobili di convergenza e divergenza fra le placche.

Gli inarcamenti di ordine maggiore, che si riconoscono lungo il fronte appenninico, sono legati all'esistenza di strutture ereditate come horst e graben mesozoici o di variazioni di facies. In tutta la catena appenninica i processi della tettonica distensiva vanno progressivamente migrando verso est, contemporaneamente al migrare verso est della deformazione compressiva che avviene in corrispondenza dei fronti tettonici (vedi fig. 12.18). Esempio tipico di questo spostamento è la chiara migrazione verso oriente dei processi di rifting nel Tirreno, che si spostano da occidente verso oriente dal Tortoniano al Plio-Pleistocene. Lo stesso verso si osserva nella migrazione che si è verificata nella zona della Toscana con i processi di rifting continentale ed i fenomeni magmatici associati. In accordo con quanto previsto dai modelli cinematici delle subduzioni che immergono verso ovest e considerando una deriva verso Ovest della litosfera, gli Appenninini occidentali sembrerebbero galleggiare al di sopra di un mantello astenosferico di nuova formazione, che prende il posto della litosfera subdotta (vedi fig. 12.16). I nuovi dati sulla profondità della Moho al di sotto degli Appennini sono in accordo con questa ipotesi. I dati sul flusso di calore inoltre evidenziano una forte anomalia termica di segno positivo al di sotto degli Appennini occidentali e del Mar Tirreno, fenomeno che può essere interpretato appunto come un forte e diffuso incuneamento dell'astenosfera in corrispondenza della zona assiale (vedi fig. 12.16).

Questo orogene di forma asimmetrica, frammentato trasversalmente, cioè circonda un bacino di retro-arco (il Tirreno) altrettanto asimmetrico. L'asimmetria della catena appenninica è il risultato di un processo di subduzione irregolare, al di sotto degli Appennini settentrionali e meridionali: il processo di subduzione nel primo caso coinvolge la litosfera adriatica di tipo continentale, mentre nel secondo caso avviene a carico della litosfera ionica che è ritenuta di tipo oceanico. La decrescente prosecuzione verso nord del Bacino Tirrenico è legata alla maggiore difficoltà della litosfera adriatica settentrionale, più spessa ed anch'essa di tipo continentale, a subdurre in profondità.

Una grande faglia E-W costituisce la transizione tra i due tipi di litosfera tra il 40° ed il 41° parallelo e separa due differenti province magmatiche.

Le differenze nella composizione e nello spessore della piastra appenninica subdotta vengono inoltre registrate dal magmatismo peri-tirrenico e dalla sismicità attuale.

Gli Appennini mostrano i maggiori raccorciamenti crostali in corrispondenza dell'Arco Calabro, e la maggiore estensione nel bacino di retroarco nel Mar Tirreno meridionale. Negli Appennini centrosettentrionali, il raccorciamento diminuisce linearmente verso nord da 170 a 35 km (Bally *et al.*, 1986) mentre la distensione nel mar Tirreno diminuisce linearmente verso nord, confermando la correlabilità tra distensione e compressione. Riassumendo, l'attuale forma della penisola italiana riflette un processo di subduzione asimmetrico tardo miocenico - quaternario, controllato dalle originarie (mesozoiche) variazioni laterali degli spessori e della composizione della litosfera adriatico-ionica. La Puglia, che rappresenta un residuo della " Apulia" Mesozoica è una stretta piastra di crosta continentale, con orientamento NW, che decorre dall'Italia centrale alle coste greche. La Puglia è considerata un'area poco deformata dell'avanpaese appenninico, è contraddistinta da un anomalo sollevamento tettonico di età tardo quaternario, in netto contrasto con le adiacenti aree di avanpaese, come l'Adriatico settentrionale e centrale, che nel medesimo lasso di tempo sono state caratterizzate da fenomeni di subsidenza (Doglioni *et al.*, 1994).

L'avanpaese appenninico mostra due distinti stili strutturali (fig. 12.19). Durante il Plio-Pleistocene, l'Adriatico centrale è stato soggetto ad elevati tassi di subsidenza, possibilmente provocati 1) dalla rotazione graduale verso est della placca in subduzione e dal brusco arretramento, sempre nella medesima direzione, della cerniera del piano di subduzione che è immergente verso Ovest. Più a sud la Puglia e l'avanfossa bradanica dopo la fase di subsidenza nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore, a partire dal Pleistocene medio sono state interessate al contrario dell'Adriatico centrale da intensi fenomeni di sollevamento tettonico. La geometria e la cinematica del cuneo di accrezione frontale e della relativa porzione di avanpaese iniziano a variare nelle due aree, a partire da quel momento. Lungo il fronte degli Appennini centrosettentrionali, i processi di accrescimento e di subsidenza sono continuati, mentre l'avanfossa e l'avanpaese degli Appennini meridionali sono stati soggetti ad un processo di inarcamento. Di fatto, ad ovest della dorsale apula, la subduzione della litosfera adriatica al di sotto degli Appennini meridionali avviene più lentamente rispetto al segmento più a settentrione (Adriatico centrale), ed anche rispetto alla zona meridionale del Mar Ionio nella quale la velocità di arretramento della cerniera della subduzione della litosfera ionica raggiunge i valori massimi (5-7 cm/anno). Il veloce sollevamento tettonico dell'avanpaese pugliese e della Moho potrebbe essere indotto dall'inarcamento dell'astenosfera che non è presente né nell'adiacente avanpaese adriatico né nel segmento ionico.

Il rigido ostacolo rappresentato dal promontorio apulo potrebbe essere responsabile della maggiore espansione verso la litosfera ionica di tipo oceanico più facilmente subducibile e del maggiore inarcamento degli Appennini verso il Mar Ionio.

In conclusione l'intera Catena Appenninica si forma in conseguenza della subduzione di tre tipi di litosfera, che hanno caratteristiche differenti pur facendo parte della medesima placca Adriatica: 1) negli Appennini centro-settentrionali, viene subdotta litosfera continentale, più sottile in prossimità della superficie nella zona dell'avanpaese ma ancora più assottigliata in profondità; 2) negli Appennini meridionali, nella zona di avanpaese è presente una spessa litosfera di tipo continentale, mentre più ad ovest, lo slab in profondità è costituito da antica litosfera oceanica, che rappresenterebbe il prolungamento settentrionale del Bacino Ionico mesozoico; 3) nel settore meridionale, al largo delle coste calabre, la litosfera subdotta, sia nelle zone di avanpaese sia in profondità, è l'antica litosfera ionica di tipo oceanico.

L'inarcamento della litosfera adriatica produce diverse drammatiche conseguenze per l'evoluzione strutturale degli Appennini meridionali. La presenza di una zona di subduzione più superficiale rispetto ad altri settori della catena appenninica comporta la formazione di una zona di scollamento più superficiale tra la copertura sedimentaria ed il basamento cristallino. In altri termini, la raschiatura della copertura sedimentaria è maggiormente inibita lungo il fronte degli Appennini meridionali rispetto alle aree adiacenti, a causa del basso tasso di subduzione della litosfera. Ne deriva che, la deformazione lungo il fronte attivo sudappenninico (Fossa Bradanica ed avanpaese pugliese) non si manifesta con la raschiatura dei sedimenti e la formazione di scaglie tettoniche, ma piuttosto con un processo di inarcamento, che modifica - rispetto agli Appennini centrosettentrionali ed all'arco ionico - la forma e la cinematica del fronte di accrezione.

La conseguenza diretta della presenza di uno spazio maggiore per la risalita dell'astenosfera è l'abbassamento della crosta e dell'astenosfera nella sezione degli Appennini meridionali, e della minore elevazione topografica degli Appennini meridionali stessi, rispetto agli Appennini centrali dove si trovano le montagne più elevate (Gran Sasso, Maiella) malgrado l'esistenza di un piano di subduzione più superficiale. Infatti dal valore massimo che si individua al di sotto della Calabria (600 km), la profondità del piano di subduzione diminuisce in direzione NW fino a raggiungere lo zero nel Piemonte occidentale.

Le più importanti strutture alpine e appenniniche si sono formate in condizioni di deformazione fragile. La deformazione duttile ha riguardato in particolare le Unità Austro-Alpine e Penniniche in Piemonte e Val d'Aosta, le rocce metamorfiche erciniche e alpine della Calabria e la finestra tettonica delle Alpi Apuane, e più debolmente la maggior parte del basamento ercinico.

Il Mar Ionio possiede una crosta oceanica di 8-11 km di spessore ed una copertura sedimentaria di 6-8 km di spessore di età mesozoica e Terziaria (Catalano *et al.*, 2000). I valori del flusso di calore in realtà bassi (inferiori a 40 mw/m²) e lo spessore del mantello litosferico, (70-90 km), suggeriscono un'età antica per questo bacino oceanico. Secondo Finetti (1982), la crosta oceanica ha iniziato a formarsi durante il Liassico. La Scarpata di Malta dell'offshore orientale della Sicilia e l'offshore del Salento nella Puglia sud-occidentale appaiono come due margini continentali passivi coniugati di età triassico-giurassica (Catalano *et al.*, 2001). Se vista in sezione l'area ionico - siciliana- pugliese rappresenterebbe una sezione oceanica completa, costituita da una dorsale oceanica abortita di età mesozoica, il cui rilievo oggi poco visibile è andato perso in seguito al raffreddamento termico ed in ogni caso è nascosto da un notevole spessore di sedimenti pelagici giurassico - terziari dalle scaglie tettoniche appenniniche, che lo sovrastano (vedi fig. 12.21).

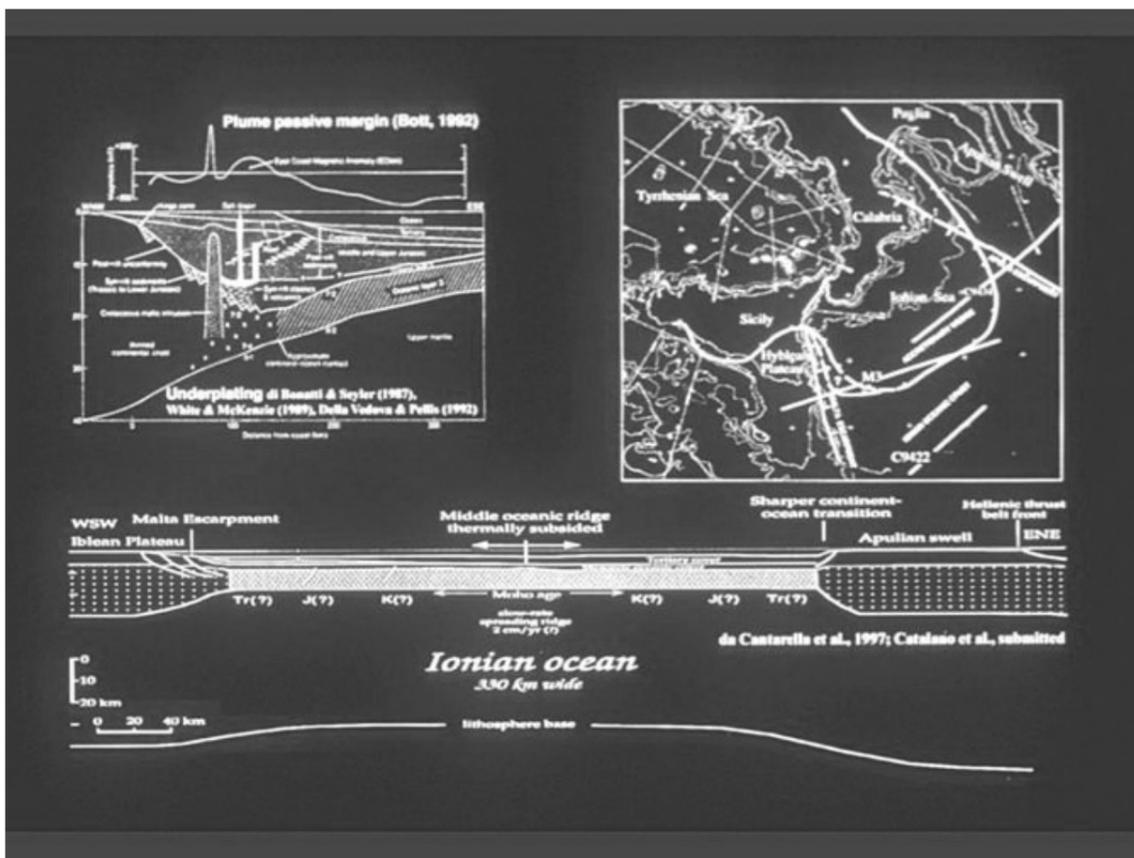


fig. 12.21 – Sezione crostale nell'area ionica.

Da questo punto, di vista, la distensione continentale che si è evoluta sino a formare la crosta oceanica nel Mar Ionio, dovrebbe essere cominciata almeno durante il Triassico. Comunque, il riconoscimento di depositi di mare profondo ritrovati nel Permiano della Sicilia potrebbe indicare un'età più antica della formazione del rift ionico.

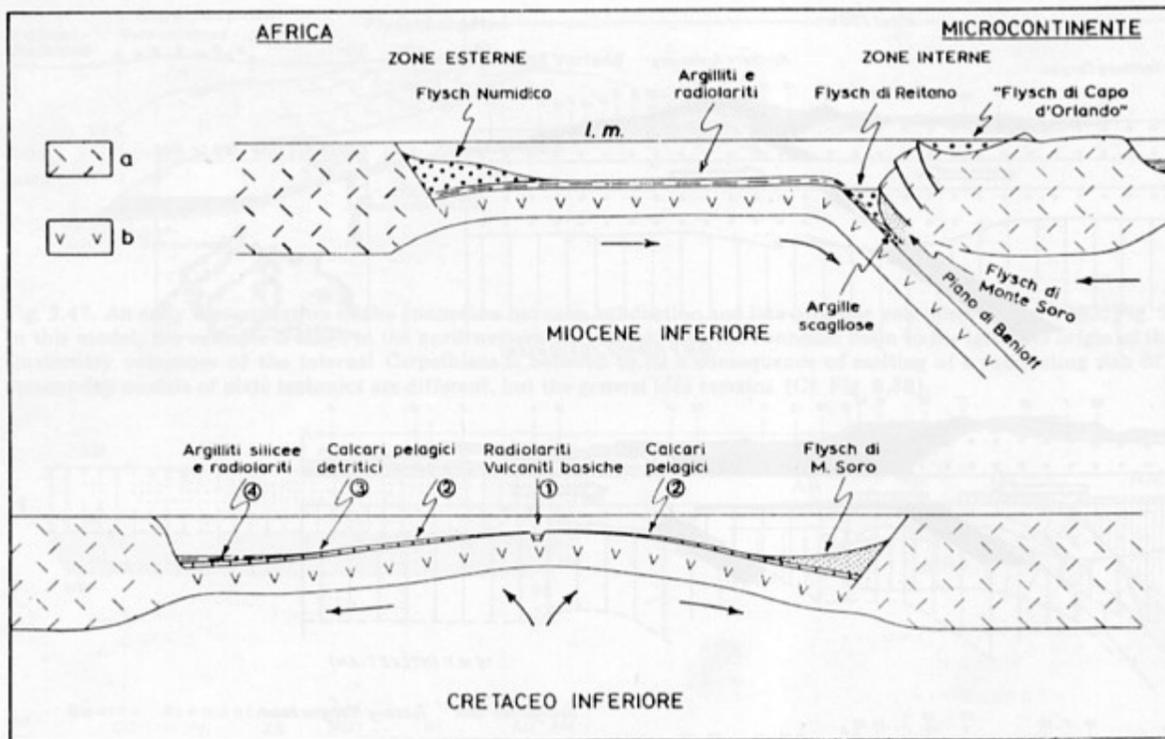


Fig. 12.22

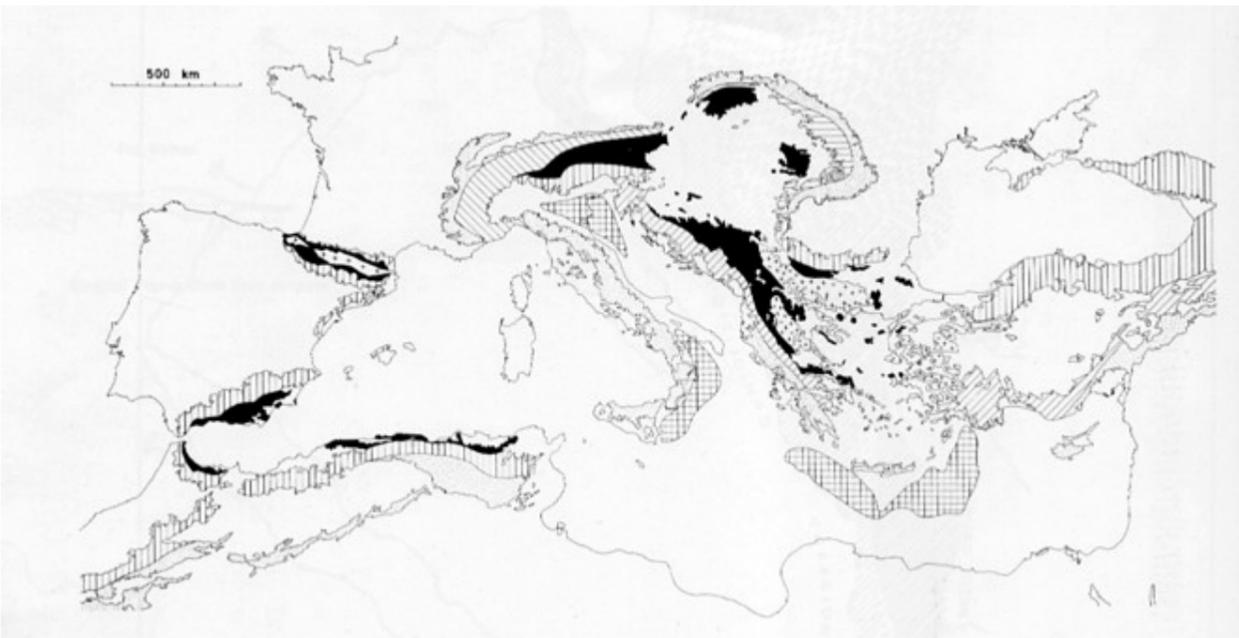
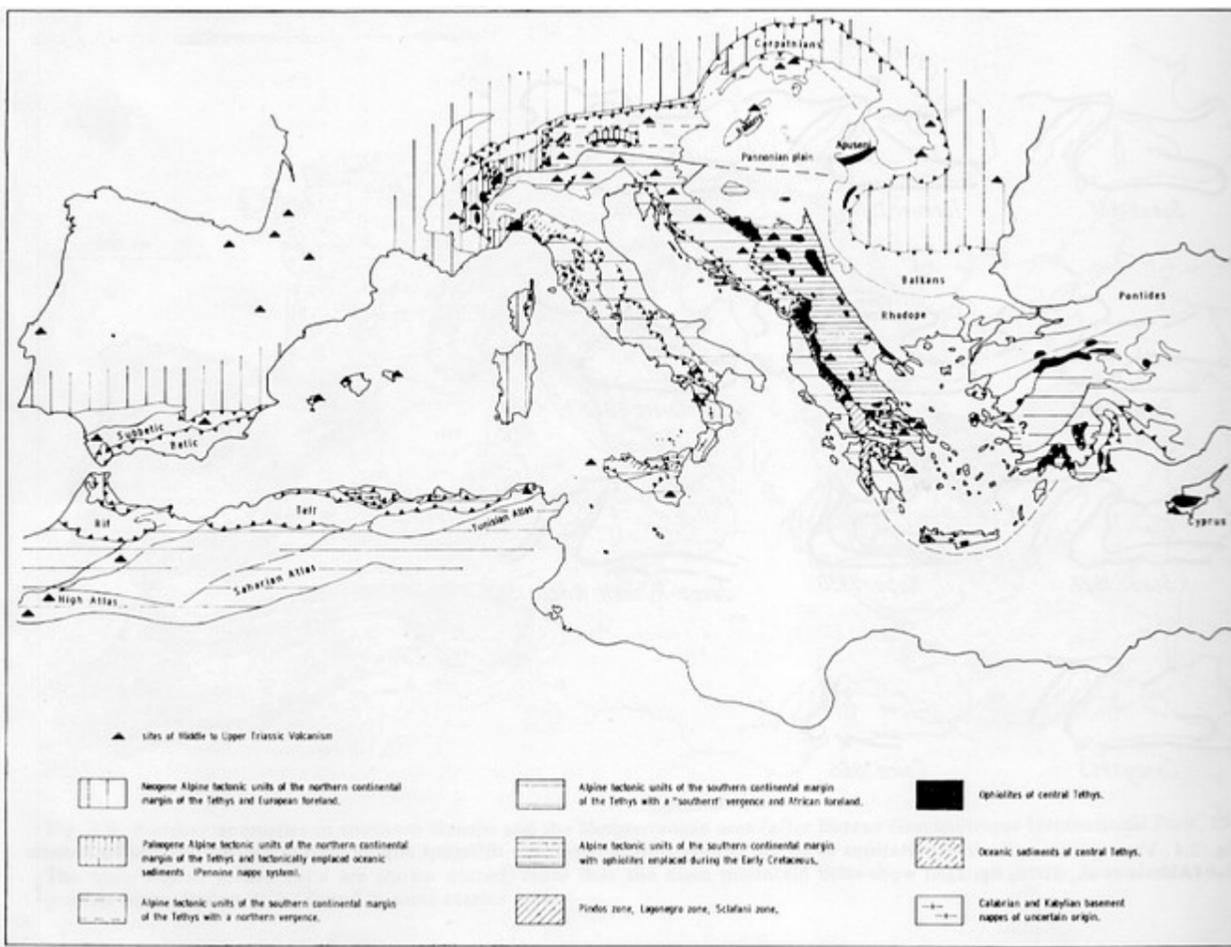


Fig. 12.24: Età delle più importanti fasi di piegamento nell'area Mediterranea (Wunderlich, 1969). Segni di più importanti piegamenti pre-Alpini, ma in parte ed un Alpino; nero = piegamenti soprattutto nel Cretaceo; tratteggiato = soprattutto nel Paleogene; punteggiato = soprattutto durante i periodi Tardo-Terziari; incrociato = aree di probabili recenti piegamenti in parte più profonde.

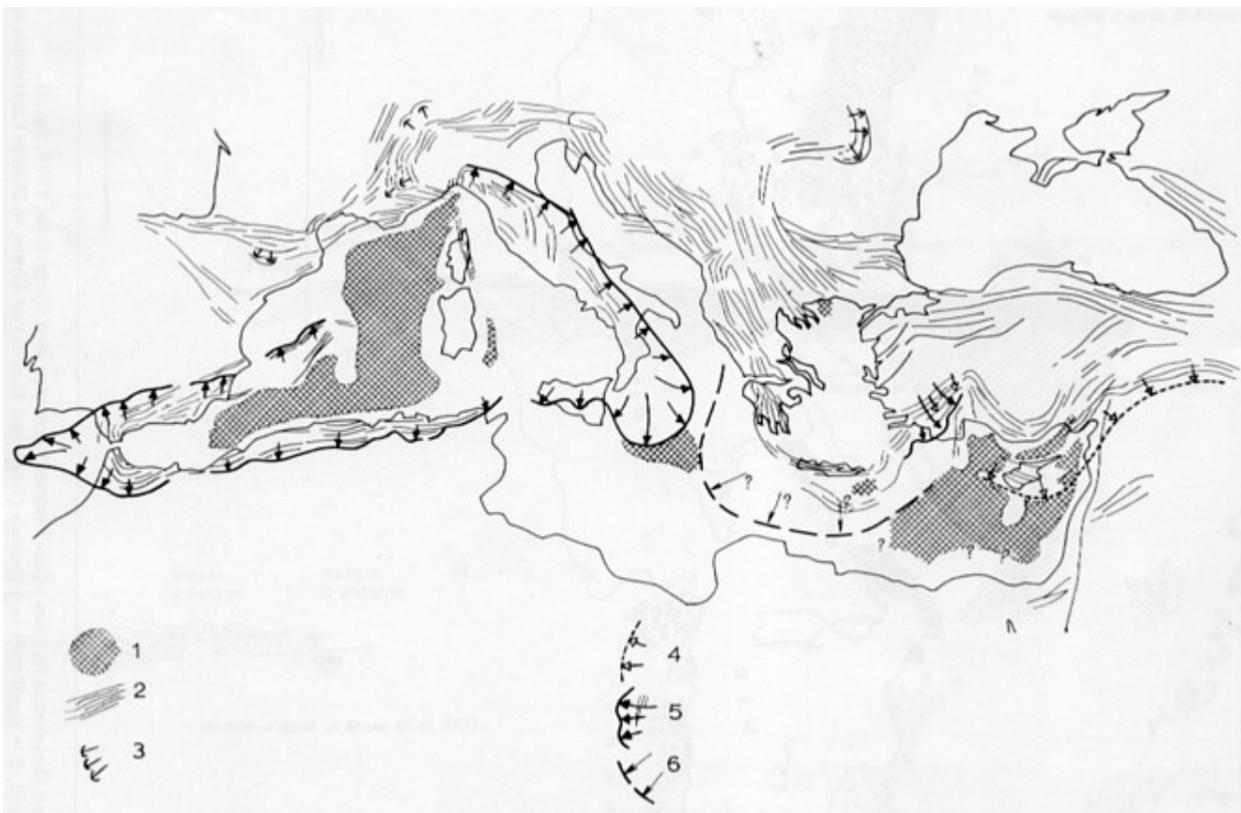


Fig. 12.25 - Fenomeni gravitativi sinsedimentari Alpini dell'area Mediterranea (Biju-Duval, 1974). 1 = Sali Messiniani; 2 = catene a pieghe Alpine; 3 = Falde di gravità e scivolamento delle catene Alpine; 4 = falde di gravità e scivolamento delle catene peri-Arabiche (Cretaceo Sup.); 5 = falde di gravità-scivolamento, dal Neogene all'Attuale; 6 = ipotetico scivolamento Medio Miocenico (ridge Mediterraneo).

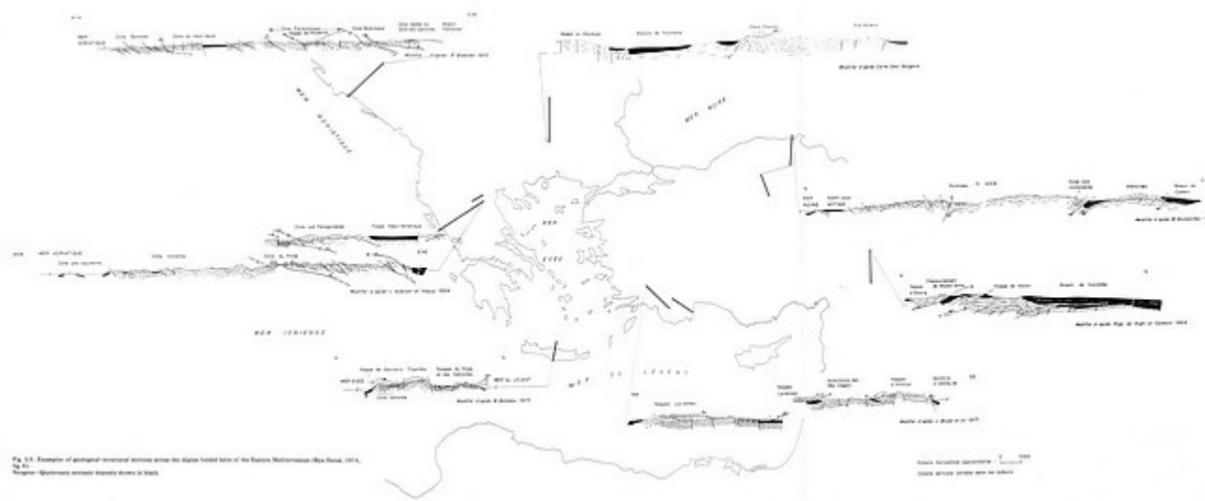


Fig. 12.26



Fig. 12.27 - L'evoluzione tettonica tarda o post-Alpina nell'area Mediterranea, come vista da Argand (1924 fig. 19 e 19 bis) la legenda è uguale a quella della fig. 20. Per Argand queste sezioni schematiche mostrano le Alpi e l'Africa prima e dopo la grande distensione. La sezione B è esattamente la stessa di Argand della fig. 16 (fig. 20-D) e mostra le Alpi come risultato di ciò che ora noi chiamiamo una collisione continentale. La sezione A mostra (come la mappa di fig. 21) il risultato di una tarda, post-distensione orogenica con nascita dei bacini dell'attuale Mediterraneo cioè aree con sial assottigliato e buchi di sism

APPUNTI DI GEOLOGIA REGIONALE a cura del Prof. Raimondo Catalano

menu pubblicazione didattica

INDICE

Nota

Programma - SCHEDA PROGRAMMA GEOLOGIA REGIONALE

Programma del Corso di Geologia Regionale

FACOLTÀ	Scienze Matematiche Fisiche e Naturali
ANNO ACCADEMICO	2009/2010
CORSO DI LAUREA (o LAUREA MAGISTRALE)	Laurea Specialistica in Geologia ed Applicazione per il Territorio
INSEGNAMENTO	Geologia Regionale ed Attività sul campo
TIPO DI ATTIVITÀ	Caratterizzante
AMBITO DISCIPLINARE	Geologia stratigrafica e Geologia Strutturale
CODICE INSEGNAMENTO	10698
ARTICOLAZIONE IN MODULI	SI
NUMERO MODULI	2
SETTORI SCIENTIFICO DISCIPLINARI	GEO/02
DOCENTE RESPONSABILE (MODULO 1) “Introduzione alla Geologia Italiana”	Raimondo Catalano Prof. Ordinario Università di Palermo
DOCENTE RESPONSABILE (MODULO 2) “Escursioni Regionali”	Raimondo Catalano Prof. Ordinario Università di Palermo
CFU	3 + 2 (Attività sul campo)
NUMERO DI ORE RISERVATE ALLO STUDIO PERSONALE	93
NUMERO DI ORE RISERVATE ALLE ATTIVITÀ DIDATTICHE ASSISTITE	24+48
PROPEDEUTICITÀ	Nessuna
ANNO DI CORSO	I
SEDE DI SVOLGIMENTO DELLE LEZIONI	Aula 2, Via Archirafi 20
ORGANIZZAZIONE DELLA DIDATTICA	Lezioni frontali, Esercitazioni in laboratorio, Visite in campo
MODALITÀ DI FREQUENZA	Facoltativa
METODI DI VALUTAZIONE	Test iniziale, Relazione sull'attività di campo, Prova Orale,
TIPO DI VALUTAZIONE	Voto in trentesimi
PERIODO DELLE LEZIONI	Secondo semestre
CALENDARIO DELLE ATTIVITÀ DIDATTICHE	Marzo - Aprile (dal lunedì al venerdì)
ORARIO DI RICEVIMENTO DEGLI STUDENTI	Martedì e Giovedì ore 13,00

RISULTATI DI APPRENDIMENTO ATTESI

Conoscenza e capacità di comprensione

conoscenza da parte dello studente delle tappe fondamentali dell'evoluzione degli studi sulla Geologia italiana in relazione a quella europea, dei caratteri generali della stratigrafia delle successioni affioranti e delle maggiori strutture tettoniche della regione italiana.

Capacità di applicare conoscenza e comprensione

Conoscenza delle nozioni principali dei processi concorrenti alla ricostruzione dei continenti, deriva continentale, Paleomagnetismo, migrazione dei poli e di tettonica globale (movimenti delle zolle, tipi di margini di zolla, evoluzione dei margini continentali, rifting continentale, espansione dei fondi oceanici), Conoscenza delle nozioni di orogenesi, alloctonia e autoctonia, geosinclinale, ambiente sedimentario (paleoecologico e sedimentologico) nell' interazione tettonica-sedimentazione.

Autonomia di giudizio

Riconoscere e comparare i dati riguardanti le evoluzioni stratigrafico – strutturali delle differenti regioni tettoniche ed unificare i vari risultati raggiunti in una sintetica ma essenziale visione globale. Abilità comunicative

Capacità d'apprendimento

Capacità di aggiornamento con la consultazione delle pubblicazioni scientifiche proprie del settore della geologia italiana. Capacità di seguire, utilizzando le conoscenze acquisite nel corso, sia master di secondo livello, sia corsi d'approfondimento sia seminari specialistici nel settore della geologia regionale.

OBIETTIVI FORMATIVI DEL MODULO 1 "INTRODUZIONE ALLA GEOLOGIA ITALIANA, , RICOSTRUZIONI PALEOGEOGRAFICHE ED EVOLUZIONE GEODINAMICA DELLA REGIONE ITALIANA"

Lo scopo del Corso di Geologia Regionale ed attività sul campo è quello di illustrare l'assetto stratigrafico strutturale di alcune aree del Mediterraneo. Vengono in particolare presi in esame alcuni di quei settori che all'inizio del Mesozoico facevano parte del Promontorio Africano (o Adria o Apulia) e che oggi costituiscono la penisola italiana. Dopo un'introduzione su alcune nozioni di tettonica globale, stratigrafia dinamica e delle specifiche metodologie di studio, vengono illustrati i caratteri stratigrafici, gli assetti strutturali, la ricostruzione palinspastica dell'evoluzione paleogeografica e paleotettonica della regione italiana.

MODULO 1	LA GEOLOGIA ITALIANA
ORE FRONTALI	LEZIONI FRONTALI
1	Storia del pensiero europeo; Nozione di Geosinclinale; Capacità di lettura di una carta geofisica (isobate, gravimetrica etc.) e di profili sismici a rifrazione e loro significato;
1	Significato e conoscenza dell'interno della Terra; Nozione di basamento e relazioni con l'orogenesi ercinica; Nozione di coinvolgimento del basamento nelle orogenesi Alpina;
1	Caratteri generali della stratigrafia italiana e significato geodinamico; Principali settori della catena italiana; Limiti geografici e significato della regione Periadriatica;
2	Nozione di catena, avampese, avampaese e loro principali aree di affioramento; Principali Unità Alpine (con riferimento alle Alpi meridionali); Principali Unità Appenniniche; Comparazione tra Alpi e Appennini;
1	Nozione di Adria ed evoluzione del pensiero geologico; Paleogeografia alpina (A.M.) durante il Giurassico attraverso la lettura di carte tematiche
2	Rapporti Alpi – Appennini in Pianura Padana; Principali differenze nella stratigrafia di Appennino e Sicilia;
2	Comparazione dell'evoluzione tettonica in Appennino settentrionale e meridionale; Concetto di unità interne ed esterne della catena (esempi in Appennino e Sicilia);
2	Cenni di paleogeografia della regione periadriatica; Lettura e commento di carte paleogeografiche della regione mediterranea;
2	Modelli di accrescimento delle catene montuose in relazione alle recenti vedute sulle subduzioni mediterranee; Evoluzione tettonica comparata di Alpi ed Appennini;
2	Tipi di crosta in Italia; Aree di subduzione nella penisola italiana; Catene alpine mediterranee;
2	Evoluzione concettuale del pensiero geologico nella regione; Significato del contributo di Argand; Nozione di subduzione e sua evoluzione nella regione alpina (es. dalla Sicilia)
2	Nozioni di bacino di retroarco. Significato del B. di R. nel Tirreno; Principali caratteri strutturali delle Sicilia
2	Stratigrafia dei depositi siciliani; Settori geodinamici diversi e comparazione; Storia evolutiva dei maggiori eventi stratigrafico-strutturali dal Permiano ad oggi in Sicilia
	ESERCITAZIONI
1	Lettura di una carta geofisica (isobate, gravimetrica etc.) e di profili sismici a rifrazione e loro significato
1	Lettura ed interpretazione di carte tematiche (strutturali, di facies etc.) di regioni italiane studiate
TESTI CONSIGLIATI	PIERI: "Geologia Regionale"; GASPERI: "Geologia Regionale della Regione Italiana" R. CATALANO "Appunti di Geologia regionale dell'Italia" Bibliografia di riferimento quella suggerita durante il corso o riportata negli Appunti integrata dagli approfondimenti eseguiti dagli stessi studenti.

OBIETTIVI FORMATIVI DEL MODULO 2 "ATTIVITÀ DI CAMPO"

Durante il Corso o nel periodo conclusivo, saranno effettuate escursioni di campagna con analisi delle strutture tettoniche e sedimentarie. Tale partecipazione sarà qualificata dalla presentazione di apposite brevi relazioni redatte dagli studenti che saranno valutate in sede di esame.

MODULO 2	ATTIVITÀ DI CAMPO
4 giorni	Escursioni e/o attività di campagna fuori sede

