

**TETTONICA ESTENSIVA NELL'APPENNINO SETTENTRIONALE:
SPUNTI E PROBLEMI (**)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 203
ABSTRACT	" 203
INTRODUZIONE	" 203
IL MAGMATISMO TOSCO-LAZIALE	" 204
GEOMETRIE DI ESTENSIONE	
TETTONICA SUPERFICIALE	" 205
MODELLO TETTONICO ESTENSIVO	
PER L'APPENNINO SETTENTRIONALE	" 206
CONSIDERAZIONI FINALI	" 208
BIBLIOGRAFIA	" 208

RIASSUNTO

L'Appennino settentrionale è una catena a strutturazione complessa, nella quale posteriormente all'impilamento tardo mesozoico-terziario di più unità tettoniche le une sulle altre secondo processi tipo "cuneo di accrezione" in fase oceanica e "thrust & nappe" in fase continentale, si è instaurata una tettonica estensiva, essenzialmente post-tortoniana, che ha portato allo smembramento della catena orogenica precedentemente costituita. I rapporti geometrici che questa tettonica estensiva mostra con le strutture compressive precedenti sono in superficie di tipo cassante. Più difficile risulta ipotizzare quali tipi di rapporti esistano in profondità, in quanto non è chiaro quale modello geometrico sia applicabile a questo tipo di tettonica estensiva, ne è chiara ancora la sua genesi primaria. In base ai dati geologici e geofisici disponibili si è ipotizzato un modello composito che prevede modalità diverse di estensione a diversi livelli crostali: faglie listriche nel dominio fragile della crosta superiore; delaminazione per *simple-shear* nel dominio duttile della crosta e *shear-zone* multiple disposte a losanga nella crosta inferiore. Nell'applicazione di tale modello uno dei problemi maggiori è costituito dal ruolo giocato nei livelli crostali intermedi e profondi dalle zone di taglio (*flat & ramp*) della tettonica compressiva precedente, e dai complessi rapporti crosta inferiore/mantello superiore che si erano venuti a creare. Le peculiari caratteristiche del magmatismo tosco-laziale che implicano provenienza di magmi da un mantello inquinato da materiale crostale pongono anche esse dei vincoli e dei problemi alle varie ipotesi estensive considerate.

ABSTRACT

The Northern Apennines is an orogenic belt built up from the Late Cretaceous to the Present according with two different geodynamic processes. In Late Cretaceous-Eocene time it was

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Via G. La Pira, 4 - 50121 Firenze

(**) Pubblicazione n°234 del C.N.R. - Centro di Studio per la Geologia dell'Appennino in rapporto alle geosinclinali mediterranee, Firenze.

built up as an accretionary prism offscraping the Piedmont-Ligurian oceanic crust which was subducting under the Corsica-Sardinia microplate. From Early Oligocene time, after the continent-continent collision, it is resulting of a thrust and nappe belt affecting the Adria continental crust. But since Late Miocene extension tectonics has taking place in the inner side (Tyrrhenian) of the belt cross cutting the previous compressive setting. The genesis of this extension tectonics is still matter of debate, such as its relationships with the coeval eastward shifting compressive tectonics in the outer (Padano-Adriatic) side of the belt. In order to bring a contribute to this debate and to give suggestions for the interpretation of the CROP1 data we suggest a possible mode of extension tectonics for the Northern Apennines and same consideration on its relations with compressive tectonics and magmatic activity. In our composite model extension tectonics occur by means of listric GIBBS' type faulting in the upper ("brittle") crust, by simple-shear delamination in the middle ("ductile") crust and by more lozenge RESTON's type shear-zones in the lower crust-upper mantle transition zone. Magmatic activity occurring in the Tyrrhenian area seems to find origin in an anomalous upper mantle with severe signatures suggesting contamination from upper crust; the age and modality of this contamination are not still clarified.

PAROLE CHIAVE: Tettonica estensiva, Appennino settentrionale, delaminazione, magmatismo, crosta.

KEY WORDS: Extension tectonics, Northern Apennines, delamination, magmatism, crust.

INTRODUZIONE

Come ormai abbondantemente chiarito da numerose pubblicazioni sull'argomento (vedi per tutte BOCCALETTI *et al.*, 1980; TREVES, 1984; PRINCIPI & TREVES, 1984; CASTELLARIN *et al.*, 1985; BOCCALETTI *et al.*, 1986; *cum bib.*) l'Appennino settentrionale è una complessa catena orogenica che attualmente vede le Unità Liguri, accrete al margine sardo-corso durante la fase compressiva oceanica (Cretaceo medio-Eocene), sovrastare tettonicamente le più esterne Unità Tosco-Umbro-Padane scagliate e embriciate progressivamente nel tempo e nello spazio da Ovest verso Est a "thrust & nappe" a partire dall'Oligocene a seguito della collisione continentale tra blocco Sardo-Corso e Adria. Questa già complessa strutturazione compressiva, che ha coinvolto profondamente anche la crosta continentale dei due blocchi ed il sottostante mantello superiore, è stata ulteriormente complicata a partire dal Miocene superiore da una tettonica estensiva (ELTER *et al.*, 1975; AMBROSETTI *et al.*, 1978; BARTOLINI *et al.*, 1982), forse anche polifasica almeno per la Toscana meridionale (BERTINI *et al.*, 1991), anche essa migrante nello spazio e nel tempo da ovest verso est al

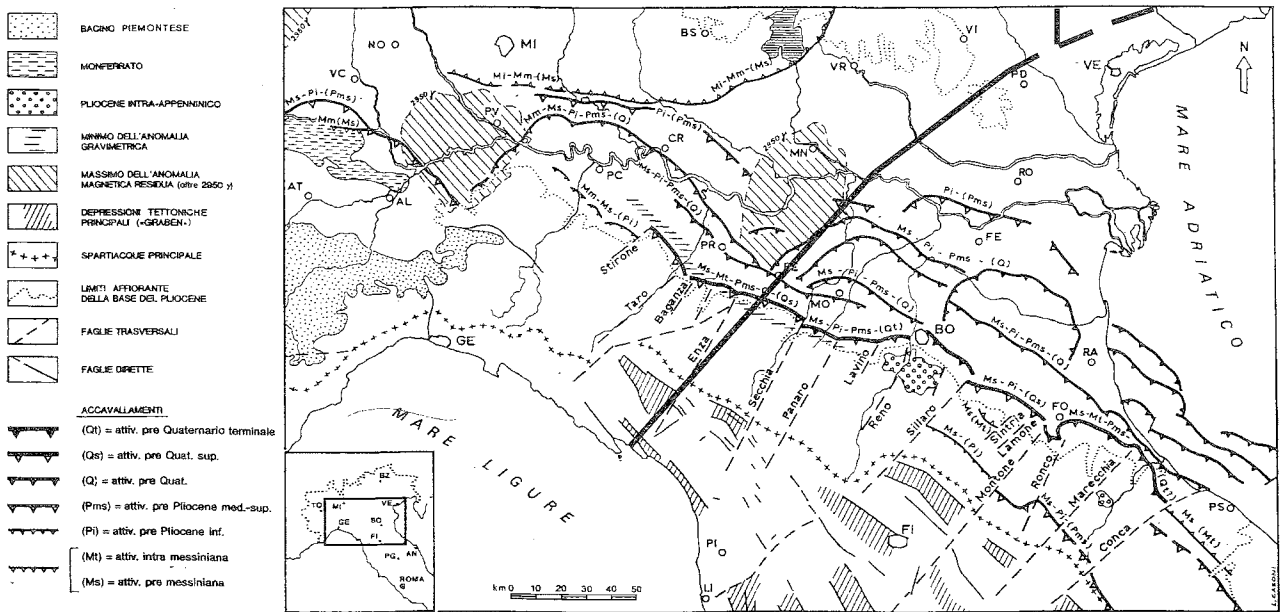


Fig. 1 - Schema tettonico-strutturale dell'Appennino settentrionale che evidenzia la coesistenza di una tettonica estensiva neogenico-quaternaria sul lato interno della catena con una tettonica compressiva sul versante padano-adriatico e le fasce di svincolo trasversali agenti come "transfer fault" (da CASTELLARIN *et al.*, 1985). La traccia del Profilo CROP 1 è riportata con la linea più spessa.

seguito del fronte compressivo. Attualmente il fronte distensivo risulta ubicato più o meno in corrispondenza dello spartiacque principale appenninico, quello compressivo nella parte esterna dell'area padano-adriatica (Fig. 1).

Quando quindi si va ad affrontare lo studio di una catena complessa come quella appenninica nella sua porzione interna, in cui gli elementi tettonici distensivi recenti si sovrappongono, in parte tagliandoli ed in parte riutilizzandoli, a quelli compressivi precedenti, è necessario avere una chiave di lettura dei vari dati disponibili per poterli piazzare ognuno nella sua casella giusta. Preliminare a questa fase di lavoro è però aver ben chiari i problemi ed i

vincoli posti a queste interpretazioni dai dati noti. In particolare per l'Appennino settentrionale questo riguarda il tipo di magmatismo che è presente nell'area toscano-laziale ed i dati relativi alle geometrie superficiali della tettonica estensiva neogenica.

IL MAGMATISMO TOSCO-LAZIALE

Studi condotti negli ultimi anni (MANETTI, 1987; PECCERILLO *et al.*, 1987; CONTICELLI & PECCERILLO, 1990; PECCERILLO, 1990; SERRI *et al.*, 1991) hanno evidenziato, in

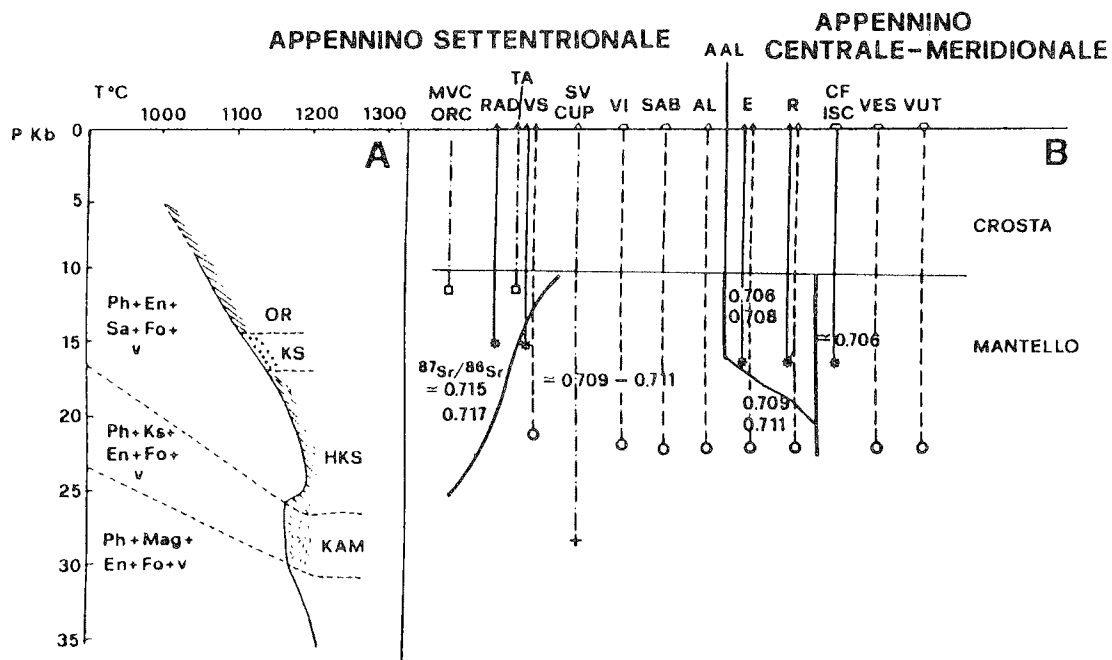


Fig. 2 - Diagramma di fase della peridotite a flogopite con indicazione delle condizioni di formazione dei vari fusi potassici rapportato alle variazioni isotopiche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dei vari centri magmatici appenninici. MVC=Montecatini Val di Cecina; ORC=Orciano; TA=Torre Alfina; RAD=Radicofani; VS=Vulsini; SV=San Venanzo; CUP=Cupaello; VI=Vico; SAB=Sabatini; AL=Colli Albani; E=Monti Ernici; R=Roccamonfina; CF=Campi Flegrei; ISC=Ischia; VES=Vesuvio; VUT=Vulture; AAL=Linea Ancona Anzio (da CONTICELLI & PECCERILLO, 1990).

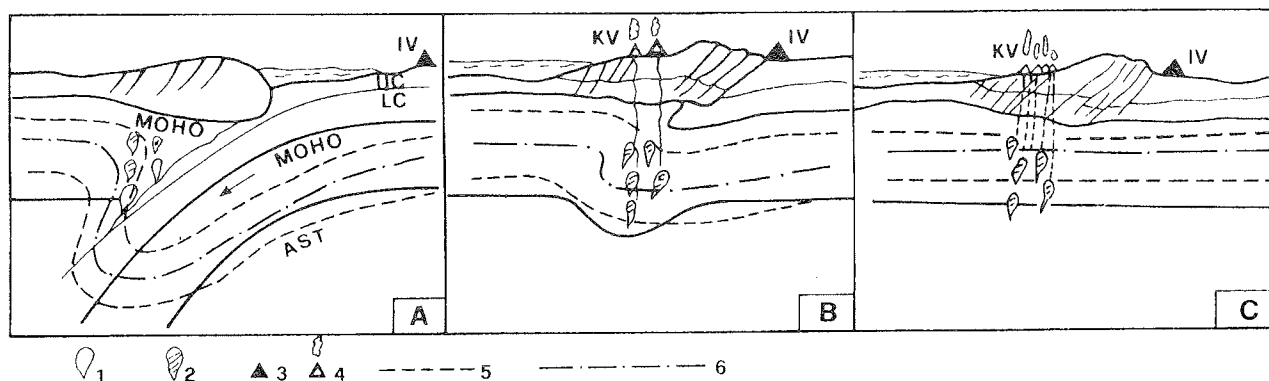


Fig. 3 - Schematizzazione dei processi geodinamici necessari per la formazione dei magmi potassici appenninici: A) anomalizzazione del mantello da parte di materiali crostali con formazione di peridotiti a flogopite; B) fusione parziale della peridotite a flogopite con produzione di fusi potassici in seguito alla risalita delle isogeoterme; C) processi estensivi favoriscono estesi fenomeni di *melting* e la risalita dei magmi potassici. 1- fusi acidi da fusione parziale di materiali alto crostali; 2- corpi pirossenitici a flogopite; 3- magmatismo di intraplacca delle "Pietre Nere"; 4- vulcanismo potassico; 5- isogeoterme; 6- isogeoterma di fusione della flogopite (da PECCERILLO, 1990).

base principalmente ai contenuti in terre rare ed in magnesio, che i magmi toско-laziali, al di là delle loro differenze composizionali, sono tutti da correlare alla risalita di fusi mantellici da notevole profondità (Fig. 2). Inoltre, il mantello origine di tali fusi doveva essere stato anomalizzato, in tempi imprecisati, da parte di materiali alto crostali, anche solo in poca quantità; basta infatti una contaminazione con un 2-3% di materiale alto crostale per indurre forti variazioni geochemiche nel mantello. Tali materiali, una volta introdotti nel mantello superiore (per subduzione?) (Fig. 3) reagendo con la peridotite del mantello, danno luogo a peridotiti o pirosseniti a flogopite che, dato l'abbassamento delle isogeoterme conseguente ai processi subduttivi, non vanno in fusione. Successivamente, in seguito alla risalita delle isogeoterme, dovuta al riequilibrio termico retro o post-orogenco, tali corpi flogopitici raggiungono, a profondità variabili in accordo con le differenti caratteristiche petrologiche dei vari magmi potassici prodotti, la curva di *solidus-liquidus* della flogopite, cominciando così a fondere; la tettonica distensiva legata all'apertura del Tirreno favorisce poi la fusione parziale e la differenziazione in livelli crostali di tali corpi e la loro risalita e messa in posto (vedi anche COLI *et al.*, 1991).

Quello che qui ci preme rimarcare è che se tali vincoli esistono per l'area centrale e meridionale dell'apertura tirrenica (CROP3), tali devono essere anche per la trasversale La Spezia- Padana interessata dal profilo CROP1, a meno che non si voglia sostenere che esistono meccanismi

e modalità diverse di apertura del Tirreno a nord ed a sud.

GEOMETRIE DI ESTENSIONE TETTONICA SUPERFICIALE

Negli ultimi anni vari studi hanno riguardato i bacini estensivi neogenico-quadernari dell'Appennino settentrionale, sia dal punto di vista della geologia di superficie, che da quello del loro assetto strutturale profondo in base a dati di pozzo e geofisici. In particolare i lavori di RAGGI (1985), BERNINI & LASAGNA (1988) e di BERNINI *et al.* (1991) riguardo alla Lunigiana; quello di COSTANTINI *et al.* (1982) riguardo al Graben di Siena; quello di BRUNI *et al.* (1991) riguardo al Monte Albano e quello di BERTINI *et al.* (1991) per l'area di Rapolano Terme, ipotizzano, sulla base dei vari dati raccolti, che le faglie di bordo dei bacini neogenico-quadernari siano di tipo listrico, ammortizzanti più o meno a livello della transizione fragile-duttile. Tale tipo di strutture sono riportate anche per il Tirreno settentrionale (BARTOLE *et al.*, 1991) e per il Tirreno centrale (NICOLICH, 1989).

L'insieme di questi dati, comparato con le conoscenze geologiche generali sulla struttura dell'Appennino settentrionale hanno indotto COLI (1989) ad applicare il modello estensivo di GIBBS (1984) (Fig. 4), sviluppato nel Mare del Nord in base a dati di pozzo e geofisici, all'area apuana (Fig. 5).

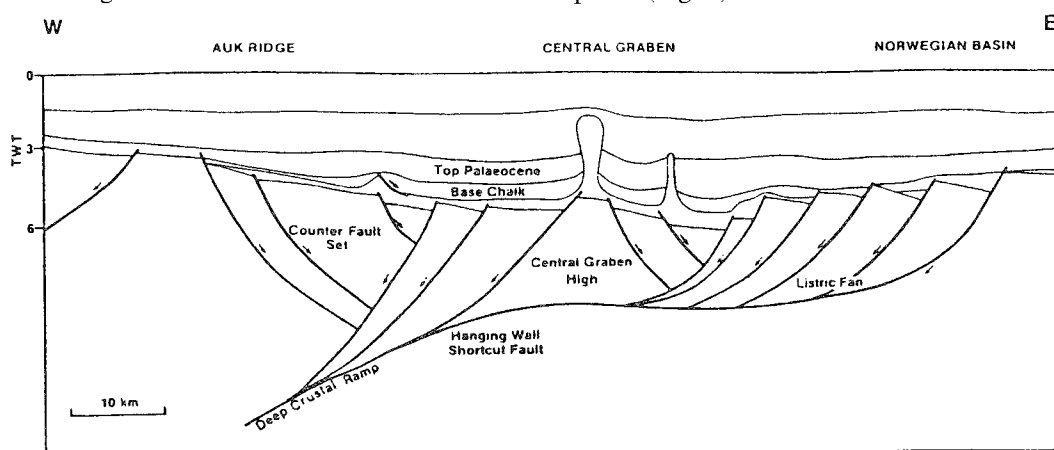


Fig. 4 - Schema delle modalità estensive della crosta superiore ricostruito in base ai dati geologici, di pozzo e geofisici per il Mare del Nord (da GIBBS, 1984).

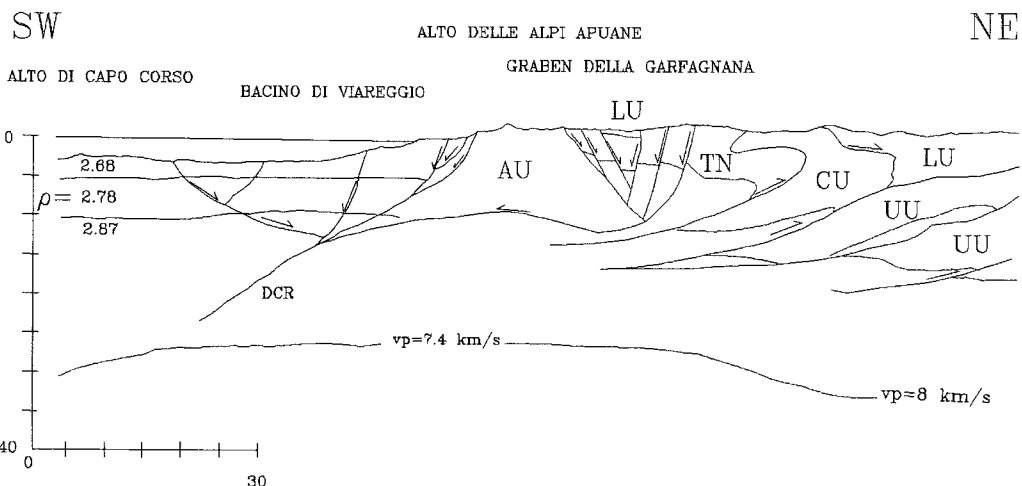


Fig. 5 - Sezione interpretativa delle geometrie estensive presenti nell'area apuana in base al modello di GIBBS (1984) del Mare del Nord (vedi Fig.4) (da COLI, 1989).

MODELLO TETTONICO ESTENSIVO PER L'APPENNINO SETTENTRIONALE

Il collegamento genetico tra tettonica compressiva esterna e distensiva interna alla catena appenninica è stato oggetto di varie ipotesi e teorie le più recenti delle quali sono quelle di LAVECCHIA (1988), LOCARDI (1988), CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990). Le discrepanze tra tali modelli geodinamici ed alcuni dei punti chiave sopra esposti hanno spinto COLI *et al.* (1991) a mettere a punto un modello interpretativo dei dati geologici e geofisici relativi ad una fascia compresa tra Deiva Marina e Sassuolo (Fig. 6) che prescindesse da considerazioni genetiche e cercasse solo di mediare i dati noti con varie modellistiche geometrico-cinematiche derivate da altre

aree orogeniche (WERNICKE & BURCHFIEL, 1982; BRUNN & CHOUKROUNE, 1983; GIBBS, 1984; RESTON, 1988; LISTER & DAVIS, 1989). Il modello geometrico-cinematico che ne è derivato (Fig. 7), e che è stato tentativamente esteso quale ipotesi di lavoro anche ad altri settori dell'Appennino settentrionale (COLI, 1990), prevede una zona crostale superiore, circa corrispondente al dominio fragile della crosta, dove sono presenti faglie di tipo listrico, che si raccordano nella fascia di transizione fragile-duttile con una faglia basale (*sole fault*) che poi attraversa la crosta continentale in una zona di delaminazione per *simple-shear* e si dirama nella zona di transizione crosta inferiore-mantello superiore in una fascia deformativa con *shear-zone* multiple disposte a losanga. Ove i rapporti angolari con le strutture compressive precedenti siano

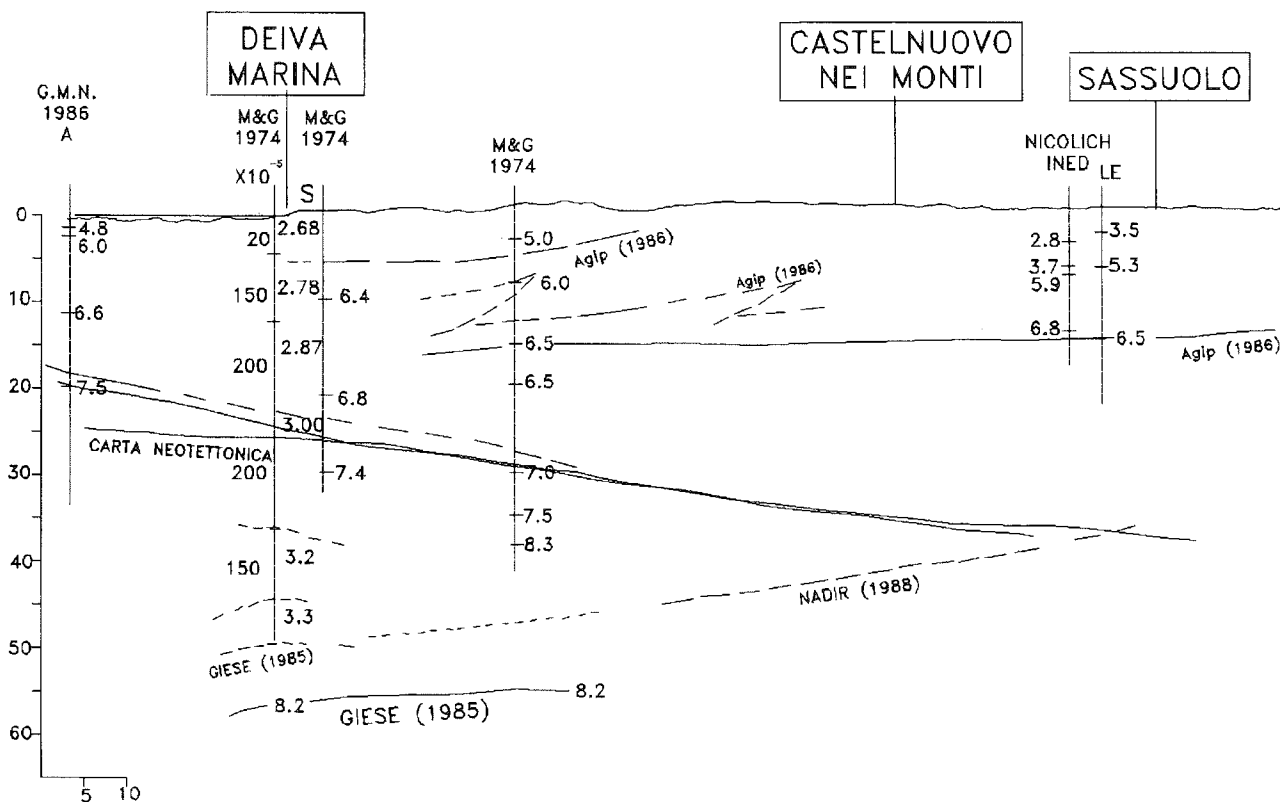


Fig. 6 - Insieme dei dati geofisici disponibili lungo la sezione trasversale Deiva Marina-Sassuolo allo stato attuale delle conoscenze (da COLI *et al.*, 1991).

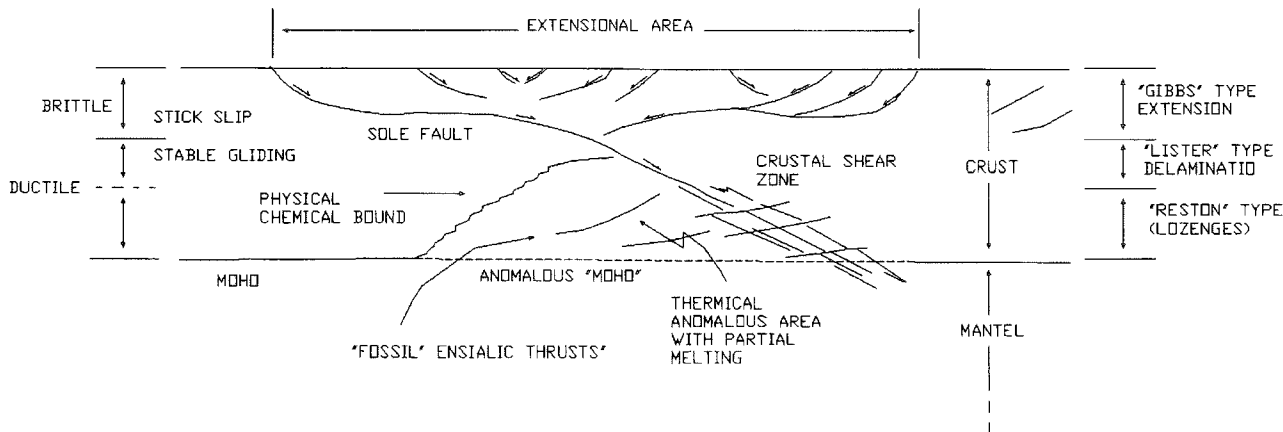


Fig. 7 - Modello estensionale composito ipotizzato per l'area appenninica da COLI *et al.* (1991) sulla base dei lavori di GIBBS (1984) per il Mare del Nord (crosta superiore), di LISTER & DAVIS (1989) per la Basin and Range Province (crosta intermedia) e di RESTON (1988) per l'*off-shore* del NW della Scozia (crosta profonda e transizione crosta-mantello).

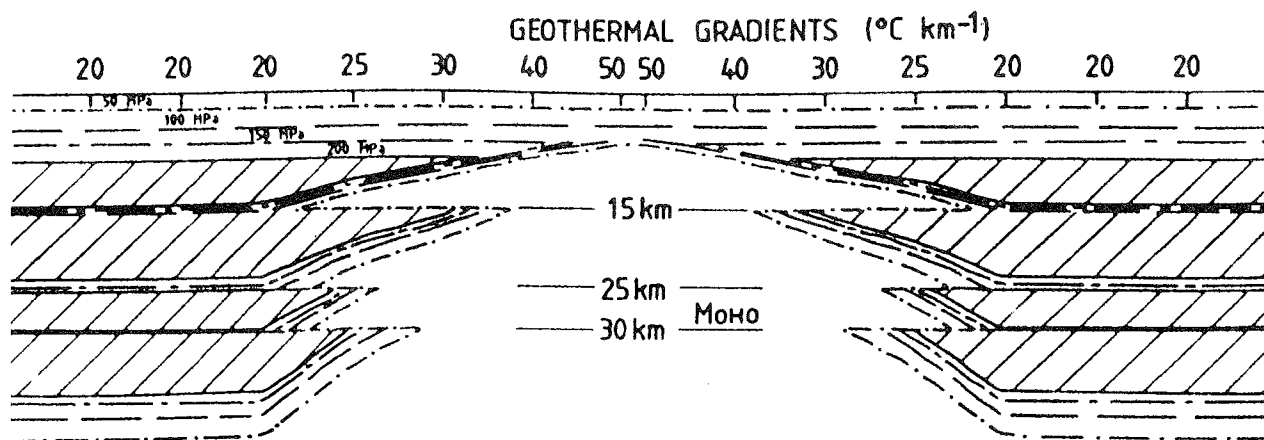


Fig. 8 - Effetto della variazione del gradiente geotermico sulla resistenza al taglio della crosta: all'aumentare del gradiente diminuisce la resistenza al taglio e si inducono processi di delaminazione estensiva lungo piani preferenziali corrispondenti alle variazioni di composizione della crosta ed al limite crosta-mantello (da ORD & HOBBS, 1989).

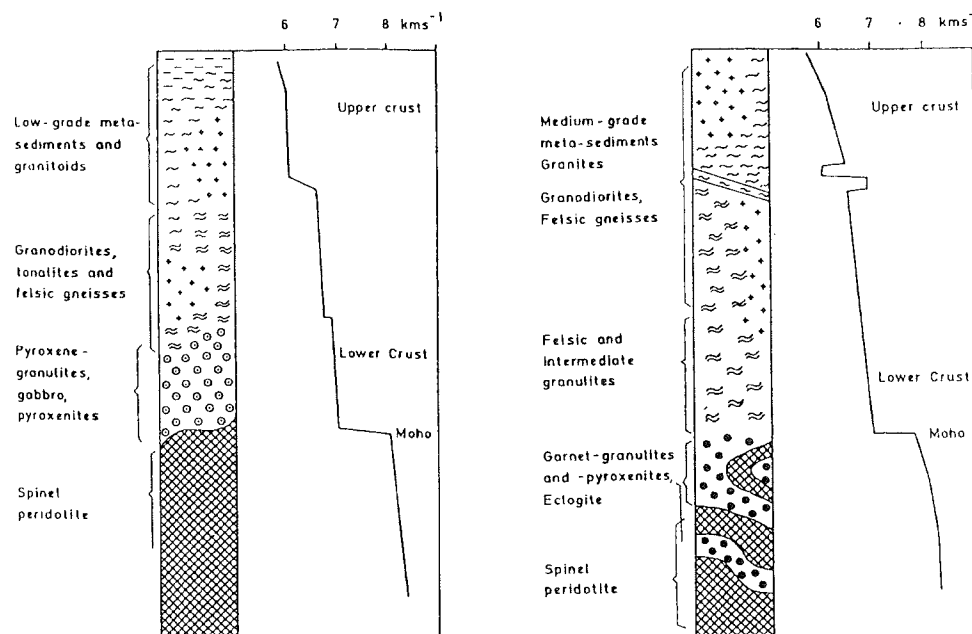


Fig. 9 - Profilo litologico e corrispondente struttura delle velocità sismiche in una crosta continentale "normale" ben strutturata e stratificata (sinistra) ed in una crosta continentale "giovane" (orogena) ancora soggetta a "riorganizzazione petrológica". In questo secondo caso la discontinuità sismica maggiore corrisponde al passaggio alla facies a granuliti ed eclogiti e non alle peridotiti a spinello (da MENGEL & KERN, 1990).

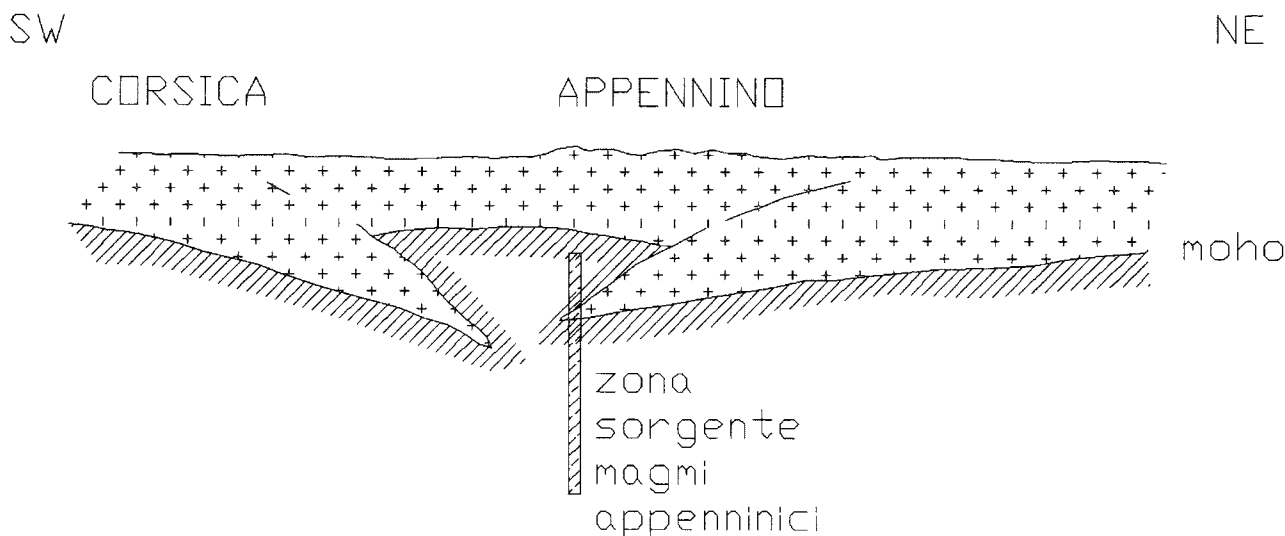


Fig. 10 - Sezione crostale dei rapporti geometrici intercorrenti tra la crosta continentale appenninica e quelle europea e adriatica nell'area corsica-padana secondo i dati riportati in ROEDER (1990) confrontata con le profondità di origine dei magmi appenninici come desunta da Fig. 2.

di alto angolo queste vengono tagliate e dislocate, ove siano di basso angolo di incidenza esse possono essere state riattivate con movimenti distensivi. I riflettori profondi est ed ovest immergenti vengono rispettivamente correlati con la "deep crustal ramp" e con la base della crosta dell'Adria (Moho?) precedentemente coinvolta nei processi compressivi. La porzione di crosta-mantello intermedia tra questi due riflettori verrebbe così a trovarsi in una situazione termica e quindi petrologica anomala, con *melting* parziale tra la crosta ed il mantello superiore interscagliati nelle precedenti fasi compressive. Questa situazione termica anomala, alimentata anche da una risalita retro-orogena delle isogoterme può avere provocato due effetti interagenti e autoalimentantisi. Da un lato, in accordo con ORD & HOBBS (1989) un'anomala risalita del gradiente geotermico indebolisce la resistenza al taglio delle rocce e quindi favorisce processi di delaminazione e scorrimenti estensivi (Fig. 8), così come risalite adiabatiche di materiale e quindi una rialimentazione del processo stesso; dall'altro lato consentirebbe di dare una collocazione all'area sorgente dei magmi toscolaziali ed alla loro particolare natura che li indica provenire da un mantello superiore anomalizzato da materiale sopra-crostaie.

CONSIDERAZIONI FINALI

Rimanendo nel campo delle problematiche su accennate, e con riferimento al progetto CROP1, riteniamo che meritino particolare considerazione anche due altri punti nodali.

Il primo è il problema della costituzione della crosta inferiore e della sua modalità di transizione al mantello superiore in funzione della risposta simica che si può avere. Infatti, come evidenziato da MENGEL & KERN (1990) (Fig. 9) la risposta sismica della transizione crosta-mantello (Moho s.l.) è fortemente influenzata dal grado di diversificazione petrologica della crosta inferiore dal mantello superiore; in caso di transizione graduale attraverso una zona di forte *melting* c'è il rischio di risposte sismiche anomale con

evidenziazione di un riflettore profondo a $V_p=7.4$ km/sec rispetto a quello più profondo a $V_p=8$ km/sec corrispondente alla Moho canonica (vedasi al caso le risposte simiche bivalenti riportate in Fig. 6).

Il secondo riguarda quanto sinora noto rispetto alle geometrie di base dei vari spezzoni crostali implicati nell'Appennino settentrionale, almeno così come noti sino ad ora e come riassunti in ROEDER (1990) (Fig. 10) rispetto alle profondità di origine dei magmi toscolaziali.

BIBLIOGRAFIA

- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., COSTANTINI A., ESU D., GANDIN A., GIROTTI O., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA U., PARISI G. & SANDRELLI F. (1978) - *Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini Tosco-Umbro-Laziali nel Pliocene e nel Pleistocene Inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 573-580.
- BARTOLE R., TORELLI L., MATTEI G., PEIS D. & BRANCOLINI G. (1991) - *Assetto stratigrafico-strutturale del Tirreno settentrionale: stato dell'arte*. Studi Geol. Camerti, Vol. Sp., 115-140.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1983) - *Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale: Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 523-549.
- BERNINI M. & LASAGNA S. (1988) - *Rilevamento geologico ed analisi strutturale del bacino dell'alta Val Magra tra il M. Orsaro e Pontremoli (Appennino settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., A, **95**, 139-183.
- BERNINI M., PAPANI G., DALL'ASTA M., LASAGNA S. & HEIDA P. (1991) - *The upper Magra Valley extension basin: a cross section between Orsaro Mt. and Zeri (Massa province)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 451-458.
- BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., DI FILIPPO M., DINI I., ELTER F.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica*

- fra i monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato delle conoscenze e problematiche. Studi Geol. Camerti, Vol. Sp., 155-178.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino Tosco-Umbro-Marchigiano durante il Neogene*. Giornale di Geologia, ser.3, **48**(1-2), 227-233.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 359-373.
- BRUNI P., COLI M. & PRINCIPI G. (1991) - *Nuovi dati sulla struttura del Monte Albano tra Signa e Montelupo (Firenze)*. Rend. Soc. Geol. It., **14**, 23-28.
- BRUNN J.P. & CHOUKROUNE P. (1983) - *Normal faulting, block tilting, and decollement in a stretched crust*. Tectonics, **2/4**, 345-356.
- CARMIGNANI L. & KLGIFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9**, 1275-1303.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1985) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Gior. Geol., sez.3, **47**(1/2), 47-76.
- COLI M. (1989) - *Times and mode of uplift of the Apuane Alps metamorphic complex*. Atti Ticin. Sc. Terra, **32**, 47-56.
- COLI M. (1990) - *Extension tectonics in the Northern Apennines: a working hypothesis*. Acta Naturalia, **26**, 81-91.
- COLI M., NICOLICH R., PRINCIPI G. & TREVES B. (1991) - *Crustal delamination of the Northern Apennines thrust belt*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 501-510.
- COLI M., PECCERILLO A. & PRINCIPI G. (1991) - *Evoluzione geodinamica recente dell'Appennino settentrionale e attività magmatica tosco-laziale: vincoli e problemi*. Studi Geol. Camerti, Vol. Sp., 403-412.
- CONTICELLI S. & PECCERILLO A. (1990) - *Petrological significance of high-pressure ultramafic xenoliths from ultrapotassic rocks of Central Italy*. Lithos, **24**, 305-322.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1982) - *Conoscenze geologico-strutturali*. In: Il graben di Siena. CNR-PFE, R.F. **9**, 11-33, PEG ed. Milano.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (tortonian to present) evolution of the Northern Apennines*. Boll. Geof. Teor. Appl., **17**, 3-18.
- GIBBS A.D. (1984) - *Structural evolution of extension basin margins*. J. Geol. Soc. London, **141**, 609-620.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296.
- LISTER G.S. & DAVIS G.A. (1989) - *The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA*. Jour. Struct. Geology, **11**, 1/2, 65-94.
- LOCARDI E. (1988) - *The origin of the Apenninic arcs*. Tectonophysics, **146**, 105-123.
- MANETTI P. (1987) - *Plutoniti acide e vulcaniti*. In: M. BOCCALETTI *et al.* (Eds.), Note illustrative della carta strutturale dell'Appennino settentrionale. C.N.R., Prog. Fin. Geod., pubbl. **429**, 178-183.
- MENGEL K. & KERN H. (1990) - *Petrologic versus seismic moho and crustal root mysteries of the hercynian orogen*. FREEMAN R., GIESE P. & MUELLER ST. (Eds.), The European Geotraverse: Integrative studies. Europ. Scie. Fund., 169-176.
- NICOLICH R. (1989) - *Crustal structures from seismic studies in the frame of the EGT, southern segment, and CROP projects*. Acc. Naz. Lincei, The Lithosphere in Italy: advances in Earth Sciences research, Rome 5-6 May 1987, Proceedings, BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G. & VAI G.B. (Eds.), 41-61.
- ORD A. & HOBBS B.E. (1989) - *The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities*. Tectonophysics, **158**, 269-289.
- PECCERILLO A. (1990) - *On the origin of the Italian potassic magmas - Comments*. Chemical Geology, **85**, 183-196.
- PECCERILLO A., CONTICELLI S. & MANETTI P. (1987) - *Petrological characteristics and the genesis of the recent magmatism of Southern Tuscany and Northern Latium*. Per. Min., **56**, 157-172.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrescimento. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**, 549-576.
- RAGGI G. (1985) - *Neotettonica ed evoluzione paleogeografica Plio-Pleistocenica del bacino del fiume Magra*. Mem. Soc. Geol. Ital., **30**, 35-62.
- RESTON T.J. (1988) - *Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain*. Tectonics, **7**, 929-945.
- ROEDER D. (1990) - *Crustal structure and kinematics of ligurian and west-alpine regions*. In: FREEMAN R., GIESE P. & MUELLER ST. (Eds.), The European Geotraverse: Integrative studies. Europ. Scie. Fund., 311-326.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - *Il magmatismo neogenico-quadernario dell'area tosco-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Sp., 429-463.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: The example of the Northern Apennines*. Ofioliti, **39/31**, 577-618.
- WERNICKE B. & BURCHFIEL B.C. (1982) - *Modes of extensional tectonics*. J. Struct. Geol., **4**, 2, 105-115.

