

Sismotettonica dell'Italia nord-orientale e possibile comparazione con gli Appennini

C. Doglioni

Dipartimento di Scienze della Terra, Università La Sapienza, Roma (e-mail: doglioni@uniroma1.it)

Riassunto

Il massimo e minimo tensori di stress si invertono lungo sovrascorrimenti e faglie normali. In regimi compressivi, lo stress verticale è il tensore minimo (σ_3) che aumenta ovviamente con la profondità (ρgz) dove ρ è la densità della crosta, g la gravità e z la profondità. L'aumento del σ_3 colla profondità riduce proporzionalmente l'aumento del diametro del cerchio di Mohr colla profondità. Il contrario dovrebbe avvenire invece in regimi estensionali dove lo stress verticale è il tensore massimo (σ_1), per cui più si scende in profondità, più proporzionalmente aumenta il diametro del cerchio di Mohr. Se questo assioma è vero, in ambiente crostale fragile si dovrebbe avere più facilmente rottura in profondità per gli ambienti distensivi, e più superficialmente per gli ambienti compressivi.

Nelle Alpi Meridionali, gli eventi del Friuli del 1976 dovuti a sovrascorrimenti (Amato et al., 1976) hanno avuto la prima scossa e relativo sciame di maggio tra i 3 e 6 km di profondità, mentre il successivo evento e repliche di settembre sono stati più profondi, tra i 5 e 10 km.

D'altra parte, nel terremoto dell'Irpinia del 1980, nell'Appennino Meridionale, generato da faglie distensive, la scossa principale è avvenuta tra 12 e 16 km di profondità, mentre le successive repliche sono state più superficiali. Un simile trend dal basso verso l'alto è stato riconosciuto anche per il terremoto Umbro-Marchigiano del 1997.

In altre parole la sismicità sembra migrare dai livelli crostali più superficiali verso il profondo negli ambienti compressivi, mentre, sempre a livello crostale fragile, sembra avvenire il contrario negli ambienti distensivi, con una migrazione della sismicità dal basso verso l'alto.

Se questa distinzione tra terremoti distensivi e compressivi crostali funzionasse, avremmo una possibile chiave di interpretazione per la zonazione sismotettonica in termini di profondità maggiormente critiche, quindi di coni isosismici diversi, e di evoluzione della sismicità in un'area già colpita.

1 Premessa

La sismicità del nordest Italia (Veneto e Friuli) è primariamente legata a sovrascorrimenti e loro zone di trasferimento transpressivo. La sismicità è concentrata nelle zone esterne della catena Alpina, sia per la retrocatena delle Alpi (le Alpi Meridionali o Sudalpino), che per la catena frontale in Austria e Germania (Fig. 1). Sismicità è presente anche lungo l'asse centrale delle Alpi centro-orientali, parallelamente alla Linea Insubrica (qui nota come Pusteria-Gail). La sismicità strumentale in particolare registrata dopo gli eventi del Friuli (1976) indica

meccanismi focali principalmente per sovrascorrimento, con campo di stress massimo orizzontale e orientato mediamente N-S. La profondità media è tra i 5-10 km. La maggior parte dell'energia rilasciata negli ultimi decenni è inoltre concentrata nelle zone esterne topograficamente meno rilevate. Poco si sa in termini di profondità dei grandi eventi storici del 1117 del Veronese, del 1348 e 1511 della Carnia e Gemona, del 1695 di Asolo, del 1873 del Bellunese (Camassi e Stucchi, 1997).

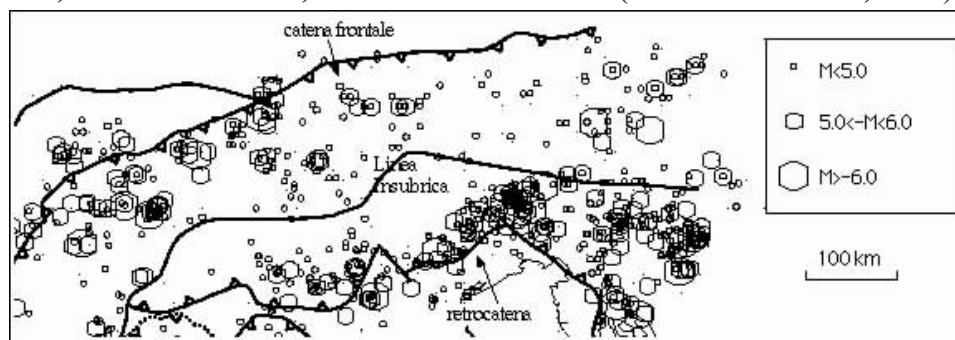


Fig. 1 - Si noti come la maggior parte della sismicità delle Alpi centro-orientali sia concentrata nelle zone esterne della catena frontale in Austria e della retrocatena in Italia (Sudalpino o Alpi Meridionali), oltre a limitate aree orientali della linea Insubrica lungo l'asse dell'orogene. Da Scandone e Stucchi (2000).

Può essere utile un confronto tra la sismicità crostale delle Alpi orientali con la sismicità degli Appennini: questi ultimi hanno meccanismi compressivi solo sul lato orientale adriatico-padano, mentre la sismicità principale è concentrata nelle zone rilevate interne; inoltre è più profonda (10-15 km), ed è dovuta a meccanismi distensivi. Capire il perché di queste differenze può dare un contributo alla comprensione della sismotettonica delle due catene.

Da un punto di vista teorico si presenta qui un modello per una discussione in merito. Ogni commento è ovviamente benvenuto. Si cercherà poi di dare un contributo più specifico alla zonazione dell'Italia nordorientale.

2 Breve comparazione tra i terremoti del Friuli (1976) e dell'Irpinia (1980)

I due terremoti del Friuli del 1976 si sono verificati il 6 maggio e successive repliche, e il 15 settembre e successive repliche. La loro magnitudo fu di 6.4 e 6.1 rispettivamente (Amato et al., 1976, Finetti et al., 1976; Finetti et al., 1979; Cavallin et al., 1984; Slejko et al., 1987; Slejko et al., 1999). Furono generati da sovrascorrimenti immergenti a nord (Fig. 2), all'intersezione colla catena Dinarica. La massima energia rilasciata dalle repliche del 6 maggio fu alquanto superficiale, tra 2 e 8 km, con picco attorno a 4 km (Amato et al., 1976; Finetti et al., 1976). Gli epicentri dello sciame di settembre furono circa 8 km a nord, e gli ipocentri furono più profondi fino a 16-17 km, con la densità massima a circa 5-6 km (Finetti et al., 1976). Nel contesto della catena alpina orientale la sismicità si è manifestata nelle zone topografiche meno elevate, verso la pianura e nelle prealpi, ma è migrata verso le zone topograficamente più rilevate.

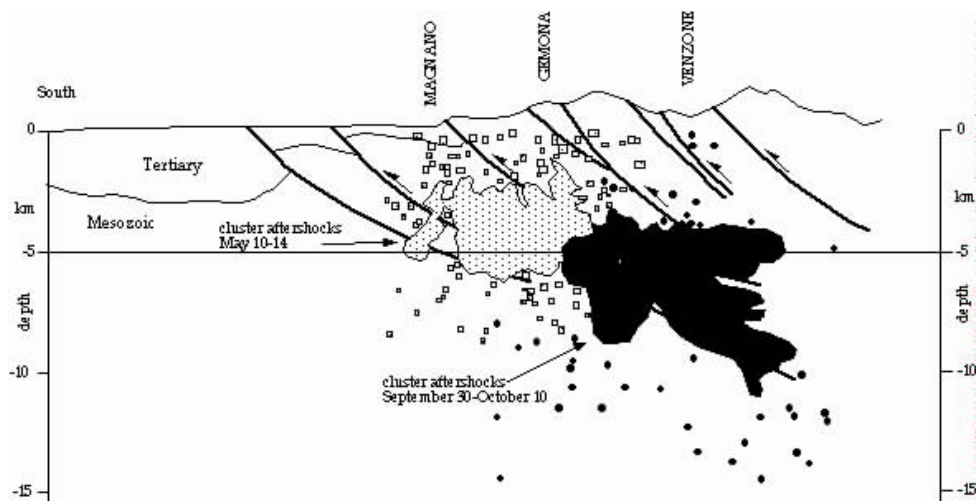


Fig. 2 - Sezione geologica, sovrascorrimenti e ipocentri del terremoto del Friuli del 1976. Lo sciame di maggio è più superficiale di quello di settembre. Da Amato et al. (1976) e Finetti et al. (1976).

Il terremoto dell'Irpinia del 23 novembre 1980 nell'Appennino Meridionale fu generato da una faglia normale immergente verso nordest (Fig. 3), con magnitudo di 6.9, e profondità tra i 12-16 km (Bernard e Zollo, 1989; Amato e Selvaggi, 1993). Questo evento fu seguito da uno sciame più superficiale. Come anche il terremoto dell'Umbria-Marche del 1997, la sismicità si è concentrata, al contrario del Friuli, in zone montuose, migrando eventualmente lateralmente verso zone topograficamente meno depresse (Barba, 1998, com. pers.).

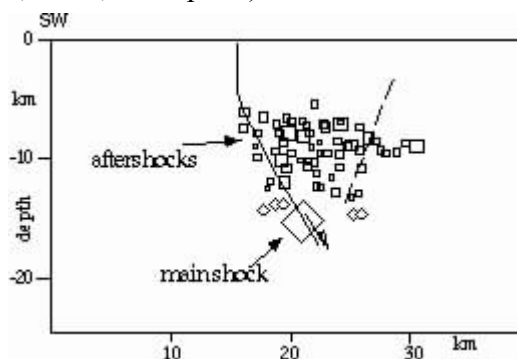


Fig. 3 - Sezione del graben e ipocentri del terremoto dell'Irpinia del 1980. Le repliche sono più superficiali rispetto all'evento principale. Da Amato e Selvaggi (1993).

3 Modello

Immaginiamo semplicemente un piano di faglia su cui aumenta colla profondità il carico litostatico, e compariamo questa variazione sia in ambiente compressivo che distensivo. Il tensore dello sforzo orizzontale, come già detto lo assumiamo costante colla profondità in entrambe i casi, anche se questa è una semplificazione irrealistica, ma che non cambia sostanzialmente il significato del

modello. In natura infatti, lo stress massimo orizzontale aumenta linearmente di circa 0.3 rispetto allo stress massimo verticale (Twiss e Moores, 1992).

Deviazioni sono principalmente dovute a variazioni della pressione dei fluidi, che sono funzione della porosità. McGarr (1991) ha dimostrato come la coltivazione di campi petroliferi nell'ovest degli USA sia stata responsabile per la diminuzione del carico litostatico verticale e l'attivazione di macrosismicità lungo sovrascorrimenti attivi.

Il carico litostatico coincide collo stress verticale che è il tensore di sforzo minimo, o stress minimo σ_3 in ambienti tettonici compressivi, mentre è lo stress massimo σ_1 in ambienti tettonici distensivi.

Assumiamo che il carico litostatico aumenti di circa 25 MPa/km, e consideriamo due sezioni (A e B), dove i volumi di roccia a tetto della faglia sono rispettivamente di 3 e 6 km, e quindi lo stress verticale sia di 75 e 150 MPa (Figg. 4 e 5). Consideriamo il caso di un ambiente compressivo, con $\sigma_1=250$ MPa, orizzontale e costante. Perciò, muovendosi dalla sezione B alla A, σ_3 diminuisce e lo stress differenziale aumenta, essendo questo la differenza tra lo stress massimo e quello minimo, che nel cerchio di Mohr è appunto il diametro (Fig. 4). Quindi, la diminuzione del carico litostatico o σ_3 allarga il cerchio di Mohr rendendo il piano di faglia più instabile.

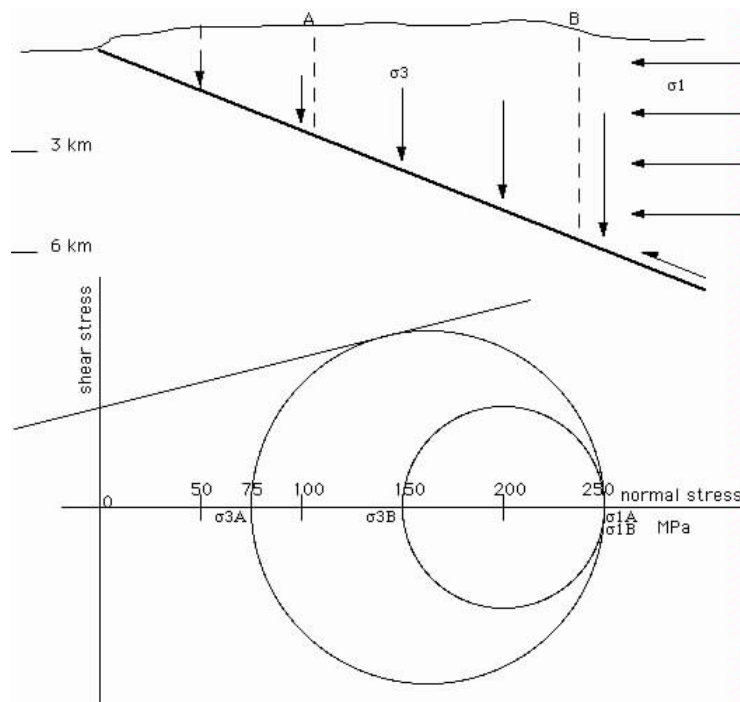


Fig. 4 - Lungo un sovrascorrimento il σ_3 aumenta colla profondità. σ_1 , per semplicità grafica, nel disegno è considerato costante colla profondità, e $\sigma_{3A} < \sigma_{3B}$. Muovendosi verso il basso il cerchio di Mohr si restringe proporzionalmente verso destra, allontanandosi dall'involuppo della rottura e aumentando la stabilità, per cui la rottura avviene più facilmente a bassa profondità.

In regimi distensivi dovrebbe avvenire il contrario perché il carico litostatico è il σ_1 (Fig. 5). Prendiamo il caso di uno stress minimo orizzontale di $\sigma_3=38$ MPa. Muovendosi dalla sezione B ad A, σ_1 diminuisce da 150 a 75 MPa, diminuendo anche il diametro del cerchio di Mohr e rendendo il piano di faglia più stabile (Fig. 5).

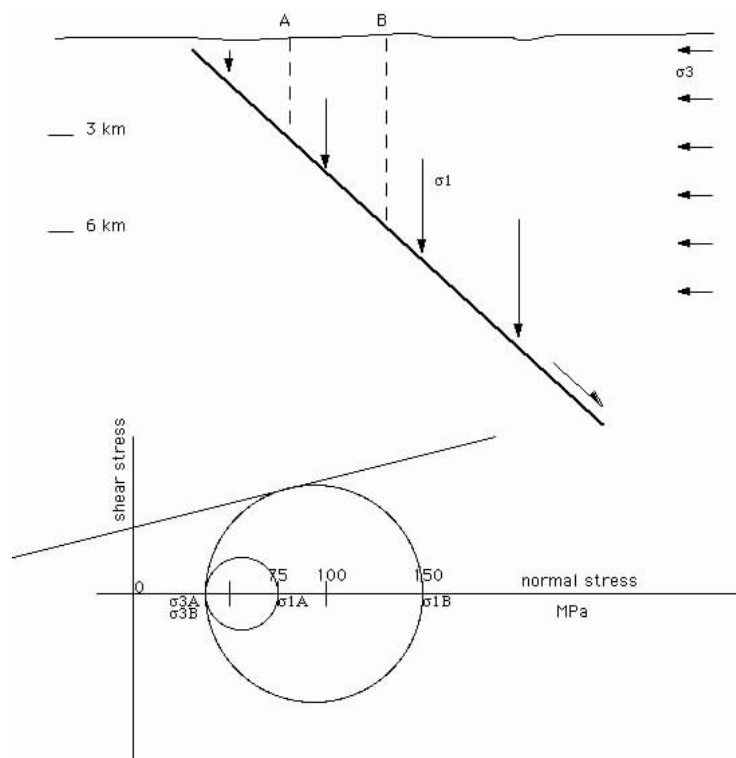


Fig. 5 - Lungo una faglia normale, il σ_1 coincide col carico litostatico e aumenta colla profondità, e quindi $\sigma_{1A} < \sigma_{1B}$. Per semplicità grafica il σ_3 è mantenuto costante colla profondità. Muovendosi verso il basso il cerchio di Mohr si allarga verso destra, avvicinandosi all'involuppo della rottura. Quindi, al contrario degli ambienti compressivi, la rottura appare più facile in profondità per gli ambienti distensivi nella crosta fragile.

In conclusione, nel regime fragile crostale, potremmo aspettarci una migrazione opposta della rottura e relativa sismicità in ambienti tettonici compressivi da un lato e distensivi dall'altro. Questo verrebbe spiegato dall'opposto significato del carico litostatico nei due ambienti, e cioè di tensore minimo di sforzo negli ambienti compressivi e di tensore massimo di sforzo negli ambienti distensivi. Questo potrebbe generare una migrazione verso il basso della rottura in ambienti compressivi, e verso l'alto in ambienti distensivi.

4 Applicazioni e sismotettonica dell'Italia nordorientale

Lo sciame del Friuli (1976) non ha prodotto significative evidenze superficiali, e per questo è stato interpretato come dovuto a strutture cieche, anche se molto vicine alla superficie. La sismicità storica più ad ovest (Belluno, Alpago 1936) e gli eventi

del Friuli (1976) hanno lasciato una lacuna sismica nel Friuli occidentale - Bellunese orientale che potrebbe essere area di potenziale prossima rottura (Aviano, nord di Pordenone), oltre alla prosecuzione delle strutture pedemontane verso ovest (Bassano).

Negli ultimi anni, zonazioni sismotettoniche del settore Italiano nordorientale sono state proposte da Slejko et al. (1987), Bressan et al. (1998) e Scandone e Stucchi (2000). La prima è uno studio integrato che suddivide l'area in 10 settori, con significato geologico e sismologico diversificato. La stessa area è suddivisa in grosso modo 7 settori da Scandone e Stucchi (2000), mentre per il Friuli, Bressan et al. (1998) individuano 5 settori.

Le zonazioni finora fatte si sono basate sulla sismicità storica e strumentale, e sulla geologia di superficie. Si potrebbe integrare queste informazioni con altri parametri, quali il rapporto colla topografia e il carico litostatico delle possibili sorgenti in funzione dello stile tettonico; inoltre per una nuova zonazione che in qualche modo implementi quanto già fatto, si dovrebbe valutare il gradiente geotermico, l'inclinazione dei piani di sovrascorrimento, i valori del tasso di deformazione o strain rate ricostruibile sulle informazioni geodetiche (in particolare Lageos, più precise per movimenti tra placche del GPS). Inoltre un quadro di riferimento geodinamico diverso potrebbe dare una prospettiva alternativa alla interpretazione sulla sismicità dell'Italia nordorientale. Infatti la sismicità viene pregiudizialmente attribuita al movimento circa N-S tra Africa, o placca Adriatica ed Europa, movimenti in larga parte smentiti o sminuiti dalle misure satellitari Lageos: si veda ad esempio la figura 7 di Bianco et al. (1998), dove la placca Adriatica in un riferimento assoluto si muove verso NE nella stessa direzione dell'Europa, dell'Africa e dell'Asia. Il nordest italiano, la Slovenia, e il sud dell'Austria, rappresentano un nodo dove si sono sovrapposte nel tempo la terminazione orientale delle Alpi, la terminazione settentrionale delle Dinaridi, e la distensione del bacino di retroarco pannonic. In Friuli in particolare vi è stata la fusione tra la retrocatena Alpina, antitetica alla subduzione Europea sotto la placca Adriatica, e la catena frontale delle Dinaridi, sintetica alla subduzione della placca Adriatica sotto la placca Europea. La distinzione tra retrocatena e catena frontale ha ripercussioni anche sullo stato termico, parametro primario nella determinazione dello spessore elastico e potenzialmente sismico della litosfera.

Considerando la geologia nota e il contesto geodinamico, il nordest Italia può essere schematizzato in un'area di catena dove è dominante l'attività compressiva, e si possono aspettare terremoti di magnitudo anche maggiore di 7, con ipocentri crostali relativamente superficiali (<20km). Le ondulazioni della catena frontale prealpina sono legate a eredità reologiche di natura strutturale e stratigrafica paleozoiche e mesozoiche, che hanno determinato ondulazioni con locali possibili meccanismi transpressivi. Le rampe oblique e laterali associate a queste zone muoiono comunque in profondità sul piano di sovrascorrimento che trasferiscono. Possiamo aspettarci inclinazioni dei piani di sovrascorrimento principali attivi variabili tra 1° e 40°, con valori medi oscillanti tra i 25°-35° (Linea del Montello, Linea di Bassano e prosecuzione est Maniago, Linea di Belluno e sua prosecuzione

est nella Linea Periadriatica, Linea della Valsugana). Nel settore settentrionale del Sudalpino orientale, la Linea Fella Sava e la Linea Insubrica (Pusteria-Gail) sono potenzialmente attive con meccanismi probabilmente transpressivi destri. Questo è coerente con la meccanica dei prismi di accrezione generati lungo margini di placca obliqui rispetto al movimento relativo, cioè in transpressione, dove il campo di stress massimo devia fino a quasi 90° rispetto ai movimenti relativi tra le placche (Zoback, 1991; Platt, 1995). Il settore centro-orientale alpino è stato già da lungo tempo interpretato come un orogene in transpressione destra per il movimento relativo tra la placca adriatica e quella europea (Laubscher, 1983).

Nelle Alpi occidentali sono stati descritti anche meccanismi distensivi nelle zone assiali dell'orogene, con direzione perpendicolare al trend delle strutture compressive (Eva et al., 1998).

Una zonazione dovrebbe tenere conto dello stato termico della crosta: aree soggette a parità di campo di deformazione possono essere asismiche o estremamente sismiche in funzione dell'alto o basso gradiente termico (Scholtz, 1990; Doglioni et al., 1996). L'Italia nordorientale ha valori di flusso di calore mediamente sui 60 mW/m², con valori in aumento verso il nordest tarvisiano fino a 90 mW/m² (Mongelli et al., 1991). Inoltre potrebbe essere interessante calcolare il calore per frizione (Molnar e England, 1990) rilasciato dagli eventi del Friuli (1976), per valutare un effetto termico che permetta il creep asismico nel periodo in cui il piano di faglia fosse ancora caldo (Mongelli, 1997, com. pers.).

Zona di lacuna sismica nell'area dell'Italia nordorientale è tutta la fascia prealpina compresa tra Schio, Bassano, Feltre, Maniago, dove a parte alcune locali ondulazioni transpressive di zone di trasferimento come la zona di Vittorio Veneto-Fadalto, i meccanismi attesi sono di sovrascorrimento. Considerata l'inclinazione dei piani di sovrascorrimento, e lo spessore della crosta elastica, ci si può comunque aspettare aree epicentrali almeno fino a circa 20 km a nord dell'affioramento di ciascuno dei sovrascorrimenti sudalpini. Stessa cosa vale per i sovrascorrimenti dinarici nel Friuli orientale, indicanti campo di stress orientato NE, generato dalla subduzione della placca Adriatica sotto la ex-Yugoslavia.

Il progetto di questa UR è dunque in futuro di elaborare una nuova zonazione sismotettonica che provi a tenere conto dei criteri suesposti.

Bibliografia

- Amato A., Barnaba P.F., Finetti I., Groppi G., Martinis B., Muzzin A. (1976): Geodynamic outline and seismicity of Friuli Venetia Julia region. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, XIX, **72**, 217-256.
- Amato A., Selvaggi G. (1993): Aftershock location and P-velocity structure in the epicentral region of the 1980 Irpinia earthquake, *Annali di Geofisica*, **36**, 3-15.
- Bernard P., Zollo A. (1989): The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal fault, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1631-1648.
- Bianco G., Devoti R., Fermi M., Luceri V., Rutigliano P., Sciarretta C. (1998): A contribution in the estimation of tectonic motion in crucial areas: the CGS96 SLR solution. *Tectonophysics*, **294**, 225-236.

- Bressan G., Snidarcig A., Venturini C. (1998): Present state of tectonic stress of the Friuli area (Eastern Southern Alps). *Tectonophysics*, **292**, 211-227.
- Camassi R., Stucchi M. (1997): NT4.1, Un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno. Gruppo Nazionale Difesa Terremoti, CNR, <http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/CONSNT.html>
- Cavallin A., Giorgetti F., Martinis B. (1984): Geodynamic outline of northeastern Italy and seismogenetic implications. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, OGS Silver Anniversary Volume, 69-92.
- Doglioni C., Harabaglia P., Martinelli G., Mongelli F., Zito G. (1996): A geodynamic model of the Southern Apennines accretionary prism. *Terra Nova*, **8**, 540-547.
- Eva E., Pastore S., Deichmann N. (1998): Evidence for ongoing extensional deformation in the western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *J. Geodynamics*, **26**, 1, 27-43.
- Finetti I., Giorgetti F., Haessler H., Hoang T.P., Slejko D., Wittlinger G. (1976): Time space epicenter and hypocenter distribution and focal mechanism of 1976 Friuli earthquakes. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, XIX, **72**, 637-655.
- Finetti I., Russi M., Slejko D. (1979): The Friuli earthquake (1976-1977). *Tectonophysics*, **53**, 261-272.
- Laubscher H.P. (1983): The Late Alpine (Periadriatic intrusions and the Insubric Line). *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**, 21-30, Roma.
- McGarr A. (1991): On a possible connection between three major earthquakes in California and oil production. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **81**, 948-970.
- Molnar P., England P. (1990): Temperature, heat flux, and frictional stress near major thrust faults, *J. Geophys. Res.*, **95**, B, 4833-4856.
- Mongelli F., Zito G., Della Vedova B., Pellis G., Squarci P., Taffi L. (1991): Geothermal Regime of Italy and surrounding Seas. In: Exploration of the deep continental crust. Springer-Verlag Berlin, 381-394.
- Platt J.P. (1995): Mechanics of oblique convergence, *J. Geophys. Res.*, **98**, B9, 16,239-16,256.
- Scandone P., Stucchi M. (2000): Note di commento sulla zonazione sismogenetica ZS4 e di introduzione agli obiettivi del progetto 5.1.1. (questo volume)
- Scholz C.H. (1990): The mechanics of earthquakes and faulting, Cambridge University Press, 1-439.
- Slejko D., Carulli G.B., Carraro F., Castaldini D., Cavallin A., Doglioni C., Iliceto V., Nicolich R., Rebez R., Semenza E., Zanferrari A., Zanolla C. (1987): Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale. CNR, GNDT, Rend. 1, 1-82, Trieste.
- Slejko D., Neri G., Orozova I., Renner G., Wyss M. (1999): Stress field in Friuli (NE Italy) from fault plane solutions of activity following the 1976 main shock. In stampa.
- Twiss R.J., Moores E.M. (1992): Structural Geology. Freeman & Co., 1-532.
- Zoback M.D. (1991): State of stress and crustal deformation along weak transform faults, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A, **337**, 141-150.