

Modello geodinamico dell'Area Umbro-Marchigiana e suo significato sismogenetico (*)

(Geodynamic model of Umbrian-Marchean area and its implications)

G. LAVECCHIA - G. PIALLI**

Ricevuto il 3 luglio, 1981

ABSTRACT

Starting from the analysis of the geodynamic evolution of the Umbrian-Marchean fold belt, we attempt to outline a seismogenetic model of the area.

This model rests 1) on the assumption that every deformation tends to reduce the stress by which it has been originated so that the magnitude of the vectors changes and the stress field results reoriented (Price 1959, Ramsay 1967) and 2) on the observation that Umbrian-Marchean deformations of both sedimentary mesozoic cover and crystalline ercinic basement, in spite of their disharmonious behaviour due to the inter-

* Lavoro eseguito nell'ambito del Progetto Finalizzato Geodinamica, contratto CNR n. 79.000563.89/115.5297, U.O.5.2.11, Pubbl. n. 449.

** Istituto di Geologia, Università di Perugia.

position of the incompetent level of the triassic evaporites, show a common displacement field (Lavecchia & Pialli 1981 a).

At present, as far as the Umbrian-Marchean geodynamic evolution is concerned, all the available geological and geophysical data are in agreement with the existence of a displacement field (two axis in a horizontal plane of apenninic and counterapenninic directions, one axis vertical) whose orientation has been kept through space and time, while the magnitude of its vectors underwent considerable variations. In a given area, the sequence of events through time should be the following. At time T_1 , a horizontal counterapenninic direction of maximum compression σ_1 , shortens the crystalline basement and causes a crustal thickening. In response to the consequent increase of the lithostatic load the crust subsides isostatically. Because the elastic warping of the lithosphere beneath the load extends beyond the actual limits of the load, a peripheral depression is created in which the foredeep trough, that migrates northeastward in advance of the deformation, grows (Price 1973). The continuous increase of lithostatic load produces, at time T_2 , a reorientation of the strain ellipsoid with a vertical intermediate principal direction.

Transcurrent shear zones (left-lateral about E-W and right-lateral N-S) and anticlockwise rotation are generated in the crust, while an arcuate fold belt with convexity towards East, formed by periclinal interdigitate folds, develops in the cover. Such deformation reduces the magnitude of the maximum counterapenninic compressive vector (σ), so that the strain ellipsoid undergoes a new reorientation (time 3) with a vertical minimum principal strain direction. Crustal thinning and apenninic horst and graben structures are so generated. Obviously all these deformational phases (tensional, transcurrent and compressional) and the associated stress regimes, should be present at a given time, throughout the space from SW to NE.

Following Adriatic this scheme, the present seismicity of the Umbrian-Marchean area should be a consequence of its Adriatic geodynamic distinction in apenninic fold belt, deformed Pliocene foretrough (B) compressional zone (C) and should reflect different stress regimes, with normal faults to the West (A), transcurrent shear zones in the middle (B) and reversed in the East (C).

Such seismic zoning is in a good agreement with the distribution of the focal mechanisms of this area (Cagnetti et al. 1978, Lavecchia & Pialli 1981 a) which confirms the existence of a tensional stress regime with apenninic and counterapenninic direction in the Apennines and a transcurrent regime in the periadriatic area.

The much less clear evidence of a compressional regime in the Adriatic aseismic zone (Gasparini, Praturlon 1981) gives a further confirmation of the proposed model if interpreted as due not to a real absence of a compressional stress, but due to the existence of aseismic creep on reversed

apenninic shear zones. A much greater concentration of strain energy is in fact required to begin frictional sliding on thrust faults than on normal or transcurrent faults (Sibson 1974, 1977), so that at a given depth, z , and pore fluid pressure, λ , continuous ductile shearing can be stable on reversed faults, while sudden release of shear strain energy consequently seismic failure, can realize on normal and transcurrent faults.

RIASSUNTO

In questo lavoro vengono presentati un modello di evoluzione geodinamica ed un conseguente modello sismogenetico dell'area Umbro-Marchigiana, scaturiti da dati e osservazioni geologiche e geofisiche e basati sul concetto di variazione di un campo di forze, nel tempo e nello spazio, nel corso di una deformazione progressiva.

INTRODUZIONE

Scopo di questo lavoro è inquadrare in un unico contesto l'attuale sismicità e la storia geologica dell'area Umbro-Marchigiana. A tal fine verranno dapprima sintetizzate le caratteristiche litico-strutturali, geometriche e sismiche e verrà poi formulato un modello geodinamico e sismogenetico, basato sul concetto di variazione di un campo di forze nel corso di una deformazione progressiva (Price, 1959; Ramsay, 1967).

ASSETTO STRUTTURALE

Nell'Appennino Umbro-Marchigiano sono distinguibili tre principali unità litico-strutturali: la copertura sedimentaria, il livello principale di *décollement* ed il basamento cristallino.

La copertura sedimentaria è costituita, dal basso verso l'alto, da circa 700 metri di un calcare massivo di piattaforma carbonatica del Lias Inf., da circa 1.300 metri di depositi pelagici mesozoici sottilmente stratificati e da uno spessore notevolissimo (1000-4000 mt.) di depositi miocenici e pliocenici. Sotto l'azione delle sollecitazioni tettoniche la copertura sedimentaria si è de-

formata per pieghe concentriche disarmonicamente rispetto al sottostante basamento cristallino, dando origine ad una caratteristica disposizione *en échelon* di periclinali interdigitate e viciarianti, disposte a formare un arco con la convessità verso Est (Lavecchia, 1981). Gli assi plicativi hanno direzione media N 135 a Nord dell'allineamento Monte Maggio - Monte Conero e N 160 a Sud (Lavecchia e Piali, 1981 b). Faglie trascorrenti in direzioni preferenziali N 10, N 40, N 90, N 105 e faglie dirette appenniniche e antiappenniniche tagliano le strutture plicative. Più esterna, ma con le stesse direzioni assiali dell'Appennino Umbro-Marchigiano, è l'avanfossa pliocenica nella quale lo spessore dei sedimenti terrigeni raggiunge un valore massimo di circa 6.000 mt. (Pieri e Groppi, 1975). Anomalie negative molto marcate la caratterizzano e ne evidenziano il caratteristico andamento arcuato.

Il livello di *décollement* principale è una formazione evaporitica del Trias Sup., nota con il nome di Anidriti di Burano (Martinis e Pieri, 1964), costituita da un'alternanza di dolomie e anidriti e/o gessi, con spessore di circa 2000 mt. al nucleo delle anticlinali (Pozzi Burano 1 e Fossombrone 1, Martinis e Pieri 1964). Lo spessore medio pre-deformazione è ovviamente minore, ma ugualmente notevole e stimabile intorno ai 1000 mt. (Lavecchia e Piali, 1981 b).

Il basamento cristallino paleozoico non affiora nella regione Umbro-Marchigiana per cui non è possibile aver nessuna notizia diretta e quindi sicura sul suo assetto geometrico. Le anomalie gravimetriche di Bouguer (Lavecchia e Piali, 1981 a) comunque ne evidenziano una forma a cupola: in sezione trasversale infatti emerge verso il settore occidentale, raggiungendo il massimo approfondimento in corrispondenza dell'asse della avanfossa pliocenica; in sezione longitudinale immerge verso Nord Est nel settore a Nord dell'alto gravimetrico Cingoli-Monte Conero e verso ENE a Sud. Dislocazioni orientate circa N 10, corrispondenti presumibilmente a trascorrenti destre, N. 90-105, corrispondenti a trascorrenti sinistre, e dislocazioni ad andamento appenninico, probabili faglie dirette, sono in esso presenti (Lavecchia, e Piali, 1981 a).

Indicazioni sulla base della crosta vengono fornite dalla sismica profonda (Cassinis et Al., 1979; Giese et Al., 1980). Il limite crosta-mantello è stato rilevato a profondità di 20-25 Km. (crosta continentale assottigliata) nell'area toscana e di 35-40 Km. (crosta continentale normale) nell'area Umbro-Marchigiana. La sismica a rifrazione lungo il profilo Elba-Ancona ha evidenziato inoltre in corrispondenza del fiume Tevere, vicino Perugia, una dislocazione di circa 10 Km alla base della crosta che viene così a trovarsi a profondità di circa 30 Km. nel settore occidentale e di circa 40 Km in quello orientale. La presenza di forti anomalie gravimetriche negative in corrispondenza dell'avanfossa pliocenica è stata considerata indicatrice di aree di massimo ispessimento crostale (Giese et Al., 1980). Seguendo l'interpretazione suggerita da Price (1973) per le Rocky Mountains, noi riteniamo invece che l'area di massimo approfondimento crostale sia più interna rispetto alle anomalie negative. Infatti l'inarcamento della base della crosta prodotto in un'area in compressione da esigenze di riequilibrio isostatico si estende, a causa della rigidità a flettersi della litosfera, oltre i limiti del carico sopra crostale generando depressioni periferiche nelle quali i materiali scaricati dalla catena si accumulano. L'accumulo di tali giovani sedimenti diageneticamente meno addensati, più o meno veloce relativamente alla velocità dell'orogenesi in atto, è sufficiente a produrre anomalie gravimetriche negative (Wunderlich, 1973).

MODELLO DI EVOLUZIONE GEODINAMICA

La complessa geometria superficiale e profonda dell'area Umbro-Marchigiana, caratterizzata da strutture compressive e distensive appenniniche ed antiappenniniche (*) e da sistemi di faglie trascorrenti in direzione N 10, N 40, N 90, N 105, può essere interpretata nell'ottica di un modello deformativo globale

(*) E' bene precisare che i termini « Appenninico » ed « Antiappenninico » sono estremamente qualitativi e significano rispettivamente direzione N 153 ± 15 e N 45 ± 15 .

ricordando che nel corso di una deformazione progressiva l'intensità relativa degli assi principali dell'elissoide di deformazione può variare pur rimanendo costante la loro orientazione. Il risultato di ogni deformazione è infatti quello di annullare gli sforzi che l'hanno prodotta, di abbassare quindi l'energia del sistema e riorientare il campo deformativo (Price, 1959; Ramsay, 1967).

Ragionando in tale ottica, un modello di evoluzione geodinamica dell'area studiata scaturisce dall'osservazione che tutti gli elementi strutturali Umbro-Marchigiani sono disposti in modo tale da essere compatibili con un campo deformativo costantemente orientato nel tempo, avente una delle direzioni principali verticale e le altre due orizzontali, appenniniche ed antiappenniniche. E' infatti possibile ipotizzare che ad un tempo iniziale T_1 un campo di forze con direzioni di massima, intermedia e minima compressione rispettivamente antiappenninica, appenninica e verticale abbia prodotto raccorciamento del basamento cristallino con formazione di *shear zones* compressive. Il conseguente ispessimento crostale ha innestato, al fine di realizzare il riequilibrio isostatico (sensu Price, 1973), processi di inflessione della base della crosta che, a causa della rigidità flessurale della litosfera, si estendono oltre i reali limiti del carico sopra-crosta creando depressioni periferiche e determinando così in copertura la nascita dei bacini flisciodi, esterni rispetto all'area in compressione. Secondo la logica del modello proposto, l'aumento del carico litostatico associato all'ispessimento crostale produce inoltre un graduale incremento della magnitudo del vettore verticale, determinando al tempo T_2 una riorientazione dell'elissoide delle deformazioni. La direzione di massimo raccorciamento è sempre antiappenninica, ma il vettore principale intermedio è adesso verticale. Ne risulta che al tempo T_3 iniziano a generarsi nel basamento *shear zones* trascorrenti N 10-20 destre e N 90-105 sinistre (Lavecchia e Pialli, 1981 a) che producono in copertura lo sviluppo di un sistema plicativo arcuato con convessità orientale e nel basamento una graduale rotazione antioraria. Nel corso della deformazione inoltre l'energia associata al σ_1 si riduce progressivamente finché ad un tempo T_3 la magnitudo del vettore compressivo antiappenninico è minore di quella del vet-

tore verticale. Il nuovo vettore compressivo massimo verticale determina sia nel basamento sia nella copertura la formazione di *shear zones* distensive appenniniche ed antiappenniniche e quindi strutture ad *horst* e *graben*.

Durante i primi due momenti deformativi, con vettore compressivo massimo orizzontale, basamento e copertura si deformano disarmonicamente perché il fluido acqueo presente nell'interposta formazione evaporitica, derivante dalla trasformazione in profondità del gesso in anidrite ed acqua di diagenesi, produce un alto valore della pressione dei fluidi interstiziali causando una riduzione dello *stress* effettivo e conseguenzialmente della resistenza al taglio del livello di *décollement* (Heard e Rubey, 1966). Dal tempo T_3 in poi invece basamento, livello evaporitico e copertura, non più deformati per taglio, ma sottoposti ad un vettore compressivo massimo verticale, costituiscono un complesso litico strutturale unico ed armonico soggetto a distensione.

Partendo dall'assunzione che intervalli di rapida sedimentazione e subsidenza nell'avanfossa antistante un'area in compressione siano evidenze di una contemporanea deformazione della catena, mentre discontinuità stratigrafiche riflettano intervalli di relativa quiescenza della tettonica compressiva, è possibile ricostruire nell'ottica del modello proposto la successione dei momenti deformativi che hanno portato all'attuale configurazione dell'Appennino Umbro-Marchigiano s.l. (catena mesozoica ed area del Flysh della Laga). Il momento compressivo (T_1) avrebbe prodotto il raccorciamento della copertura sedimentaria individuando megastrutture plicative (anticlinori e sinclinori) dalla fine del Tortoniano all'inizio del Pliocene Inf. Nel Pliocene Inf. (T_2) una tettonica da *wrenching* nel sottostante basamento cristallino, invece, avrebbe determinato in copertura lo sviluppo di pieghe concentriche *en échelon* interdigitate e, disposte a formare un arco con convessità orientale. Nel Pliocene medio (T_3) sarebbero terminate le deformazioni di tipo compressivo, come testimoniato dall'esistenza della trasgressione medio-pliocenica, e sarebbe iniziato il movimento distensivo con formazione di faglie dirette.

La sequenza testé descritta si riferisce ad eventi che si sus-

seguono nel tempo in una data area. Nello spazio invece ad un dato tempo, tutti gli stadi deformativi descritti sono presenti e si susseguono dal settore occidentale a quello orientale. L'area Umbro-Marchigiana può essere così suddivisa in 3 settori aventi attualmente differenti caratteristiche geodinamiche. Distinguiamo: 1) una fascia appenninica interna (Appennino Umbro-Marchigiano s.l.) raggiunta dalla distensione nel Pliocene medio; 2) una fascia pedeappenninica e periadriatica (avanfossa pliocenica) deformata dal momento trascorrente (T_2), ma non ancora raggiunta dalla distensione; 3) una fascia adriatica interna in compressione almeno a partire dal Quaternario, come indicato da alcuni sondaggi di sismica profonda che hanno evidenziato nel sottosuolo padano accavallamenti del Pliocene Sup. sul Calabrian (Pieri e Groppi, 1975), ma non ancora raggiunta dal movimento trascorrente (T_2).

VERIFICHE DEL MODELLO E BREVI CENNI SULLA SISMICITÀ DELL'AREA

Il modello proposto di migrazione progressiva di un campo di forze verso NE trova conferme geologiche nella distribuzione spazio-temporale dei bacini fliscioidi e conferme geofisiche nella distribuzione dei meccanismi focali dei terremoti. Il ringiovanimento dei flysch spostandosi da SW verso NE è infatti un dato noto da tempo (Merla, 1951; Boccaletti et Al., 1970) ed è ormai accertata anche l'esistenza di una fascia interna tirrenica e toscombra attualmente sottoposta a distensione (Gasparini e Praturlon, 1981) e di una fascia periadriatica più esterna con deformazioni di tipo trascorrente (Lavecchia e Piali, 1981 a); non vi sono invece evidenze di un'attività sismica di tipo compressivo nell'Adriatico occidentale. Un campo di stress compressivo con asse in direzione N 225 caratterizza però le Dinaridi e l'Albania (Cagnetti et Al., 1978). La sismicità tipicamente crostale dell'area Umbro-Marchigiana è caratterizzata quindi da una distribuzione spaziale disomogenea (Gasparini e Praturlon, 1981). Dal 1000 al 1978 infatti è stata estremamente elevata nella fascia appenninica ed in quella costiera adriatica a NW del Monte Conero,

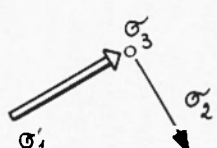
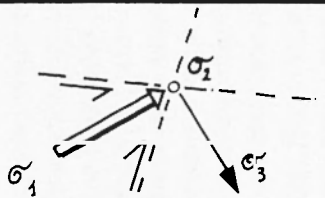
con profondità ipocentrali non maggiori di 20-25 Km nella prima ma che raggiungono anche i 40 Km nella seconda, mentre è stata quasi completamente assente nell'Adriatico occidentale.

SIGNIFICATO SISMOGENETICO DEL MODELLO

Perché il modello proposto di evoluzione geodinamica dell'area Umbro-Marchigiana assuma anche un significato sismogenetico è necessario distinguere le aree in cui le deformazioni di taglio, siano esse dirette, trascorrenti, o inverse, si realizzano attraverso uno scivolamento frizionale discontinuo con parziale rilascio di energie (*stick slip*) oppure attraverso scivolamento plastico continuo (*creep*) (Sibson, 1974, 1977). E' noto che i processi di deformazione delle rocce sottoposte a taglio cambiano con la profondità come risultato della variazione della temperatura, della pressione dei fluidi interstiziali e delle pressioni confinanti. In generale è possibile affermare che nella crosta superiore, tra i 3-5 Km ed i 20 Km il regime deformativo è plastico frizionale, mentre a profondità maggiori è plastico (Edison, 1970). E' importante precisare che la transizione avviene a profondità diverse per diversi tipi di faglie, perché, a parità di altre condizioni, l'energia distorsionale necessaria ad iniziare lo scivolamento frizionale per una faglia inversa è 16 volte maggiore di quella necessaria ad iniziare uno scivolamento frizionale su di una faglia diretta (Sibson, 1974). Ciò implica che ad una certa profondità può realizzarsi uno scorrimento plastico e continuo, cioè asismico, su di una faglia inversa, ma frizionale e cioè sismico, su faglie dirette e/o trascorrenti. Quindi in tale ottica l'esistenza della fascia asismica adriatica sarebbe una ulteriore verifica del modello geodinamico proposto e del suo significato sismogenetico.

Un modello sismogenetico, infatti, deve non solo spiegare dove e perché esistono i terremoti, ma anche dove e perché sono assenti.

In sintesi quindi, nell'ottica del modello proposto, l'area Umbro-Marchigiano-Adriatica viene suddivisa in tre fasce sismogenetiche: una fascia appenninica interna con deformazioni si-

TEMPI	T_1	T_2	T_3
SFORZI PRINCIPALI			
COPERTURA	Megastrutture plicative e formazione dei bacini fliscioidi	Strutture plicative appenniniche en echelon, progressivamente arcuate e sovrascorrimenti	Shear zones distensive, appenniniche ed antiappenniniche (horst e graben)
BASAMENTI	Shear zones compressive plastiche appenniniche e ispessimenti crostali	Shear zones trascorrenti (N 10-20 destre e N 90 - 105 sinistre) e rotazione antioraria	

smiche di tipo distensivo, una fascia pedeapenninica e periadriatica con deformazioni sismiche di tipo trascorrente ed una fascia adriatica con deformazioni asismiche di tipo compressivo. Tale zonazione geodinamica e sismogenetica è estremamente qualitativa e rappresenta solo un primo tentativo, suscettibile di ampie modifiche, di interpretare in unico contesto la sismicità di oggi con la storia geologica di una certa area.

Estremamente importante ai fini della comprensione della sismicità dell'area Umbro-Marchigiana è la definizione del ruolo giuocato dalle evaporiti triassiche nel corso della deformazione. Il fluido acqueo presente all'interno del livello incompetente permette durante i primi due momenti deformativi lo scollamento e la deformazione disarmonica della copertura sedimentaria, ma è possibile che contemporaneamente favorisca lo sviluppo delle fratture nel sottostante basamento. Se infatti nel corso della deformazione progressiva le *shear zones* inizialmente plastiche (T_1) vengono sostituite da *shear zones* fragili (T_2) allora potrebbero aprirsi vie di fuoriuscita all'acqua di diagenesi contenuta all'interno delle evaporiti. Il fluido acqueo in esse iniettato impedirebbe l'incremento della temperatura e ridurrebbe il valore del *differential stress* necessario ad iniziare lo scorrimento frizionale (Sibson, 1974, 1977), favorendo in tal modo lo sviluppo delle fratture stesse, ovvero sia lo sviluppo dei terremoti.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, W., ENGELDER, T., LOWRIE, W., 1976 - *Formation of spaced cleavage and folds in brittle limestone by dissolution*. "Geology", 4, pp. 698-701.
- ANDERSON, E.M., 1951 - *The dynamic of faulting*. Oliver and Boyd, Edinburgh, p. 205.
- ARGAND, E., 1924 - *La tectonique de l'Asie*. Proc. 13th Int. Geol. Cong. Bruxelles, p. 171.
- BOCCALETTI, M., GUAZZONE, 1970 - *La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Appennino Settentrionale in una zona di torsione per deriva continentale*. "Mem. Soc. Geol. It.", 9, pp. 177-195.
- CAGNETTI, V., PASQUALE, V., POLINARI, S., 1978 - *Fault plane solutions and stress regime in Italy and adjacent regions*. "Tect.", 46, pp. 239-250.
- CAREY, W., 1958 - *A tectonic approach to continental drift*. In Continental drift Symposium, Univ. of Tasmania, pp. 177-355.
- CASSINIS, R., FRANCIOSI, R., SCARASCIA, S., 1979 - *The structure of the earth's crust in Italy. A preliminary typology based on seismic data*. "Boll. Geof. Teor. Appl.", 21 (82), pp. 105-126.
- CHANNEL, J.G.T., LOWRIE, W., MEDIZZA, F., ALVAREZ, W., 1978 - *Paleomagnetism and tectonics in Umbria, Italy*. "Earth & Plan. Sci. Letters", 39, pp. 199-210.
- 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, pp. 3-18.
- EVISON, F.F., 1963 - *Earthquakes and faults*. "Bull. Seism. Soc.", 53 (5), pp. 873-891.
- EVISON, F.F., 1970 - *Seismogenesis*. "Tect.", 9, pp. 113-128.
- GASPARINI, C., PRATURLON, A., 1981 - *Modelli sismotettonici e geologia classica a confronto*. Convegno Prog. Fin. Geod., Udine 12-14 maggio.
- GIESE, P., MORELLI, C., NICOLICH, R., SCARASCIA, S., 1980 - *Crustal structures of Italian Peninsula*. Rapporto interno Prog. Fin. Geod. CNR.
- GRAHAM, H.C., 1978 - *Wrench faults arcuate fold patterns and deformation in the Southern French Alps*. "Proc. Geol. Ass.", 89, pp. 125-42.
- HEARD, H.C., RUBEY, W.W., 1966 - *Tectonic implications of Gypsum dehydration*. "Geol. Soc. Am. Bull.", 77, pp. 741-760.

- LAVECCHIA, G., PIALLI, G., 1981 a - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino Umbro-Marchigiano. 1 - Il basamento*. "Geol. Rom."
- LAVECCHIA, G., PIALLI, G., 1981 b - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino Umbro-Marchigiano. 2 - La copertura*. "Studi Geol. Camerti".
- LAVECCHIA, G., 1981 - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino Umbro-Marchigiano. 3 - Lo stile deformativo*. "Boll. Soc. Geol. It.", 100, 2, pp. 271-278.
- MARTINIS, B., PIERI, M., 1962 - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale*. "Mem. Soc. Geol. It.", 4, pp. 649-677.
- MERLA, G., 1951 - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. "Boll. Soc. Geol. It.", 70 (1), pp. 95-382.
- PIERI, M., GROPPI, G., 1975 - *The structure of the base of the Pliocene-Quaternary sequence in the subsurface of the Po and Veneto Plains, the Pedepennines Basin and the Adriatic Sea*. In: Ogniben L., Parotto M., Praturlon A.: *Structural Model of Italy*. "Quad. Ric. Sci.", 90, pp. 409-415.
- PRICE, N.G., 1959 - *Mechanism of jointing in rocks*. "Geol. Mag.", 96 (2), pp. 149-167.
- PRICE, R.A., 1973 - *Large-scale gravitational flow of supra-crustal rocks, Southern Canadian Rockies*. In: "Gravity & Tectonics", K.A. Jong, R. Scholten, pp. 491-502.
- RAMSAY, J.G., 1967 - *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill Book Company, New York.
- RIES, A.C., SHACKLETON, R.M., 1976 - *Patterns of strain variation in arcuate fold belts*. "Phil. Trans. R. Soc.", London, A, pp. 281-288.
- SIBSON, R.H., 1974 - *Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults*. "Nature", 249, pp. 524-543.
- SIBSON, R.H., 1977 - *Fault rock and fault mechanism*. "Journal Geol. Soc. London", 133 (3) pp. 191-213.
- WILCOX, R.E., HARDING, T.P., SEELY, D.R., 1973 - *Basic wrench tectonics*. "AAPG Bull.", 57 (1), pp. 74-96.