Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, 96 (1989) pagg. 295-311, figg. 9

F. MAZZARINI (*), G. MUSUMECI (*)

ANALISI STRUTTURALE DELL'INTRUSIONE DI CAPO PECORA (FLUMINESE, SARDEGNA SUD-OCCIDENTALE) **

Riassunto — La granodiorite di Capo Pecora (Sardegna Sud Occidentale) costituisce un'intrusione tardo tettonica del batolite sardo-corso. L'analisi dell'orientazione e della forma degli inclusi basici comagmatici all'interno dell'intrusione ha permesso di definire le strutture di flusso magmatico (fluidalità planare e lineare). Queste strutture, orientate in direzione all'incirca E-W, sono subparallele alla scistosità regionale ercinica dell'area studiata ed indicano un flusso magmatico orientato N-S, con una deformazione di tipo costrizionale.

Il confronto con altre intrusioni del batolite sardo evidenzia una concordanza delle direzioni di flusso magmatico a scala regionale.

Abstract — Structural analysis of Capo Pecora intrusion (Fluminese, South-Western Sardinia). The Capo Pecora Granodiorite is a late-tectonic intrusion of the hercynian sardo-corso batholith. The analysis of orientation and shape of the basic cognate xenoliths allows to define the magmatic flow structures (planar and linear fluidality). These structures are characterized by an E-W orientation parallel to the main hercynian schistosity in the studied area and show a N-S trending of magmatic flow with a deformation of constriction type (prolate finite strain ellipsoid). The comparison with the other intrusions of the sardo-corso batholith shows the persistence of a similar trend of magmatic flow structures over a regional scale.

Key Words — Granodiorite - Basic cognate xenoliths - Magmatic flow structures - Hercynian Orogenesis - Sardinia.

INTRODUZIONE

Le intrusioni magmatiche sono generalmente caratterizzate da strutture di tipo fluidale e da tessiture anisotrope dovute al flusso magmatico durante la risalita e la messa in posto.

Il flusso magmatico è definito come una deformazione per spostamento del magma (liquido più cristalli), con rotazione dei minerali già formati e loro conseguente orientazione lungo piani e linee di flusso (PATERSON *et al.*, 1989).

^(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Pisa.

^(**) Lavoro realizzato con i contributi del Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino (C.N.R.) e dei fondi M.P.I. (Resp. Prof. P. PERTUSATI).

La caratteristica principale delle strutture fluidali è costituita dall'assenza di una deformazione plastica nei minerali per il comportamento del magma di tipo pseudoplastico o di Bingham (Pons, 1983), e per la presenza di una percentuale di liquido maggiore del 30% in volume (Arzi, 1978).

Le strutture fluidali associate al flusso magmatico sono: la fluidalità planare PFM (Piano di Fluidalità Magmatica) e la fluidalità lineare DFM (Direzione di Fluidalità Magmatica) che rappresentano, rispettivamente, i piani e le linee del flusso magmatico lungo i quali si orientano i minerali (BALK, 1937; BOUCHEZ *et al.*, 1981; DIOT *et al.*, 1987; MARRE, 1986; MEZURE, 1981).

L'orientazione della PFM è definita a scala macroscopica mediante l'orientazione preferenziale di alcuni markers: piani (010) dei macrocristalli di plagioclasio e di feldspato potassico, piani (001) delle miche.

La fluidalità lineare (DFM) può essere definita mediante le direzioni di allungamento dei minerali con abito aciculare e/o allungato (anfiboli e pirosseni); per i minerali con abito prismatico appiattito (feldspati e miche) si determina l'asse di zona della disposizione cozonale dei poli dei piani (010) dei feldspati e (001) delle miche.

L'asse di zona, individuato dal polo del piano che meglio rappresenta la distribuzione di questi elementi planari, indica una direzione coincidente con quella del flusso magmatico (BLANCHARD *et al.*, 1979; BOUCHEZ *et al.*, 1981; MARRE, 1986).

Un ulteriore marker delle strutture fluidali è rappresentato dagli inclusi basici comagmatici quando questi sono caratterizzati da forme ellitiche allungate e/o appiattite, da bordi arrotondati e da una isorientazione preferenziale.

Queste caratteristiche indicano una deformazione degli inclusi, originariamente sferici, in seguito ai processi di flusso magmatico con cambiamento di forma senza deformazione plastica dei minerali (VERNON *et al.*, 1988) in conseguenza di un basso contrasto di viscosità rispetto al magma incassante (rapporto di viscosità circa 1; MAR-RE, 1986).

Gli inclusi basici rappresentano quindi dei corpi non interamente solidificati durante il flusso magmatico, con un comportamento pseudoplastico analogo a quello del magma incassante (MARRE, 1986); la loro orientazione planare e lineare corrisponde all'orientazione delle strutture fluidali dell'intrusione e il loro grado di deformazione è comparabile o uguale a quello del magma incassante.

Queste condizioni rendono possibile l'uso degli inclusi basici,

purchè non siano stati soggetti a successive deformazioni allo stato solido (VERNON *et al.*, 1988), come markers dei processi di flusso magmatico, particolarmente nelle intrusioni caratterizzate da tessiture equigranulari a grana fine.



Fig. 1 - Schema geologico dell'area di Capo Pecora. Legenda: 1) Granodiorite; 2) Formazioni metasedimentarie del Fluminense; 3) Depositi recenti; 4) Filoni; 5) Faglie; 6) Stazioni di misura.

In questo lavoro vengono descritte le strutture di flusso magmatico legate alla messa in posto della granodiorite di Capo Pecora (Fig. 1), appartenente al ciclo tardo tettonico del batolite ercinico sardo-corso.

In questa intrusione la notevole diffusione degli inclusi e il loro grado di isorientazione hanno fatto ipotizzare, nonostante l'apparente tessitura isotropa della granodiorite, la presenza di una strutturazione magmatica.

Allo scopo di esaminare questo aspetto è stato effettuato uno studio delle strutture fluidali mediante l'analisi della forma e dell'orientazione degli inclusi basici. I risultati di questo studio hanno confermato sia la validità di tale metodo in assenza di ulteriori markers, sia la presenza di strutture fluidali nei corpi intrusivi della Sardegna sud-occidentale.

QUADRO GEOLOGICO

La regione del Fluminese (Sardegna sud-occidentale) costituisce, nel basamento ercinico sardo, la zona di raccordo tra l'avampaese (Iglesiente) e la zona a falde di ricoprimento (Arburese e Sardegna centrale) (BARCA *et al.*, 1981; CARMIGNANI *et al.*, 1982).

Le successioni epimetamorfiche del basamento paleozoico del Fluminese appartengono alla zona esterna e sono costituite da una serie epicontinentale, paleontologicamente datata al Cambriano inferiore - Ordoviciano inferiore, sormontata in netta discordanza da un deposito trasgressivo continentale (Puddinga Auct.), seguito da una sequenza attribuita, su basi paleontologiche, all'Ordoviciano superiore - Devoniano.

In particolare, nell'area oggetto di studio affiorano le formazioni appartenenti alla successione di età Ordoviciano superiore-Devoniano, che sono state interessate da una tettonica polifasata caratterizzata da:

— una prima fase ercinica che si manifesta con pieghe isoclinali, con direzioni assiali circa E-W, e scistosità di piano assiale (slaty cleavage) subverticale (S1);

— fasi plicative minori, con direzioni assiali N-S, caratterizzate da pieghe aperte, generalmente di tipo concentrico; localmente un clivaggio («fracture cleavage» nei livelli competenti e «crenulation cleavage, nei livelli incompetenti) è associato alle pieghe minori.

Le successioni del Fluminese, nella zona più settentrionale, so-

no tettonicamente sovrastate dalle unità dell'Arburese, di provenienza più interna, che hanno successioni stratigrafiche simili alle unità della Sardegna centrale ed una analoga evoluzione tettonica (CARMI-GNANI *et al.*, 1978, 1982, 1986).

Nel Fluminese il magmatismo intrusivo ercinico è rappresentato dalla Granodiorite di Capo Pecora, appartenente al ciclo tardoercinico (BRALIA *et al.*, 1981).

INTRUSIONE DI CAPO PECORA

Descrizione

Nell'area di Capo Pecora (Fig. 1) le successioni sedimentarie del Fluminese sono intruse da una granodiorite monzogranitica a biotite con tessitura equigranulare e grana fine, caratterizzata dalla presenza di numerosi inclusi basici comagmatici.

I caratteri composizionali e tessiturali sono omogenei su tutta l'intrusione, con una diffusa presenza di biotite in individui idioblastici di dimensioni anche millimetriche e con una generale tessitura isotropa. I contatti con le rocce incassanti sono subverticali e discordanti rispetto alla direzione delle strutture tettoniche e delle superfici di scistosità.

In corrispondenza del limite meridionale dell'intrusione alcune strutture plicative della prima fase ercinica sono attraversate dalla granodiorite con un contatto nettamente discordante.

Nelle formazioni incassanti si sviluppa un'aureola termometamorfica, di spessore variabile da metrico a decametrico, costituita da cornubianiti e contattiti a biotite e muscovite.

I margini dell'intrusione sono caratterizzati dalla presenza di numerosi inclusi metamorfici cornubianitizzati, di dimensioni centimetriche, non isorientati; le loro forme angolose e le diverse tessiture li distinguono da quelli magmatici.

Un sistema filoniano, costituito da filoni di quarzo e da filoni aplitici a tessitura porfirica, con direzione N-S ed NW-SE, attraversa la parte meridionale dell'intrusione.

Alcune faglie tardo-erciniche, dirette circa N-S, hanno interessato sia l'intrusione che le formazioni incassanti; lungo queste strutture sono presenti filoni di quarzo idrotermale di estensione chilometrica.

Inclusi

Gli inclusi basici della granodiorite di Capo Pecora (Fig. 2a e 2b) hanno caratteristiche mineralogiche e composizionali simili a quelle già descritte per gli inclusi basici delle intrusioni sin-tardo tettoniche del batolite sardo-corso (BRALIA *et al.*, 1981), con tessiture microgranulari (enclaves basiques microgrénues: DIDIER, 1973), talvolta porfiriche per la presenza di macrocristalli di plagioclasio; in alcuni casi il bordo esterno è caratterizzato da una tessitura a grana più fine rispetto al nucleo.

I contatti con la granodiorite incassante sono netti; i bordi sono arrotondati e/o lobati (Fig. 2a e 2b), raramente angolosi o subangolosi. La forma degli inclusi varia da subsferica a prevalentemente ellittica (elongate enclaves), con vari gradi di ellitticità; le originarie forme sferiche sono state osservate solo raramente.

Le dimensioni degli inclusi variano da alcuni centimetri ad alcuni decimetri. In corrispondenza del promontorio di Capo Pecora, lungo la costa, alcuni inclusi raggiungono le dimensioni di alcuni metri (Fig. 2b), costituendo delle piccole masse basiche all'interno della granodiorite; tali masse presentano frequenti fenomeni di interazione con il magma incassante, come bordi di raffreddamento, vene di iniezione di magma granodioritico all'interno degli inclusi, contatti di tipo lobato con estrusione della porzione basica verso l'interno della granodiorite.

In generale la loro diffusione è maggiore all'interno dell'intrusione, mentre diminuisce verso il contatto con le formazioni incassanti metamorfiche.

STRUTTURAZIONE MAGMATICA

Metodologia

L'analisi delle strutture fluidali è stata effettuata misurando le direzioni dei piani di massimo appiattimento (PFM) e le direzioni di massimo allungamento (DFM) degli inclusi basici in alcune stazioni di misura situate lungo una trasversale N-S parallela alla costa. Lungo tale trasversale la continuità di affioramento, il basso grado di alterazione della roccia e la presenza di giunti magmatici ortogonali permettono una chiara visione della forma degli inclusi e dei loro rapporti con la granodiorite incassante.



Fig. 2 - Inclusi basici: a: incluso decimetrico su giunto magmatico, sezione parallela alla fluidalità lineare; b: incluso metrico, località: promontorio di Capo Pecora.

I dati raccolti nelle stazioni sono stati analizzati mediante rappresentazione stereografica (emisfero inferiore, canovaccio di Schmidt) dei poli dei piani di massimo appiattimento (PFM) e delle direzioni di massimo allungamento (DFM); le direzioni principali della fluidalità planare e della fluidalità lineare sono state ottenute mediante i diagrammi di densità relativi alle distribuzioni degli elementi planari e lineari.

È stato inoltre realizzato, con metodi di calcolo automatico (Co-SENTINO *et al.*, 1984), il best fit delle direzioni azimutali della fluidalità planare con una serie di curve gaussiane.

Le distribuzioni azimutali delle direzioni della fluidalità planare, rappresentate con diagrammi a rosa dei venti, hanno permesso di determinare il dominio principale ed i relativi sistemi minori.

I diagrammi delle figure 3, 4 e 6 sono relativi alle cinque stazioni di misura situate lungo la trasversale Nord-Sud (Fig. 1) ed i diagrammi delle figure 5 e 7 sono relativi alla totalità delle misure effettuate sia nelle stazioni sia in singoli affioramenti.

Strutture della Granodiorite

Fluidalità planare (PFM): i piani di massimo appiattimento degli inclusi hanno una orientazione preferenziale diretta circa ESE-WNW, con inclinazione media di circa 40°, immergente sia verso Sud sia verso Nord (Fig. 5A).

In generale l'inclinazione della fluidalità è più accentuata nel settore meridionale e, in particolare, in prossimità dei contatti con le formazioni incassanti metamorfiche.

Le variazioni della direzione dei piani PFM permettono di individuare due zone con caratteristiche diverse:

a) zona centro-settentrionale (Stazione n° 1, n° 2, n° 3; Fig. 3A, 3B, 3C): fluidalità planare diretta NW-SE (N 90°, N 120°), mediamente immergente a Nord. In corrispondenza della stazione n° 1 (Fig. 3A) la fluidalità presenta un doppio sistema, con piani diretti N 126° 60° NE e N 90° 46° S;

b) zona meridionale (Stazione n° 4 e n° 5; Fig. 3D, 3E); fluidalità diretta E-W (N 80°, N 100°) ed immergente mediamente a Sud; nella stazione n° 5 (Fig. 3E) i piani di fluidalità immergono sia verso Nord sia verso Sud.

Fluidalità lineare (DFM): la fluidalità lineare (Stazione n° 2, n°3, n° 4, e n° 5; Fig. 4A, 4B, 4C, 4D e Fig. 5B) è diretta costantemente, in tutta l'intrusione, in direzione N-S, sub-ortogonale alla direzione











Fig. 3 - Stereogrammi di densità della PFM; poli dei piani, classi percentuali per 1% di area; A: stazione 1, classi 2%, 5%, 9%, 12%; B: stazione 2, classi 2%, 6%, 10%, 15%; C: stazione 3, classi 3%, 6%, 12%; D: stazione 4, classi 3%, 5%, 8%; E: stazione 5, classi 2%, 4%, 8%.



Fig. 4 - Stereogrammi di densità della DFM; direzioni di allungamento, classi percentuali per 1% di area; A: stazione 2, classi 3%, 10%, 20%, 25%; B: stazione 3, classi 5%, 10%, 25%; C: stazione 4, classi 5%, 12%, 18%; D: stazione 5, classi 7%, 15%, 25%.

della PFM, con una immersione di circa 30° a Nord; in corrispondenza del limite meridionale dell'intrusione la fluidalità lineare, misurata in alcuni affioramenti in prossimità del contatto con le formazioni incassanti, immerge a Sud di circa 45° con una direzione N 170°.

I sistemi minori della fluidalità planare hanno direzione NE-SW (N 45°, N 50°) nella zona centro-settentrionale (stazione n° 3; Fig. 3C) e direzione all'incirca N-S (N 10°, N 15°) nella zona meridionale (stazione n° 4 e n° 5; Fig. 3D, 3E).



Fig. 5 - A: Stereogramma di densità della PFM: poli dei piani, classi 2%, 3%, 4% per 1% di area; B: Stereogramma di densità della DFM; direzioni di allungamento, classi 1%, 4%, 8%, 10%, per 1% di area.

La fluidalità lineare localmente presenta direzioni NE-SW (N 50°, N 35°; stazione n° 4 Fig. 4C), associate al sistema minore della fluidalità planare diretto N 10° E 50°. Nella stazione n. 5 la fluidalità lineare (Fig. 4D), pur mantenendo la stessa direzione che ha nelle altre stazioni, non giace sul piano principale della fluidalità planare, ma lo interseca con un angolo di circa 15°. Questo può essere spiegato considerando che le misure della direzione della fluidalità lineare in questa stazione sono state effettuate in corrispondenza di inclusi che hanno una giacitura dei piani di fluidalità meno inclinata rispetto alla giacitura media di questi piani nella stazione (Fig. 3E).

La distribuzione delle direzioni azimutali (Fig. 7) evidenzia un dominio principale della fluidalità planare, corrispondente ad una direzione preferenziale N 103°, intorno alla quale si concentrano dei domini minori, le cui direzioni sono rispettivamente N 120° e N 77°.

Questa distribuzione generale si riflette anche nelle singole stazioni (Fig. 6A, 6B, 6C, 6D, 6E), dove i domini principali delle distribuzioni azimutali hanno direzioni medie WNW-ESE, ad eccezione della stazione n° 5 (Fig. 6E), dove la direzione preferenziale è WSW-ENE. I domini minori delle distribuzioni azimutali hanno direzioni variabili da N-S a NE-SW, particolarmente evidenti nella stazione n° 3, (Fig. 6C), dove la direzione N 42° rappresenta uno dei domini principali, caratterizzato da un basso valore di deviazione standard e quindi da un'elevata concentrazione di misure lungo questa direzione.



Fig. 6 - Diagrammi a rosa dei venti: distribuzione azimutale delle direzioni della PFM; A: stazione 1, B: stazione 2, C: stazione 3; D: stazione 4; E: stazione 5.

Tuttavia nel diagramma cumulativo (Fig. 7) la presenza di questi domini minori non viene evidenziata; le direzioni NE-SW della fluidalità costituiscono infatti un dominio di minore rappresentatività, mentre sono assenti domini caratterizzati da direzioni N-S.



Fig. 7 - Diagrammi a rosa dei venti: distribuzione azimutale generale delle direzioni della PFM.

La direzione principale della fluidalità planare corrisponde quindi al dominio avente direzione WNW-ESE, attorno al quale si concentrano i domini minori, che rappresentano sia la dispersione delle orientazioni sia la presenza di locali disturbi delle strutture fluidali.

In relazione alle direzioni della fluidalità lineare (Fig. 8), i giunti magmatici sono rappresentati sia da giunti longitudinali con direzione N-S e giacitura subverticale, paralleli alla fluidalità lineare, sia da giunti trasversali con direzione E-W e giacitura subverticale, perpendicolari alla fluidalità lineare. I giunti paralleli, sub-ortogonali ai precedenti, hanno giacitura sub-orizzontale e direzioni variabili.

Deformazione

La forma ellissoidale allungata della maggior parte degli inclusi basici è stata utilizzata per determinare la deformazione associata al flusso magmatico.

L'analisi del tipo di deformazione è stata effettuata misurando, nelle varie stazioni, rispetto al piano di massimo appiattimento, le lunghezze dei tre assi principali (X, Y, Z) di alcuni inclusi. I rapporti fra gli assi (Rxy e Rxz), rappresentati su un diagramma di Flinn (Fig. 9), indicano una deformazione principale di tipo



Fig. 8 - Rappresentazione dei rapporti tra i diversi elementi strutturali; cerchio pieno: poli dei piani principali della PFM; frecce: direzioni principali della DFM; linea continua: direzione principale della PFM; linea tratteggiata: direzioni minori della PFM; quadrato: polo dei giunti longitudinali; triangolo: polo dei giunti trasversali.

costrizionale K > 1 (ellissoide dello strain di tipo triassale allungato), con una minore componente di appiattimento.

Il grado di deformazione è generalmente basso: gli inclusi hanno un rapporto massimo di allungamento (X/Z) di 3,3:1, mentre il rapporto medio ha un valore di 2,2:1.

In generale il tipo di deformazione è omogeneo in tutta l'area e non sono state riscontrate significative differenze nel grado di deformazione tra le zone marginali e la zona interna dell'intrusione.



Fig. 9 - Diagramma di Flinn.

DISCUSSIONE

Le metodologie usate hanno permesso il riconoscimento di strutture di flusso magmatico all'interno dell'intrusione di Capo Pecora, apparentemente isotropa.

Il metodo di distribuzione azimutale permette di visualizzare in maniera più netta i domini di distribuzione delle direzioni principali della PFM rispetto ai diagrammi di densità. Il buon grado di correlazione delle direzioni della PFM ottenute mediante i diagrammi di densità e i diagrammi a rosa dei venti fa ipotizzare l'esistenza di domini omogenei di PFM non affetti da disturbi di natura magmatica e tettonica (es. moti turbolenti, faglie).

I dati disponibili non permettono una precisa valutazione della struttura dell'intrusione, essendo stati ottenuti lungo una singola sezione; inoltre l'attuale forma dell'intrusione corrisponde ad una forma di erosione limitata, sul bordo occidentale, dalla linea di costa. Pertanto non è possibile né conoscere l'estensione e la forma esatta di questo corpo intrusivo né stabilire le sue relazioni con la disposizione delle strutture fluidali. Tuttavia l'analisi delle strutture fluidali indica che il flusso magmatico principale era diretto mediamente N-S, secondo la direzione della fluidalità lineare, lungo piani di flusso orientati da E-W a WNW-ESE, subparalleli alle superfici di scistosità regionale presenti nel Fluminese. L'orientazione costante delle strutture planari lungo tutta la sezione può comunque farci ipotizzare una forma dell'intrusione allungata in direzione circa E-W.

Inoltre la forma degli inclusi evidenzia una deformazione di tipo costrizionale, associata, durante la risalita diapirica del magma, ad un flusso magmatico di tipo prevalentemente lineare.

La natura discordante dei contatti ed i numerosi inclusi metamorfici angolosi indicano un marcato contrasto di viscosità tra il magma e le rocce incassanti ed una messa in posto dell'intrusione a livelli alto crustali, con fratturazione dell'incassante metamorfico e parziale inglobamento di alcune porzioni, soprattutto lungo le zone marginali.

Il confronto con altre intrusioni del batolite sardo, affioranti nelle zone più interne del basamento ercinico (LE GALL *et al.*, 1985; CHERCHI *et al.*, 1987), mette in rilievo una generale concordanza delle strutture fluidali, caratterizzate da una direzione mediamente E-W delle fluidalità planari e mediamente N-S delle fluidalità lineari. Si può quindi ipotizzare che la formazione di gran parte del batolite ercinico sardo (intrusioni tardo tettoniche), pur essendo quest'ultimo costituito da corpi magmatici intrusi a livelli crustali differenti con diverse modalità di messa in posto, sia avvenuta in presenza di un campo di stress regionale che ne ha determinato la strutturazione principale dalle zone più interne a quelle più esterne del basamento ercinico.

Questo introduce nuovi elementi di conoscenza e nuove problematiche riguardo l'evoluzione del batolite sardo e i suoi rapporti con l'evoluzione tettonica del basamento ercinico.

Si ringrazia il Prof. Pier Carlo Pertusati per la revisione critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- ARZI A.A. (1978) Critical phenomena in the geology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44, 173-184.
- BALK R. (1937) Structural behaviour of igneous rocks. Geol. Soc. Amer., Mem., 5, 177 pp.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M., PITTAU DEMELIA P. (1981) Discovery of Lower Ordovician Acritarchs in the «Postgotlandiano» sequence of southwestern Sardinia (Italy): age and tectonic implication. Boll. Soc. Geol. It., 100, 377-392.
- BLANCHARD J.P., BOYER P., GAGNY C. (1979) Un nouveau critère de sens de mise en place dans une caisse filonienne: le «Pincement» des minéraux aux épontes. *Tectonophysics*, 53, 1-25.
- BOUCHEZ J.L., GUILLET P., CHEVALIER F. (1981) Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 23, 387-399.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G., SABATINI G. (1982) Aspetti genetici del batolite sardo-corso. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, **38**, 701-764.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. (1979) Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a nord-est del Campidano. Mem. Soc. Geol. It., 19, (1978), 501-510.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1982) Lineamenti del basamento sardo. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche regionali. Mem. Soc. Geol. It., 11-23.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1986) Outlines of the hercynian basement of Sardinia. In: Guide-book to the excursion on the paleozoic basement of Sardinia. IGCP project N° 5, Newsletter, Special Issue, 11-21.
- CHERCHI G.P., ELTER F.M., GHEZZO C., MUSUMECI G. (1987) Intrusive sequence and structural pattern of the granitic hercynian complex from the Calangianus region (Northern Sardinia). *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **42**, 332 (Abstr.).
- COSENTINO D., DE RITA D., FUNICELLO R., PAROTTO M., SALVINI F., VITTORI E. (1984) -Fracture system in Phlegraen fields (Naples, Southern Italy). *Bull. Volcanol.*, 47, 147-157.

- DIDIER J. (1973) Granites and their enclaves. Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam.
- DIOT H., BOUCHEZ J.L., BOUTALEB M., MACAUDIÈRE J. (1987) Le granite d'Oulmès (Maroc central): structure de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place . *Bull. Soc. Géol. France*, **3**, 157-168.
- LE GALL B., FERNANDEZ A., ORSINI J.B., GHEZZO C. (1985) Signification tectonique des structures internes du massif granitique de Tempio (Sardaigne Septentrionale). C. R. Acad. Sc. Paris, 300, 1013-1018.
- MARRE J. (1986) The structural analysis of granitic rocks. North Oxford Academic.
- MEZURE J.F. (1981) Orientation préferentielle des mégacristaux de feldspath potassique dans les granites: application à l'étude structurale des granites d'Egletons et de Meymac (Corréze, Massif Central Français). Bull. Soc. Géol. France, 23, 641-649.
- PATERSON S.R., VERNON R.H., TOBISH O.T. (1989) A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids. J. Struct. Geol., 7, 349-363.
- PONS J. (1983) Interprétation et utilisation des diverses structures et architectures de plutons basiques et acides. Gabbros et granitoids de la Sierra Morena occidentale (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, **25**, 349-355.
- VERNON R.H., ETHERIDGE M.A., WALL V.J. (1988) Shape and microstructure of microgranitoids enclaves: indicators of magma mingling and flow. Lithos, 22, 1-11.

(ms, presentato il 15 dicembre 1989, ult. bozze il 30 dicembre 1989)