

C. MONTOMOLI (\*)

## ZONE DI TAGLIO FRAGILI-DUTTILI NEL BASAMENTO VARISICO METAMORFICO DI BASSO GRADO DELLA NURRA MERIDIONALE (SARDEGNA NORD-OCCIDENTALE)

**Riassunto** - L'analisi strutturale condotta sul basamento Varisico di basso grado affiorante in Nurra meridionale (Sardegna Nord-occidentale) ha messo in evidenza la presenza di zone di taglio fragili-duttili. Tali zone di taglio deformano le pieghe F1 sviluppatesi durante la prima fase deformativa (D1), gli indicatori cinematici forniscono un senso di movimento della parte superiore da NE verso SW, coerentemente con il senso di trasporto tettonico associato alla fase D1. Il loro sviluppo è confinabile negli stadi finali della fase D1 e precedentemente alla successiva fase D2. Analisi preliminari sulle inclusioni fluide intrappolate durante lo sviluppo delle zone di taglio indicano condizioni termobariche retrograde rispetto all'episodio metamorfico M1 sincrono con la fase D1 (Franceschelli *et al.*, 1990). Quindi la geometria, la cinematica e le informazioni sulle condizioni termobariche delle zone di taglio tardo-D1 suggeriscono che esse siano connesse all'esumazione delle metamorfite di basso grado della Sardegna nord-occidentale.

**Parole chiave** - Zone di taglio, indicatori cinematici, inclusioni fluide, esumazione, basamento Varisico.

**Abstract** - *Brittle-ductile shear zones in the low grade metamorphic basement of Southern Nurra (NW Sardinia)*. Structural analyses performed in the low-grade metamorphic Variscan basement, outcropping in Southern Nurra (NW Sardinia), pointed out the presence of brittle-ductile shear zones. These shear zones deform F1 folds, developed during the first D1 tectonic event, and are later deformed by the second D2 tectonic phase. These overprinting criteria indicate that the development of shear zones can be confined during the final stages of D1 tectonic phase, but before respect to the D2 event. The recognized kinematic indicators point out to a top to the SW sense of shear, coherently with the tectonic transport associated to the D1 event.

Preliminary data from fluid inclusions trapped during the development of shear zones highlight the presence of a retrograde metamorphic pattern, respect to the main M1 metamorphic event synchronous with the D1 tectonic phase (Franceschelli *et al.*, 1990).

The geometry, the kinematics and the data on the thermo-baric evolution suggest that the shear zones developed in a compressive tectonic setting and played an important role during the exhumation of low grade metamorphic rocks of North-western Sardinia.

**Key words** - Shear zones, kinematic indicators, fluid inclusions, exhumation, Variscan basement.

### INTRODUZIONE

Il basamento varisico affiorante lungo la sezione Nurra-Asinara rappresenta una sezione crostale esposta della catena Varisica Sarda dai livelli strutturali superiori fino a quelli più profondi.

Questa sezione è stata oggetto di uno dei primi studi completi sul basamento Varisico sardo (Carmignani *et al.*, 1980) e sono stati qui delineati i tratti essenziali dell'evoluzione tettono-metamorfica della catena. La deformazione di prima fase con pieghe isoclinali rovesciate verso SW, l'aumento del metamorfismo Barroviano e della deformazione di seconda fase, procedendo da SW verso NE, rappresentano dei caposaldi nella evoluzione tettonica della catena (Carmignani *et al.*, 1980; Franceschelli *et al.*, 1990; Carmignani *et al.*, 1994; Carosi & Oggiano, 2002).

Lungo questa sezione può essere agevolmente studiato l'andamento della deformazione, del metamorfismo e i meccanismi di riesumazione delle rocce metamorfiche. Recenti indagini strutturali hanno tuttavia messo in evidenza un aumento della deformazione più complesso di quanto finora accettato (Simpson, 1998). In particolare sono state riconosciute nella successione di basso grado metamorfico affiorante nella Nurra meridionale, poco a Nord di Punta Argentera (Fig. 1), alcune zone di taglio a carattere fragile-duttile posteriori alla prima fase deformativa. Lo scopo di questo lavoro è lo studio strutturale di alcune di queste zone di taglio nel tentativo di inquadrarle nell'evoluzione tettonica del basamento e nei relativi processi di esumazione.

### INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il basamento cristallino della Sardegna è un segmento della catena Varisica sud-europea composto da rocce sedimentarie e metamorfiche di età comprese tra il Cambriano e il Carbonifero inferiore ricoperte in netta discordanza angolare da rocce sedimentarie del Carbonifero superiore (Autuniano) e da granitoidi carboniferi. Il grado metamorfico aumenta da SW verso NE e le successioni di più basso grado metamorfico affiorano nella parte SW dell'isola, mentre nella parte settentrionale affiorano le rocce di medio e alto grado metamorfico (Carmignani *et al.*, 1980; Franceschelli *et al.*, 1982).

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra, via S. Maria 53, 56126 Pisa; e.mail: montomoli@dst.unipi.it.

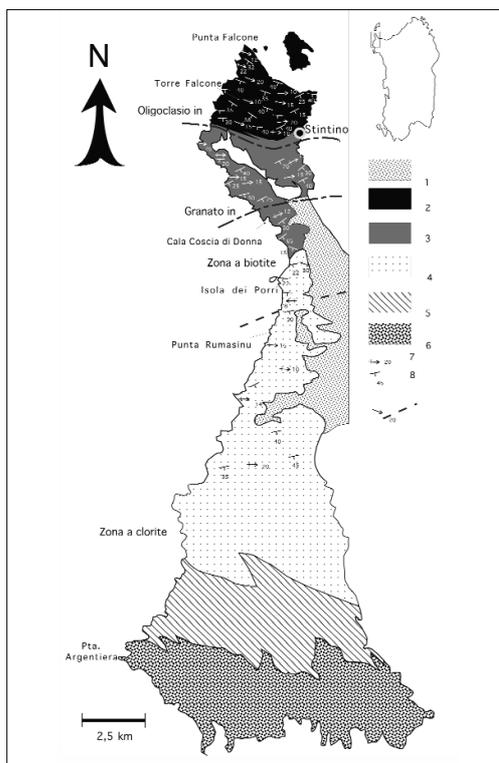


Fig. 1 - Carta geologica schematica della penisola della Nurra (Sardegna NW) e localizzazione dell'area studiata (modificata da Carmignani *et al.*, 1980 e Carosi & Oggiano, 2002). 1) coperture post varisiche; 2) micascisti, paragneiss a granato  $\pm$  albite/oligoclasio, quarziti (complesso d); 3) paragneiss, micascisti, subordinate quarziti e filladi (complesso c); 4) filladi, filladi nere, metavulcaniti, metabasiti, metaarenarie e quarziti (complesso b2); 5) filladi con metaconglomerati, filladi grafitiche con metagabbri e metabasalti, porfiroidi (complesso b1); 6) metaarenarie, filladi e quarziti (complesso a); 7) isograda del metamorfismo barroviano (da Carmignani *et al.*, 1980).

La tettonica polifasica e il metamorfismo plurifaciale si sono sviluppati durante la fase collisionale fra Armorica e Gondwana (Carmignani *et al.*, 1994 con bibliografia). L'area studiata, localizzata nella parte meridionale della penisola della Nurra (Fig. 1), fa parte del basamento metamorfico di basso grado (Carmignani *et al.*, 1980). Il complesso di rocce metamorfiche della Nurra è costituito, nella parte meridionale da filladi, quarziti, metaconglomerati, scisti neri, metavulcaniti, mentre procedendo verso nord affiorano micascisti, paragneiss e paragneiss porfiroblastici (Carmignani *et al.*, 1980); questo complesso metamorfico costituisce un'unità alloctona di origine interna traslata verso Sud durante l'evento collisionale Carbonifero (Carmignani *et al.*, 1994).

L'analisi strutturale ha messo in evidenza la presenza di deformazioni compressive nelle successioni di basso e medio grado metamorfico della Nurra. La fase D1 è caratterizzata da pieghe rovesciate verso SW a cui è associata una foliazione S1 di piano assiale. La seconda fase deformativa D2 mostra una vergenza verso Nord e un aumento progressivo della deformazione andando

da Sud verso Nord, fino a trasporre completamente le strutture sviluppatesi durante la fase D1 e a diventare la fase più importante (Carmignani *et al.*, 1980). Questa fase deformativa è stata messa recentemente in relazione allo sviluppo di una tettonica duttile transpressiva che interessa la Sardegna settentrionale (Carosi & Oggiano, 2002; Carosi & Palmeri, 2002) e collocabile tra circa 310 e 330 Ma (Carosi *et al.*, 2002).

Le strutture formatesi durante le due fasi principali sono interessate da altre deformazioni tardive, principalmente rappresentate da pieghe di collasso e zone di taglio estensionali fragili.

#### SUCCESSIONE LITOSTRATIGRAFICA

Procedendo da Sud verso Nord, Carmignani *et al.* (1980) hanno riconosciuto nella Nurra cinque diversi complessi litologici i cui limiti sono spesso non ben distinguibili all'affioramento a causa sia della notevole trasposizione tettonica, sia del graduale aumento del metamorfismo.

Complesso a. Questo complesso è costituito da metaarenarie, quarziti e filladi. Per analogia litologica è stato assimilato alle formazioni detritiche ordoviciane o alle successioni più antiche della Sardegna centrale e nordorientale (Bosellini & Ogniben, 1968; Minzoni, 1975). Carmignani *et al.* (1980) hanno attribuito questo complesso al Carbonifero inferiore.

Complesso b. È principalmente costituito da filladi ed è stato ulteriormente suddiviso nei complessi b1 e b2. Nel primo complesso alle filladi si intercalano quarziti e conglomerati con ciottoli quarziticci ed è immediatamente a contatto con il complesso a. Il complesso b2 è caratterizzato dalla presenza di «liditi», filladi nere grafitose con intercalazioni di metabasiti e rari calcescisti ad *Orthoceras* (Venerandi, 1965). Nella parte alta sono presenti livelli di porfiroidi e metarcose, associati a metagrovacche vulcaniche e metabasalti. Per la presenza dei calcescisti ad *Orthoceras*, e per analogia litologica con le successioni fossilifere della Sardegna centrale, le filladi grafitose con liditi sono state attribuite al Siluriano e forse ad una parte del Devoniano.

Complesso c. Questo complesso è costituito da paragneiss minuti, micascisti con subordinate quarziti e filladi. Secondo Carmignani *et al.* (1980) i protoliti delle rocce che compongono questo complesso dovevano essere del tutto simili a quelli che hanno dato origine al complesso a e le attuali differenze sono dovute ad un aumento del grado metamorfico.

Complesso d. Affiora nella porzione più settentrionale della Nurra ed è rappresentato da paragneiss porfiroblastici, micascisti e quarziti scistose.

#### ANALISI STRUTTURALE

Nella Nurra sono state riconosciute tre fasi deformative (Carmignani *et al.*, 1980). Nell'area studiata l'analisi meso e microstrutturale ha messo in evidenza la presenza solo delle prime due fasi deformative (D1 e D2), mentre la terza fase non produce, in questa zona strutture evi-



Fig. 2 - Esempio di piega di prima fase F1 nelle filladi.

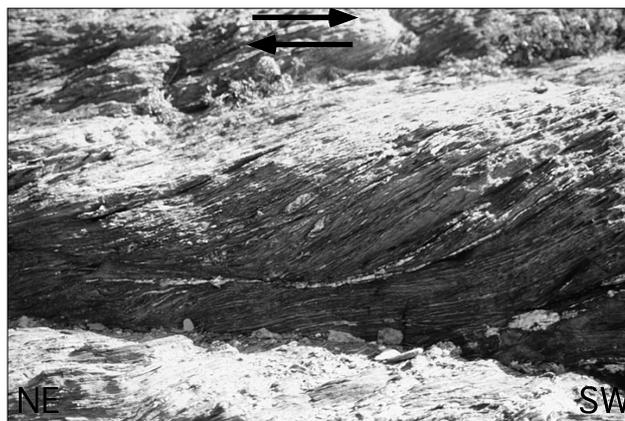


Fig. 3 - Strutture S-C nelle zone di taglio studiate. Il senso di trasporto tettonico della parte superiore è da NE verso SW.

denti all'affioramento in quanto ripiega blandamente a grande scala la foliazione principale con assi circa N-S.

**Fase D1**

*Pieghe F1*

Nell'area indagata le pieghe F1 hanno dimensioni da decimetriche a metriche, presentano angoli di apertura variabili, compresi tra 30 e 40°. Le pieghe sono caratterizzate da fianchi quasi paralleli e cerniere ispessite (Fig. 2) e sono riferibili alla classe 2 di Ramsay (1967). Dove è stato possibile osservare la polarità della successione la loro vergenza è risultata sempre verso S. Parallelamente ai loro piani assiali è sempre visibile una foliazione S1. Gli assi A1 hanno orientazioni medie intorno a N140 e deboli inclinazioni, non superiori ai 20°, verso SE.

*Foliazione S1*

La foliazione S1, parallela al piano assiale delle pieghe F1, si presenta all'affioramento come una foliazione continua fine (Passchier & Trouw, 1996) nelle filladi, mentre nei livelli a maggior componente quarzifica ha i caratteri di una foliazione spaziata zonale (Passchier & Trouw, 1996) evidenziata dall'alternanza di livelli lepidoblastici ricchi di fillosilicati con livelli granoblastici con quarzo dominante.

La foliazione S1 è associata alla ricristallizzazione di quarzo, muscovite, paragonite, clorite e ossidi (Carmignani *et al.*, 1980). Negli affioramenti studiati è stata rilevata la presenza di porfiroblasti di albite che crescono staticamente sulla foliazione S1. I porfiroblasti sono caratterizzati al loro interno da *inclusion trails* rettilinee parallele alla foliazione S1. Porfiroblasti di albite postD1-preD2 sono stati descritti anche da Carmignani *et al.* (1980) ma, solo in affioramenti situati più a Nord, a partire solo da Monte Rugginosu (Fig. 1).

**Zone di taglio**

Le zone di taglio si manifestano con uno spessore medio di qualche decina di metri. Sono ben sviluppate nelle filladi intercalate da sottili livelli di quarziti.

Gli indicatori cinematici più frequenti sono rappresentati da strutture S-C (Berthé *et al.*, 1979) e shear-bands (Passchier & Trouw, 1996) (Fig. 3). Le superfici C hanno direzioni comprese tra N130 e N150 con inclinazioni sempre verso NE variabili tra 30 e 40° (Fig. 4). Le superfici S hanno direzioni comprese tra N090 e N120 ed inclinazioni da 20 a 70° verso NNE (Fig. 4). Sulle superfici C sono state osservate lineazioni di estensione, evidenziate principalmente dall'allungamento di grani di quarzo, con orientazioni comprese tra N080 e N120 ed inclinazioni da 25 a 30° prevalentemente sia verso Nord che verso Sud (Fig. 4). Le orientazioni delle fibre di quarzo ricristallizzate intorno a porfiroclasti di pirite, osservate sulla superficie S1, sono coerenti con le direzioni delle lineazioni di estensione.

Le zone di taglio sono caratterizzate dalla presenza di abbondanti sistemi di vene. Il sistema di vene più diffuso è rappresentato da vene di quarzo parallele alla

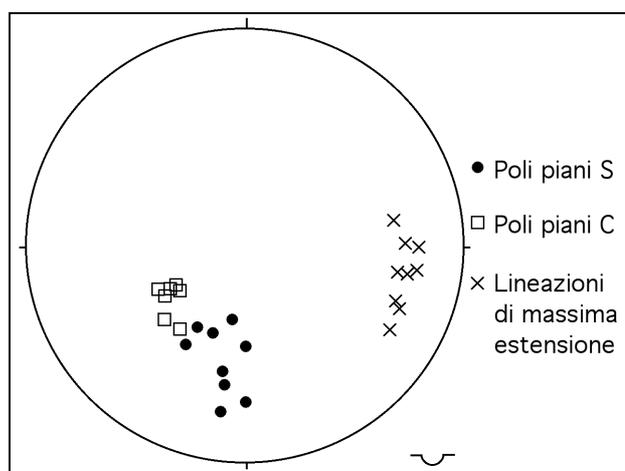


Fig. 4 - Proiezione stereografica degli elementi strutturali associati alle zone di taglio.

foliazione S1. Le vene hanno spessori variabili da pochi millimetri a circa 15 centimetri e possono estendersi per qualche metro. Secondo Simpson (1998) la formazione di queste vene è da mettere in relazione a fenomeni di deidratazione coevi con il metamorfismo. Durante la deformazione non coassiale esse vengono trasposte ed assumono forme sigmoidi con delle asimmetrie che indicano un senso di movimento della parte superiore da NE verso SW coerentemente con il senso di taglio dedotto dagli altri indicatori cinematici.

All'affioramento le vene presentano struttura massiva. Alla scala microscopica sono stati osservati, nei cristalli di quarzo, fenomeni di deformazione intracristallina e di ricristallizzazione dinamica evidenziati principalmente dalla presenza di cristalli con estinzione ondulata e dalla presenza di *subgrain* e subordinatamente da *newgrain*. Parallela alla foliazione S1 sono state osservate *shear veins* anch'esse a composizione quarzosa che raggiungono al massimo un centimetro di spessore. Le *shear veins* sembrano totalmente ricristallizzate e solo raramente sono visibili delle fibre. Spesso sono boudinate con ricristallizzazione di fibre di quarzo negli spazi compresi tra i *boudins*. Le orientazioni di queste fibre sono comprese tra N090 e N120, parallele alle direzioni delle lineazioni di estensione.

Un ultimo sistema di vene riconosciuto è rappresentato da vene che si sviluppano ad alto angolo rispetto sia alla foliazione S1 sia ai limiti delle zone di taglio stesse ed alla lineazione di estensione. Le vene hanno composizione prevalentemente quarzosa e solo raramente è stata osservata la presenza di carbonati. Hanno spessori centimetrici e presentano fibre ben sviluppate. Microscopicamente le fibre sono costituite da una porzione centrale opaca e da una porzione esterna, prismatica, limpida. Analisi al SEM munito di catodoluminescenza hanno permesso di individuare diversi stadi di crescita dei cristalli che corrispondono, nelle immagini, ad una

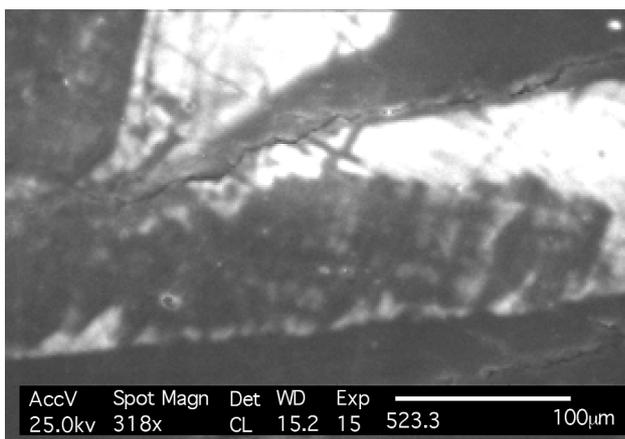


Fig. 5 - Immagine al Sem con catodoluminescenza di una fibra di quarzo appartenente al sistema di vene orientate ad alto angolo rispetto alla foliazione S1. Si individua una porzione centrale del cristallo scura, corrispondente ai primi stadi di crescita, circondata da una porzione esterna prismatica, chiara, cristallizzata posteriormente.

prima fase di cristallizzazione centrale che si presenta molto scura, seguita da una fase successiva di ricristallizzazione (parte bianca del cristallo nelle immagini Sem-Cl; Fig. 5), che tende a circondare tutto il cristallo. Osservazioni microscopiche condotte su sezioni doppio-lucide spesse circa 100 µm, hanno permesso di individuare la presenza, nella porzione centrale del cristallo, corrispondente all'area scura nelle immagini al Sem-Cl, di piani di inclusioni fluide tra loro circa paralleli e perpendicolari rispetto all'asse c del cristallo. La porzione esterna del cristallo, corrispondente alle zone chiare nelle immagini Sem-Cl, è risultata praticamente priva di inclusioni. Morfologie analoghe dei cristalli sono riferibili a strutture tipo «fiber quartz» (Mullis, 1975, 1987, 1988; Mullis *et al.*, 1994; Montomoli *et al.*, 2001) che prevedono una crescita polifasica del cristallo. La porzione centrale del cristallo è probabile si sia accresciuta con un meccanismo tipo «*crack-seal*» (Ramsay, 1980), con l'intrappolamento di piani successivi di inclusioni fluide paralleli rispetto alle pareti della vena e perpendicolari alla direzione di crescita della fibra. Successivamente si è avuta ricristallizzazione della porzione esterna del cristallo prismatica con l'intrappolamento di pochissime inclusioni.

#### Fase D2

La seconda fase deformativa è anch'essa associata allo sviluppo di pieghe con foliazione di piano assiale. Negli affioramenti studiati tuttavia l'elemento strutturale più significativo è la superficie di foliazione S2 che deforma la foliazione S1 precedente. La foliazione S2, riconoscibile sia alla meso che alla microscala, si presenta come un clivaggio di crenulazione.

Microscopicamente è classificabile come un clivaggio di crenulazione discreto (Passchier & Trouw, 1996).

La foliazione S2 presenta orientazioni comprese tra N065 e N105 con inclinazioni variabili da 65° fino a verticali. Le lineazioni di intersezione tra le superfici di foliazione S1 e S2 (L12) hanno orientazioni comprese tra N080 e N120 ed inclinano dai 10 ai 20° verso Est. La foliazione S2 crenula non solo la foliazione S1 ma deforma anche le superfici S-C all'interno delle zone di taglio.

#### STUDIO DELLE INCLUSIONI FLUIDE ED EVOLUZIONE TERMOBARICA

Analisi preliminari sulle inclusioni fluide sono state condotte nel tentativo di ottenere informazioni sul regime termobarico esistente durante lo sviluppo delle zone di taglio. Sono state analizzate inclusioni fluide intrappolate nei sigmoidi di quarzo precedentemente descritti.

Le analisi sono state condotte su sezioni doppio-lucide con spessori compresi tra 80 e 100 µm. Per le analisi microtermometriche è stata utilizzata una piattaforma raffreddante-riscaldante Linkam con una accuratezza delle misure di  $\pm 0,2^\circ\text{C}$  nei cicli di raffreddamento e di  $2^\circ\text{C}$  in quelli di riscaldamento. I rapporti volumetrici tra le diverse fasi sono stati stimati otticamente a temperatura ambiente. Le frazioni molari di  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  e  $\text{N}_2$  sono state determinate con analisi Raman condotte sul-

le singole inclusioni con uno spettrometro Raman DILOR X-Y (CNRS Cregu, Nancy).

Le sezioni per lo studio delle inclusioni fluide sono state ricavate da campioni orientati, sezionati ad alto angolo rispetto alla foliazione S1 e parallelamente alla lineazione di estensione, in modo da approssimare il piano XZ dell'ellissoide della deformazione finita.

Le inclusioni fluide studiate sono di tipo secondario (Roedder, 1984), essendo allineate lungo piani (Fluid Inclusion Planes, FIP) che attraversano cristalli di quarzo adiacenti (Tuttle, 1949). Le relazioni geometriche tra le orientazioni dei FIP e le zone di taglio indicano che le inclusioni fluide possono essere state intrappolate lungo sistemi di fratture di tipo Riedel orientate ad alto angolo rispetto ai limiti della zona di taglio e possono quindi essere interpretate come coeve rispetto alla formazione delle zone di taglio stesse (Fig. 6).

Le inclusioni studiate hanno dimensioni intorno ai 10  $\mu\text{m}$  e, a temperatura ambiente, si presentano trifasiche con un alto rapporto liquido-vapore. Hanno forme abbastanza regolari, in genere sub-rotondeggianti (Fig. 7). Le analisi microtermometriche hanno evidenziato, durante i cicli di raffreddamento, la presenza di  $\text{CO}_2$  con temperature di fusione ( $T_m\text{CO}_2$ ) comprese tra  $-57,4$  e  $-56,5^\circ\text{C}$ . Le temperature di omogeneizzazione della  $\text{CO}_2$  variano tra  $23,1$  e  $29,3^\circ\text{C}$ . Durante i cicli di raffreddamento è stata osservata anche la formazione di clatrato le cui temperature di dissociazione sono comprese tra  $8$  e  $10^\circ\text{C}$ . Le temperature di omogeneizzazione totale delle inclusioni sono comprese tra  $285$  e  $307^\circ\text{C}$ .

Le analisi Raman condotte su singole inclusioni indicano che la fase gassosa è prevalentemente costituita da  $\text{CO}_2$  (95,8-99,3 moli%) e solo subordinatamente sono presenti  $\text{CH}_4$  (0,3-2,9 moli%) e  $\text{N}_2$  (0,2-1,3 moli%).

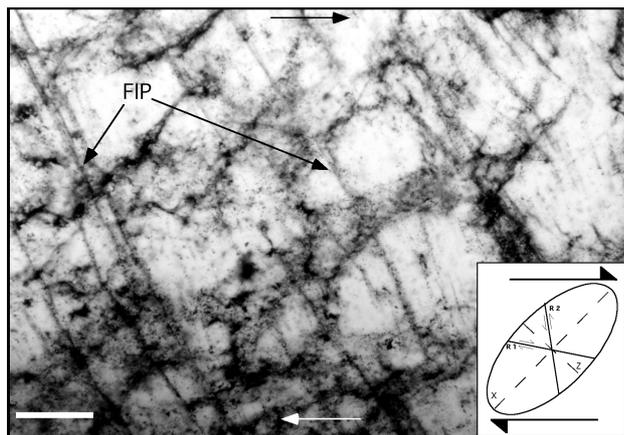


Fig. 6 - Foto al microscopio ottico di una porzione di un sigmoide di quarzo. Sono visibili i piani di inclusioni fluide secondarie (FIP) che presentano una orientazione più o meno costante, ad alto angolo rispetto ai limiti della zona di taglio (circa paralleli al lato lungo della fotografia). Si noti come i FIP attraversano cristalli adiacenti senza mutare la loro orientazione (Sezione doppio-lucida con spessore di circa 100  $\mu\text{m}$ , Nicol //, scala di riferimento 0,8mm).

Le isocore sono state calcolate per le inclusioni fluide rappresentative del range composizionale. Sono state calcolate usando il metodo di Bakker (1999) basato sull'equazione di Bowers & Helgeson (1983).

Considerando che le inclusioni fluide studiate sono state intrappolate durante lo sviluppo delle zone di taglio, la cui formazione è confinabile negli stadi finali della fase D1, è stato considerato come limite massimo di temperatura, il valore stimato da Franceschelli *et al.* (1990) per l'evento metamorfico M1 coevo con la prima fase deformativa D1. Gli Autori in base al solvus paragonite-muscovite stimano un valore massimo di temperatura di  $420^\circ\text{C}$  al quale corrisponde un valore di pressione, in base alle isocore calcolate per le inclusioni, di circa 0,3 Gpa (Fig. 8).

#### DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Durante questo lavoro è stata svolta un'analisi geologico strutturale di alcune zone di taglio sviluppatesi nel basamento varisico di basso grado affiorante nella Nurra meridionale nelle filladi e quarziti. Queste zone di taglio evidenziano la presenza di una tettonica polifasica più complessa di quella finora riconosciuta. Gli indicatori cinematici osservati indicano un senso di taglio della parte superiore da NE verso SW, coerentemente con la vergenza delle pieghe di prima fase (Carmignani *et al.*, 1980; 1994). Dal momento che le zone di taglio deformano le pieghe F1, e sono a loro volta deformate dalla foliazione S2, il loro sviluppo è confinabile durante gli stadi finali della prima fase deformativa D1 e precedente alla fase D2. I rapporti tra le

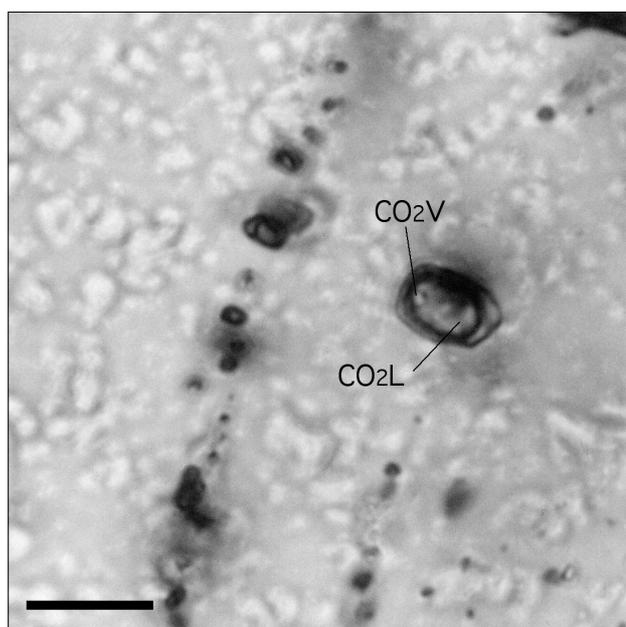


Fig. 7 - Inclusione fluida trifasica (sezione doppio-lucida con spessore di circa 100  $\mu\text{m}$ , Nicol //, scala di riferimento 10  $\mu\text{m}$ ).

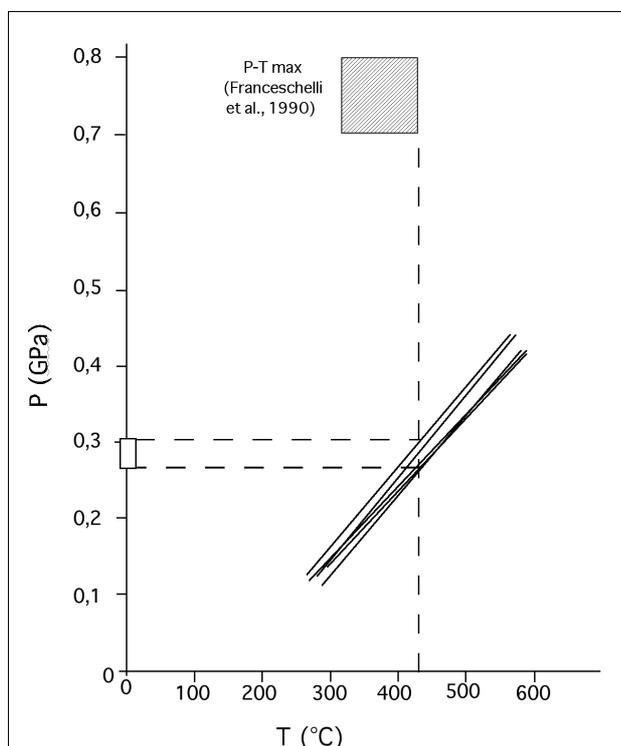


Fig. 8 - Isocore calcolate per le inclusioni fluide studiate. L'area rigata corrisponde ai valori massimi di temperatura e pressione stimati da Franceschelli *et al.* (1990) per l'area studiata.

zone di taglio e le pieghe di prima fase indicano che i valori di inclinazione dei piani di taglio, immergenti mediamente di  $30^\circ$  verso NE, sono sempre maggiori della inclinazione dei piani assiali delle pieghe F1. Quindi, anche in presenza di deformazioni successive di seconda fase che possono aver ruotato le strutture, considerando i rapporti originari tra pieghe F1 rovesciate, o addirittura coricate verso SW, ne risulta che la giacitura, la geometria e la cinematica delle zone di taglio è compatibile con una tettonica compressiva. Per cercare di ottenere ulteriori informazioni sul regime termobarico esistente durante il loro sviluppo sono state condotte analisi preliminari su inclusioni fluide intrappolate in vene sigmoidi di quarzo. Le inclusioni studiate sono di tipo secondario e sono intrappolate lungo piani di frattura tipo Riedel ad alto angolo, associabili, quindi, allo sviluppo delle zone di taglio. Geometrie ed orientazioni analoghe dei FIP studiati in zone di taglio sono stati descritti ed analizzati da Bouiller (1999) in lenti di quarzo all'interno di zone di taglio in prossimità del Main Central Thrust nella Catena Himalayana e da Huinzeaga & Touret (1999) in vene di quarzo all'interno di zone di taglio nel Greenstone Belt dello Zimbabwe. Considerando le intersezioni tra le isocore calcolate per le inclusioni fluide studiate ed i valori massimi di temperatura determinati da Franceschelli *et al.* (1990) raggiunti durante la fase D1 nell'area esaminata, ne con-

segue che per temperature di  $420^\circ\text{C}$  si ottengono pressioni intorno a 0,3 GPa. Dal momento che i valori massimi di pressione raggiunti durante la fase D1 sono stati stimati intorno a 0,7/0,8 GPa (Franceschelli *et al.*, 1990) i dati ottenuti dallo studio delle inclusioni fluide indicano una diminuzione di pressione durante il loro intrappolamento e mettono quindi in evidenza la presenza di un *pattern* retrogrado esistente già alla fine della fase D1.

L'analisi strutturale ha permesso di documentare, attraverso lo studio della geometria e della cinematica delle zone di taglio, la presenza di un regime tettonico di tipo compressivo durante la loro formazione. I dati strutturali e i dati termobarici ottenuti attraverso lo studio delle inclusioni fluide evidenziano un *pattern* metamorfico retrogrado e suggeriscono una stretta connessione tra le zone di taglio e l'esumazione delle metamorfite di basso grado, in un regime tettonico di tipo compressivo. La tettonica compressiva sembra quindi giocare un ruolo sempre più importante nell'esumazione del basamento Varisco della Sardegna settentrionale, come documentato anche più nord della zona studiata (Carosi & Oggiano, 2002).

#### RINGRAZIAMENTI

Lavoro eseguito nell'ambito del progetto MIUR «Evoluzione tettonica e processi di riesumazione del basamento varisco in Sardegna» (Responsabile Prof. R. Carosi). Si ringrazia il Prof. P.C. Pertusati ed il Dott. G. Ruggieri per la lettura critica del manoscritto.

#### BIBLIOGRAFIA

- Bakker R.J., 1999. Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2-\text{NaCl}$  system. *Chem. Geol.* 154: 225-236.
- Berthé D., Choukroun P., Jegouzo P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* 1: 31-42.
- Bosellini A., Ogniben G., 1968. Ricoprimenti ercinici nella Sardegna Centrale. *Ann. Univ. Ferrara* 1: 1-15.
- Bouiller A.M., 1999. Fluid inclusions: tectonic indicators. *J. Struct. Geol.* 21: 1229-1235.
- Bowers T.S., Helgeson H.C., 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  on phase relations in geologic systems: equation of state for  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47: 1247-1275.
- Carmignani L., Franceschelli M., Pertusati P.C., Ricci C.A., 1980. Evoluzione tettono-metamorfica del basamento ercinico della Nurra (Sardegna NW). *Mem. Soc. Geol. It.* 20: 57-84.
- Carmignani L., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio M., Musumeci G., Oggiano G., Pertusati P.C., 1994. The Hercynian chain in Sardinia (Italy). *Geodin. Acta* 7 (1): 31-47.
- Carosi R., Di Vincenzo G., Palmeri R., 2002. The relationship between metamorphic evolution and argon isotope records in white mica: constraints from the Variscan basement of Sardinia (Italy). *Geochim. Cosmochim. Acta*, Special Supplement, Abstracts of the 12<sup>th</sup> Goldschmidt Conference, A121 (Davos, Switzerland, August 2002).
- Carosi R., Oggiano G., 2002. Transpressional deformation in northwestern Sardinia (Italy): insights on the tectonic evolution of the Variscan belt. *C. R. Geoscience* 334: 287-294.
- Carosi R., Palmeri R., 2002. Orogen-parallel tectonic transport in the Variscan belt of northeastern Sardinia (Italy): implications for the exhumation of medium-pressure metamorphic rocks. *Geol. Mag.* 139: 497-511.

- Franceschelli M., Memmi I., Ricci C.A., 1982. Zoneografia metamorfica della Sardegna Settentrionale, Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. In: *Guide Geologiche Regionali, Soc Geol. It.* 137-149.
- Franceschelli M., Pannuti F., Puxeddu M., 1990. Texture development and PT time path of psammitic schist from the Hercynian chain of NW Sardinia (Italy). *Europ. J. Mineral.* 2: 385-398.
- Huinzega J.M., Touret L.R., 1999. Fluid inclusions in shear zones: the case of the Umwindisi shear zone in the Harare-Shamva-Bindura greenstone belt, NE Zimbabwe. *Europ. J. Mineral.* 11: 1079-1090.
- Minzoni N., 1975. La serie delle formazioni paleozoiche a sud del Gennargentu. *Boll. Soc. Geol. It.* 94: 347-365.
- Montomoli C., Ruggieri G., Boiron M.C., Cathelineau M., 2001. Pressure fluctuation during uplift of the Northern Apennines (Italy): a fluid inclusion study. *Tectonophysics* 341: 121-139.
- Mullis, J. 1975. Growth conditions of quartz crystals from Val d'Illez (Valis, Switzerland). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55: 419-429.
- Mullis J., 1987. Fluid inclusion studies during very low-grade metamorphism. In: Frey, M. ed., Low temperature metamorphism, Blackie, Glasgow, pp. 162-199.
- Mullis J., 1988. Rapid subsidence and upthrusting in the Northern Apennines, deduced by fluid inclusion studies in quartz crystals from Porretta Terme. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68: 157-170.
- Mullis J., Dubessy J., Poty B., O'Neil J., 1994. Fluid regimes during late stages of a continental collision: physical, chemical, and stable isotope measurements of fluid inclusions in fissure quartz from a geotraverse through the Central Alps, Switzerland. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58: 2239-2267.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer, 289 pp.
- Ramsay J.G., 1967. *Folding and fracturing of rock*, Mc Graw-Hill, New York and London, 568 pp.
- Ramsay J.G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature* 284: 135-139.
- Roedder E., 1984. Fluid inclusions. *Review of Mineralogy*, 12. Mineralogical Society of America, Washington, DC, 644 pp.
- Simpson G.D.H., 1998. Dehydration-related deformation during regional metamorphism, NW Sardinia, Italy. *J. Metam. Geol.* 16: 457-472.
- Tuttle O.F., 1949. Structural petrology of planes of liquid inclusions. *J. Geol.* 57: 331-356.
- Venerandi I., 1965. Nuove osservazioni sul giacimento ferrifero della Nurra. *Rend. Soc. Min. It.* 21: 3178-333.

(ms. pres. il 30 novembre 2002; ult. bozze il 31 dicembre 2003)

