

R. CAROSI (*), G. MALFATTI (**)

ANALISI STRUTTURALE DELL'UNITÀ DI MEANA SARDO E CARATTERI DELLA DEFORMAZIONE DUTTILE NEL SARCIDANO - BARBAGIA DI SEULO (SARDEGNA CENTRALE, ITALIA) (**)

Riassunto - In questa nota vengono esposti i principali risultati dell'analisi strutturale e del rilevamento geologico di dettaglio condotti su una delle maggiori unità tettoniche del basamento ercinico in Sardegna: l'Unità di Meana Sardo.

Sono state distinte due fasi deformative duttili *sin-nappe* ed una fase deformativa attribuibile al collasso estensionale post-collisionale della catena varisica.

Il sovrascorrimento del Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia sull'Unità di Meana Sardo è uno dei lineamenti tettonici maggiori della Sardegna centrale (*thrust* della Barbagia) ed ha prodotto spesse fasce cataclastiche e milonitiche al contatto tra le due unità e deformazioni duttili generalizzate nell'unità sottostante. Gli indicatori cinematici nelle cataclasi e nelle miloniti indicano un trasporto delle unità da NE verso SW.

La fase D1 ha prodotto pieghe rovesciate molto strette di dimensioni da metriche a chilometriche. La deformazione duttile mostra un aumento di intensità procedendo verso il sovrascorrimento del Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia. Ciò produce pieghe progressivamente più strette, lineazioni di massima estensione più pronunciate e meno disperse, un più accentuato parallelismo tra assi delle pieghe e lineazioni di massima estensione e più alti valori della deformazione finita.

La fase D3 produce pieghe asimmetriche rovesciate verso NE, *kink* e superfici di taglio prevalentemente fragili legate al collasso estensionale della pila di falde.

L'interferenza di tipo H2 tra le pieghe F1 e F3 produce gli effetti cartografici più evidenti nell'Unità di Meana Sardo.

Parole chiave - Analisi strutturale, piegamenti sovrapposti, indicatori cinematici, miloniti, Basamento Ercinico, Paleozoico, Sardegna.

Abstract - *Structural analysis of Meana Sardo Unit and ductile deformation in Sarcidano-Barbagia di Seulo (Central Sardinia, Italy).* The aim of this paper is to explain the main results of the structural analysis and geological mapping performed on Meana Sardo Unit. It constitutes one of the major tectonic units of the Variscan basement of Sardinia. Two main deformational collision-related events and deformations due to the post-collisional collapse of the Variscan chain were recognised. The overthrust of the Low Grade Metamorphic Complex of Barbagia onto Meana Sardo Unit represents a major tectonic lineament of Central Sardinia (Barbagia Thrust). Thick cataclases and mylonites occur along the thrust contact between the two tectonic units. Kinematic indicators show a top-to-the W and SW sense of shear. Kilometric to metric tight overturned folds were generated in the Meana Sardo Unit as a response of the shear during the overthrust of the Low Grade Metamorphic Complex of Barbagia. Ductile deformation is quite heterogeneous in Meana Sardo Unit and strain intensity increases approaching the Barbagia thrust: this results in progressively tighter folds, well developed and less scattered stretching lineations, more pronounced sub-parallel

ism between stretching lineations and fold axes and higher values of finite strain.

D3 deformation phase produces NE verging asymmetric folds, kinks and narrow brittle shear zones related to the extensional collapse of the nappe pile.

Type H2 interference pattern is produced by F1 and F3 folds, that is the most evident at the map scale in the Meana Sardo Unit.

Key words - Structural analysis, superposed folding, kinematic indicators, mylonites, Hercynian basement, Paleozoic, Sardinia.

INTRODUZIONE

Il basamento sardo appartiene al segmento meridionale della catena varisica europea ed è costituito da granitoidi carboniferi e da successioni metamorfiche di età compresa tra il Cambriano e il Carbonifero inferiore. Secondo Cappelli *et al.* (1992) e Carmignani *et al.* (1992, 1994) i resti di una sutura oceanica affioranti lungo la Linea Posada-Asinara nella Sardegna settentrionale e i prodotti di un magmatismo calco-alcalino ordoviciano, testimoniano la presenza di un dominio oceanico nel Paleozoico inferiore e la sua subduzione lungo un margine attivo di tipo andino. La conseguente collisione continentale avvenuta al Carbonifero inferiore ha prodotto *crustal stacking*, metamorfismo barroviano e deformazioni migranti verso sud a partire dalla zona di sutura a nord verso le aree più esterne attualmente affioranti nella Sardegna sud occidentale.

La propagazione verso sud dei sovrascorrimenti ha indotto deformazioni duttili nelle unità tettoniche della Zona a Falde della Sardegna e ha dato luogo ad intensi piegamenti nelle metamorfite paleozoiche di basso grado (Carmignani e Pertusati, 1979; Carosi *et al.*, 1991b). In questa nota vengono esposti i risultati dell'analisi strutturale alla meso e alla microscala e del rilevamento geologico di dettaglio condotto alla scala 1:10.000 (in corso di stampa alla scala 1:25.000) in un settore dell'Unità di Meana Sardo (Fig. 1), particolarmente idoneo a questo tipo di indagini per la qualità degli affioramenti e per la scarsità di coperture post-erciniche. Il settore analizzato è compreso tra il Lago Medio del Flumendosa, il Monte Santa Vittoria e la linea di sovrascorrimento del Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia (CMBGB) in Barbagia (Sarcidano e Barbagia di Seulo; Sardegna centrale; Fig. 1 e 2) e mostra egregiamente gli effetti delle deformazioni erciniche sovrapposte a tutte le scale di osservazione.

(*) Dipartimento di Scienze della Terra - Via S. Maria, 53 - 56126 Pisa.

(**) Lavoro realizzato con il contributo finanziario del Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, CNR - Pisa (Dir. A. Rau) e MURST 60% (Resp. P.C. Pertusati) dell'Università di Pisa. Questo lavoro è dedicato alla memoria di Aldo Castellani.

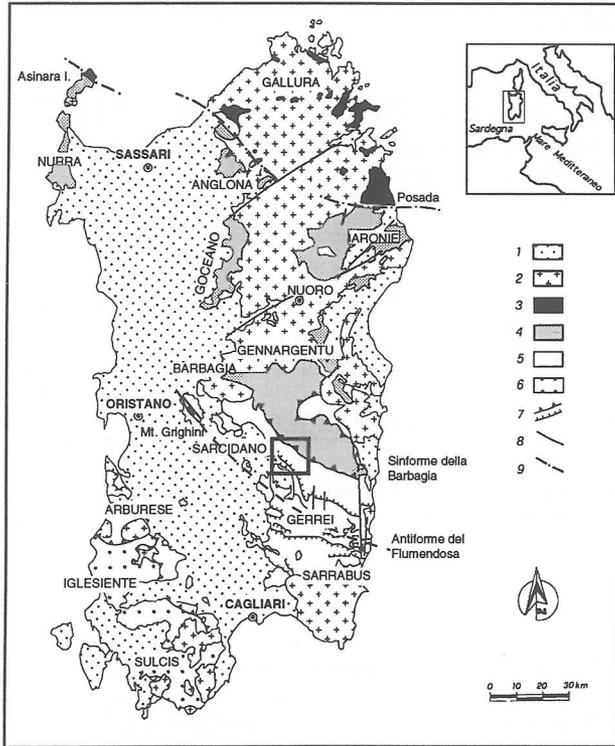


Fig. 1 - Carta geologica schematica del basamento paleozoico della Sardegna e localizzazione dell'area studiata. 1: Coperture post-erciniche; 2: batolite ercinico; 3: Complesso Metamorfoico di Alto Grado; 4: Falde Interne; 5: Falde Esterne; 6: Zona "Esterna"; 7: accavallamenti; 8: faglie; 9: Linea Posada Asinara.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le rocce metamorfiche di basso grado che affiorano nel settore di basamento studiato (Fig. 1) appartengono alla Zona a Falde della catena ercinica sarda, che si estende dalla zona di sutura a nord (Linea Posada-Asinara; Cappelli *et al.*, 1992) alla zona più esterna conosciuta, affiorante nella porzione sud occidentale dell'isola (Carmignani *et al.*, 1979, 1980b, 1982a, 1994).

Il Complesso Metamorfoico di Basso Grado della Barbagia (CMBGB) è sovrascorso sull'Unità di Meana Sardo, che a sua volta è sovrascorsa sulle Unità del Gerrei. Queste ultime due unità appartengono alle Falde Esterne. Il sovrascorrimento che separa il CMBGB dalle Falde Esterne (Fig. 1) si estende dalla Sardegna centrale verso sud est, per oltre 50 km e costituisce uno dei lineamenti tettonici maggiori della catena ercinica in Sardegna (Carmignani *et al.*, 1986b, 1987; Gattiglio, 1988). Lo spostamento minimo stimato attraverso questa struttura regionale (*thrust* della Barbagia), dal fronte delle Falde Interne fino alle finestre tettoniche del Lago Alto del Flumendosa (Monti del Gennargentu), a nord est, è di circa 20 km.

Le successioni più metamorfiche della Zona a Falde (Unità di Monte Grighini e Castello Medusa) affiorano in una serie di finestre tettoniche (Fig. 2) al di sotto delle Unità del Gerrei (Carmignani *et al.*, 1979, 1982a, b, 1986a; Carosi *et al.*, 1991a). Il metamorfismo dell'Unità di Castello Medusa è in facies di scisti verdi mentre l'Unità del Monte Grighini raggiunge la facies anfibolitica (Carosi *et al.*, 1991a; Musumeci, 1992). I valori di cristallinità dell'illite ottenuti da Franceschelli *et al.* (1992), confermano la presenza di una zonazione metamorfica progradata passando dalle unità superiori alle unità inferiori della pila di falde e dal fronte delle unità

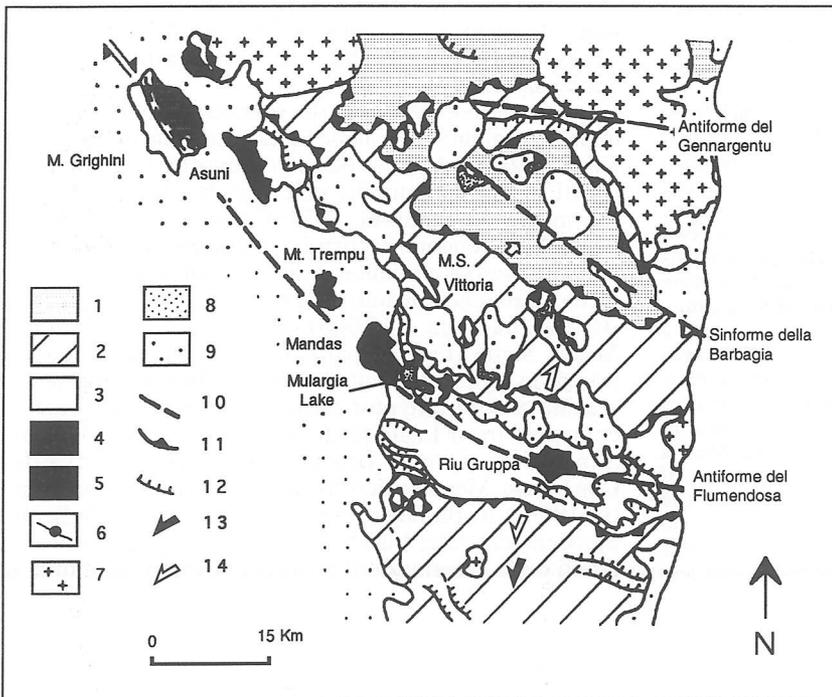


Fig. 2 - Schema geologico della Zona a Falde (da Carmignani *et al.*, 1994). 1: Complesso Metamorfoico di Basso Grado della Barbagia; 2: Unità di Meana Sardo (a nord est dell'antiforme del Flumendosa) e Genn'Argiolas (a sud ovest dell'antiforme del Flumendosa); 4: Unità di Castello Medusa; 5: Unità del Monte Grighini; 6: Granitoidi milonitici del M. Grighini; 7: Granitoidi ercinici; 8: Bacini Permo-Carboniferi; 9: Coperture post-Paleozoiche; 10: Andamento delle maggiori strutture plicative tardive; 11: Sovrascorimenti principali; 12: Sovrascorimenti secondari; 13: Direzione del trasporto tettonico durante le deformazioni compressive; 14: Direzioni tettoniche durante l'estensione post-collisionale.

verso le zone più interne a nord est (Carosi *et al.*, 1992b). Le unità tettoniche appartenenti alle Falde Esterne hanno successioni litostratigrafiche che vanno dal Cambriano medio al Carbonifero inferiore. Le successioni più antiche sono rappresentate da metaconglomerati, metarenarie, metasiltiti e quarziti del Cambriano medio-Ordoviciano inferiore (Formazioni delle «Arenarie di S. Vito» nell'Unità di Genn'Argiolas e Formazione delle «Arenarie di Solanas» nell'Unità di Meana Sardo). Nell'Unità di Genn'Argiolas (Sarrabus, Arburese) una debole discordanza, corrispondente alla «Fase Sarabese», segna il passaggio al sovrastante complesso metavulcanico e metavulcanoclastico Ordoviciano; nell'Unità di Meana Sardo (Sarcidano) non è stata finora riscontrata la presenza di una analoga discordanza.

Il complesso magmatico Ordoviciano è costituito da metavulcaniti, che variano in composizione da basalti a rioliti, e da metavulcanoclastiti con abbondanti metaconglomerati. Al tetto di questo complesso si trovano quarziti, metarose, metaconglomerati, metasiltiti fossilifere e metacalcari dello Ordoviciano superiore. I depositi siluriani sono rappresentati da scisti neri a graptoliti, liditi e metacalcari ad *Orthoceras* che passano a metacalcari marnosi e metacalcari nodulari del Devoniano. Depositi di tipo flysch, attribuiti al Carbonifero inferiore, sono stati riconosciuti in alcune Falde Esterne (Maxia, 1984; Barca, 1991; Barca *et al.*, 1992).

Nelle Falde Esterne, il sovrascorrimento dell'alloctono principale, costituito dalle Unità di Meana Sardo, Genn'Argiolas e Arburese, ha causato lo sviluppo di un *antiformal stack*, la cosiddetta Antiforme del Flumendosa (Carmignani *et al.*, 1982b); si tratta di un *duplex* con elementi di Unità del Gerrei, scollati alla base del complesso metavulcanico Ordoviciano. Nella Zona a Falde esistono differenze (Carmignani *et al.*, 1992, 1994) sia nelle successioni litostratigrafiche, sia nell'evoluzione strutturale tra le unità alloctone delle aree più interne (Falde Interne della Nurra meridionale, Goceano p.p., Monti del Gennargentu e Barbagia p.p.) e quelle delle aree più esterne della Zona a Falde (Falde Esterne del Sarrabus, Arburese, Gerrei,

Castello di Quirra, Sarcidano e Barbagia p.p.). Le Falde Interne sono caratterizzate dalla estrema scarsità o mancanza dei prodotti magmatici dell'Ordoviciano medio e presentano potenti successioni clastiche dell'Ordoviciano superiore. Al contrario, le Falde Esterne mostrano forti spessori con importanti variazioni laterali dei prodotti vulcanici dell'Ordoviciano medio e sono caratterizzate da una progressiva riduzione dei depositi trasgressivi dell'Ordoviciano superiore verso le unità originariamente più esterne.

L'evoluzione post-collisionale della catena ercinica è stata caratterizzata da una tettonica trascorrente (Elter *et al.*, 1990) ed estensionale durante il Carbonifero superiore e il Permiano, che, secondo Cappelli (1991), Carmignani *et al.* (1993; 1994) e Ricci (1992), è dovuta al collasso gravitazionale della crosta precedentemente ispessita. L'antiforme del Flumendosa è considerata la maggiore struttura estensionale della Zona a Falde (Fig. 2). L'esumazione maggiore è avvenuta nella sua terminazione NW in corrispondenza del Complesso del M. Grighini (Carmignani *et al.*, 1990, 1992, 1993; Musumeci, 1992) (Fig. 2). L'esumazione è avvenuta per mezzo di una zona di taglio trascorrente destra orientata NW-SE, intrusa da granitoidi sincinemati a 305-303 Ma (isocrona Rb/Sr su roccia totale; Carmignani *et al.*, 1985a, 1990; Elter *et al.*, 1990).

Nelle culminazioni meridionali dell'antiforme affiorano le successioni metamorfiche in facies di scisti verdi caratterizzate dalla presenza di marmi e calcescisti. Bacini post-collisionali permo-carboniferi, delimitati da faglie dirette, sono legati alla riesumazione delle unità più profonde durante la tettonica estensionale (Barca *et al.*, 1993; Carmignani *et al.*, 1992; 1993).

Il settore di basamento esaminato è situato sul fianco settentrionale dell'Antiforme del Flumendosa ed è caratterizzato dalla sovrapposizione di quarziti, metarenarie e filladi del CMBGB sull'Unità di Meana Sardo (Fig. 2 e 3). Le successioni di queste due unità sono intensamente deformate e caratterizzate da piegamenti sovrapposti (Carmignani *et al.*, 1986b; Gattiglio, 1988; Carosi, 1990; Carosi e Pertusati, 1990).

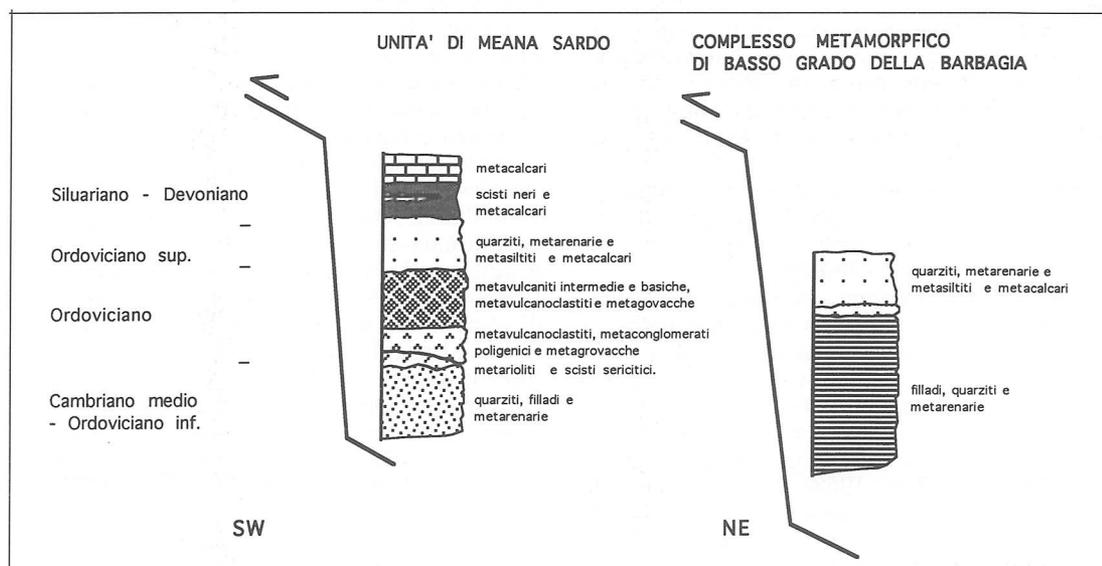


Fig. 3 - Successioni litostratigrafiche schematiche delle unità tettoniche presenti nell'area studiata e rapporti relativi.

L'UNITÀ DI MEANA SARDO

Affiora in modo quasi continuo dalla zona di Laconi - Meana Sardo fino al Salto di Quirra, sul fianco settentrionale della Antiforme del Flumendosa, in posizione geometrica costante compresa tra le sottostanti Unità del Gerrei e il sovrastante CMBGB (Fig. 2). La successione litostratigrafica è nota da tempo nella zona di Meana Sardo (Bosellini e Ogniben 1968; Minzoni, 1975; 1977; Carmignani *et al.*, 1982c); successioni paragonabili sono state riconosciute nell'Unità di Bruncu Nieddu nella Bassa Valle del Flumendosa (Gattiglio e Oggiano, 1990) e nell'Unità di Ozieri affiorante nel Goceano (Oggiano, 1994). La successione dell'Unità di Meana Sardo (Fig. 3) è costituita dal basso verso l'alto da (Carmignani *et al.*, 1982b, c; 1985b; 1986b; Carosi *et al.*, 1990, 1992a):

Formazione di Solanas (Minzoni, 1975): alternanze di metarenarie quarzoso-micacee di colore grigio-verde oliva, metasiltiti, quarziti e metaconglomerati, con metapeliti viola e verdi e banchi di quarziti nella parte alta. L'età, determinata in base ad associazioni di acritarchi, risulta (Tongiorgi *et al.*, 1982; 1984; Albani *et al.*, 1985; Albani, 1989) Cambriano medio-superiore - Ordoviciano inferiore (Arenigiano superiore). Al passaggio con il complesso vulcanico abbiamo interposizione di metaconglomerati, costituiti da ciottoli di arenarie, quarziti e talvolta clasti di vulcaniti immersi in una matrice siltitico-arenacea. Talvolta sono presenti corpi filoniani rappresentati da metagabbri ad affinità alcalina (Memmi *et al.*, 1982; 1983).

Formazione di M. Corte Cerbos (Minzoni, 1975): è costituita da metarioliti a tessitura finemente scistosa con scarsi fenocristalli di quarzo e k-feldspato di piccola taglia, inclusi in una massa di fondo microcristallina più o meno sericitica e localmente silicizzata.

Formazione di Manixeddu (Minzoni, 1975): metagrovacche litiche, metarenarie vulcaniche e metaconglomerati con abbondanti derivati metamorfici dello smantellamento delle sottostanti rioliti. I litotipi di questa formazione mostrano forti variazioni laterali e verticali sia di composizione che di spessore.

Formazione di Serra Tonnai: scisti cloritico-epidotici, con fenocristalli costituiti da plagioclasio e, più raramente, quarzo, interpretati come originarie tufiti e grovacche derivanti da vulcaniti basiche od intermedie con subordinati orizzonti di metavulcaniti di tipo andesitico-basaltico (Memmi *et al.*, 1982).

Tutto il complesso vulcano-sedimentario è collocabile tra l'Arenigiano (età della parte alta delle «Arenarie di Solanas») e il Caradociano e mostra uno spessore molto variabile che può raggiungere i 700-800 m.

Metasedimenti dello Ordoviciano sup.: metarenarie arcose e metaconglomerati minuti in strati decimetrici e metrici costituiti da quarzo e frammenti litici poco selezionati (quarziti, arenarie, argilliti, vulcaniti) in matrice quarzoso-sericitico-cloritica («Formazione di Orroledu»: Bosellini e Ogniben, 1968). Seguono metasiltiti, metapeliti e metarenarie («Formazione di Br.cu Su Pizzu»: Bosellini e Ogniben, 1968). Lo spessore totale stimato può raggiungere un massimo di 250 m. Nelle metasiltiti e nelle metarenarie sono state ritrovate associazioni fossilifere riferibili all'Ordoviciano superiore (Naud, 1979; Gattiglio, 1988).

Metasedimenti Siluro-Devonici: il passaggio ai metasedimenti del Siluriano è generalmente graduale ed avviene tramite un aumento dei livelli filladici ed una diminuzione dei metasedimenti clastici grossolani. La successione è costituita da metapeliti nere a graptoliti associate a livelli di liditi e rari livelli di metarenarie quarzose fini con intercalazioni di calcari grigi. Nella parte alta della successione si intercalano metacalcari grigi e calcescisti in grossi banchi che, probabilmente, arrivano fino al Devoniano (Carmignani *et al.*, 1982c). Sono frequenti ritrovamenti di articoli di crinoidi. L'intera successione ha spessori variabili a causa delle frequenti laminazioni e/o ripetizioni tettoniche e può arrivare sino a 400-500 m.

Nel settore Aritzo-Meana Sardo, alcune decine di km a NW dell'area studiata, sono presenti livelli metrici costituiti da metaconglomerati poligenici e metarenarie quarzose grigio scure e nere con clasti di quarzo, quarziti, filladi, metarenarie e metasiltiti. Gli elementi litici mostrano due foliazioni pervasive e crenulazioni del tutto confrontabili con le deformazioni delle due unità tettoniche a contatto. Questo livello è interposto tra i metacalcari devoniani dell'Unità di Meana Sardo e il CMBGB. Si tratta con tutta probabilità di depositi clastici correlabili con il flysch in facies Culm del Carbonifero inf. (Barca, 1991).

COMPLESSO METAMORFICO DI BASSO GRADO DELLA BARBAGIA

Nell'alto Sarcidano e Barbagia, al di sopra delle formazioni siluriano-devoniane dell'Unità di Meana Sardo, affiora un potente complesso di metamorfiti di basso grado costituito prevalentemente da una successione terrogena (Vai e Coccozza, 1974) noto in letteratura come «Postgotlandiano» o Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia (Carmignani *et al.*, 1986b). Tale complesso, che costituisce la prosecuzione meridionale delle Falde Interne (Carmignani *et al.*, 1992), costituisce il nucleo della «Sinforme della Barbagia» e buona parte del Massiccio del Gennargentu (Fig. 1 e 2). Sembra trovare la sua prosecuzione verso nord ovest, nel Goceano, nell'Unità di Fiorentini (Oggiano, 1994). Il contatto di base delle Falde Interne affiora per più di 50 km tra Meana Sardo e la costa orientale dell'isola nei pressi di Tertenia, a sud del Gennargentu e nelle finestre tettoniche di Aritzo e Gadoni, ed ha tutte le caratteristiche di un contatto tettonico di primo ordine. È marcato da fasce cataclastico-milonitiche ed è discordante sulle formazioni dell'unità sottostante tagliando attraverso la successione siluriana-devoniana e dello Ordoviciano sup. fino a poggiare sulla Formazione di Serra Tonnai.

Dessau *et al.* (1983), hanno messo in evidenza la presenza di almeno tre unità tettoniche sovrapposte (Unità di Fontana Bona, Unità di Riu Correboi e «Postgotlandiano» *Auct.*) all'interno delle Falde Interne nei Monti del Gennargentu. Dessau *et al.* (1983) hanno distinto le seguenti formazioni: a) metarenarie, quarziti e filladi; b) metavulcaniti; c) filladi nere e marmi. In questi marmi sono stati trovati conodonti devoniani (Pili e Saba, 1975).

Le aree più interne della Sardegna centro-orientale sono quindi costituite da più unità alloctone caratterizzate dalla presenza di unità litostratigrafiche ragionevolmente correlabili con quelle cambro-ordoviciane, siluriane e

devoniane presenti nelle Falde Esterne. L'attribuzione litostratigrafica dei protoliti è comunque resa incerta dal metamorfismo più intenso, dalla rarità di livelli guida e dalla scarsità di reperti fossiliferi. La storia deformativa nelle Falde Interne è più complessa, con lo sviluppo di due eventi plicativi isoclinali ed una ricristallizzazione metamorfica più intensa. La successione litostratigrafica è caratterizzata dalla discontinuità del complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio, quasi del tutto assente, e dalla scarsità delle facies pelitiche carboniose tipiche del Siluriano. La successione litostratigrafica che è possibile ricostruire è, dal basso verso l'alto, la seguente (Gattiglio, 1988; Carosi *et al.*, 1992a):

– metarenarie, quarziti e filladi; si tratta di una irregolare alternanza di livelli da metrici a decimetrici di metarenarie quarzose micacee, quarziti, filladi quarzifere, filladi e metasiltiti. In taluni casi la somiglianza con le successioni cambro-ordoviciane è molto netta, in altri casi prevalgono invece termini più quarziticci o metarenarie a grana fine e metasiltiti. Lo spessore originario della formazione non è valutabile a causa della intensa e complessa deformazione; lo spessore apparente si aggira sui 2000 m;

– complesso metavulcanico: si tratta di metavulcaniti acide («porfiroidi») e intermedie e più frequentemente di derivati metamorfici del loro rimaneggiamento. Affiorano per lo più nei dintorni di Arcu Correboi (Dessau *et al.*, 1983) e a nord ovest del Lago Alto Flumendosa e sono costantemente associate alle metarenarie, quarziti e filladi. Gli affioramenti sono piuttosto discontinui e di modesto spessore. Questo complesso vulcanico può ragionevolmente essere correlato con le altre formazioni di origine vulcanica dell'Ordoviciano medio;

– filladi nere, marmi e calcescisti; si tratta di una successione caratterizzata da filladi nere alla base, a cui fanno seguito marmi più o meno dolomitici, con frequenti artocoli di crinoidi, e calcescisti. Lo spessore apparente può arrivare a qualche centinaio di metri.

ANALISI STRUTTURALE

L'analisi strutturale, compiuta nell'area in esame, ha portato al riconoscimento di diverse strutture deformative, principalmente pieghe, foliazioni, lineazioni di intersezione e di massima estensione ed indicatori cinematici nelle fasce cataclastico/milonitiche. Le relazioni di sovrapposizione tra questi elementi strutturali, sia alla scala dell'affioramento che alla microscala, hanno permesso il riconoscimento di almeno quattro fasi deformative a carattere regionale che si esplicano in modi differenti nelle due unità tettoniche e verranno descritte separatamente (Carosi e Pertusati, 1990; Carosi *et al.*, 1992a, b). La storia deformativa può essere suddivisa in deformazioni *sinnappe* legate allo stadio collisionale tra Armorica e Gondwana, e deformazioni *post-nappe* legate al collasso estensionale post-collisionale della catena ercinica durante il Carbonifero (Carmignani *et al.*, 1992; 1994). Le fasi D1 e D2 si sviluppano durante il sovraccorrimiento delle unità tettoniche avvenuto presumibilmente al Carbonifero inferiore (Carmignani *et al.*, 1981; 1982a), mentre i movimenti trascorrenti, le fasi plicative tardive (D3 e D4), le faglie a basso e ad alto angolo deformano i sovraccorrimenti e sono riconducibili alla esumazione estensionale della pila di falde, durante il Carbonifero superiore (Carmignani *et al.*, 1992; 1993; 1994).

UNITÀ DI MEANA SARDO

La prima fase deformativa

Pieghe D1- La fase deformativa D1 è il primo episodio deformativo riconoscibile nelle Falde Esterne e deforma la superficie di stratificazione. Genera pieghe alla mesoscala e alla megascala vergenti verso ovest e sud ovest (Fig. 4), da strette fino ad isoclinali. Le pieghe F1 sono in genere non cilindriche, rovesciate verso sud e sud ovest e sono attribuibili alle classi 1C, 2 e 3 di Ramsay (1967). Una

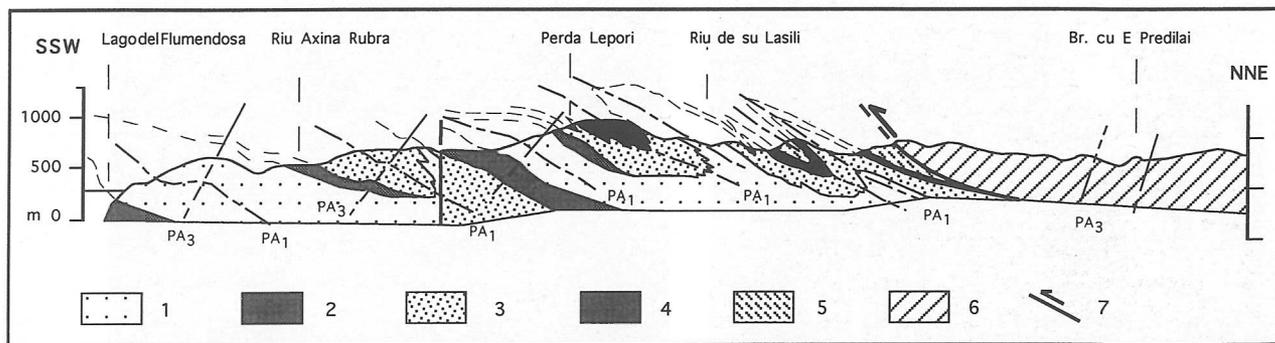


Fig. 4 - Sezione geologica schematica rappresentativa delle deformazione plicative D1 e D3 dell'Unità di Meana Sarde; sono evidenti le mega-pieghe F1 rovesciate verso sud - sud ovest.

1: Formazione delle Arenarie di Solanas (quarziti, filladi, metarenarie e metaconglomerati; Cambriano medio-Ordoviciano inf.); 2: Formazione di M. Corte Cerbos (metarioliti e scisti sericitici: Ordoviciano); 3: Formazione di Manixeddu; (metavulcanoclastiti, metaconglomerati poligenici e metagrovacche: Ordoviciano) 4: Formazione di Serra Tonnai (metavulcaniti intermedie e basiche, metavulcanoclastiti e metagrovacche: Ordoviciano); 5: quarziti, metarenarie, metasiltiti, e metacalcari (Ordoviciano superiore); 6: Complesso Metamorfo di Basso Grado della Barbagia; 7: *thrust* della Barbagia.

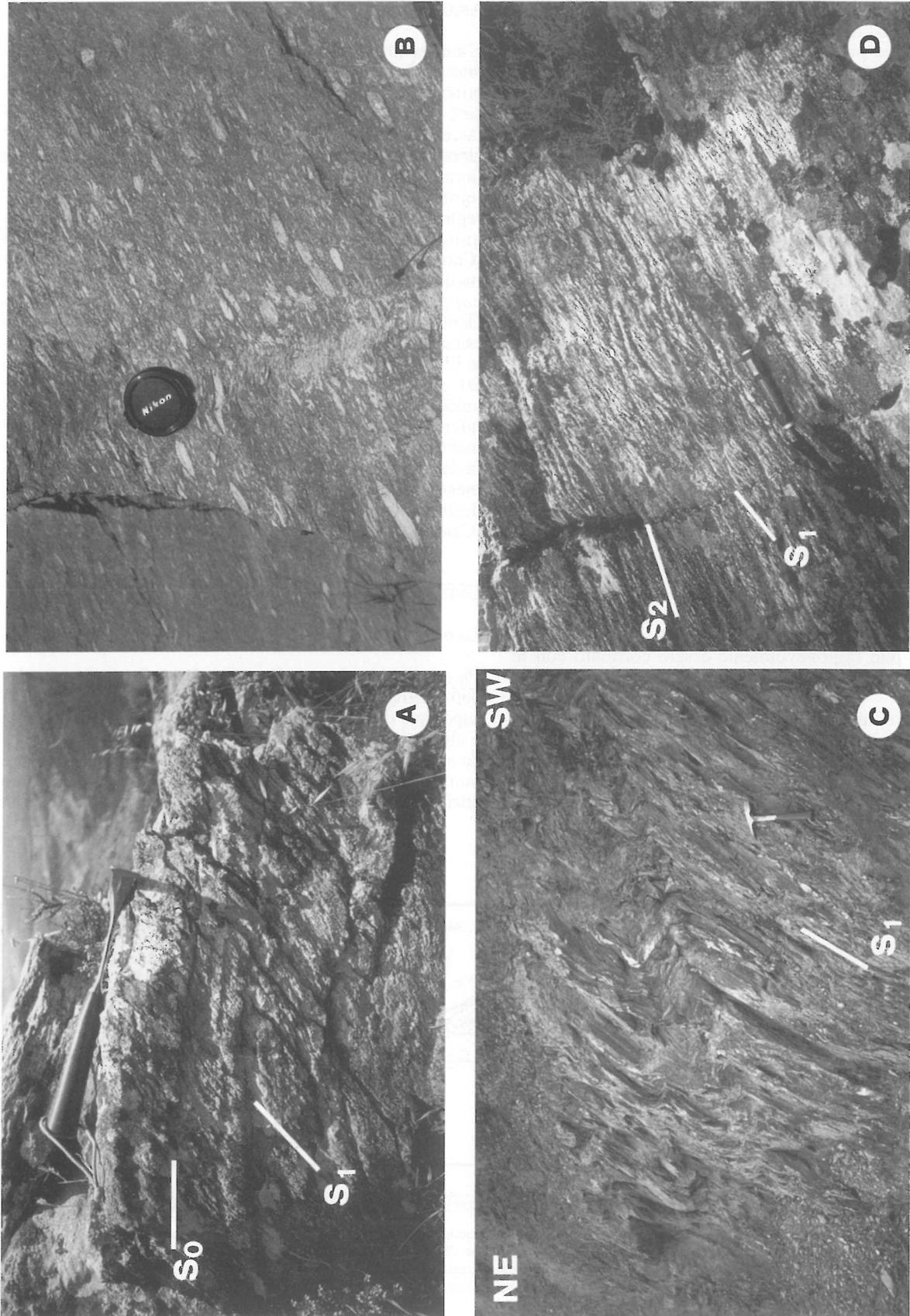


Fig. 5 - Esempi di strutture deformative nell'Unità di Meana Sardo. A: Zona di cerniera di piega di prima fase; si nota la stratificazione sub-orizzontale e la foliazione sub-orizzontale e arenarie dello Ordoviciano sup., località Genna Iois. B: Ciottoli appiattiti sulla foliazione S1 nei conglomerati della Formazione di Mamixeddu (M. S. Vittoria). C: pieghe F3 rovesciate verso NE in calcescisti siluro-devonici nei pressi di Esterzili. D: *Shear bands* di fase D2 in metavulcanoclastiti della Formazione di Mamixeddu (M. S. Vittoria).

foliazione penetrativa di piano assiale caratterizza le pieghe F1 (Fig. 5A, B). Su sezioni sud ovest - nord est si può agevolmente osservare una drastica diminuzione della lunghezza d'onda delle pieghe F1 procedendo dalla base della unità verso il tetto, in corrispondenza del *thrust* della

Barbagia; si passa da lunghezze d'onda dell'ordine del chilometro a sud ovest, a valori di 50-100 m in prossimità del *thrust* (Fig. 6).

Elementi strutturali della fase D1 - Durante la fase D1 si sviluppa una foliazione S1 di piano assiale delle pieghe

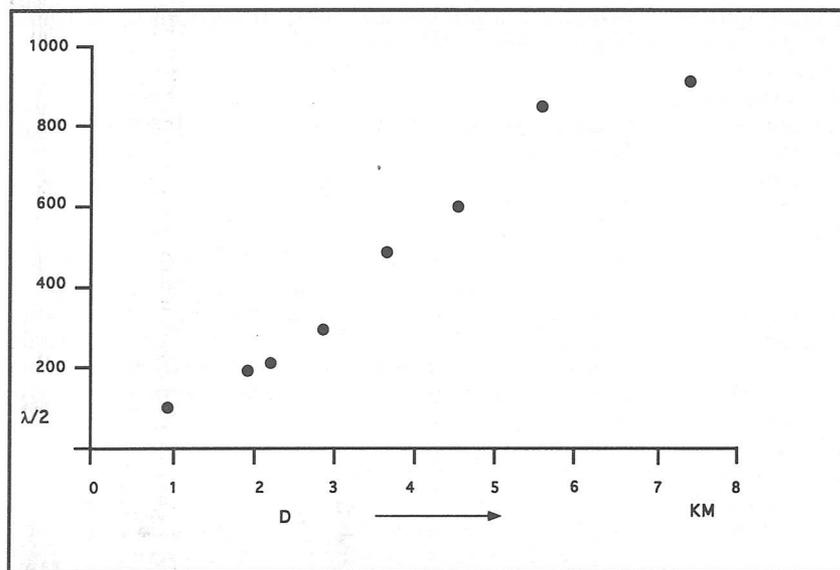


Fig. 6 - Diagramma delle lunghezze d'onda delle pieghe maggiori F1 (ordinate) in relazione alla distanza in km dal *thrust* della Barbagia (ascisse) su sezioni orientate SW-NE. Si nota una progressiva diminuzione della lunghezza d'onda procedendo verso il *thrust*.

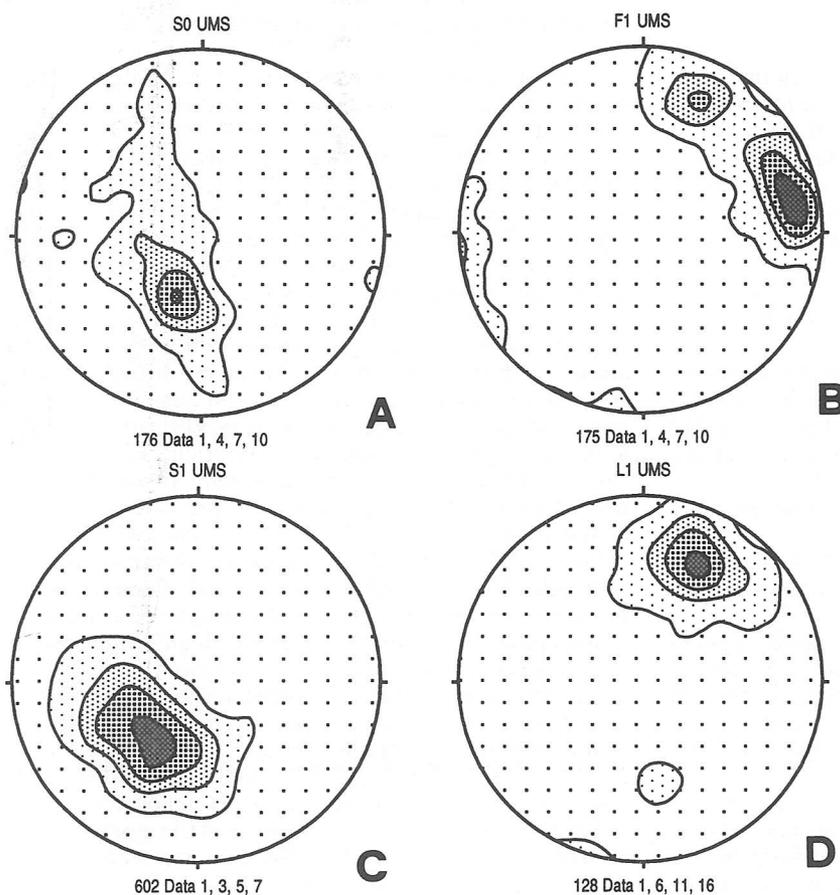


Fig. 7 - Proiezioni equiareali (emisfero inferiore) degli elementi strutturali della fase D1 dell'Unità di Meana Sardo. A: poli della superficie di stratificazione; B: assi delle pieghe F1; C: poli della foliazione S1; D: lineazione di massima estensione.

F1 generalmente poco inclinata. La foliazione S1 ha una direzione media intorno tra N090E e N140E ed è quasi sempre inclinata verso nord est (Fig. 7C). In base alla morfologia, la foliazione S1 può essere classificata come un clivaggio spaziato disgiuntivo (Twiss e Moores, 1992). La crescita sincinemica di quarzo, albite, clorite, calcite, miche chiare ed ossidi sulla superficie S1 indica la presenza di un metamorfismo di basso grado durante la deformazione. I valori di cristallinità dell'illite indicano un metamorfismo in condizioni di anchizona/epizona (Franceschelli *et al.*, 1992). Gli assi A1 sono molti dispersi e mediamente si collocano in direzione NE-SW (Fig. 7A, B) e mostrano in genere deboli inclinazioni. La dispersione degli assi, in parte originaria, è stata accentuata nel corso della deformazione e delle successive fasi plicative sovrapposte. Sulla foliazione S1 è sempre ben osservabile una lineazione di massima estensione L1, marcata dagli assi maggiori dei ciottoli nei metaconglomerati (Fig. 5B) e dei clasti nelle metavulcanoclastiti, da aggregati ellittici di clorite ed epidoti e/o anfiboli nelle metabasiti e nei cloritoscisti, fibre di quarzo, calcite e clorite nelle vene sintettoniche, nei minerali fratturati e nelle zone di ricristallizzazione attorno ai minerali resistenti alla deformazione. La giacitura delle lineazioni di estensione L1 mostra un accentuato massimo a N30E 30NE (Fig. 7D). Le lineazioni di massima estensione L1 risultano da parallele a sub-parallele agli assi delle pieghe F1.

La seconda fase deformativa

Talvolta è riconoscibile un evento deformativo D2 (Carosi e Pertusati, 1990) che produce fasce di deformazione piuttosto localizzate (da centimetri a metri), ben sviluppate nelle litologie meno competenti. Si tratta di *shear bands* e/o di un clivaggio di crenulazione, spesso asimmetrico, che mostra diversi gradi di evoluzione (Fig. 5C). Ad esso sono talvolta associate pieghe intrafoliari a piccola scala con direzioni assiali estremamente variabili.

CARATTERISTICHE DEL REGIME DEFORMATIVO D1-D2.

Nelle litologie del complesso metavulcanico ordoviciano dell'Unità di Meana Sardo sono osservabili le caratteristiche meso- e microstrutturali della fase D1 e D2 (Carosi, 1990; Carosi e Pertusati, 1990; Carosi *et al.*, 1992b). Le più comuni sono rappresentate da:

- ben sviluppate lineazioni di massima estensione nelle metamorfiti;
- pieghe non cilindriche, con assi talvolta riorientati nella direzione di massima estensione e pieghe intrafoliari asimmetriche;
- code asimmetriche di ricristallizzazione intorno a porfiroclasti di tipo sigma e delta (Passchier e Simpson, 1986). In prossimità del *thrust* della Barbagia le code di pressione diventano maggiormente asimmetriche.
- fratture con spostamenti sintetici ed antitetici in fenocristalli fratturati di feldspato.

Queste caratteristiche suggeriscono una deformazione non-coassiale come risultato di una pronunciata componente di taglio semplice associata alla deformazione. Lo sviluppo della deformazione è marcatamente eterogeneo

attraverso le unità tettoniche. Si può tuttavia osservare un incremento della deformazione avvicinandosi al *thrust* della Barbagia, in corrispondenza del quale si verifica una forte concentrazione di deformazione che dà luogo ad una spessa e discontinua fascia cataclastico/milonitica di spessore variabile da 0 a 100 m circa, a pieghe molto più strette, a lineazioni di massima estensione meno disperse e a più elevati valori di deformazione finita (Carosi, 1990; 1992; 1994).

COMPLESSO METAMORFICO DI BASSO GRADO DELLA BARBAGIA

La prima fase deformativa

È riconoscibile solamente come foliazione relitta all'interno dei *microlithons* millimetrici e centimetrici. La S1 è sempre ben crenulata, specialmente nei derivati pelitico-arenacei; talvolta sono riconoscibili microcarniere di pieghe F1 di tipo simile a carico di laminazioni sedimentarie, ancora osservabili a scala macroscopica e microscopica.

La seconda fase deformativa

Pieghe D2 - Le pieghe D2, visibili per lo più alla mesoscala e alla microscala, sono rovesciate e coricate, a geometria prevalentemente simile (classi 1C-2, Ramsay, 1967). Le pieghe F2 (Fig. 8A, B) sono frequentemente non-cilindriche e di tipo *transected* (Borradaile, 1978).

Elementi strutturali della fase D2

La fase D2 è molto intensa, traspone le strutture precedenti e produce una foliazione S2 classificabile come clivaggio di crenulazione molto evoluto (Fig. 8B, C), che risulta la superficie più evidente e traspone ed oblitera le strutture precedenti (Fig. 8D). Tale foliazione presenta direzioni molto disperse e deboli inclinazioni (Fig. 9A). Gli assi A2 hanno direzioni variabili intorno a N60E - N70E. Le lineazioni di massima estensione mostrano un accentuato massimo intorno a N20E - N30E.

La foliazione S2 presenta relazioni di tipo *transecting* con le pieghe coeve F2. È spesso osservabile un angolo di diversi gradi tra la traccia della foliazione di piano assiale S2 e gli assi delle pieghe coeve F2. Gli angoli di *transecting* tra foliazione S2 e cerniere delle pieghe variano da 10° a 30° in pieghe rovesciate non-cilindriche F2. Secondo Carosi e Pertusati (1990) queste pieghe si sono formate negli stadi iniziali della deformazione D2 e si sono trovate in seguito in posizione obliqua rispetto agli assi principali dello *strain* incrementale in un regime deformativo non-coassiale (Ramsay e Huber, 1983). Talvolta si possono riconoscere nello stesso affioramento pieghe F2 cilindriche e non-cilindriche *transected* a carico degli stessi litotipi; esse possono essersi enucleate in momenti diversi della storia deformativa in cui le pieghe formatesi per ultime hanno geometria cilindrica e non mostrano fenomeni di *transecting* con la propria foliazione.

I valori di cristallinità dell'illite indicano condizioni di metamorfismo tipiche della anchizona in corrispondenza del fronte della falda e di epizona nelle porzioni più interne (Franceschelli *et al.*, 1992), confermando quanto proposto da Dessau *et al.* (1983).

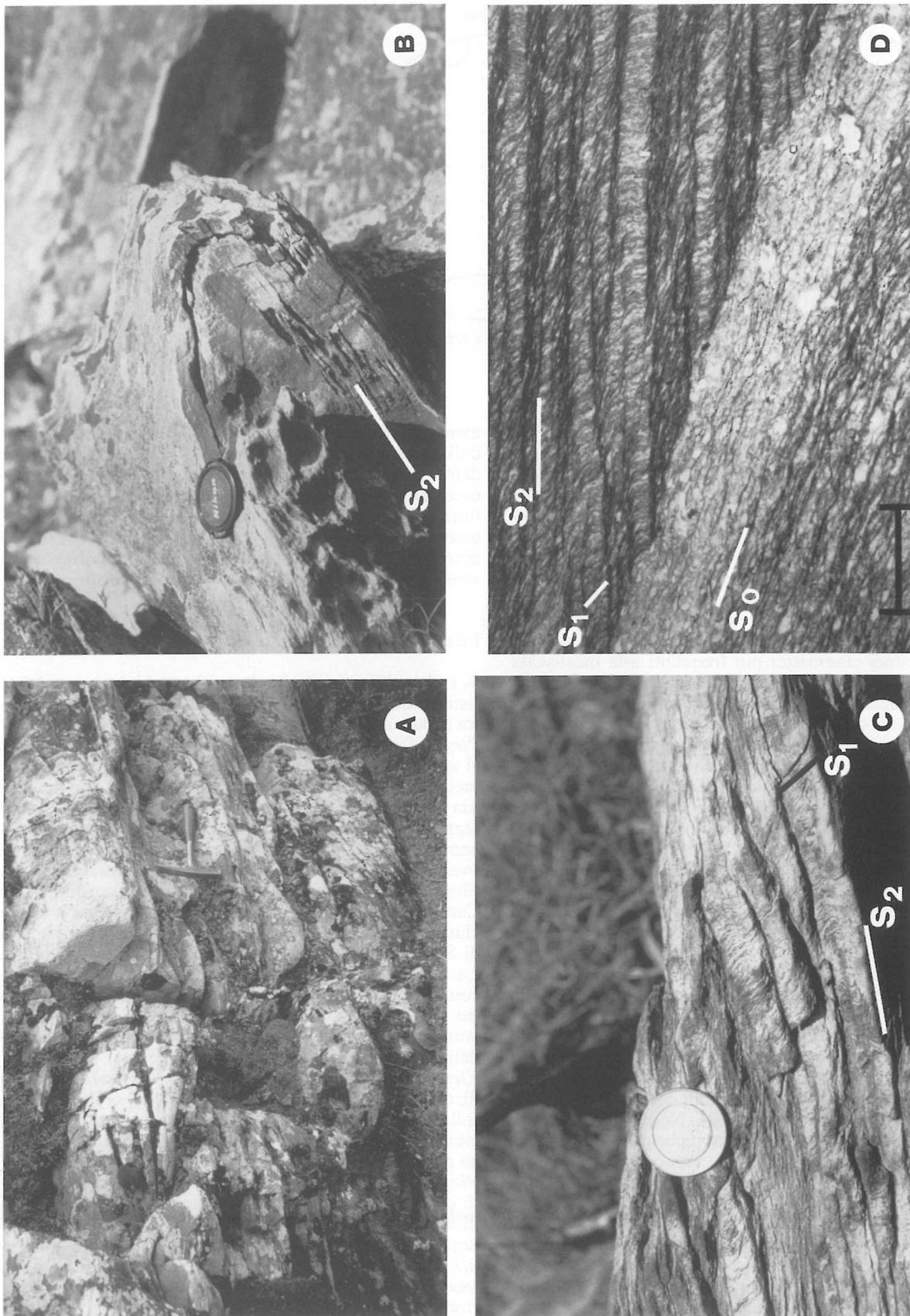


Fig. 8 - Esempi di strutture deformative nel CMBGB.

A: Pieghie non-cilindriche coricate F2 in quarziti nei pressi della Cantoniera Arqueri. B: Piega F2 in quarziti poco al di sopra del *thrust* della Barbagia, con foliazione S2 di piano assiale di tipo clivaggio di crenulazione spaziata. C: Foliazione spaziata S2 in quarziti; nei *microolithons* si può osservare la foliazione S1 relitta. D: Aspetto microscopico del clivaggio di crenulazione S2; la foliazione S1 è visibile nei *microolithons* di seconda fase. Si può osservare anche la stratificazione S0 a basso angolo con la foliazione S1. N //, scala di riferimento = 1 mm.

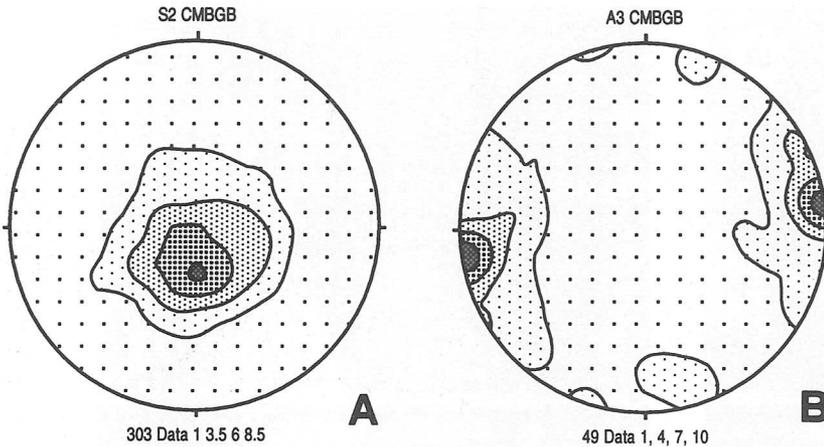


Fig. 9 - Proiezioni equiareali (emisfero inferiore). A: poli della foliazione S2 nel CMBGB; B: assi delle pieghe F3 nel CMBGB.

SOVRASCORRIMENTI E INDICATORI CINEMATICI

Il contatto tra il CMBGB e l'Unità di Meana Sardo è tettonico e marcato da una spessa fascia cataclastico-milonitica (circa 50-100 m) a spese di filladi, quarziti e metarenarie del CMBGB (Fig. 10A). A nord ovest dell'area esaminata il CMBGB viene a contatto con i metacalcari devoniani dell'unità sottostante, mentre procedendo verso sud est il contatto taglia attraverso le formazioni più antiche dell'Unità di Meana Sardo fino a poggiare sulle metavulcaniti della Formazione di Serra Tonnai.

Gli indicatori cinemati più frequenti alla mesoscala sono costituiti da diffuse strutture S-C, a scala da millimetrica a decimetrica (Fig. 10A), zone di sviluppo di *shear bands* (o ECC: Platt e Vissers, 1980) e code di pressione asimmetriche attorno ad aggregati di quarzo ricristallizzato. Le *shear bands* hanno inclinazione opposta rispetto alla foliazione principale immergendo di pochi gradi verso sud ovest. Secondo Platt e Visser (1980), Platt (1984), Hanmer e Passchier (1991) e Passchier (1991) esse sono caratteristiche degli stadi finali dell'evoluzione delle zone di taglio e si formano in prevalenza in rocce ben foliate. Il loro sviluppo è legato ad una componente di estensione parallela alla zona di taglio. Sui piani C sono ben sviluppate lineazioni di massima estensione che hanno un massimo intorno a N30E 10NE (Fig. 11). Le intersezioni tra piani S e piani C sono generalmente perpendicolari alla lineazioni di massima estensione.

Sono spesso osservabili micro- e mesopieghe fortemente asimmetriche con fianchi stritati e cerniere ispessite che consentono di ricostruire ellissoidi della deformazione inclinati verso nord est e compatibili con spostamenti del tetto verso sud ovest (Fig. 10B). Nelle miloniti sono abbondanti vene di quarzo sintettoniche di forma sigmoidale, generalmente ricristallizzate con quarzo a tessitura poligonale. Tutti gli indicatori cinemati studiati forniscono direzioni di trasporto tettonico del tetto verso ovest e sud ovest.

Le miloniti sono per lo più quarzo-miloniti con originari clasti di quarzo di dimensioni millimetriche deformati plasticamente con forma ellittica ed estinzione ondulata circondati da *newgrain* e *subgrain* di dimensioni netta-

mente inferiori. Si osserva una progressiva diminuzione della grana procedendo verso la fascia di più intensa deformazione milonitica. Nelle protomiloniti si possono osservare i granuli originari di quarzo di dimensioni millimetriche in una matrice quarzoso-sericitica a granulometria leggermente inferiore. Con l'aumento della deformazione i granuli primari tendono a ricristallizzare e a scomparire formando dei "piccoli" porfiroclasti.

LE FASI DEFORMATIVE TARDIVE

Si sviluppano in ambedue le unità tettoniche con caratteristiche del tutto simili e deformano il contatto tettonico tra le due unità.

Pieghe D3 - Durante il collasso estensionale della catena si sviluppa una generazione di pieghe che interessa le metamorfite a varie scale. Si tratta di pieghe con geometria variabile da simmetrica a fortemente asimmetrica, da leggermente rovesciate fino a coricate. Le pieghe F3 hanno una doppia vergenza: verso nord est e verso sud ovest sul fianco nordorientale e sudoccidentale dell'antiforme del Flumendosa, rispettivamente (Cappelli, 1991; Carmignani *et al.*, 1994). Sono pieghe da aperte a molto chiuse che talvolta si originano per deformazione passiva di S0 ed S1 in fasce di taglio estensionali fragili/duttili. La fase D3 deforma il sovrascorrimento della Barbagia con pieghe asimmetriche a grande scala con vergenza a est e nord est. Le pieghe F3 rovesciano generalmente verso nord e nord est (Fig. 5D), confermando il quadro delineato da Carmignani *et al.* (1992, 1994)

Elementi strutturali della fase D3 - Gli assi A3 hanno direzioni variabili da N070E a N140E (Fig. 9B). La foliazione di piano assiale è costituita da un clivaggio di crenulazione e/o da un clivaggio di frattura che si sviluppa per lo più nella zona di cerniera.

Pieghe D4 - Si tratta prevalentemente di una generazione di pieghe a piccola scala che determinano deformazioni di modesta entità; sono pieghe per lo più aperte, spesso di tipo *kink* (Carmignani e Pertusati, 1979; Carmignani *et al.*, 1982b). Le loro relazioni con le pieghe F3 sono incerte, ma in alcuni casi le pieghe F4 sembrano posteriori.

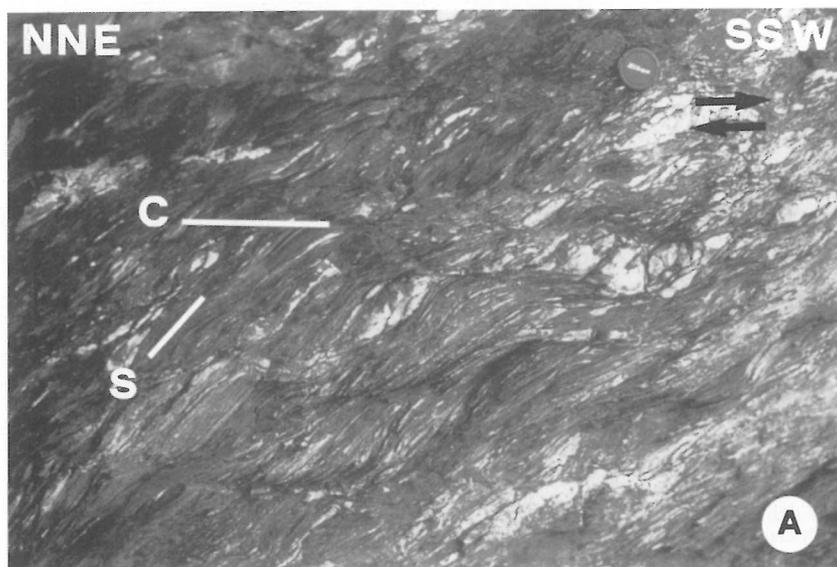


Fig. 10 - A: Strutture S-C nella fascia cataclastico/milonitica a spese di filladi e metarenarie in corrispondenza del thrust della Barbagia (Cuile Margiani Lassu). Le superfici S-C, a scala decimetrica, indicano un senso di trasporto del tetto verso sud ovest. B: Pieghe asimmetriche di taglio in livelli quarzoso-arenacei in metapeliti siluro-devoniche in corrispondenza del thrust della Barbagia; l'asimmetria delle pieghe con raccorciamento dei fianchi corti e boudinage lungo i fianchi lunghi è compatibile con un'ellisse della deformazione prodotta da un taglio con senso di movimento del tetto verso sud ovest. N +; barra di riferimento = 1 mm.

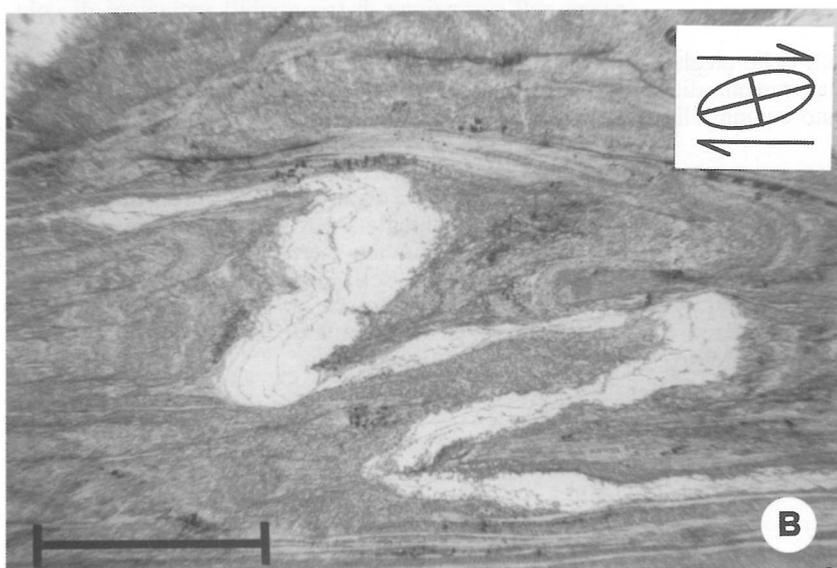


Fig. 10 - A: Strutture S-C nella fascia cataclastico/milonitica a spese di filladi e metarenarie in corrispondenza del thrust della Barbagia (Cuile Margiani Lassu). Le superfici S-C, a scala decimetrica, indicano un senso di trasporto del tetto verso sud ovest. B: Pieghe asimmetriche di taglio in livelli quarzoso-arenacei in metapeliti siluro-devoniche in corrispondenza del thrust della Barbagia; l'asimmetria delle pieghe con raccorciamento dei fianchi corti e boudinage lungo i fianchi lunghi è compatibile con un'ellisse della deformazione prodotta da un taglio con senso di movimento del tetto verso sud ovest. N +; barra di riferimento = 1 mm.

Elementi strutturali della fase D4 - La foliazione di piano assiale delle pieghe F4 è quasi sempre rappresentata da un clivaggio di crenulazione spaziato o da un clivaggio di frattura con giaciture molto inclinate e sub-verticali, che si sviluppa quasi esclusivamente nelle cerniere delle pieghe. Le direzioni degli assi variano da N170E a N020E.

STRUTTURE DI INTERFERENZA

La sovrapposizione delle pieghe F3 sulle pieghe F1 nell'Unità di Meana Sardo produce figure di interferenza variabili in relazione alle diverse giaciture degli elementi strutturali coinvolti. Tuttavia sono frequenti *pattern* di interferenza di tipo H2 (Ramsay e Huber, 1987) prodotti

dalle fasi D1+D3 con direzioni assiali comprese tra 0° e 90° e piani assiali circa ortogonali o ad alto angolo (Fig. 12). Questo tipo di interferenza giustifica la variazione di orientazione dei contatti stratigrafici e della foliazione S1 da direzioni nord ovest – sud est a direzioni nord nord est – sud sud ovest, comuni nell'area studiata e nell'Unità di Meana Sardo in generale.

Sul versante ovest del M. S. Vittoria si hanno delle figure di tipo H2 prodotte da anticlinali a nucleo di Arenarie di Solanas, mentre nel settore a sud est (zona di Genna Lilli e Perda Serrau) le figure di interferenza sono evidenziate da una serie di anticlinali e sinclinali prodotte dal contatto tra le formazioni di Manixeddu e Serra Tonnai.

Le fasi D3 e D4 producono figure di interferenza di tipo duomi e bacini osservabili prevalentemente a scala dell'affioramento; talvolta si formano duomi e bacini asim-

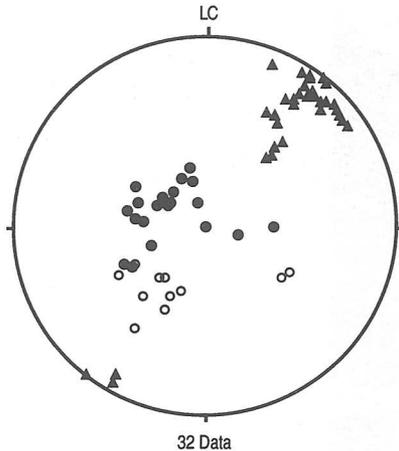


Fig - 11. Proiezione equiareale degli elementi strutturali nella fascia cataclastico/milonitica in corrispondenza del *thrust* della Barbagia (emisfero inf.). Cerchio pieno: poli delle superfici C; cerchio vuoto: poli delle superfici S; triangolo pieno: lineazione di estensione milonitica (il senso di taglio è sempre *top-to-the SW*).

metrici in relazione alle geometrie variabili delle pieghe che li generano. Queste strutture sono relativamente diffuse nell'Unità di Meana Sardo e diventano comuni alla mesoscala nel CMBGB.

DEFORMAZIONE FINITA

L'analisi della deformazione finita è stata condotta in via preliminare in undici località su campioni orientati sul terreno. I campioni provengono da metaconglomerati e da metagrovacche litiche della Formazione di Mani-

xeddu. I clasti sono appiattiti sulla foliazione principale del campione (piano XY dell'ellissoide della deformazione finita) (Fig. 5B) e mostrano un marcato allungamento secondo la direzione della lineazione di estensione mineralogica misurata nella circostante matrice (asse X dell'ellissoide), costituiscono dei buoni *strain markers* e permettono di ottenere una stima della deformazione finita. I campioni provengono da affioramenti privi di evidenti deformazioni D3 e D4. Sono stati tagliati lungo i piani principali dell'ellissoide della deformazione; due sezioni sono state analizzate (XZ e YZ) e la terza è stata calcolata dalle altre due (Ramsay e Huber, 1983). L'analisi bidimensionale è stata eseguita mediante il metodo centro-a-centro di Fry (Fry, 1979; Hanna e Fry, 1979) utilizzando 50-150 centri per ogni sezione. I valori dei rapporti assiali misurati sulle sezioni XZ variano da 1.7 a 4.0. Gli ellissoidi risultano caratterizzati da un parametro K variabile da 0.55 a 2.5, evidenziando la coesistenza di ellissoidi di tipo triassiale appiattito, allungato e con K=1 (Fig. 13). Tuttavia i punti proiettati sul digramma di Flinn, pur mostrando una certa dispersione, non si discostano molto dalla retta K=1, suggerendo l'approssimarsi di una deformazione piana nell'assunzione di trascurabili variazioni di volume durante la deformazione (Fig. 13). Ipotizzando una deformazione per prevalente taglio semplice possiamo ottenere una stima dell'entità dell'angolo di taglio γ (Ramsay e Huber, 1983), che risulta compreso tra 0.5 e 1.5. Nella ipotesi di modeste o assenti variazioni di volume è possibile normalizzare gli assi X, Y e Z degli ellissoidi della deformazione finita ad un ellissoide di volume costante uguale a $4\pi/3$ (Ramsay e Huber, 1983). Ciò consente di stimare, pur nei limiti delle assunzioni precedenti, l'entità della estensione lungo l'asse X. I valori calcolati variano dal 30% al 90% con un valore medio del 45%, evidenziando l'importanza di questo fenomeno nel settore studiato.

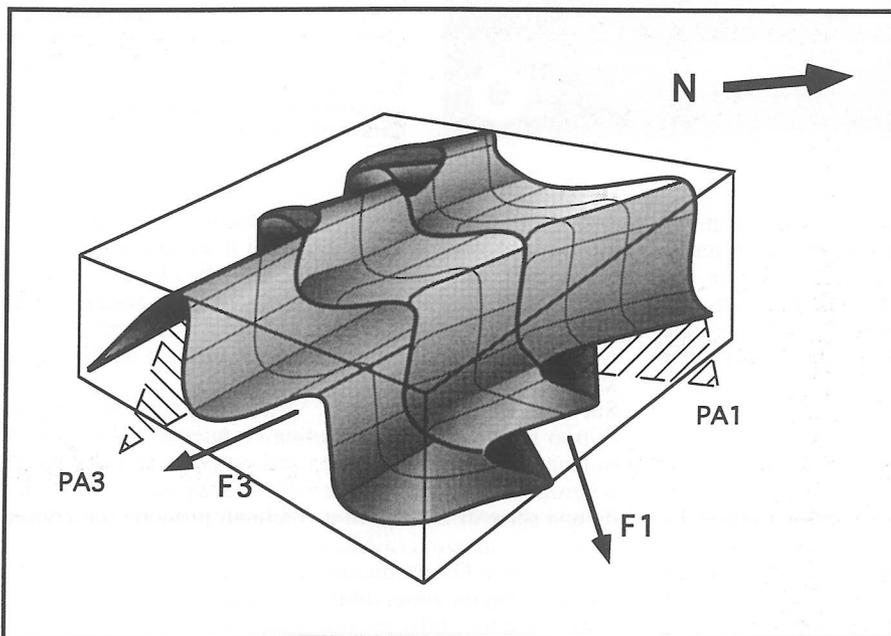


Fig. 12 - Rappresentazione schematica dell'interferenza di tipo H2 (Ramsay e Huber, 1987) prodotta dalle pieghe F1 e pieghe F3 nell'Unità di Meana Sardo.

Su sezioni sud ovest - nord est è stato osservato un sensibile incremento della deformazione (aumento della ellitticità degli ellissoidi della deformazione finita) procedendo verso il *thrust* della Barbagia (Malfatti, 1995), che è in accordo con l'andamento della deformazione finita studiato nel settore Laconi-Meana Sardo (Argenti, 1991; Bruno, 1991; Carosi 1994).

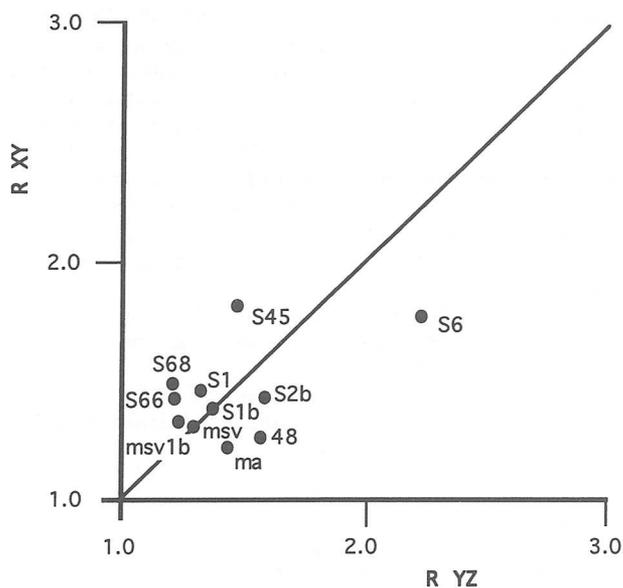


Fig. 13 - Diagramma di Flinn con i campioni analizzati. RXY= rapporto degli assi principali dell'ellisse della deformazione finita sulla sezione XY; RYZ= rapporto degli assi principali dell'ellisse della deformazione finita sulla sezione YZ.

DISCUSSIONE

«Parallelismo» tra assi e lineazioni di estensione nell'Unità di Meana Sardo

L'analisi strutturale ha evidenziato la tendenza al «parallelismo» tra assi delle pieghe F1 e lineazioni di massima estensione L1 nell'Unità di Meana Sardo. Diversi modelli sono stati proposti per spiegare questo tipo di parallelismo nelle catene di montagne: compazione sin-diagenetica e deformazione sovrapposta, fasi tettoniche sovrapposte, regime transpressivo, movimento obliquo di placche e rotazione progressiva degli assi delle pieghe (Carosi *et al.* in stampa, con bibliografia). A parte l'ultimo modello, gli altri prevedono una estensione parallela all'orogene. Tuttavia quando esiste una relazione cinematica tra assi di pieghe e lineazioni di estensione il loro parallelismo può essere prodotto da una progressiva rotazione degli assi delle pieghe che diventano approssimativamente paralleli alla lineazione di massima estensione (asse X dell'ellissoide della deformazione finita), a partire da una orientazione iniziale vicina all'asse intermedio Y (Sanderson, 1973; Escher e Watterson, 1974; Williams, 1978; Skjerna, 1980). Questo modello richiede defor-

mazioni di taglio molto spinte ($\gamma > 10$) per arrivare al parallelismo tra assi e lineazioni e l'assunzione di una deformazione di pieghe passive (Donath e Parker, 1964). In questo modello piccole deviazioni iniziali da condizioni perfettamente planari (perturbazioni) possono essere cinematicamente amplificate durante la deformazione progressiva e possono generare caratteristiche geometrie a *sheath* (Cobbold e Quinquis, 1980).

Le lineazioni L1 misurate nell'Unità di Meana Sardo si formano in un regime deformativo non-coassiale e risultano parallele alle lineazioni di movimento nella fascia cataclastico/milonitica in corrispondenza del *thrust* della Barbagia e quindi ad alto angolo rispetto all'andamento dei maggiori contatti tettonici nella Zona a Falde e nella catena ercinica in Sardegna in generale. La stima dell'angolo di taglio, compreso tra 0.5 e 1.5, sebbene valida nell'ambito della assunzione di deformazione per solo taglio semplice, risulta nettamente inferiore all'angolo teorico necessario per ottenere *sheath folds*. Possiamo avere avuto solo una parziale riorientazione degli assi nella direzione del trasporto tettonico in relazione alla deformazione non-coassiale che ha interessato l'Unità di Meana Sardo, senza tuttavia arrivare ad ottenere pieghe di tipo *sheath*.

Data la relativa continuità delle pieghe chilometriche F1 è stato possibile stimare in modo ragionevole il raccorciamento percentuale (e %) totale misurando la lunghezza l_0 lungo il profilo delle pieghe e la lunghezza l_1 (spazio attualmente occupato dalle pieghe in orizzontale) su sezioni geologiche alla scala 1:10.000 eseguite in direzione circa N30E, parallelamente alla direzione delle lineazioni di massima estensione. È stata utilizzata la relazione (Ramsay e Huber, 1983): $e = ((l_1 - l_0) / l_0) \times 100$. I valori ottenuti variano dal 70% al 95% con una media di 85%. Sono stati annullati gli effetti delle faglie post-erciniche maggiori, ma non sono stati eliminati gli effetti delle fasi deformative tardive, per cui il valore calcolato rappresenta il raccorciamento cumulato dopo tutte le fasi deformative. Tuttavia dall'esame delle sezioni (Fig. 4) è evidente che la maggior parte del raccorciamento è prodotto dalle pieghe di prima fase. Considerando i valori massimi del raccorciamento, nella ipotesi di una deformazione isovolumica per taglio semplice, possiamo calcolare in maniera indipendente l'ellitticità dell'ellisse della deformazione finita e da questa stimare l'angolo di taglio. Prendendo il valore massimo del raccorciamento, cioè 95%, ricaviamo una ellitticità pari a 20 ed un angolo di taglio uguale a 5. Questo valore è al di sopra del valore 3 dell'angolo di taglio in corrispondenza del quale gli elementi strutturali, quali assi di pieghe, iniziano a ruotare nella direzione di taglio (Skjerna, 1980). I valori dell'angolo di taglio, seppur variabili in relazione agli errori nelle stime effettuate, alle assunzioni fatte e alla eterogeneità della deformazione, giustificano la tendenza alla riorientazione degli elementi strutturali nella direzione di massima estensione.

Nel settore di Laconi-Meana Sardo-Aritzo, gli assi delle pieghe F1 nell'Unità di Meana Sardo variano da N090E a N130E (Carmignani *et al.*, 1982b; Argenti, 1991; Carosi e Pertusati, 1990), risultando sub-perpendicolari alle lineazioni di estensione L1, con direzione N020E - N050E. La tendenza al parallelismo tra assi A1 e lineazioni L1 sembra un fenomeno localizzato dell'area studiata;

ciò evidenzia la presenza di una deformazione duttile non-coassiale ed eterogenea nell'Unità di Meana Sardo a scala regionale.

La deformazione per taglio aumenta sensibilmente procedendo verso il *thrust* della Barbagia (Carosi, 1994). L'ampiezza delle pieghe F1 decresce e l'entità della deformazione finita diventa progressivamente maggiore provocando un sensibile incremento della ellitticità degli ellissoidi della deformazione finita.

Nel settore di Laconi - Meana Sardo, alcune decine di km a nord ovest dell'area studiata, l'analisi della deformazione finita ha messo in evidenza un aumento della deformazione non-coassiale passando dalle Unità del Gerrei all'Unità di Meana Sardo, ed in quest'ultima procedendo verso il *thrust* della Barbagia (Carosi, 1994). Quindi abbiamo eterogeneità della deformazione lungo la direzione e ortogonalmente all'andamento regionale delle strutture.

Relazione tra antiformali e sinformi regionali e pieghe F3

A scala regionale le metamorfite, deformate dalle fasi D1-D2, sono interessate da grandi antiformali e sinformi di lunghezza d'onda plurichilometrica (Antiforme del Flumendosa e Sinforme della Barbagia; Fig. 1 e 2), talvolta accompagnate da clivaggio di crenulazione di piano assiale sub-verticale. Tali pieghe dritte a grande scala sono marcate dagli andamenti delle foliazioni S1 ed S2, che evidenziano strutture a duomo allungate.

Queste deformazioni fanno sì che molte delle strutture prodotte dalla fase D1 e D2 vengano ad assumere giaciture assai inclinate sui fianchi delle sinformi e delle antiformali, trovandosi quindi in posizione favorevole ad accomodare la deformazione per raccorciamento verticale, in regime prevalentemente coassiale (Carmignani *et al.*, 1993; 1994), durante il collasso estensionale della catena. La giacitura iniziale delle superfici controlla la giacitura e la geometria delle pieghe F3 (Carosi *et al.*, in stampa). Infatti possiamo avere pieghe F3 per lo più simmetriche e con piani assiali sub-orizzontali in caso di strati, foliazioni etc. subverticali; invece si svilupperanno pieghe più o meno asimmetriche quando le superfici saranno inclinate. In questo caso si potranno facilmente sviluppare anche fasce di taglio estensionali in relazione alle componenti di stress di taglio parallele alle superfici. In questo modo si può ragionevolmente spiegare la coesistenza di pieghe F3 con piani assiali debolmente inclinati, non compatibili con il piano assiale delle antiformali e sinformi maggiori (Antiforme del Flumendosa e Sinforme della Barbagia) e la contemporanea presenza di pieghe F3 di taglio, asimmetriche e pieghe F3 per lo più simmetriche, senza alcuna relazione con fasce di taglio estensionali.

CONCLUSIONI

L'analisi strutturale e il rilevamento geologico di dettaglio condotti nell'Unità di Meana Sardo, una delle maggiori unità tettoniche del basamento ercinico in Sardegna, ha permesso di riconoscere due fasi deformative *sin-nappe* ed due fasi deformative *post-nappe* legate al collasso estensionale della catena stessa.

Il sovrascorrimento del CMBGB sull'Unità di Meana Sardo è uno dei lineamenti tettonici maggiori della Sardegna centrale ed ha prodotto spesse fasce cataclastiche e milonitiche al contatto tra le due unità e deformazioni duttili generalizzate nell'unità sottostante. Gli indicatori cinematici nelle cataclasi e nelle miloniti indicano un trasporto delle unità da nord est verso sud ovest.

La fase D1 ha prodotto pieghe non-cilindriche rovesciate, molto strette, di dimensioni da metriche a chilometriche con assi parzialmente riorientati rispetto alla lineazione di massima estensione. Le pieghe F1 sono asimmetriche e mostrano una vergenza verso i quadranti meridionali. La deformazione duttile D1-D2 risulta marcatamente eterogenea mostrando un aumento di intensità procedendo verso il sovrascorrimento del CMBGB. Ciò produce più alti valori della deformazione finita, pieghe progressivamente più strette, lineazioni di massima estensione più pronunciate e meno disperse e un più accentuato parallelismo tra assi delle pieghe F1 e lineazioni di massima estensione L1.

La fase D3 produce pieghe asimmetriche, *kink* e superfici di taglio prevalentemente fragili legate al collasso estensionale della pila di falde.

L'interferenza di tipo H2 tra le pieghe F1 e F3 ha prodotto gli effetti cartografici più evidenti nell'Unità di Meana Sardo.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano il Prof. F. A. Decandia per l'accurata revisione critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- Albani, R., 1989. Ordovician (Arenigian) Acritarchs from the Solanas Sandstone Formation, Central Sardinia, Italy. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 28 (1): 3-37.
- Albani, R., Di Milia, A., Minzoni, N. e Tongiorgi, M., 1985. Nuovi dati palinologici e considerazioni geologiche sulla età delle Arenarie di Solanas (Cambro-Ordoviciano - Sardegna Centrale). *Atti Soc. tosc. Sci. nat. Mem.*, A, 91: 1-20.
- Argenti, A., 1991. Studio geologico di un segmento della catena ercinica: Meana sardo, Sardegna centrale. Università di Pisa, tesi di laurea inedita, 95 pp.
- Barca, S., 1991. Phénomènes de resédimentation et flysch hercynien à faciès Culm dans le «synclinal du Sarrabus» (SE de la Sardaigne, Italie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313 (2): 1051-1057.
- Barca, S. e Olivieri, R., 1991. Age and source of calcareous blocks resedimented into hercynian flysch type sediments of Sarrabus (southeastern Sardinia). In: *Geologia del Basamento Italiano. Abstracts*. Siena 21-22 marzo 1991, 15.
- Barca, S., Carmignani, L., Eltrudis, A. e Franceschelli, M., 1993. Advanced diagenesis in a Stephano-Permian basin related to the Hercynian basement uplift in SE Sardinia (Italy). In: Sèranne M. e Malavieille J. (Eds.), *Late orogenic extension in Mountain belts*. Doc. BRGM France, 219: 16-17.
- Barca, S., Carmignani, L., Eltrudis, A., Gattiglio, M. e Pala, L., 1992. Relationships between foredeep deposits and hercynian nappes in southeastern Sardinia. In: Carmignani L. e Sassi F.P. (Eds.), *Contributions to the Geology of Italy, IGCP N° 276, Newsletter*, 5: 33-44.
- Borradaile, G.J., 1978. Transected folds: A study illustrated with examples from Canada and Scotland. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 89: 481-493.
- Bosellini, A. e Ogniben, G., 1968. Ricoprimenti ercinici nella Sardegna Centrale. *Ann. Univ. Ferrara*, 1: 1-15.
- Bruno, V., 1991. Studio geologico strutturale di un settore della catena

- ercinica in Sardegna: Laconi. Università di Pisa, tesi di laurea inedita, 146 pp.
- Cappelli, B., 1991. LP-HT metamorphic core complexes in the Nappe Zone of the Hercynian chain in Sardinia (Italy). In: *Geologia del Basamento Italiano. Abstract. Siena 21-22 marzo 1991*, 118-121.
- Cappelli, B., Carmignani, L., Castorina, F., Di Pisa, A., Oggiano, G. e Petrini, R., 1992. A Variscan suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence. *Geodinamica Acta, Numéro special "Palaeozoic Orogenies in Europe"*, 5 (1-2): 101-118.
- Carmignani, L. e Pertusati, P.C., 1979. Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna SE). *Boll. Soc. geol. ital.*, 96 (1977): 339-364.
- Carmignani, L. e Autori vari, 1987. Structural model of the Hercynian Basement of Sardinia (scala 1:500.000).
- Carmignani, L., Barca, S., Cappelli, B., Di Pisa, A., Gattiglio, M., Oggiano, G. e Pertusati, P.C., 1992. A tentative model for the Hercynian Basement of Sardinia. In: Carmignani L. e Sassi F.P. (Eds.), *Contributions to the Geology of Italy. IGCP N°276, Newsletter*, 5: 61-82.
- Carmignani, L., Carosi, R., Di Pisa, A., Elter, F.M., Gattiglio, M., Musumeci, G., Oggiano, G. e Pertusati, P.C., 1993. Post-collisional extensional tectonics in the Hercynian Belt of Sardinia (Italy). In: M. Séranne e J. Malavieille (Eds.), *Late orogenic extension in Mountain Belts. Doc. BRGM. France*, 219: 36-37.
- Carmignani, L., Carosi, R., Di Pisa, A., Gattiglio, M., Musumeci, G., Oggiano, G. e Pertusati, P.C., 1994. The Hercynian chain in Sardinia (Italy). *Geodinamica Acta*, 7: 31-47.
- Carmignani, L., Cherchi, G.P., Del Moro, A., Franceschelli, M., Ghezzi, C., Musumeci, G., e Pertusati P.C., 1990. The mylonitic granitoids and tectonic units of Monte Grighini Complex (W-Sardinia): a preliminary note. *IGCP project n°5, Newsletter*, 7 (1987): 25-26.
- Carmignani, L., Coccozza, T., Ghezzi, C., Pertusati, P.C. e Ricci, C.A., 1982a. Lineamenti del basamento sardo. In: *Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. geol. ital.*: 11-23.
- Carmignani, L., Coccozza, T., Ghezzi, C., Pertusati, P.C. e Ricci, C.A., 1986a. 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.
- Carmignani, L., Coccozza, T., Minzoni, N. e Pertusati, P.C., 1979. Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a NE del Campidano. *Mem. Soc. geol. ital.*, 19: 501-510.
- Carmignani, L., Coccozza, T., Minzoni, N. e Pertusati, P.C., 1981. Structural and paleogeographic lineaments of the Variscan cycle in Sardinia. In: H.J. Zwart e U.F. Dornsiepen (Eds.), *The Variscan Orogen in Europe. Geologie en Mijnbouw*, 60: 171-181.
- Carmignani, L., Coccozza, T., Minzoni, N., Pertusati, P.C. e Ricci, C.A., 1980b. È la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna? *Mem. Soc. geol. ital.*, 20 (1979): 47-55.
- Carmignani, L., Costagliola, C., Gattiglio, M., Leglise, M., Oggiano, G., Mascia, M., Naud, G. e Pertusati, P.C., 1982b. Lineamenti geologici della bassa valle del Flumendosa (Sardegna sud-orientale). In: *Guida alla geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. geol. ital.*, 95-107.
- Carmignani, L., Del Moro, A., Franceschelli, M., Ghezzi, C. e Pertusati, P.C., 1985a. Sistematica Rb-Sr dei graniti sincinemati del M.te Grighini, Sardegna Centrale. In: *Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano. Siena, Riunione Scientifica*, 13-14 Dicembre, 61-63.
- Carmignani, L., Elter, F.M., Gattiglio, M., Maxia, M., Moretti, A., Oggiano, G. e Pertusati, P.C., 1986b. The Geology of Barbagia. In: L. Carmignani et al. (Eds.), *Guide book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia. IGCP project N°5, Newsletter special issue*, 73-85.
- Carmignani, L., Gattiglio, M., Minzoni, N., Oggiano, G. e Pertusati, P.C., 1985b. L'Unità di Meana Sardo: indipendenza tettonica dei porfiroidi di base. In: *Evoluzione stratigrafica, tettonica metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano. Siena, Riunione Scientifica*, 13-14 Dicembre, 89-90.
- Carmignani, L., Gattiglio, M., Minzoni, N. e Pertusati, P.C., 1982c. Lineamenti geologici principali del Sarcidano-Barbagia di Belvi. In: *Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. geol. ital.*, 119-125.
- Carosi, R., 1990. Evoluzione tettonica di un segmento della catena ercinica: le unità della Sardegna centro-meridionale nel settore Barbagia-Gerrei. Università di Pisa, Tesi di dottorato inedita, 302 pp.
- Carosi, R., 1992. Finite strain determination in the tectonic units of central-southern Sardinia. *Boll. Soc. geol. ital.*, 110 (1991): 675-683.
- Carosi, R., 1994. Deformation and finite strain in the Variscan chain of central Sardinia, Italy. *Tectonic Studies Group*, 19-21 December 1994 Leeds, abstract.
- Carosi, R. e Gattiglio, M., 1990. Geotraverse B in Sardinia (SFC: Stratigraphic Correlation Forms): new data on the sardinian Paleozoic basement. In: *IGCP project N5; Stratigraphic Correlation Forms concerning the pre-Alpine areas in the Mediterranean belts. Rend. Soc. geol. ital.*, 12 (1989): 143-172.
- Carosi, R. e Pertusati, P.C., 1990. Evoluzione strutturale delle unità tettoniche erciniche nella Sardegna centro-meridionale. *Boll. Soc. geol. ital.*, 109: 325-335.
- Carosi, R., Cerbai, N. e Montomoli, C. Deformation history of the Verrucano of Pisani Mts. (Northern Apennines Italy). *Ann. Tectonicae*. In stampa.
- Carosi, R., Elter, F.M., Gattiglio, M., Maxia, M., Oggiano, G. e Pertusati, P.C., 1990. Some specification on pre-caradocian volcanism central Sardinia. In: F.P. Sassi e R. Borrouilh (Eds.), *IGCP N°5, Newsletter*, 7 (1987): 27-29.
- Carosi, R., Gattiglio, M., Musumeci, G. e Oggiano, G., 1992a. Geologia della catena ercinica in Sardegna - Zona a Falde. In: L. Carmignani et al. (Eds.), *Geologia della catena ercinica in Sardegna. Guida alla escursione sul basamento paleozoico della Sardegna*, maggio 1992, 77-145.
- Carosi, R., Musumeci, G. e Pertusati, P.C., 1991a. Le Unità di Castello Medusa e Monte Grighini (Sardegna centro-meridionale) nell'evoluzione tettonica del basamento ercinico. *Boll. Soc. geol. ital.*, 109 (1990): 643-654.
- Carosi, R., Musumeci, G. e Pertusati, P.C., 1991b. Senso di trasporto delle unità tettoniche erciniche della Sardegna dedotto dagli indicatori cinematici nei livelli cataclastico-milonitici. *Rend. Soc. geol. ital.*, 13 (1990): 103-106.
- Carosi, R., Musumeci, G. e Pertusati, P.C., 1992b. Differences in the structural evolution of tectonic units in Central-Southern Sardinia. *Boll. Soc. geol. ital.*, 110 (1991): 543-551.
- Cobbold, P.R. e Quinquis, H., 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *J. struct. Geol.*, 2: 119-126.
- Dessau, G., Duchi, G., Moretti, A. e Oggiano, G., 1983. Geologia della zona del Valico di Correboi (Sardegna centro-orientale). *Rilevamento, tettonica e giacimenti minerali. Boll. Soc. geol. ital.*, 101: 497-522.
- Donath, F.A. e Parker, R.B., 1964. Folds and folding. *Bull. geol. Soc. Amer.* 75: 45-62.
- Elter, F.M., Musumeci, G. e Pertusati, P.C., 1990. Late Hercynian shear zones in Sardinia. *Tectonophysics*, 176: 387-404.
- Escher, A. e Watterson, J., 1974. Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22: 223-231.
- Franceschelli, M., Gattiglio, M., Pannuti, F. e Fadda, S., 1992. Illite crystallinity in pelitic rocks from the External and Nappe Zone of the Hercynian chain of Sardinia (Italy). In: L. Carmignani e F.P. Sassi Eds., *Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. A volume dedicated to Tommaso Coccozza. IGCP N° 276, Newsletter*, 5, Siena 1992, 127-135.
- Fry, N., 1979. Random point distribution and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, 60: 89-105.
- Gattiglio, M., 1988. Confronti tra il basamento ercinico sardo ed il basamento paleozoico delle Alpi Apuane. Università di Pisa, Tesi di dottorato inedita, 209 pp.
- Gattiglio, M. e Oggiano, G., 1990. L'Unità tettonica di Brunco Nieddu e i suoi rapporti con le unità della Sardegna sud-orientale. *Boll. Soc. geol. ital.*, 109: 547-55.
- Grujic, D. e Manchtelov, N.S., 1995. Fold with axes parallel to the extension direction: an experimental study. *J. struct. Geol.*, 17: 279-291.
- Hanna, S.S. e Fry, N., 1979. A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas. *J. struct. Geol.*, 1: 155-162.
- Hanmer, S. e Passchier, C.W., 1991. Shear sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada, paper* 90-17: 72 pp.

- Malfatti, G., 1995. Deformazioni sin-post collisionali nell'Unità di Meana Sardo (Sarcidano, Sardegna centrale). Università di Pisa, tesi di laurea inedita, 101 pp.
- Maxia, M., 1984. Segnalazione di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale. *Rend. Soc. geol. ital.*, 6 (1983): 21-24.
- Memmi, I., Barca, S., Carmignani, L., Coccozza, T., Franceschelli, M., Gattiglio, M., Ghezzi, C., Minzoni, N., Naud, G., Pertusati, P.C. e Ricci, C.A., 1982. Il magmatismo pre-ercinico della Sardegna. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. geol. ital., 157-167.
- Memmi, I., Barca, S., Carmignani, L., Coccozza, T., Elter, F.M., Franceschelli, M., Gattiglio, M., Ghezzi, C., Minzoni, N., Naud, G., Pertusati, P.C. e Ricci, C.A., 1983. Further geochemical data on the pre-hercynian igneous activity of Sardinia and on their geodynamic significance. IGCP project N°5, Newsletter, 5: 87-93.
- Minzoni, N., 1975. La serie delle formazioni Paleozoiche a sud del Gennargentu. *Boll. Soc. geol. ital.*, 94: 347-365.
- Minzoni, N., 1977. Successione stratigrafica ed assetto tettonico delle formazioni paleozoiche della Sardegna centrale. in: G.B. Vai (Ed), *Escursione in Sardegna 1977: risultati e commenti*. GLP, 2 (1977): 53-56.
- Musumeci, G., 1992. Ductile wrench tectonics and exhumation of hercynian metamorphic basement: Monte Grighini Complex. *Geodinamica Acta, Numéro special "Palaeozoic Orogenies in Europe"*, 5 (1-2): 119-133.
- Naud, G., 1979. Les shales de Rio Canoni, formation repere fossilifere de l'Ordovicien superieur de la Sardaigne orientale. *Consequences stratigraphiques et structurales*. *Bull. Soc. géol. France*, 21: 155-159.
- Naud, G., 1980. Tentative de synthese sur l'evolution geodinamique de la Sardaigne antepermienne. *Mem. Soc. geol. ital.*, 20 (1979): 85-96.
- Oggiano, G., 1994. Lineamenti stratigrafico-strutturali del basamento del Goceano (Sardegna centro-settentrionale). *Boll. Soc. geol. ital.*, 113: 105-115.
- Passchier, C.W., 1991. Geometric constraints on the development of shear bands in rocks. *Geologie en Mijnbouw*, 70: 203-211.
- Passchier, C.W. e Simpson, C., 1986. Porphyroclast system as kinematic indicators. *J. struct. Geol.*, 8: 831-844.
- Pili, P. e Saba, O., 1975. Presenza di Devoniano a conodonti nelle rocce carbonatiche di Correboi (Sardegna centro-orientale). *Boll. Soc. sarda Sc. nat. Cagliari*, 15: 3-8.
- Platt, J.P., 1984. Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. struct. Geol.*, 6: 439-442.
- Platt, J.P., Vissers, R.L.M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. struct. Geol.*, 2 (4): 397-410.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGrawHill, New York, 568 pp.
- Ramsay, J.G. e Huber, I.M., 1983. *The techniques of modern structural geology. volume 1: strain analysis*. Academic Press inc. (London) Ltd., 307 pp.
- Ramsay, J.G. e Huber, I.M., 1987. *The techniques of modern structural geology. volume 2: folds and fractures*. Academic Press inc. (London) Ltd., 391 pp.
- Ricci, C.A., 1992. From crustal thickening to exhumation: petrological, structural and geochronological records in the crystalline basement of northern Sardinia. In: «Contributions to the Geology of Italy», L. Carmignani e F.P. Sassi (Eds.), IGCP N° 276, Newsletter, 5: 187-197.
- Sanderson, D.J., 1973. The development of fold-axes oblique to the regional trend. *Tectonophysics*, 16: 55-70.
- Sarria, E. e Serri, R., 1986. Tettonica compressiva tardopaleozoica nel bacino di Seù (Sardegna Centrale). *Rend. Soc. geol. ital.*, 9 (1986): 7-10.
- Skjernaas, L., 1980. Rotation and deformation of randomly oriented planar and linear structures in progressive simple shear. *Journal of struct. Geol.*, 2: 101-109.
- Tongiorgi, M., Albani, R. e Di Milia, A., 1984. The Solanas Sandstones of Central Sardinia: new paleontological data (Acritarchs) and an attempt of geological interpretation (a «post-sardinian» molasse?). *Bull. Soc. géol. France.*, 26 (4): 665- 680.
- Tongiorgi, M., Bellagotti, E., Di Milia, A. e Trasciatti, M., 1982. Prima datazione su basi paleontologiche (Acritarchi) della Formazione di Solanas (Tremadociano, Arenigiano)(Meana Sardo, Sardegna centrale). In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali, Soc. geol. ital., 127-128.
- Twiss, R.S. e Moores, E.M., 1992. *Structural geology*. Ed. W.H. Freeman and Co., 532 pp.
- Williams, G.D., 1978. Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Lakersfjord, Finnmark. *Tectonophysics*, 48: 29-40.
- Vai, G.B. e Coccozza, T., 1974. Il «Postgotlandiano» sardo, unità sinorogena ercinica. *Boll. Soc. geol. ital.*, 93: 61-72.

(ms. pres. il 18 marzo 1996; ult. bozze il 20 giugno 1996)