

R. CAROSI (*) ⁽¹⁾, C. MONTOMOLI (*), D. IACOPINI (*)

LE PIEGHE ASIMMETRICHE DELL'UNITÀ DI MEANA SARDO, SARDEGNA CENTRALE (ITALIA): EVOLUZIONE E MECCANISMI DI PIEGAMENTO

Riassunto - L'Unità di Meana Sardo (UMS) è caratterizzata dalla presenza di treni di pieghe asimmetriche vergenti verso SW, formatesi durante la fase di ispessimento crostale e litosferico della catena e sviluppo delle falde nella catena Varisica in Sardegna. La geometria delle pieghe chilometriche osservate e cartografate, la cinematica della deformazione e l'analisi della deformazione finita permettono di vincolare i meccanismi di piegamento. Questi dati sono stati confrontati con un modello geometrico bidimensionale di sviluppo di deformazione omogenea non-coassiale. I risultati mostrano che una evoluzione in tre stadii con iniziale *layer parallel shortening*, seguito da amplificazione delle pieghe e successivo taglio semplice, dovuto al sovrascorrimento del Complesso Metamorfo di Basso Grado della Barbagia sull'UMS, è in grado di produrre le pieghe asimmetriche osservate e le deformazioni misurate.

Parole chiave - Pieghe asimmetriche, meccanismi di piegamento, deformazione finita, indicatori cinematici, miloniti, basamento Varisico, Paleozoico, Sardegna.

Abstract - *Asymmetric folds in the Meana Sardo Unit, central Sardinia (Italy): evolution and folding mechanisms.* The Meana Sardo Unit (MSU) shows trains of asymmetric SW-facing folds developed during the thickening stage and nappe development of the Variscan belt in Sardinia. The geometry of the folds and the results of finite strain analysis in the hinge zone of a kilometer fold give informations on the folding mechanisms. The deformation and the geometry of the fold have been compared to a two-dimensional geometrical model of development of homogenous non-coaxial, deformation. The results show that initial layer parallel shortening followed by fold amplification and simple shearing, connected to the overthrust of the Low Grade Metamorphic Complex of Barbagia onto the MSU, provide a model to account for the observed fold geometries and finite strain values.

Key words - Asymmetric folds, finite strain, folding mechanisms, kinematic indicators, mylonites, Variscan basement, Paleozoic, Sardinia.

INTRODUZIONE

Le catene di collisione sono caratterizzate da larghe porzioni interessate da deformazioni duttili pervasive che si sviluppano in gran parte durante la fase di ispessimento crostale e litosferico. La deformazione risulta normalmente ripartita in zone di taglio e piegamenti all'interno delle unità tettoniche. Grandi pieghe asim-

metriche sono state ben documentate nelle catene orogeniche collisionali (Bürgisser & Ford, 1998; Casey & Huggenberger, 1985; Ramsay *et al.*, 1983; Rowan & Kligfield, 1992; Sanderson, 1979), ma la loro presenza è stata anche segnalata in ambienti tettonici estensionali (Fossen & Holst, 1995). I modelli di *fault-bend folding* (Suppe, 1983) e *fault propagation folding* (Suppe, 1985) possono agevolmente spiegare la formazione di pieghe asimmetriche associate a sovrascorrimenti nelle parti più esterne delle catene.

La Zona a Falde della catena Varisica in Sardegna (Carmignani *et al.*, 1994) (Fig. 1) è caratterizzata da pieghe asimmetriche di dimensioni chilometriche che si sviluppano in condizioni metamorfiche di basso grado (Franceschelli *et al.*, 1992) e diffusa deformazione duttile. In queste condizioni si formano lunghi treni di pieghe e deformazioni duttili sia nell'*hanging-wall* che nel *footwall* dei sovrascorrimenti. Nell'Unità di Meana Sardo (UMS) le pieghe asimmetriche di dimensioni chilometriche possono essere cartografate in continuità dal sovrascorrimento superiore (*Thrust* della Barbagia) fino al contatto tettonico con le sottostanti Unità del Gerrei (Fig. 2b) (Carosi *et al.*, 1997; Carmignani *et al.*, 1986). La presenza di metaconglomerati ordoviciani coinvolti nel piegamento permette di ottenere informazioni sull'ellissoide della deformazione finita e di vincolare i meccanismi di sviluppo e di formazione delle pieghe stesse. Lo sviluppo di pieghe asimmetriche è stato modellizzato in 2-D per mezzo della applicazione MATHEMATICA (®Wolfram Research) utilizzando e testando il modello descritto da Rowan & Kligfield (1992). Il confronto tra osservazioni naturali, cartografia geologico-strutturale, geometria e cinematica della deformazione e modellizzazione matematica in 2-D, permettono di vincolare e di ricostruire lo sviluppo delle pieghe asimmetriche osservate in tre principali stadi di evoluzione.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le successioni paleozoiche affioranti in Sardegna sono state deformate e metamorfosate durante l'orogenesi Varisica e il frammento di catena ivi affiorante viene classicamente suddiviso in tre parti (Carmignani *et al.*, 1994) (Fig. 1):

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

(¹) Istituto di Geoscienze e Georisorse - CNR, via Moruzzi 1, I-56124 Pisa.

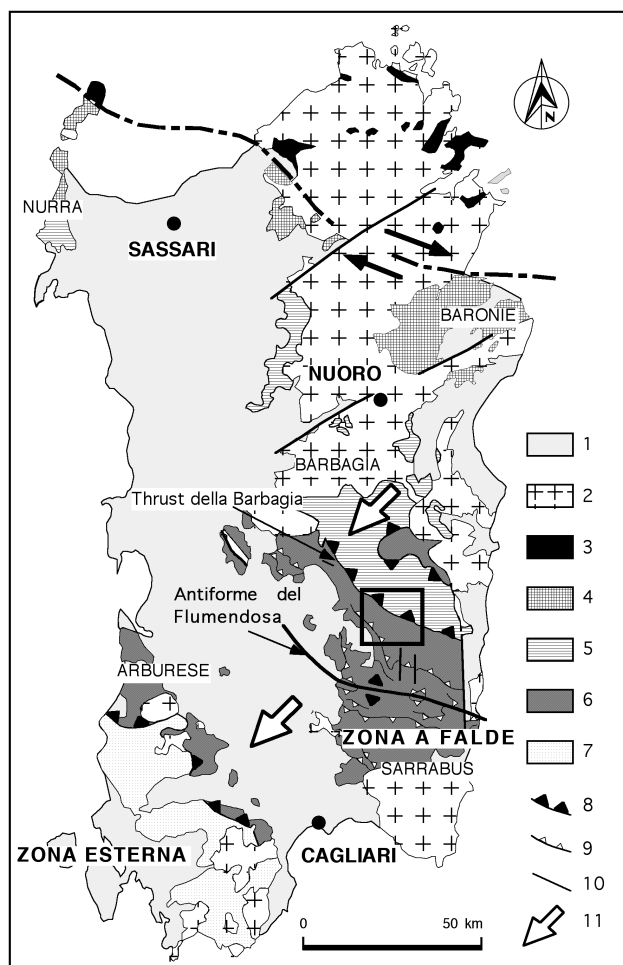


Fig. 1 - Schema tettonico della Sardegna. 1: depositi post-Varisici; 2: granitoidi Varisici; 3: Complesso di alto grado; 4: Falde interne (metamorfismo di basso-medio grado); 5: Falde interne (metamorfismo di basso grado); 6: Falde esterne; 7: Zona esterna; 8: sovraccorrimenti principali; 9: sovraccorrimenti secondari; 10: superfici di faglia; 11: direzione di trasporto tettonico.

- 1) una zona esterna, a SW, anchimetamorfica caratterizzata da piegamenti sovrapposti, *thrust* e *backthrust*;
- 2) una zona a falde formata da rocce equilibrate in larga parte in condizioni di scisti verdi e rappresentata da una pila di unità tettoniche che hanno subito un trasporto verso I quadranti sud-occidentali;
- 3) una zona interna, nella parte settentrionale, formata da rocce equilibrate in condizioni metamorfiche di facies anfibolitica di pressione intermedia e da un complesso metamorfico di alto grado.

Una recente ed esauriente sintesi delle conoscenze geologiche dell'intera catena Varisica in Sardegna si trova in Carmignani *et al.* (1994, con bibliografia) e una più dettagliata descrizione dell'evoluzione della Zona a Falde con descrizione di numerosi itinerari nel basamento Varisico completi di schemi geologici allegati, si può trovare nella Guida all'escursione sulla Struttura

della Catena Ercinica in Sardegna edito in occasione della escursione del Gruppo Informale di Geologia Strutturale (Carmignani *et al.*, 1992; Carosi *et al.*, 1992a).

Le rocce metamorfiche di basso grado che affiorano nel settore di basamento studiato (Fig. 2) appartengono alla Zona a Falde della catena Varisica 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.*, 1994 con bibliografia).

Le Falde Interne sono sovrascorse sull'Unità di Meana Sardo (UMS), che a sua volta è sovrascorsa sulle Unità del Gerrei. Queste ultime due unità appartengono alle Falde Esterne. Il sovraccorrimiento che separa le Falde Interne da quelle Esterne si estende dalla Sardegna centrale verso SE, per oltre 50 km e costituisce uno dei lineamenti tettonici maggiori della catena Varisica in Sardegna (*Thrust della Barbagia*; Fig. 1, 2a e 2b). Lo spostamento minimo stimato attraverso questa struttura, dal fronte delle Falde Interne fino alle finestre tettoniche del Lago Alto del Flumendosa (Monti del Genargentu), a NE, può essere stimato in almeno 20 km. Le successioni più metamorfiche della Zona a Falde (Unità di Monte Grighini e Castello Medusa) affiorano in una serie di finestre tettoniche al di sotto delle Unità del Gerrei. Il metamorfismo dell'Unità di Castello Medusa è in facies di scisti verdi mentre l'Unità del Monte Grighini raggiunge la facies anfibolitica. Tutte queste unità tettoniche appartengono alle Falde Esterne e hanno successioni litostratigrafiche le cui età 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 «Arenarie di Solanas» nell'Unità di Meana Sardo). Una debole discordanza, attribuita alla «Fase Sarabese Auctt.», segna il passaggio al sovrastante complesso metavulcanico e metavulcanoclastico Ordoviciano nel Sarrabus e nell'Arburese. Nell'Unità di Meana Sardo non è stata finora documentata 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 dell'Ordoviciano Superiore. I depositi siluriani sono rappresentati da scisti neri a graptoliti, liditi e metacalcari ad ortoceras 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 e nella zona esterna della catena (Unità di Genn'Argiolas e Unità del Gerrei; Barca *et al.*, 1992; Maxia, 1984).

Nelle Falde Esterne, il sovraccorrimiento dell'Unità di Meana Sardo ha causato lo sviluppo di un *antiformal stack*, la cosiddetta Antiforme del Flumendosa (Carmignani *et al.*, 1982), costituita da strutture di tipo *duplex* all'interno delle Unità del Gerrei, frequentemente scol-

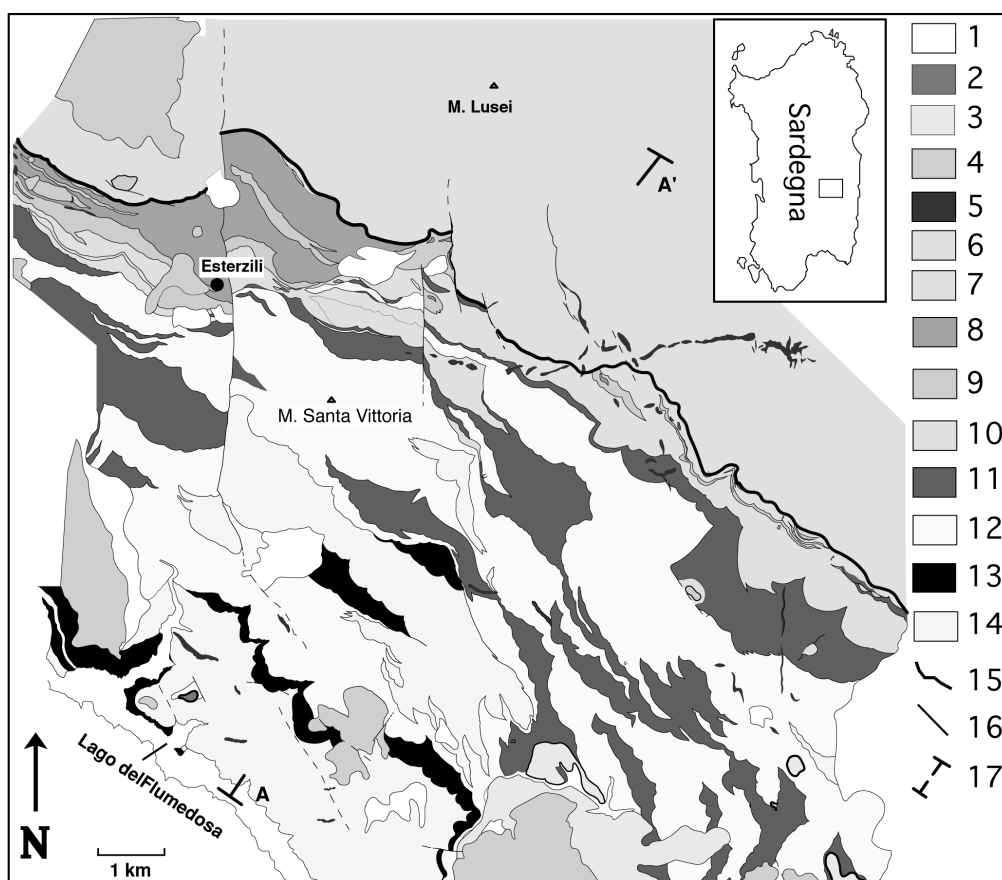


Fig. 2a - Schema geologico dell'area studiata (modificato da Carosi et al., 1997). 1: depositi alluvionali; 2: basalti alcalini e sub-alcalini; 3: conglomerati poligenici e arenarie continentali con matrice argillosa rossastra; 4: dolomie e calcari dolomitici; 5: filoni ed ammassi aplitici; 6: porfidi; 7: Formazioni delle Filladi Grige del Gennargentu; 8: Metacalcari scuri e metacalcari nodulari; 9: Scisti a Graptoliti; 10: Metarenarie e metasiltiti. Formazione di Monte Santa Vittoria; 11: metagrovacche e metandesiti; 12: metavulcanoclastiti e metaconglomerati; 13: metarioliti; 14: Formazione delle Arenarie di Solanas - S. Vito; 15: sovrascorrimenti principali, 16: superfici di faglia; 17: traccia della sezione geologica.

late alla base del complesso metavulcanico Ordoviciano (Fig. 1).

Nella Zona a Falde esistono differenze sia nelle successioni litostratigrafiche, sia nell'evoluzione strutturale tra le unità alloctone delle aree più interne e quelle delle aree più esterne della Zona a Falde. Le Falde Interne sono caratterizzate dalla 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 transgressivi dell'Ordoviciano superiore verso le unità originariamente più esterne.

La fase di ispessimento della catena e di messa in posto delle unità tettoniche ha avuto le sue manifestazioni più evidenti in due eventi deformativi principali (D1 e D2) seguiti da fasi deformative tardive (D3 e D4) e faglie dirette a basso e ad alto angolo. Mentre le fasi

D1 e D2 sono sviluppate eterogeneamente nell'Unità di Meana Sardo, la fase D2 diventa la più importante ed evidente nel Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia (Carosi & Pertusati, 1990; Carosi *et al.*, 1992a e b; Conti *et al.*, 1998). La fase D3 genera antiformali e sinformi a scala plurichilometrica che deformano i contatti tettonici tra le diverse unità.

Pieghe asimmetriche D4 con piani assiali sub-orizzontali e faglie normali a basso e ad alto angolo accomodano il successivo collasso estensionale della pila di falde (Carosi & Malfatti, 1996; Conti *et al.*, 1999).

L'evoluzione post collisionale della catena ercinica è caratterizzata da una tettonica trascorrente ed estensionale durante il Carbonifero superiore e il Permiano, che secondo Carmignani *et al.* (1993; 1994) è dovuta al collasso gravitativo della crosta e della litosfera precedentemente ispessite durante l'evento collisionale.

Bacini post-collisionali permo-carboniferi, delimitati da faglie dirette, con direzioni essenzialmente N-S ed E-W (Cortosogno *et al.*, 1998), sono generalmente rite-

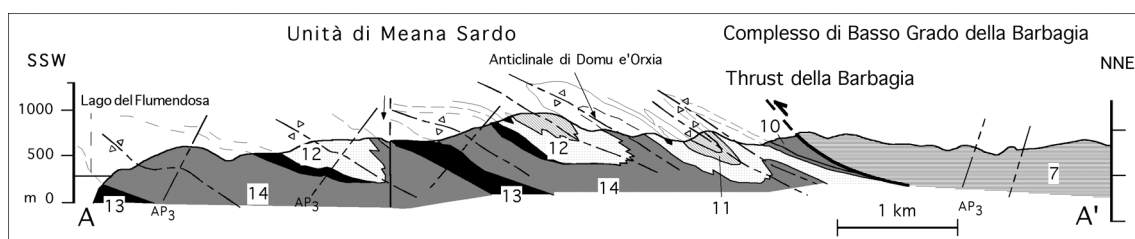


Fig. 2b - Sezione geologica A-A' (modificata da Carosi & Malfatti, 1996) mostrandole pieghe asimmetriche chilometriche SW vergenti sviluppate nel footwall del Thrust della Barbagia (Unità di Meana Sardo).

nuti legati alla riesumazione delle unità metamorfiche in regime estensionale (Carmignani *et al.*, 1993; 1994) con alto flusso termico associato a un diffuso vulcanismo calc-alcalino (Cortesogno *et al.*, 1998).

DATI STRUTTURALI

La fase deformativa D1 produce pieghe asimmetriche W e SW vergenti, da mesoscopiche a megascopiche (Fig. 2a e 2b), con direzioni assiali circa NE-SW (Carmignani & Pertusati, 1979; Carosi & Malfatti, 1996; Carosi *et al.*, 1997). Le pieghe appartengono alle classi 1C, 2 e 3 di Ramsay (1967).

La foliazione S1 di piano assiale è associata a metamorfismo di basso grado, ha direzioni medie intorno a N90-140E ed immerge moderatamente verso NE. La lineazione di estensione L1 ha direzione N30E ed immerge di circa 30° verso NE (Carosi & Malfatti, 1996; Carosi *et al.*, 1997).

Un secondo evento deformativo D2, marcatamente eterogeneo, produce fasce di taglio localizzate e può arrivare a trasporre la foliazione S1.

Le caratteristiche delle fasi deformative D1 e D2 indicano una deformazione non-coassiale, la cui intensità aumenta verso il Thrust della Barbagia (Carosi & Malfatti, 1996; Carosi & Pertusati, 1990). Nel Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia la foliazione dominante è costituita dal clivaggio di crenulazione S2 (Carosi & Pertusati, 1990).

Le cataclasi e miloniti associate al Thrust della Barbagia hanno spessori variabili da 50 a 200 metri e sono costituite da filladi, quarziti e metarenarie milonitizzate e mostrano sensi di spostamento del tetto verso SW. L'esame del sottostante contatto tettonico con le Unità del Gerrei fornisce analoghi sensi di spostamento.

Lo *shear band cleavage* (Passchier & Trouw, 1996) e le strutture S-C costituiscono gli indicatori cinematici principali. Sui piani C sono ben sviluppate lineazioni di massima estensione che hanno un massimo intorno a N40E con deboli immersioni verso NE (Carosi *et al.*, 1997). Le intersezioni tra piani S e piani C sono generalmente perpendicolari alla lineazione di massima estensione. Sono spesso osservabili micro- e mesopieghe fortemente asimmetriche con fianchi laminati e cerniere ispessite che consentono di ricostruire ellissoidi della deformazione orientati coerentemente con gli spostamenti del tetto verso SW. Nelle miloniti sono abbondanti vene

di quarzo sintettoniche di forma sigmoidale, generalmente ricristallizzate con quarzo a tessitura poligonale. Tra le miloniti sono abbondanti le 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 nettamente inferiori. Si osserva una progressiva diminuzione della granulometria procedendo verso la fascia di più intensa deformazione milonitica. Nei campioni più distanti si osservano granuli originari di quarzo di dimensioni millimetriche in una matrice quarzo-sericitica a grana leggermente inferiore.

STRAIN FINITO E PIEGHE

E' stata effettuata l'analisi della deformazione finita su metaconglomerati Ordoviciani in 10 località intorno al nucleo di una piega anticlinale di dimensioni ettometriche (anticlinale di Domu e' Orxia; Carosi *et al.*, 1997) (Fig. 2b). Il nucleo è costituito da metarenarie e quarziti della Formazione di Solanas, circondati da metaconglomerati e metagrovacche della Formazione di Manixeddu (Carosi *et al.*, 1997).

I campioni, orientati sul terreno, sono stati tagliati secondo i piani XZ e YZ dell'ellissoide della deformazione finita ($X \geq Y \geq Z$) e un numero variabile da 50 a 150 clasti sono stati misurati per ogni sezione. I dati sulla deformazione sono stati ottenuti utilizzando i metodi di proiezione Surfor e Paror per mezzo di software specifico (Panozzo, 1983, 1984). Tali metodi utilizzano il cambiamento di forma di oggetti di forma qualunque in seguito a deformazione omogenea e sono quindi adatti anche allo studio della deformazione di metaconglomerati. I risultati ottenuti sono mostrati in Fig. 3 e in Tabella 1.

I dati ottenuti sugli ellissoidi della deformazione finita sono stati proiettati sul diagramma di Flinn (Ramsay & Huber, 1983) (Fig. 3) e risultano piuttosto dispersi con valori di K variabili da 0,01 a 1,6, indicando la presenza di ellissoidi appiattiti e costrizionali e deformazione che si allontana dalle condizioni di *strain* piano. Gli ellissoidi della deformazione finita così calcolati hanno assi maggiori (X) paralleli alla traccia del piano assiale della piega sui profili delle pieghe, sia in cerniera che sui fianchi. È da rilevare che la quantità di deformazione aumenta passando dall'arco esterno all'arco interno della piega anticlinale.

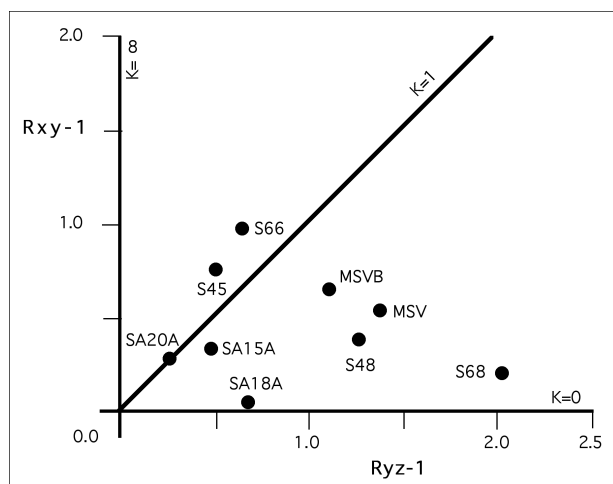


Fig. 3 - Diagramma di Flinn dei campioni analizzati.

EVOLUZIONE DEL PIEGAMENTO E MECCANISMI ASSOCIATI

La parte intermedia e inferiore della successione dell'UMS, che affiora nell'area studiata, è costituita da un multistrato di sedimenti clastici e vulcanoclastici che mostrano generalmente un basso contrasto di competenza, come evidenziato dalla scarsa rifrazione della foliazione tra strati a composizione differente (Carosi & Malfatti, 1996). In un multistrato con queste caratteristiche, sottoposto a raccorciamento secondo Ramsay & Huber (1987) si sviluppa di norma un iniziale *layer parallel shortening* che precede la amplificazione delle pieghe (Fig. 4a).

L'andamento dell'ellissoide della deformazione finita osservata sul profilo della megapiegia anticlinale di Dom'e'Orxia, con valori del rapporto assiale sulla superficie XZ che aumentano dall'estradosso verso l'intradosso, permette di escludere il meccanismo di piegamento per scivolamento e flusso flessurale perché, in questo, caso la deformazione sarebbe localizzata sugli interstrati (*flexural slip*) o dovrebbe mostrare

un aumento passando dalla zona di cerniera verso i fianchi (*flexural flow*).

L'andamento della deformazione osservata è altresì compatibile con un meccanismo di piegamento con sviluppo di superficie neutra (*tangential longitudinal strain*) (Fig. 4b).

Partendo da un *initial layer parallel shortening* (stadio A; Fig. 4), avremo ellissi della deformazione allungate in modo circa perpendicolare agli strati. Il successivo piegamento per superficie neutra (*tangential longitudinal strain*) (stadio B; Fig. 4) con raccorciamento all'intradosso provoca un aumento dell'ellitticità delle ellissi in questa zona (le direzioni di raccorciamento dello stadio A e dello stadio B si sommano), mentre all'estradosso, si ha estensione (la direzione di raccorciamento dello stadio A risulta circa ortogonale alla direzione di raccorciamento dello stadio B) e le ellissi dello strain diventano sempre meno ellittiche.

Tale meccanismo produce pieghe della classe 1B (Ramsay, 1967). Tuttavia la geometria delle pieghe con cerniere ispessite e fianchi assottigliati suggerisce la presenza di un ulteriore raccorciamento (stadio C; Fig. 4). È da notare che lo spessore dei fianchi normali è di solito minore dello spessore dei fianchi rovesciati, che mostrano anche una lunghezza minore.

Per passare da pieghe parallele a pieghe con cerniera ispessita e fianchi assottigliati è sufficiente sovrapporre una deformazione omogenea con direzione di raccorciamento perpendicolare al piano assiale della piega. La quantità di *strain* deve essere sufficiente a retrodeformare le ellissi dello *strain* nell'arco esterno finché non assumono una nuova orientazione con asse X parallelo al piano assiale della piega.

In questo caso lo *strain* omogeneo sovrapposto (stadio C) modifica i rapporti assiali e le orientazioni delle ellissi dello *strain* sia nell'arco esterno che nell'arco interno della piega, ma la differenza di deformazione tra l'arco interno e l'arco esterno viene mantenuta. Sia il taglio puro che il taglio semplice sono in grado di deformare una piega parallela fino a produrre una piega con spessore variabile dello strato piegato. In questo caso il taglio semplice è preferibile al taglio puro, perché è in grado di ruotare le pieghe, infatti i piani assiali osservati sono fortemente inclinati verso NE.

Tab. 1 - Risultati della analisi della deformazione finita sui 10 campioni studiati sul profilo della piega anticlinale di Domu e'Orxia. Sono mostrati i rapporti assiali delle ellissi dello strain sulle tre sezioni principali dell'ellissoide (XZ, YZ e XY), l'orientazione dell'asse maggiore X (direzione e inclinazione), il parametro K indicante il tipo di ellissoide e il parametro ρ , che, nel diagramma di Flinn, indica la distanza dall'origine dell'ellissoide e, quindi, il «grado» di deformazione.

N.	Campione	Rxz	Ryz	Rxy	az/pl asse X	K	ρ
1	S45	2,62	1,49	1,76	050-30	0,15	0,9
2	S66	3,24	1,63	2	082-30	1,56	1,182
3	MSV	3,59	2,37	1,51	044-43	0,37	1,46
4	MSVB	3,43	2,05	1,67	018-22	0,64	1,245
5	S48	3,14	2,26	1,39	056-20	0,31	1,32
6	S68	5,06	4,16	1,22	076-30	0,07	3,167
7	SA15A	1,95	1,47	1,33	043-18	0,73	0,574
8	SA18A	1,66	1,65	1,01	082-30	0,01	0,650
9	SA20A	1,59	1,26	1,26	049-26	1,0	0,367
10	SA22A	1,76	1,53	1,15	348-67	0,32	0,551

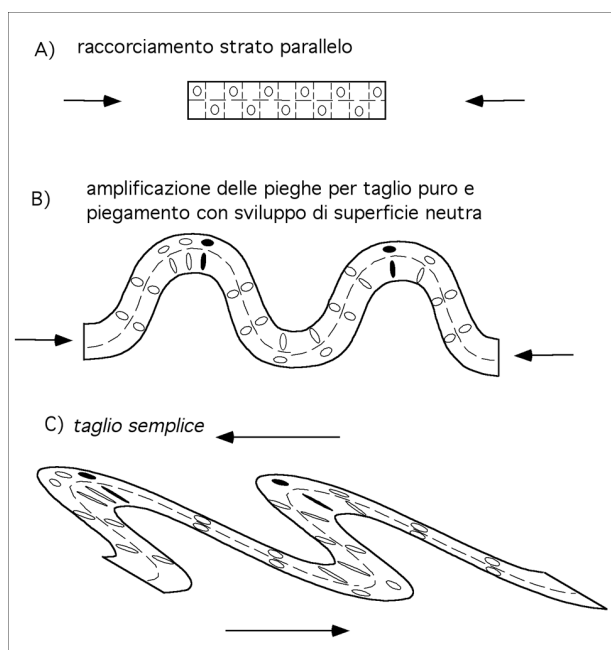


Fig. 4 - Stadi di evoluzione del piegamento. a: raccorciamento iniziale parallelo agli strati con sviluppo di ellissi della deformazione con asse maggiore perpendicolare agli strati stessi; b: nucleazione e amplificazione di pieghe dritte a geometria parallela pieghe tramite piegamento con sviluppo di superficie neutra (è mostrato la disposizione delle ellissi della deformazione all'estradosso e all'intradosso); c: taglio semplice verso SW che raccorcia ulteriormente le pieghe sviluppate nello stadio B e le ruota passivamente nella direzione del trasporto tettonico.

Lo stadio C, corrispondente a *strain* omogeneo, può essere identificato con la deformazione non-coassiale verso SW dovuto al movimento del *Thrust* della Barbagia che ha indotto deformazioni passive nel *footwall*, cioè nell'Unità di Meana Sardo.

RELAZIONI TRA PIEGHE ASIMMETRICHE E *THRUSTS*

Le pieghe asimmetriche formatesi durante la deformazione D1-D2 nell'Unità di Meana Sardo mostrano una lunghezza d'onda progressivamente decrescente man mano che ci si avvicina al *Thrust* della Barbagia (Carosi & Malfatti, 1996). Anche le lineazioni di estensione nelle cataclasiti e miloniti sviluppate in corrispondenza del *thrust* e sulla foliazione di piano assiale delle pieghe F1-F2 hanno lo stesso andamento. Sanderson (1979), Ramsay *et al.* (1983) e Casey & Huggenberger (1985) spiegano la formazione di pieghe asimmetriche con un taglio semplice che agisce a basso angolo rispetto alla stratificazione o alla foliazione. Rowan & Kligfield (1992) hanno sviluppato un ulteriore modello di formazione di pieghe asimmetriche confinate tra superfici tettoniche nelle falde elvetiche, in cui si ha un raccorciamento parallelo agli strati seguito da taglio semplice. Si sviluppano pieghe dritte che si amplificano fino a raggiungere un angolo di apertura

di circa 100-110° che vengono successivamente raccorciate e ruotate dal taglio semplice.

Per testare l'applicabilità di questo modello alle pieghe dell'Unità di Meana Sardo è stato costruito un insieme di pieghe dritte con apertura di 100-110° che sono state successivamente deformate da piccoli incrementi di taglio semplice (Fig. 5) (partendo da valori di taglio con $\gamma = 1$ fino a $\gamma = 6$) per mezzo del software MATHEMATICA (®Wolfram Research).

Ad ogni incremento di deformazione sono stati misurati i seguenti elementi geometrici: l'angolo di apertura, l'inclinazione del piano assiale e l'entità dell'ellisse dello *strain* finito ed incrementale. Tali valori sono stati confrontati con i valori dei corrispondenti elementi geometrici misurati sul terreno e sulle sezioni geologiche. Nella Fig. 5 è riportato l'effetto dello *strain* di taglio con valori di γ variabili tra 1,36 fino a 5,7.

Lo stadio corrispondente a $\gamma = 1,7-1,75$ è in grado di generare un treno di pieghe con angolo di apertura di 66° e piani assiali inclinati di 60° con geometria analoga a quella delle pieghe osservate nell'UMS. Il rapporto assiale dell'ellissoide dello *strain* finito sulla sezione XZ (con $X \geq Y \geq Z$) corrisponde a 5,8 ed è compatibile con quelli misurati sul terreno che variano da 1,6 a circa 5. La differenza tra il valore teorico della deformazione finita e i valori più bassi osservati è dovuta alla presenza di un certo contrasto di competenza tra clasti e matrice nei metaconglomerati di cui i metodi utilizzati non tengono conto. Infatti, i valori di deformazione calcolati con il metodo di Fry (Fry, 1979) e riportati in Carosi & Malfatti (1996) risultano più alti, fino a valori di R_{xz} circa 6.

Se la precedente ricostruzione dello sviluppo delle pieghe è realistica allora possiamo retrodeformare le pieghe asimmetriche con un taglio uguale ed opposto a quello calcolato e ottenere pieghe dritte simmetriche con apertura di circa 100°. Il *test* è stato eseguito sul profilo delle pieghe ricavato dalla sezione geologica di Fig. 2b dopo avere tolto, per quanto possibile, gli effetti delle deformazioni fragili successive. La figura che si ottiene mostra in effetti pieghe dritte con tali angoli di apertura, indicando così che questa soluzione è possibile (Fig. 5).

CONCLUSIONI

La deformazione principale nell'UMS nella Zona a Falde della Sardegna centrale è ripartita in pieghe asimmetriche di dimensioni chilometriche e zone di taglio e *thrust* con trasporto verso SW.

La cinematica dei *thrust*, la geometria delle pieghe e lo *strain* finito misurato su una piega anticlinale confrontati con un modello bidimensionale di sviluppo di pieghe asimmetriche, pur con i limiti della bidimensionalità, permettono di spiegare agevolmente lo sviluppo di tali pieghe in tre stadi principali di evoluzione:

- 1) iniziale raccorciamento parallelo agli strati in conseguenza di raccorciamento in un multistrato con basso contrasto di competenza;
- 2) sviluppo di pieghe con superficie neutra (*tangential longitudinal strain*) e loro amplificazione fino a raggiungere un angolo di apertura di 100-110°;

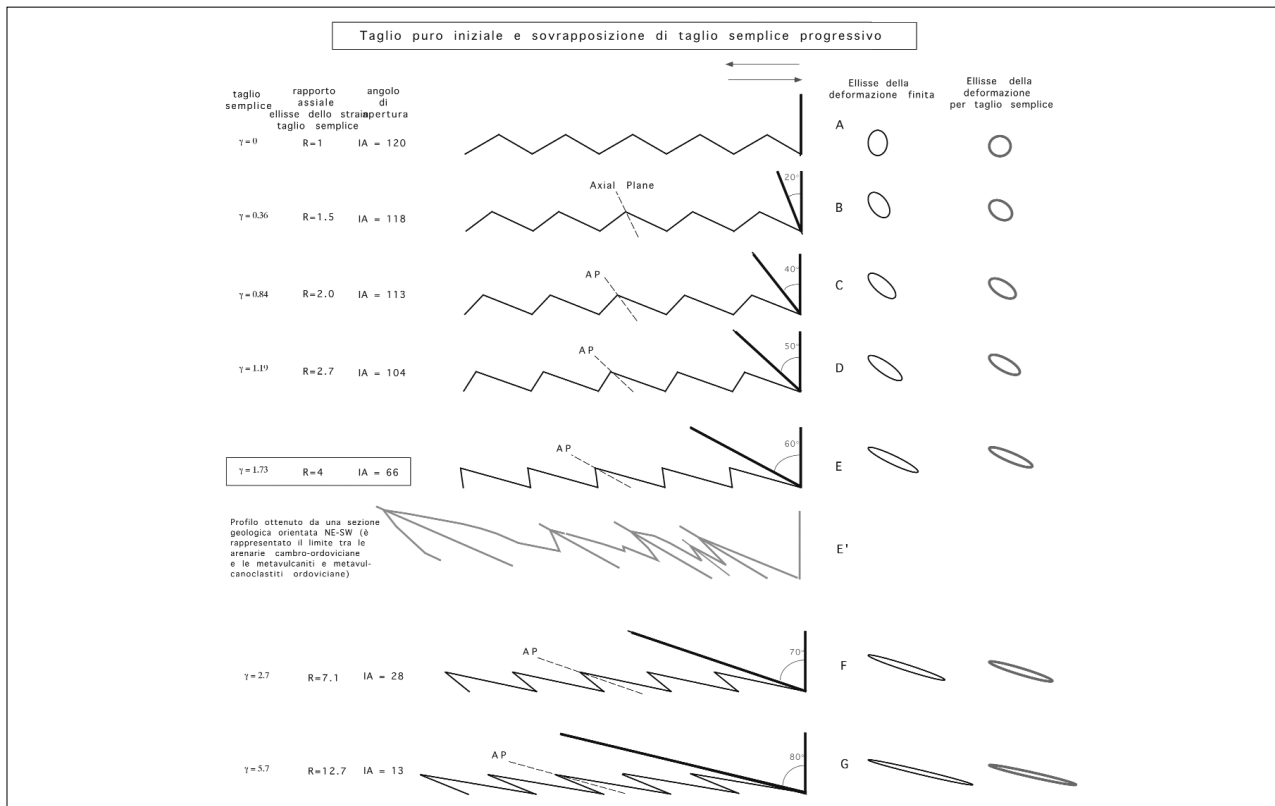


Fig. 5 - Schema grafico riassuntivo ed esemplificativo dell'applicazione del modello bidimensionale di Rowan & Kligfield (1992) per la formazione di pieghe asimmetriche nell'Unità di Meana Sardo. Ad un treno di pieghe dritte con angoli di apertura di 110° vengono sovrapposti progressivi incrementi di taglio semplice (sinistra nella figura) fino ad arrivare ad una configurazione geometrica delle pieghe analoga a quella del profilo geologico mostrata in grise (stadio E, taglio $\gamma = 1.73$ e angolo di apertura delle pieghe di 66°). Sono inoltre riportati i dati relativi alla quantità di taglio semplice, al rapporto assiale XZ della relativa ellisse della deformazione e l'angolo di apertura delle pieghe per ognuno degli stadi mostrati.

- sviluppo del *Thrust* della Barbagia associato a taglio semplice verso SW, con valore di $\gamma = 1,7$ che causa deformazione passiva e rotazione verso SW delle pieghe formatesi durante lo stadio 2 fino a produrre pieghe asimmetriche con cerniere ispessite a fianchi assottigliati.
- la rotazione dei fianchi delle pieghe indotta dal taglio verso SW, con una ellisse della deformazione inclinata verso NE, fa sì che il fianco normale diminuisca di inclinazione e ruoti nel campo dell'estensione allungandosi e assottigliandosi, mentre il fianco rovesciato aumenta progressivamente la sua inclinazione fino a passare nel campo del raccorciamento subendo un raccorciamento ed un ispessimento. Per questa ragione le pieghe asimmetriche (Fig. 2b) mostrano fianchi assottigliati rispetto alla cerniera, ma con spessore diverso.

RINGRAZIAMENTI

Lavoro eseguito con i fondi MIUR Cofin 2001 (Resp. R. Carosi). Si ringrazia il Prof. E. Tavarnelli per la lettura critica del manoscritto e per gli utili suggerimenti ricevuti.

BIBLIOGRAFIA

- Barca S., Carmignani L., Eltrudis A., Gattiglio M., Pala L., 1992. Relationships between foredeep deposits and hercynian nappes in southeastern Sardinia. In: Carmignani L., Sassi F.P. (eds). Contributions to the Geology of Italy. IGCP No 276, *Newsletter* 5: 33-44.
- Bürgisser J, Ford M., 1998. Overthrust shear deformation of a foreland basin; structural studies south-east of the Pelvoux Massif, SE France. *J. Struct. Geol.* 20 (11): 1455-1475.
- Cappelli B., Carmignani L., Castorina F., Di Pisa A., Oggiano G., 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., Carosi R., Di Pisa A., Elter F.M., Gattiglio M., Musumeci G., Oggiano G., Pertusati P.C., 1993. Post-collisional extensional tectonics in the Hercynian Belt of Sardinia (Italy). In: Séranne M., Malavieille J. (eds). Late orogenic extension in Mountain Belts. *Doc. BRGM.* 219: 36-37.
- Carmignani L., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio M., Musumeci G., Oggiano G., Pertusati P.C., 1994. The Hercynian chain in Sardinia (Italy). *Geodinamica Acta* 7: 31-47.
- Carmignani L., Elter F.M., Gattiglio M., Maxia M., Moretti A., Oggiano G., Pertusati P.C., 1986. The Geology of Barbagia. In: Guide book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia. IGCP project N5, *Newsletter special issue*, 73-85.
- Carmignani L., Gattiglio M., Minzoni N., Pertusati P.C., 1982. Lineamenti geologici principali del Sarcidano-Barbagia di Belvì. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. *Soc. Geol. It.* 119-125.

- Carmignani L., Pertusati P.C., 1979. Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna SE). *Boll. Soc. Geol. It.* 96 (1977): 339-364.
- Carmignani L., Pertusati P.C., Barca S., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio M., Musumeci G., Oggiano G., 1992. Struttura della catena ercinica in Sardegna. Guida all'escursione. Edito dal Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Centrooffset Siena dicembre 1992, pp. 177.
- Carosi R., Elter F.M., Gattiglio M., 1997. Carta geologico-strutturale del Monte S. Vittoria (Sarcidano-Barbagia di Belvì, Sardegna centrale, Italia). Scala 1:25.000, Centrooffset, Siena.
- Carosi R., Gattiglio M., Musumeci G., Oggiano G., 1992a. Geologia della catena ercinica in Sardegna: Zona a Falde. In: Struttura della catena ercinica in Sardegna. Guida all'escursione. Edito dal Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Centrooffset, Siena, dicembre 1992, 77-145.
- Carosi R., Malfatti G., 1996. Analisi strutturale e caratteri della deformazione duttile nell'Unità di Meana Sardo, Sardegna centrale, Italia. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A* 102 (1995): 121-136.
- Carosi R., Musumeci G., Pertusati P.C., 1992b. Differences in the structural evolution of tectonic units in Central- Southern Sardinia. *Boll. Soc. Geol. It.* 110 (1991): 543-551.
- Carosi R., Pertusati P.C., 1990. Evoluzione strutturale delle unità tettoniche erciniche nella Sardegna centro-meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.* 109: 325-335.
- Casey M., Huggerberger P., 1985. Numerical modelling of finite-amplitude similar folds developing under general deformation histories. *J. Struct. Geol.* 7: 103-114.
- Conti P., Carmignani L., Oggiano G., Funedda A., Eltrudis A., 1999. From thickening to extension in the Variscan belt - Kinematic evidence from Sardinia. *Terra Nova* 11: 93-99.
- Conti P., Funedda A., Cerbai N., 1998. Mylonite development in the Hercynian basement of Sardinia (Italy). *J. Struct. Geol.* 20: 121-133.
- Cortesogno L., Cassinis G., Dallagiovanna G., Gaggero L., Oggiano G., Ronchi A., Seno S., Vanossi M., 1998. The post-Variscan volcanism in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia. *Lithos* 45: 305-328.
- Franceschelli M., Gattiglio M., Pannuti F., Fadda S., 1992. Illite crystallinity in pelitic rocks from the External and Nappe Zone of the Hercynian chain of Sardinia (Italy). In: Carmignani L., Sassi F.P. (eds). Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza IGCP N. 276, Newsletter, 5, Siena 1992: 127-135
- Fossen H., Holst T.B., 1995. Northwest-verging folds and the northwestward movement of the Caledonian Jotun Nappe, Norway. *J. Struct. Geol.* 17, 1: 3-15.
- Fry N., 1979. Random point distribution and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, 60: 89-105.
- Mathematica, 1995. ©Wolfram Research, versione 2.2, 1995.
- Maxia M., 1984. Segnalazione di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale. *Rend. Soc. Geol. It.* 6 (1983): 21-24.
- Panozzo R.H., 1983. Two-dimensional analysis of shape fabric using projection of lines in a plane. *Tectonophysics* 95: 279-294.
- Panozzo R.H., 1984. Two-dimensional strain from the orientation of lines in a plane. *J. Struct. Geol.* 6: 215-221.
- Passchier C.W., Trouw R.J., 1996. *Microtectonics*, SpringerVerlag, Berlin Heidelberg: 289.
- Ramsay J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGrawHill, New York, 568.
- Ramsay J.G., Casey M., Kligfield R., 1983. Role of shear in the development of the Helvetic thrust belt of Switzerland. *Geology* 11: 439-442.
- Ramsay J.G., Huber I.M., 1983. The techniques of modern structural geology. Volume 1: strain analysis. Academic Press inc. (London) Ltd., 307.
- Ramsay J.G., Huber I.M., 1987. The techniques of modern structural geology. volume 2: folds and fractures. Academic Press inc. (London) Ltd., 391.
- Rowan M.G., Kligfield R., 1992. Kinematics of large-scale asymmetric buckle folds in overthrust shear: an example from the Helvetic nappes. In: K.R. McClay, ed., *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, 165-173.
- Sanderson D.J., 1979. The transition from upright to recumbent folding in the Variscan fold belt of southwest England: a model based on kinematics of simple shear. *J. Struct. Geol.* 1 (3): 171-180.
- Suppe J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American J. of Science* 238: 684-721.
- Suppe J., 1985. *Principles of structural geology*. Prentice Hall, New Jersey, 537.

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