

R. CAROSI (*), M. PERILLO (*), P.C. PERTUSATI (*), M. GATTIGLIO (**)

RISULTATI PRELIMINARI DELLO STUDIO STRUTTURALE DEL COMPLESSO DEL SULCIS MERIDIONALE (SARDEGNA SW) (***)

Riassunto - Vengono presentati i risultati preliminari dello studio geologico e strutturale del complesso metamorfico affiorante nei dintorni di Capo Spartivento nel Sulcis meridionale (Sardegna SW). La nuova cartografia alla scala 1:10.000 ha permesso una ulteriore distinzione all'interno degli ortogneiss di M. Filau: sono stati distinti gneiss leucocrati e gneiss a biotite. I metasedimenti della Formazione di Bithia e gli ortogneiss di Monte Filau risultano interessati da tre episodi deformativi. La prima fase deformativa nella Formazione di Bithia è visibile solo come foliazione relictta all'interno dei *microlithons* della fase successiva e sembra localizzata nell'intorno del duomo di gneiss. La seconda fase plicativa è verosimilmente prodotta da una tettonica compressiva con raccorciamento prevalente in direzione WSW-ENE e può essere correlata con le deformazioni plicative ad assi prevalentemente N-S che interessano l'Iglesiente e il Sulcis. Gli indicatori cinematici nelle fasce cataclastiche-milonitiche associate alla seconda fase suggeriscono spostamenti del tetto verso ENE, sia ad Ovest che ad Est del duomo di gneiss. La terza fase deformativa può essere messa in relazione a una tettonica estensionale che ha accompagnato la riesumazione del complesso di metamorfiti del Sulcis meridionale. La presenza di inclusi attribuibili alla Formazione di Bithia all'interno dello gneiss, filoni aplitici deformati dalla fase D2 nella Formazione di Bithia e il ritrovamento di andalusite e biotite nei metasedimenti a contatto con lo gneiss suggeriscono l'esistenza di un rapporto originariamente primario tra gneiss e Formazione di Bithia, che costituirebbe quindi la formazione incassante.

I risultati ottenuti suggeriscono l'esistenza di forti analogie con i duomi di gneiss affioranti nella zona assiale dei Pirenei e nella Catena Costiera Catalana con i quali il Sulcis potrebbe avere avuto una storia comune prima della deriva oligo-miocenica del blocco sardo-corso.

Parole chiave - Analisi strutturale, Pieghe, Duomi metamorfici, Paleozoico, Catena Ercinica, Sardegna.

Abstract - Preliminary results of the structural study of the Southern Sulcis Complex (SW Sardinia). New geological and structural data on the Capo Spartivento area (Southern Sulcis), get new insight on the tectonic evolution of SW Sardinia. Leucocratic gneiss and biotite gneiss are distinguished in the M. Filau Orthogneiss during detailed geological mapping. Three deformation episodes have been detected in the M. Filau Orthogneiss and Bithia Formation. The earlier phase can be seen as relict in the microlithons of the Bithia Formation close the gneiss dome. The second phase is characterized by upright folds with N-S trending axes and can be related to general WSW-ENE compression affecting Iglesias and Sulcis area. Kinematic indicators in cataclasites and mylonites suggests a top-to-the ENE sense of shear on both sides of the gneiss dome. The third phase can be related to the extensional uplift of the metamorphic rocks in Southern Sulcis.

The occurrence of enclaves belonging to the Bithia Formation in the gneiss, thin aplite dikes penetrating the metasediments and folded by D2 phase and the finding of andalusite and biotite in the metasediments close to the contact with the gneiss suggests a primary relation between the Ordovician protolith of the gneiss and Bithia Formation.

The data suggest a close lithologic, structural, petrological, geochemical and metamorphic relationship among Southern Sulcis and the gneiss domes outcropping in the Eastern Pyrenees and Catalonian Coastal Range.

Key words - Structural analysis, Folds, Metamorphic domes, Paleozoic, Hercynian Chain, Sardinia.

INTRODUZIONE

Le relazioni tra le metamorfiti e le relative coperture hanno da sempre attratto l'attenzione di generazioni di geologi. In Sardegna esistono diverse aree dove affiorano metamorfiti di medio grado e relative «coperture»: Sulcis meridionale, Monte Grighini (Sardegna centrale) e Antiforme di Lodé-Mamone (Sardegna NE) (Carmignani *et al.*, 1992; 1994) (Fig. 1). I protoliti di alcune di queste metamorfiti sono ricollegabili ad un magmatismo sviluppatosi in un contesto di arco - retro-arco durante la tettonica compressiva ordovicianica, con subduzione verso SW, (Carmignani *et al.*, 1992).

Nella classica zonazione strutturale della Sardegna ercinica proposta da Carmignani *et al.* (1980, 1981, 1982, 1986) l'Iglesiente ed il Sulcis rappresentano la Zona Esterna della catena. In questa area il metamorfismo regionale ercinico è di grado molto basso e la tettonica è caratterizzata da pieghe con foliazione di piano assiale verticale o molto inclinata, senza ripetizioni tettoniche di importanza regionale. Il Sulcis meridionale rappresenta l'area studiata da più lungo tempo. Numerosi autori (Dunnet, 1969; Arthaud, 1970; Minzoni, 1981; Carmignani *et al.*, 1982) avevano segnalato nel Sulcis meridionale deformazioni e metamorfismo ercinici di grado più elevato rispetto al Sulcis settentrionale e all'Iglesiente, descrivendo, da N verso S, un passaggio graduale verso livelli strutturali progressivamente più profondi in concomitanza con l'aumento del grado metamorfico da condizioni anchizionali nell'Iglesiente a condizioni di scisti verdi nel Sulcis meridionale.

Qui il Cambriano inferiore giace al di sopra di un complesso metamorfico attribuito da molti autori

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

(**) Dipartimento di Scienze della Terra - Via Valperga Caluso, 35 - 10125 Torino.

(***) Lavoro realizzato con i contributi finanziari del Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino - CNR Pisa (Direttore Dr. A. Rau) e dei fondi MURST 60% (Resp. P.C. Pertusati).

all'Infracambriano e/o al Precambriano ed interpretato quindi come un basamento pre-ercinico (Cocozza *et al.*, 1972; Cocozza e Leone, 1977; Cocozza, 1980; Junker e Schoerscher, 1980; Junker e Schneider, 1980; 1983; Naud, 1980; Minzoni, 1981; Mazzucchelli e Minzoni, 1989). Tale complesso, indicato da Carosi *et al.*, (1992) come «Complesso del Sulcis meridionale» è di età tuttora incerta. Sassi *et al.* (1990) interpretano il contatto tra Formazione di Bithia e ortogneiss come *thrust*. Sassi e Visonà (1989), Mazzoli e Visonà (1992), Carmignani *et al.* (1992, 1994) hanno riconosciuto la presenza di due complessi metamorfici, uno di medio e uno di basso grado, separati da una fascia milonitica che, insieme alle caratteristiche del metamorfismo di LP/HT, ha portato ad interpretare la struttura come un *core complex* metamorfico legato al collasso estensionale della catena ercinica avvenuto al Carbonifero superiore.

Molti studi di carattere stratigrafico, geocronologico e metamorfico sono stati compiuti su tale complesso. Sebbene una analisi strutturale accurata possa fornire vincoli utili nella formulazione di modelli di evoluzione tettonica, tale tipo di studio risulta ancora mancante. Lo scopo di questo lavoro è di presentare i risultati preliminari della analisi strutturale, accompagnata ad una nuova cartografia geologica, eseguita sul complesso del Sulcis meridionale.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

I litotipi geometricamente più profondi del complesso del Sulcis meridionale affiorano nei dintorni di Capo Spartivento (Cocozza *et al.*, 1972) (Fig. 1). Sono costituiti dai Micascisti polimetamorfici di Monte Settiballas (Minzoni, 1981) e dall'Ortogneiss di Monte Filau. Presentano un metamorfismo di medio grado e affiorano a nucleo di un duomo, con terminazione periclinale verso NW, circondato dalle metamorfiti di basso grado della Formazione di Bithia (Junker e Schneider, 1980, 1983) (Fig. 2, 3).

L'Ortogneiss di Monte Filau presenta una estensione di circa 20 Km² mentre i Micascisti di Monte Settiballas costituiscono piccoli affioramenti a E del suddetto rilievo. L'ortogneiss deriva da magmatiti acide di origine crostale messe in posto nell'Ordoviciano; i micascisti sono rocce polimetamorfiche che secondo alcuni autori rappresenterebbero porzioni di uno zoccolo precambriano rimobilizzato durante l'orogenesi ercinica (Minzoni, 1981).

Micascisti polimetamorfici di Monte Settiballas

Sono rocce ben foliate con sviluppato *layering* composizionale costituito da alternanze di livelli millimetrici granoblastici e lepidoblastici. Sassi e Visonà (1989) hanno riconosciuto in queste rocce due eventi tettono-metamorfici: il più antico, di medio grado, è testimoniato da relitti deformati di andalusite, cordierite, granato e muscovite che indicano un alto gradiente termico metamorfico; il più recente, responsabile dello sviluppo del *banding* composizionale ha sviluppato blastesi di biotite e muscovite lungo i nuovi piani di scistosità.

Ortogneiss di Monte Filau

Gli ortogneiss derivano da rocce granitoidi di età ordoviciana come indicato dalle datazioni radiometriche. L'età di messa in posto del protolite dell'Ortogneiss di Monte Filau, ottenuta con il metodo U-Pb su zirconi (478 ± 16 Ma; Delaperriere e Lancelot, 1898; 449 Ma: Ludwig e Turi, 1989) risulta leggermente più antica di quella determinata con il metodo Rb/Sr su roccia totale di 427 ± 34 Ma (Cocozza *et al.*, 1977; Scharbert, 1978; Ferrara *et al.*, 1978).

Le biotiti sulla foliazione S1 dell'ortogneiss hanno fornito un'età di raffreddamento Rb/Sr di circa 280 Ma (Cocozza *et al.*, 1977; Scharbert, 1978) indicando che le magmatiti originarie sono state trasformate in gneiss dall'evento tettonometamorfico ercinico.

Questi granitoidi nell'Ordoviciano si sono intrusi nelle successioni sedimentarie non metamorfiche corrispondenti ai Micascisti di Monte Settiballas (Fig. 2) (Sassi e Visonà, 1989) all'interno dei quali sono presenti apofisi e filoncelli di gneiss. La maggior parte del corpo gneissico è costituito da gneiss a grana medio-grossa con fenocristalli di quarzo e k-feldspato di taglia superiore a 10 mm isorientati e avvolti da fillosilicati (biotite e muscovite). Si riconoscono inoltre gneiss aplitici ad andalusite a grana fine in corpi di dimensioni da centimetriche a metriche interpretati come originari filoni (Sassi e Visonà, 1989).

La parte esterna del corpo gneissico, a diretto contatto con la Formazione di Bithia, è costituita da fasce milonitiche e cataclastiche orientate parallelamente al contatto con la Formazione di Bithia.

Secondo Sassi e Visonà (1989) si tratta di rocce granitiche la cui composizione si approssima a quella del *minimum melt* e mostrano un originario carattere peralluminoso accentuato nel corso del processo metamorfico. Questo carattere chimico è in accordo con la presenza di restiti e con i valori relativamente elevati del rapporto isotopico iniziale dello stronzio (0.7112: Cocozza *et al.*, 1977). Secondo Sassi e Visonà (1989) i dati petrografici e chimici sono congruenti con un'origine anatettico-cro-stale.

Formazione di Bithia

Il complesso di medio grado precedentemente descritto è sormontato dalla Formazione di Bithia (Junker e Schneider, 1980) che Junker e Schneider (1983) suddividono in tre membri (B₁, B₂, B₃):

- B₁, membro basale, costituito da alternanze di filladi, talvolta carboniose, quarziti e metarenarie quarzitiche con intercalazioni di marmi, metabasiti, metagrovacche e metaconglomerati minuti. Le metabasiti sono rocce a struttura blastoporfirica con fenocristalli di plagioclasio, classificate da Tucci (1983) come «metandesiti basaltiche». Le metagrovacche si presentano come rocce compatte di colore verde-grigio in cui si riconoscono fenocristalli millimetrici di quarzo e plagioclasio e sono state classificate da Tucci (1983) come «gneiss albitici». I metaconglomerati affiorano in livelli in diverse località; sono eterometrici, poligenici e sono immersi in una matrice quarzoso-arenaceo-siltitica o in matrice quarzoso-feldspatica. Gli elementi del metaconglomerato sono

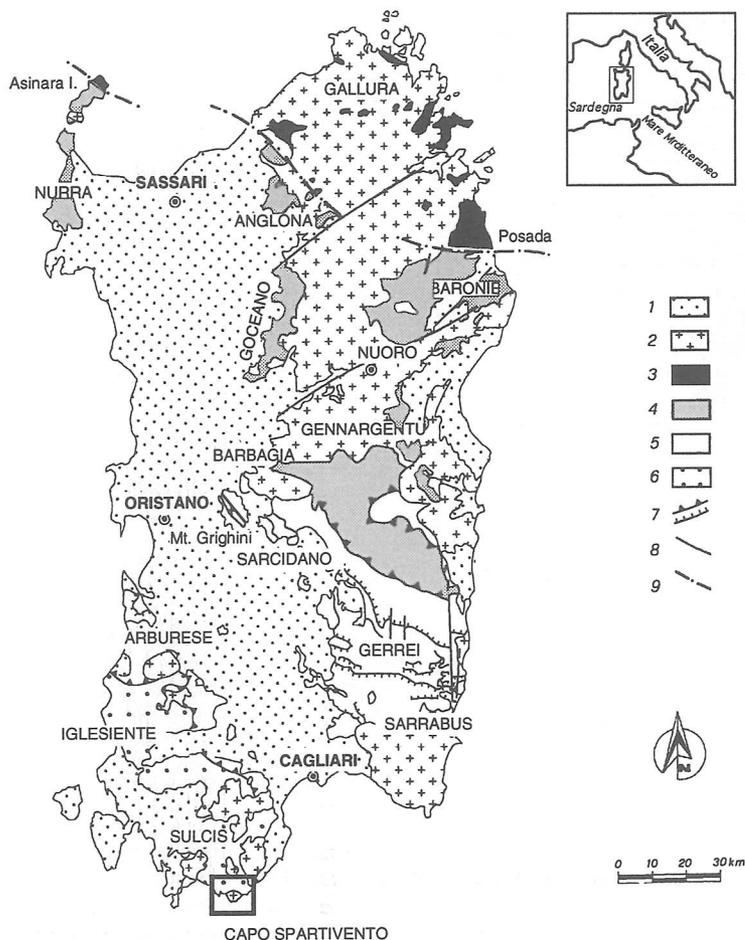


Fig. 1 - Carta geologica schematica del basamento paleozoico della Sardegna e localizzazione dell'area studiata.

1: Coperture post-erciniche; 2: batolite ercinico; 3: Complesso Metamorfico di Alto Grado; 4: Falde Interne; 5: Falde Esterne; 6: Zona «Esterna»; 7: accavallamenti; 8: faglie; 9: Linea Posada Asinara.

costituiti da quarziti grigie e nere, quarzo di vena, e subordinati elementi di originarie rocce vulcaniche e carbonatiche.

Le intercalazioni carbonatiche presenti nel membro basale possono raggiungere i 15-20 m; si tratta di marmi impuri grigio-chiari con intercalazioni marnose e talvolta presentano una profonda dolomitizzazione secondaria.

- B₂, membro intermedio, costituito da una sequenza di metapeliti e metasiltiti con intercalazioni lenticolari di metarenarie quarzose nella parte alta;

- B₃, membro superiore, costituito da alternanze di metapeliti e metarenarie quarzose con frequenti strutture sedimentarie (*cross bedding*; Junker e Schneider, 1983).

I sopracitati autori propongono per tutta la formazione un'evoluzione deposizionale corrispondente ad un ciclo regressivo. Secondo Gandin (1989) la parte basale della formazione, caratterizzata dalla presenza di metaconglomerati e lenti carbonatiche anche oolitiche, è costituita da originari sedimenti di acque basse. Solo per la parte più alta della formazione, marcata dalla presenza di metarenarie quarzose, è proponibile un *trend* regressivo.

L'età della formazione è tuttora oggetto di discussione; è stata considerata Infracambriana da Junker e Schneider (1980, 1983), Cocozza (1980), Carannante *et al.*, (1984) per la sua posizione stratigrafica sottostante alla

Formazione di Nebida, in cui è paleontologicamente documentato il Cambriano inferiore. Un'età dubitativamente precambriana è proposta anche da Pittau Demelia e Del Rio (1982) in base alla presenza di scarsi e mal conservati acritarchi. Gandin (1989), invece, esclude un'età infracambriana e riferisce questa formazione al Cambriano inferiore per la presenza di resti di placche di echinodermi all'interno delle intercalazioni carbonatiche della parte basale.

Granitoidi tardo-ercinici

Il complesso metamorfico del Sulcis meridionale è stato intruso da granitoidi al Carbonifero superiore (Cocozza *et al.*, 1977). Si tratta per lo più di graniti e granodioriti con filoni di porfidi granitici. È presente talvolta una foliazione magmatica sub-verticale con direzione prevalente N130-140E (Fig. 3), caratterizzata dall'allungamento di feldspati e di biotite. Presso Capo Spartivento sono ben esposti i rapporti tra granodiorite e ortogneiss con elementi di quest'ultimo inglobati e riorientati sulla foliazione magmatica della granodiorite stessa. Sono abbondanti gli inclusi poliminerali femici costituiti da tormalina, biotite e plagioclasio. Gli inclusi sono fortemente appiattiti con due direzioni di estensione ed allungamento principale in direzione N140E.

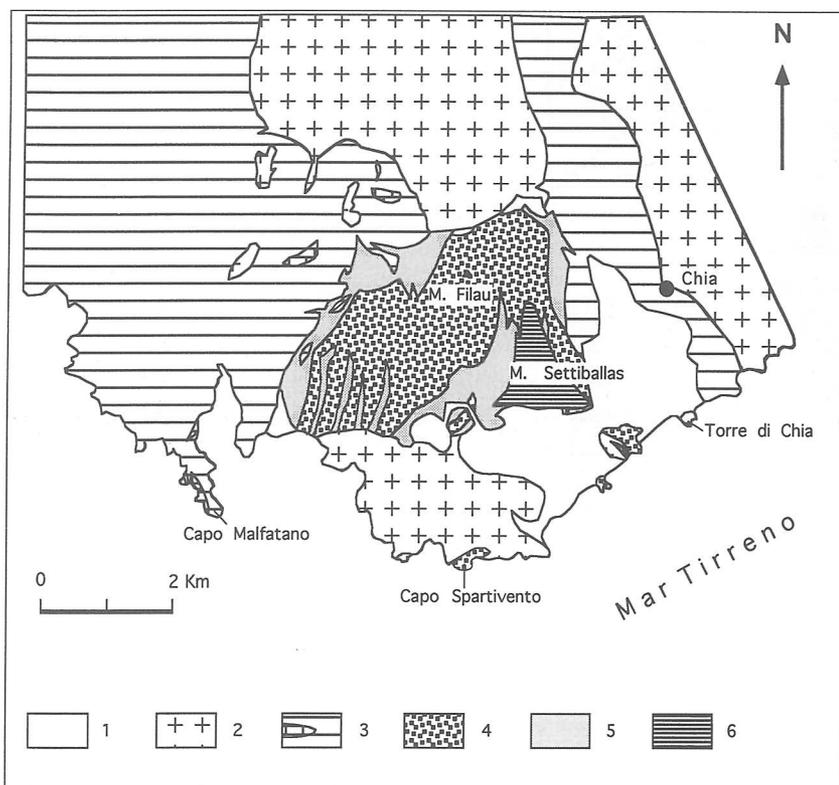


Fig. 2 - Carta geologica schematica dell'area di Capo Spartivento.

1: Coperture post-erciniche; 2: granitoidi tardo ercinici; 3: Formazione di Bithia con principali lenti di metacalcari; 4: Ortogneiss biotitici di M. Filau; 5: Ortogneiss leucocratici di M. Filau; 6: Micascisti di Monte Settibalas.

ANALISI DELLA DEFORMAZIONE

Deformazioni nei metasedimenti

Le osservazioni strutturali hanno portato al riconoscimento di diverse strutture deformative, principalmente pieghe, foliazioni e lineazioni di intersezione e di massimo allungamento. Le relazioni reciproche tra questi elementi strutturali sia alla scala dell'affioramento che alla scala microscopica hanno portato alla individuazione di tre eventi deformativi.

La Formazione di Bithia è caratterizzata da almeno tre fasi deformative sovrapposte di cui due penetrative con pieghe isoclinali associate ed una terza di carattere meno intenso con lo sviluppo di pieghe aperte (Perillo, 1995).

Fase D1

Durante la prima fase deformativa si sviluppa una foliazione penetrativa (S1) associata ad un metamorfismo di basso o di bassissimo grado, di tipo *slaty cleavage*.

La stratificazione è ben osservabile nei livelli più arenacei (membri B2 e B3 di Junker e Schneider, 1983), dove non è stata trasposta dalla deformazione D1. Avvicinandosi al duomo di gneiss la stratificazione viene progressivamente trasposta.

Gli elementi lineari associati alla D1 sono le lineazioni di intersezione (LS0/S1), gli assi delle pieghe (A1) e le lineazioni di massima estensione (L1). Il diagramma statistico delle lineazioni di intersezione LS0/S1 e degli assi A1, malgrado una forte dispersione dovuta alle fasi successive, mostra un accentuato massimo tra N160E e N150E (Fig. 3).

Le pieghe F1, caratterizzate da cerniere inspessite, fianchi assottigliati e boudinati, (Fig. 4a) sono classificabili come 1C e 2 (Ramsay, 1967) e mostrano un prevalente rovesciamento verso SW. Le lineazioni di massima estensione sono misurabili sui ciottoli deformati di quarzo, quarziti, filladi e calcari presenti nei metaconglomerati poligenici. Le direzioni delle lineazioni di massima estensione L1 variano da N170E a N180 (Fig. 3). I dati a disposizione suggeriscono un certo parallelismo tra gli assi A1 e le lineazioni di massima estensione L1.

Fase D2

La seconda fase deformativa D2 ripiega e traspone gli elementi strutturali della fase D1 con intensità crescente procedendo verso il duomo di gneiss. Le pieghe F2 variano da chiuse ad isoclinali con lo sviluppo di una foliazione di piano assiale S2, strettamente legata alle eterogeneità litologiche presenti nel membro B1 (Fig. 4b) e hanno cerniere inspessite e fianchi assottigliati che, in funzione della intensità della deformazione e del tipo litologico interessato, divengono boudinati. Tali pieghe sono spesso asimmetriche vergenti a NE. Il diagramma statistico delle lineazioni LS1/S2 e degli assi A2 mostra un accentuato massimo tra N170E a N180 (Fig. 3).

La foliazione S2 ha una direzione variabile da N160E a N180 e presenta inclinazioni da medie a forti verso SW, che tendono a diminuire in prossimità del contatto con l'ortogneiss (Fig. 3). La morfologia della S2 varia lungo delle traverse eseguite dall'interno della Formazione di Bithia (Membro B3) verso l'Ortogneiss di M. Filau: la foliazione S2 varia da un clivaggio di crenulazione spaziale, ad un clivaggio di crenulazione continuo che, in

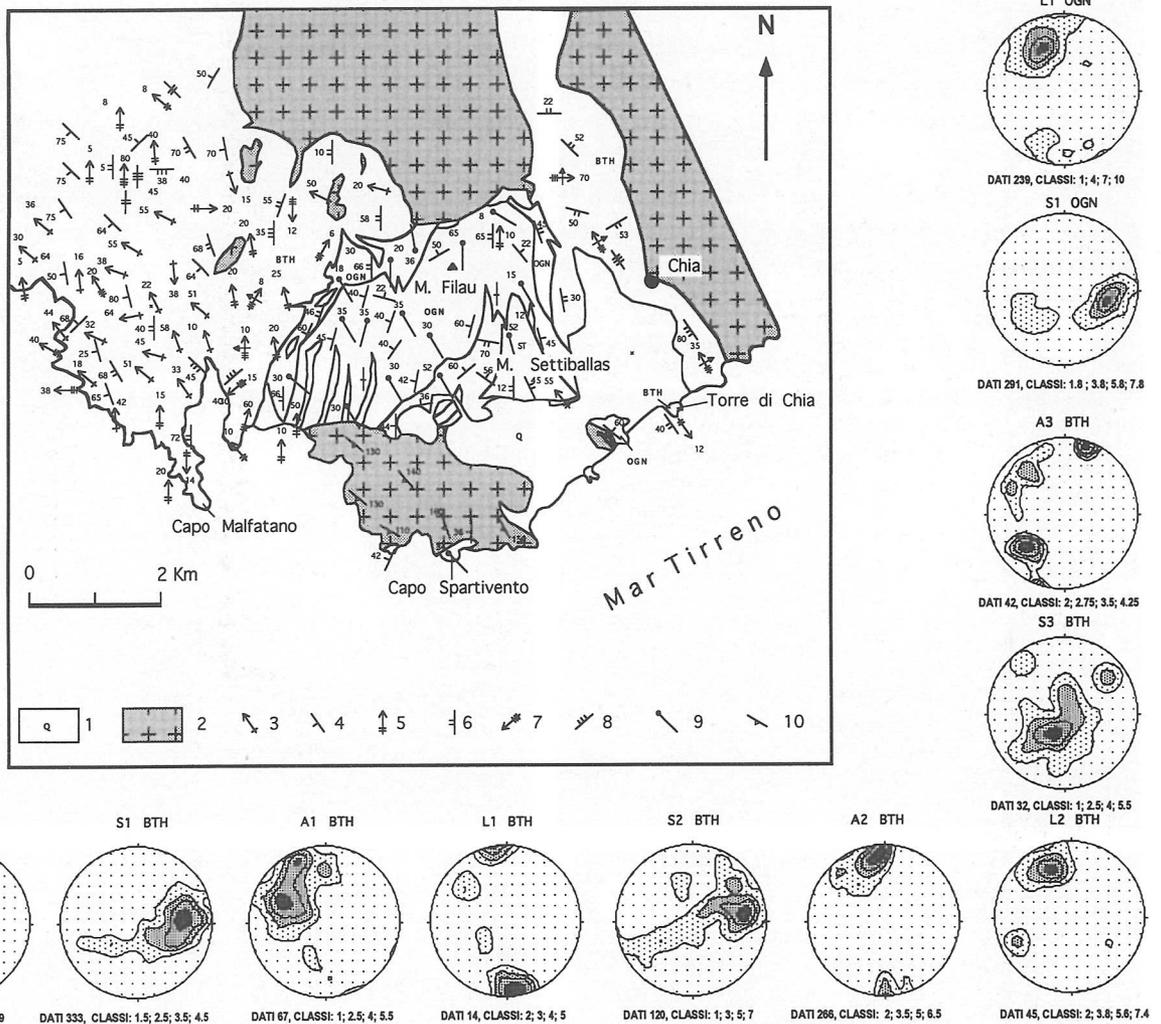


Fig. 3 - Schema strutturale dell'area di Capo Spartivento e proiezioni equiareali degli elementi strutturali (emisfero inferiore). OGN: Ortogneiss di Monte Filau; BTH: Formazione di Bithia; ST: Micascisti di Monte Settiballas; 1: Quaternario; 2: granitoidi tardo ercinici; 3: assi di prima fase (A1 BTH); 4: foliazione di piano assiale di prima fase (S1 BTH e S1 OGN); 5: assi di pieghe di seconda fase (A2 BTH); 6: foliazione di piano assiale di seconda fase (S2 BTH); 7: assi di pieghe di terza fase (A3 BTH); 8: foliazione di piano assiale di terza fase (S3 BTH); 9: lineazioni mineralogiche e di massima estensione (L1 OGN, L1 BTH, L2 BTH); 10: foliazione magmatica nella granodiorite presso Capo Spartivento.

prossimità dell'ortogneiss, costituisce la superficie principale alla scala dell'affioramento (Fig. 5a, b). Tale foliazione è costituita da un *banding* compositazionale caratterizzato da alternanze di livelli micacei e livelli quarzoso-feldspatici sui quali si riconoscono talvolta *spot* scuri di andalusite.

La Formazione di Bithia è stata inoltre riconosciuta all'interno dell'ortogneiss, sotto forma di lenti di dimensioni da metriche a decametriche, con caratteristiche deformative identiche a quelle dei metasedimenti all'esterno dello gneiss. Le lineazioni di estensione mineralogica, costituite dall'allungamento dei cristalli di andalusite, sono orientate N150-160E, risultando circa parallele agli assi delle pieghe F2.

I rapporti geometrici tra le fasi deformative D1 e la D2 sono prevalentemente espressi dalle figure di interferenza

di tipo 3 (Ramsay, 1967), osservabili sia alla scala dell'affioramento, che alla scala del campione a mano (Fig. 5b). Sono inoltre frequenti zone di taglio cataclastico/milonitiche associate alla fase D2 (Fig. 6a). Sono frequenti strutture S-C e *shear bands* con senso di taglio *top-to-the* NE. Alcune zone di taglio metriche sono localizzate in corrispondenza del passaggio tra la Formazione di Nebida e quella di Bithia.

Fase D3

La terza fase D3 ripiega in modo vario gli elementi strutturali delle fasi precedenti e origina pieghe da aperte a chiuse, con una orientazione assiale variabile da N20E a N110E-N120E, piani assiali con inclinazioni da deboli a medie (Fig. 3, 6c) e *kink* con orientazioni da N130E a N140E. Sul lato occidentale dell'ortogneiss sono fre-

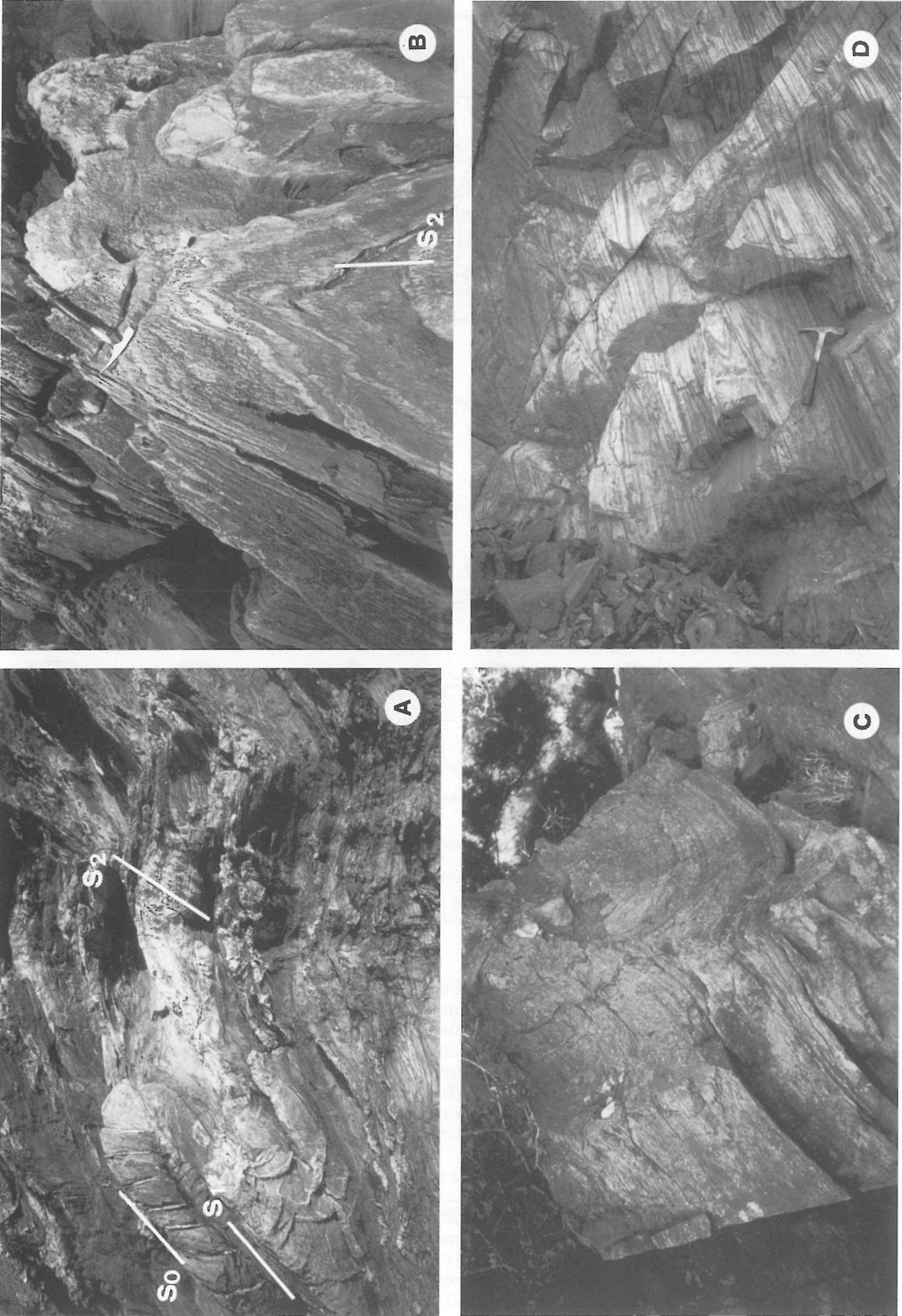


Fig. 4 - A: piega di prima fase ripiegata dalla seconda fase nella Formazione di Bithia; lato W del duomo di gneiss. Si osserva la S0 di un livello arenaceo boudinaco deformato da pieghe isoclinali F1, con lo sviluppo di un clivaggio di piano assiale S1. Tale clivaggio è successivamente deformato da pieghe aperte di seconda fase (D2). B: pieghe strette di seconda fase nei metacalcari della Formazione di Bithia presso Capo Malfatano (lato W del duomo di gneiss). C: pieghe di seconda fase nell' Ortogneiss leucocratico di M. Filau con foliazione di piano assiale sub-verticale. D: pieghe di seconda fase nei Micascisti di Monte Settiballas. Si osserva un *upfolding* metamorfico deformato da pieghe strette F2.

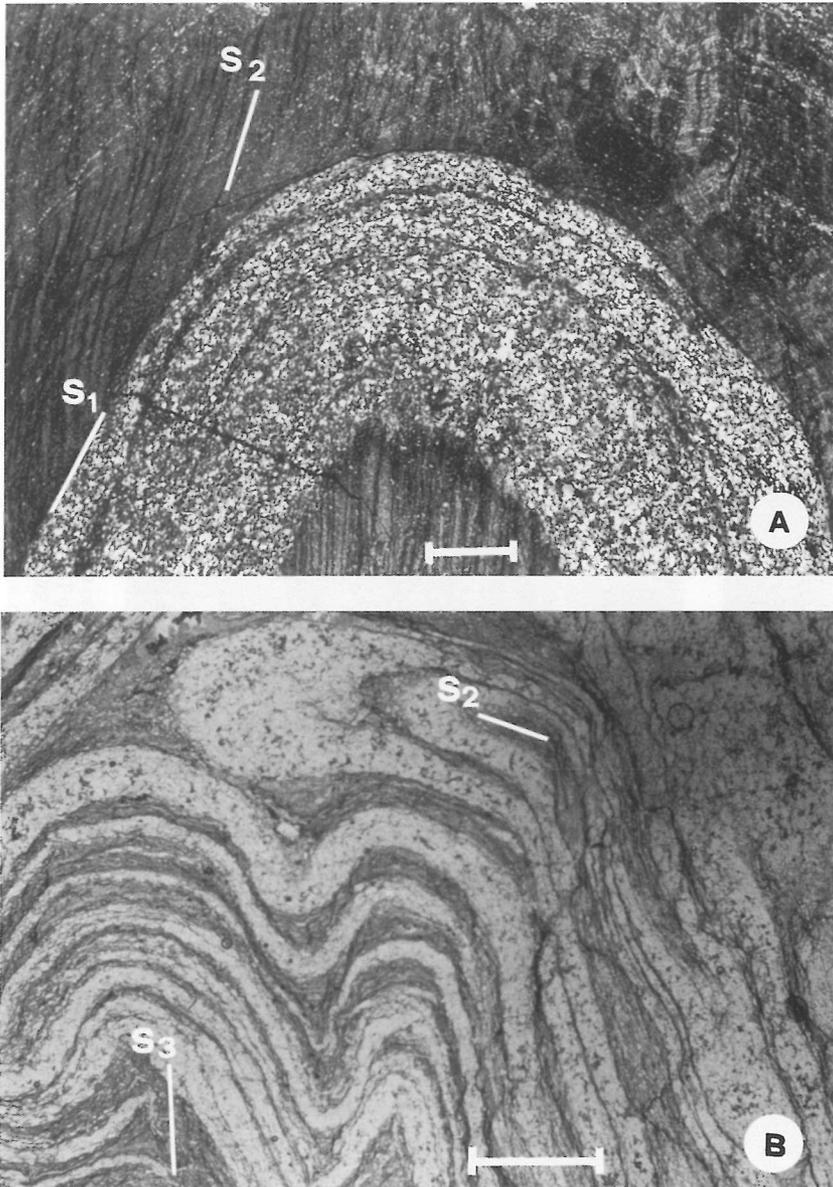


Fig. 5 - Microfotografie di strutture plicative nella Formazione di Bithia. A: piega di seconda fase F2 sul lato W del duomo di gneiss; la S0 nel livello più arenaceo è parallela alla foliazione S1 che è deformata da pieghe F2 con sviluppo di un clivaggio di crenulazione continuo di piano assiale (S2). Barra di riferimento = 1 mm; N+. B: Pieghe isoclinali di seconda fase F2 deformate dalla fase D3 sul lato W del duomo di gneiss; la S1 nei livelli arenacei è deformata dalle pieghe isoclinali F2. Si può osservare lo sviluppo di un clivaggio di crenulazione spaziato sub-verticale S3. Barra di riferimento = 1 mm; N+.

quenti pieghe aperte, con sviluppo di un clivaggio continuo di piano assiale, caratterizzato da una debole ricristallizzazione sincinematica di quarzo e clorite. Allontanandosi dal duomo di gneiss le pieghe F3 diventano progressivamente più chiuse. Un andamento analogo è seguibile a S di questo rilievo, in prossimità di Capo Malfatano (Fig. 3), dove, sul lato occidentale sono presenti zone di taglio cataclastico/milonitiche a basso angolo, *extensional crenulation cleavage* (direzione N120E) (Platt, 1984) e pieghe asimmetriche (direzione N110E), che nel complesso forniscono un senso di movimento dei compartimenti superiori verso SW. La terza fase deformativa è osservabile sul lato W dello gneiss per almeno un raggio di 2 km. Il lato orientale è caratterizzato dallo sviluppo di faglie a basso angolo con zone di taglio cata-

clastico/milonitiche (Fig. 3, 6b, d) e pieghe asimmetriche con piani assiali fortemente inclinati che immergono a SW, con un senso generale del movimento verso NE.

Deformazione negli ortogneiss

L'ortogneiss di M. Filau è interessato da una foliazione principale deformata da pieghe strette con assi circa N - S e piani assiali subverticali. L'Ortogneiss di M. Filau è stato cartograficamente suddiviso in due facies mineralogiche, di cui una caratterizzata dalla presenza di biotite ed un'altra leucocratica a muscovite (Fig. 2). Gli elementi strutturali dominanti sono la foliazione (S1) e la linea-zione mineralogica e di massima estensione (L1). Il duomo di gneiss presenta una variazione del gradiente

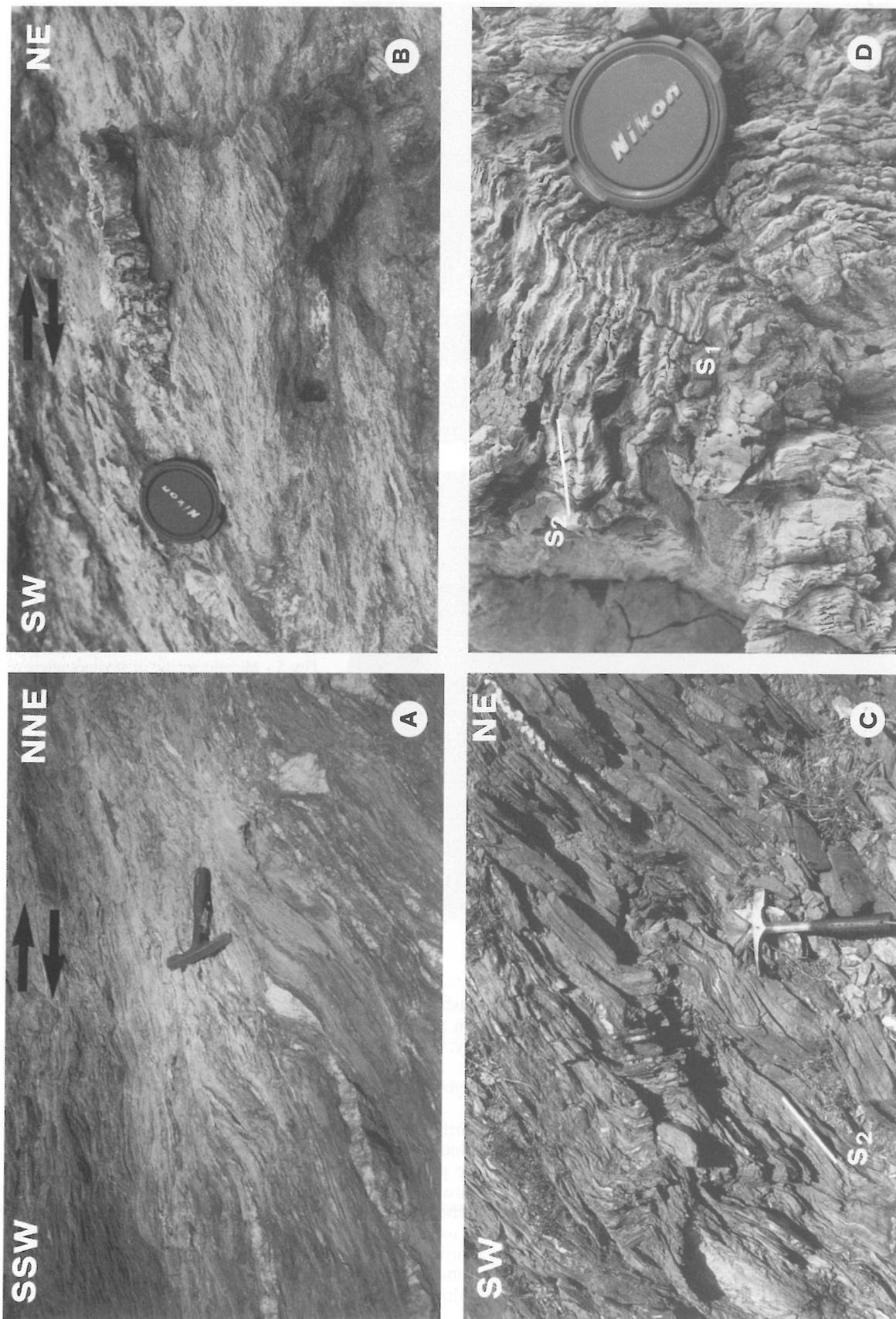


Fig - 6. A: zona di taglio cataclastico/milonitico di seconda fase nella Formazione di Bitthia, sul lato W del duomo di gneiss presso Capo Malfatano; il senso di trasporto del tetto è verso NE. B: particolare di una zona di taglio cataclastico/milonitico di terza fase nella Formazione di Bitthia sul lato E del duomo di gneiss presso Torre di Chia; il senso di trasporto del tetto è verso E/NE. C: pieghe asimmetriche di terza fase nella Formazione di Bitthia sul lato W del duomo di gneiss; il senso di rovesciamento è verso SW. D: Particolare del clivaggio S2 deformato da pieghe aperte F3 nella Formazione di Bitthia ad E del duomo di gneiss nei pressi della Torre di Chia. All' interno dei *lithons* della S2 si può osservare la foliazione S1 relitta.

della deformazione dai bordi verso il nucleo, che aumenta nelle zone di contatto con la Formazione di Bithia. L'analisi dell'ellissoide dello *strain*, eseguita nelle fasce milonitiche dell'ortogneiss, mette in evidenza un generale appiattimento ed i rapporti tra taglio puro e taglio semplice sono in stretta relazione con le variazioni di volume durante la deformazione progressiva (Perillo, 1995). La zona di contatto con la formazione incassante è costituita da una fascia a deformazione milonitica che si estende per circa 500 m all'interno dell'ortogneiss. Tale fascia è costituita da un fabric S/L dove la foliazione S1 è caratterizzata da alternanze di livelli quarzoso-feldspatici e livelli micacei e dove la lineazione di massima estensione L1 è caratterizzata da feldspati fratturati e da code di pressione asimmetriche legate a porfiroclasti ruotati.

La foliazione S1 è parallela alla foliazione della Formazione di Bithia e presenta inclinazioni di circa 45° mentre la lineazione L1 varia in orientazione tra N140E e N160E con inclinazioni verso NW comprese tra 10° e 30° (Fig. 3).

L'inviluppo della foliazione S1, in corrispondenza del contatto NW con la Formazione di Bithia, definisce un'antiforme dove il nucleo è costituito da una porzione di gneiss a tessitura isotropa. La parte orientale di tale struttura è interessata da una deformazione più intensa con verticalizzazione della foliazione S1 al passaggio all'ortogneiss biotitico, che costituisce la parte topograficamente più alta dell'Ortogneiss di M. Filau.

Il nucleo dell'ortogneiss è caratterizzato da una porzione leucocratica a tessitura isotropa sulla quale si sviluppa una foliazione S1 che, progressivamente, diventa penetrativa in corrispondenza del contatto con l'ortogneiss a biotite.

L'ortogneiss a biotite è localizzato in prossimità del M. Filau; strutturalmente è caratterizzato da un *layering* metamorfico differenziato (S1), che si verticalizza al contatto con lo gneiss leucocratico.

La direzione della S1 varia da N40-N50E a N180 con immersione medie verso NW. La lineazione mineralogica L1 presenta una orientazione variabile tra N140E e N160 ed una inclinazione media di circa 20° N/NW (Fig. 3).

All'interno di tale litotipo sono presenti zone di taglio caratterizzate dalla ricristallizzazione di quarzo e miche chiare e dallo sviluppo di *shear band* (Platt, 1984). Le asimmetrie riconoscibili indicano una componente trascorrente nella deformazione con direzione di movimento verso N/NE che si sovrappone alla foliazione principale S1.

Microstrutture

Le microstrutture osservabili all'interno dell'ortogneiss di M. Filau (Perillo, 1995), possono essere schematicamente ricondotte a tre tipi principali: quelle associate ai porfiroclasti di feldspato, quelle associate ai nastri di quarzo e quelle associate ai livelli micacei:

- i feldspati sono sia ricristallizzati dinamicamente (domini *sub-grain*, *new-grain* e migrazione del limite dei grani) che fratturati, dando origine a forme asimmetriche sinistre e destre (tessiture *book-shelf*, *boudinage* asimmetrico, porfiroclasti ruotati) con un senso di movimento del tetto da SE verso NW (Passchier e Simpson, 1986;

Hanmer e Passchier, 1992). Nei k-feldspati si possono osservare essoluzioni di albite, che indicano ricristallizzazione avvenuta a temperatura maggiore di quella del solvo dei feldspati ($T > 500$ °C; Paterson *et al.*, 1989; Vernon *et al.*, 1983);

- i nastri di quarzo, costituiti da cristalli di forma irregolare talora allungata con un'importante deformazione che si realizza sul quarzo neformato, possono essere classificati come tipo 4 di Boullier e Bouchez (1978). Tale tipologia può essere spiegata con un evento deformativo tardivo che ha interessato i nastri di quarzo già formati, probabilmente dovuto ad un riscaldamento secondario (Boullier e Bouchez, 1978);

- i livelli micacei sono caratterizzati da *shear band*, che insieme ai *mica fish*, forniscono un senso di movimento coerente con quello dedotto dai porfiroclasti feldspatici.

Seconda fase

La seconda fase osservabile sull'Ortogneiss di M. Filau ripiega tutti gli elementi strutturali della prima. Essa è caratterizzata da pieghe da chiuse ad isoclinali e geometria da simile a concentrica, assi meridionali e piani assiali subverticali (Perillo 1995). Non si osserva lo sviluppo di una foliazione penetrativa di piano assiale (Fig. 4c).

L'estradosso delle zone di cerniera è caratterizzato dalla cristallizzazione di quarzo in zone di frattura. I sistemi filoniani aptitici, diffusi al contatto tra gneiss e Formazione di Bithia, in particolare presso il Rio de sa Mitza e su Dottori e sul lato orientale del duomo di gneiss risultano deformati da pieghe isoclinali di seconda fase.

Nel complesso la seconda fase è di carattere compressivo e si realizza ad un livello strutturale medio-alto, dove lo stile della deformazione dell'ortogneiss varia da duttile a duttile-fragile.

Terza fase

Questa fase realizza pieghe aperte a grande scala che ripiegano la foliazione principale S1 con una geometria concentrica, con assi N70E e piani assiali sub-verticali, senza sviluppo di una foliazione di piano assiale. L'interferenza con le pieghe F2 determina strutture a duomi e bacini asimmetrici. Benché non siano mai osservabili rapporti di sovrapposizione con le strutture della seconda fase, data l'assenza di una foliazione di piano assiale, riteniamo che questa deformazione possa essere successiva all'evento D2 e sviluppata in livelli strutturali relativamente più superficiali. Alla terza è infine associato un sistema di faglie trascorrenti con senso di movimento sia destro che sinistro con orientazione N90E e N150E.

Micascisti di M. Settiballas

Presentano evidenti rapporti magmatici con l'Ortogneiss di M. Filau, data la presenza al contatto di frammenti di filladi inglobati nello gneiss (Sassi e Visonà, 1989), filoni aptitici deformati al suo interno e diffuso metamorfismo di contatto. L'anisotropia planare più evidente è rappresentata da una scistosità S2, piano assiale delle pieghe F2. La foliazione S2 è costituita da un *layering* compo-

zionale differenziato, caratterizzato da livelli lepidoblastici con blastesi di biotite e muscovite e livelli granoblastici con quarzo e plagioclasio. Sulla S2 sono presenti cristalli di andalusite deformati dalle pieghe F2. L'andamento degli assi di seconda fase è meridiano, con piani assiali molto inclinati e con un senso di rovesciamento verso W/SW (Fig. 4d).

I DUOMI DI GNEISS DEI PIRENEI E DELLA CATENA COSTIERA CATALANA

All'interno del *belt* ercinico circummediterraneo le zone che presentano le maggiori analogie con la Sardegna SW sono senza dubbio i Pirenei orientali e la Carena Costiera Catalana.

In queste aree, gli affioramenti di rocce varisiche vengono suddivise in due unità strutturali principali: una infrastruttura, costituita da una fascia medio crustale a scistosità poco inclinata costituita da scisti e da gneiss con metamorfismo LP-HT, situato strutturalmente al di sotto di un *fold-and-slate belt* formatosi all'inizio dell'orogenesi varisica e costituito da rocce silicoclastiche e carbonatiche di basso grado con pieghe *upright* e foliazione sub-verticale, detto soprastruttura. Il tutto è intruso dal batolite granitico tardo e post varisico. Esistono molteplici, e talvolta contrastanti, interpretazioni di queste strutture; una recente revisione critica si può trovare in Carreras e Capella (1994). Tuttavia buona parte degli autori sembrano ritenere che la foliazione sub-verticale nella soprastruttura si formi per compressione N-S in una fase di ispessimento crostale (Verhoef *et al.*, 1984), mentre la foliazione poco inclinata della infrastruttura è considerata più recente e formatasi in seguito ad estensione crostale (Visser, 1992) durante la fase D3 (Gibson, 1989; 1991).

La caratteristica strutturale principale dei Pirenei (Zwarth, 1979, 1986; Carreras e Capella, 1994) è la presenza di duomi e ampie antiformali, limitati da domini con pieghe molto strette con superfici assiali sub-verticali o moderatamente inclinate. I duomi, collocati nella infrastruttura, sono allungati in direzione WNW-ESE ed hanno nuclei costituiti da ortogneiss circondati da meta-sedimenti Cambro-Ordoviciani. La forma a duomo è generalmente evidenziata dall'andamento della foliazione principale.

Nella Catena Costiera Catalana, alla base della successione Cambro-Ordoviciano correlabile con quella dei Pirenei (Serie di Canavelles), sono presenti gneiss leucocrati considerati intrusioni del Paleozoico inferiore (Julivert e Duran, 1983; Carreras e Ramirez, 1984; Duran *et al.*, 1984; Navidad e Carreras, 1995). L'affinità geochimica degli gneiss risulta di natura calcicalina, in stretta relazione con quella del magmatismo ordoviciano nel basamento ercinico sardo (Duran *et al.*, 1984; Gil Ibarra *et al.*, 1990).

In molti di questi massicci sono esposti gneiss pre-varisici (Zwarth, 1979, 1986; Aerden, 1994) la cui età è ancora controversa: alcuni autori li ritengono basamento pre-Cambriano (ad esempio il massiccio di Canigou) altri intrusioni granitiche del Paleozoico inferiore (Carreras e Capella, 1994). Ad esempio i duomi dell'Aston e Hospitalet (Bon *et al.* 1994; van den Eeckhout, 1986; 1990) sono costituiti da gneiss leucocrati in facies anfi-

bolitica il cui protolite è datato all'Ordoviciano. I meta-sedimenti soprastanti, metapeliti e metapsammitti grigio chiare di basso grado, sono tipici del Cambro-Ordoviciano dei Pirenei (Serie di Canavelles). Verso il contatto con gli gneiss si trovano: quarziti, conglomerati quarzosi, miloniti quarzoso-feldspatiche e alternanze di quarziti e marmi vicino al contatto.

Pirenei orientali e Catalanidi presentano quindi evoluzioni tettoniche, caratteristiche litostratigrafiche, petrologiche, geochimiche, strutturali e metamorfiche del tutto simili a quelle riconosciute nell'Iglesiente e nel Sulcis, confermando le correlazioni proposte da Arthaud e Matte (1977).

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

L'evoluzione tettono-metamorfica del complesso di Capo Spartivento, nel contesto della catena ercinica sarda risulta tutt'oggi complesso e di difficile soluzione.

Uno dei maggiori problemi è costituito dalla presenza di una tettonica polifasata in prossimità del duomo di gneiss. Rimane ancora incerta la correlazione tra le fasi deformative riconosciute nell'area studiata con le deformazioni nella successione cambriana, tenendo conto della relativa discontinuità degli affioramenti e della eterogeneità e ripartizione della deformazione, a tutte le scale durante l'evoluzione ercinica, sia durante la principale fase compressiva che durante il successivo collasso estensionale.

Nella Formazione di Nebida sono presenti due fasi di deformazione a carattere regionale: una fase D_e (fase deformativa principale ercinica) di carattere compressivo che deforma la stratificazione S_0 , con lo sviluppo di una foliazione penetrativa S_e sub orizzontale di bassissimo grado ed una fase D_{e+1} (fase deformativa tardiva ercinica) che ripiega la S_e (Arthaud, 1970). La continuità di affioramento lungo la falesia costiera permette di osservare che, al passaggio con la Formazione di Bithia, la fase D_e (vedi D2 nell'analisi della deformazione) ripiega una foliazione preesistente (S_{e-1}) sviluppata in condizioni di basso grado (vedi D1 e/o S1 nell'analisi della deformazione) che mostra un aumento in intensità e un aumento di temperatura (facies di scisti verdi) avvicinandosi al duomo di gneiss. La foliazione più vecchia si manifesta solo come relitto tessiturale e non è stato quindi possibile osservare strutture megascopiche ad essa associate. La distribuzione di questa deformazione sembra limitata ai dintorni dello gneiss e quindi deve esistere una stretta relazione tra la foliazione ed il corpo gneissico. Può essere tentativamente ipotizzata la presenza di una deformazione localizzata legata alla messa in posto del protolite dello gneiss ordoviciano.

Lo sviluppo della fase D_{e+1} (vedi D3 nell'analisi della deformazione) nella Formazione di Bithia risulta complicato dalla presenza del duomo di gneiss. Tale fase deformativa origina infatti pieghe asimmetriche e zone di taglio cataclastico/milonitico a basso angolo dalle quali si deduce un senso di taglio centrifugo rispetto alla culminazione del duomo di gneiss. L'insieme degli indicatori cinematici indicano una tettonica estensionale che ha favorito la risalita dello gneiss posteriormente alla fase di raccorciamento regionale.

Un problema fondamentale ancora aperto è rappresentato dalla natura del contatto tra la Formazione di Bithia e l'ortogneiss. Secondo le interpretazioni più recenti di Carmignani *et al.* (1992), Sassi e Visonà (1989) e Mazzoli e Visonà (1992) il contatto è rappresentato da una fascia milonitica estensionale che provoca la elisione di un importante settore crostale portando a contatto gli ortogneiss di medio grado con i metasedimenti della Formazione di Bithia con metamorfismo di basso grado. Tuttavia le lineazioni L1 nell'Ortogneiss di Monte Filau e sensi di taglio, *top-to-the* NW non si accordano con il movimento centrifugo dall'ortogneiss verso E e verso W della Formazione di Bithia come proposto da Carmignani *et al.* (1992), ma, relativamente alla geometria attualmente osservabile, sembra ipotizzabile una struttura «estensionale» NW-SE, in direzione della terminazione periclinale del duomo di gneiss.

Alcuni indizi, quali la presenza di andalusite, deformata dalla fase D2, nella Formazione di Bithia immediatamente a contatto dello gneiss sia sul lato W (Riu de Sa Mitzza e su Dottori) che sul lato E (ovile Colombo), verosimilmente attribuibile al metamorfismo di contatto del protolite dello gneiss ordoviciano, filoni aplitici deformati dalla pieghe F2, lembi della Formazione di Bithia inglobati nello ortogneiss su entrambi i lati dello gneiss, sembrano rimettere in discussione la natura del contatto, suggerendo la possibile presenza di un contatto originariamente primario tra i due complessi, come proposto da Arthaud in Delaperrière e Lancelot (1989).

Lo studio geologico e strutturale del complesso metamorfico affiorante nei dintorni di Capo Spartivento, nel Sulcis meridionale, accompagnato da nuova cartografia alla scala 1:10.000, ha permesso il riconoscimento e lo studio sistematico di tre eventi deformativi principali (Perillo, 1995). I metasedimenti della Formazione di Bithia e gli ortogneiss di Monte Filau risultano interessati da tre episodi deformativi. La prima fase deformativa è riconoscibile solo come foliazione relitta all'interno dei *microlithons* della fase successiva, non ha sviluppo regionale e sembra localizzata nell'intorno del duomo di gneiss.

I dati preliminari riguardanti i rapporti tra gli gneiss e la Formazione di Bithia permettono di ipotizzare che la foliazione S1, associata alla deformazione D1, sia pre-ercinica e che il suo sviluppo possa essere connesso ad un evento tettonico contemporaneo alla messa in posto del protolite ordoviciano dell'Ortogneiss di M. Filau. La seconda fase plicativa D2 è verosimilmente prodotta da una tettonica compressiva con raccorciamento prevalente in direzione WSW-ENE e può essere ragionevolmente correlata con la deformazione ercinica principale con pieghe ad assi prevalentemente meridionali che interessano tutto l'Iglesiente e il Sulcis. Gli indicatori cinematici nelle fasce cataclastico-milonitiche associate alla seconda fase suggeriscono vegenze verso ENE, sia ad W che ad E del duomo di gneiss. La terza fase deformativa presenta pieghe asimmetriche rovesciate verso W ed E rispettivamente sul lato occidentale ed orientale del duomo di gneiss, suggerendo la presenza di zone di taglio fragili/duttili con senso di taglio centrifugo rispetto alla culminazione del duomo. Questa geometria suggerisce un raccorciamento sub-verticale ed una estensione orizzontale che ha accompagnato la riesumazione del complesso di metamorfiti del Sulcis meridionale (Carmignani *et al.*, 1992, 1993, 1994).

La litostratigrafia, i rapporti tra le formazioni, le caratteristiche petrologiche, geochimiche e l'evoluzione strutturale suggeriscono l'esistenza di forti analogie con i duomi di gneiss affioranti nei Pirenei orientali e nella Catena Costiera Catalana con i quali il Sulcis potrebbe avere avuto una storia comune prima della deriva oligo-miocenica del blocco sardo-corso (Arthaud e Matte, 1977).

RINGRAZIAMENTI.

Si ringrazia il Prof. L. Carmignani per la lettura critica del manoscritto e per i suggerimenti ricevuti e la Dott. K. Carter per gli scambi di idee sulla tettonica dell'area studiata.

N. Perillo ringrazia G. Musumeci per l'aiuto nello studio delle sezioni sottili durante lo svolgimento della tesi di laurea.

BIBLIOGRAFIA

- Arthaud, F., 1970. Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). *Pubbl. USTELA, Sér. Géol. Struct.*, 1, 175 pp.
- Arthaud, F. e Matte, Ph., 1977. Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments Hercyniens situés autour du Bassin Nord-Baleare (Sud de la France, Espagne, Bloc Corso-Sarde). In: *La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale*. Coll. intern. CNR, Rennes, 243: 497-513.
- Aerden, D., 1994. Kinematics of orogenic collapse in the Variscan Pyrenees deduced from microstructures in porphyroblastic rocks from the Lys-Caillaouas massif. *Tectonophysics*, 238: 139-160.
- Bon, A., van den Eeckhout, B., Janzen, E., Klepper, C. e van Moerkerken, B., 1994. Timing of Variscan mid-crustal shearing and batholith intrusion in the Central Pyrenees (Ariège, France). *Geologie en Mijnbouw*, 73: 53-61.
- Boullier, A. e Bouchez, J., 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. France.*, 20 (3): 253-262.
- Carannante, G., Cocozza, T. e D'Argenio, B., 1984. Late Precambrian-Cambrian geodynamic setting and tectono-sedimentary evolution of Sardinia (Italy). *Boll. Soc. geol. it.*, 103: 121-128.
- 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: Séranne M. e 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. e Pertusati, P.C., 1994. The Hercynian chain in Sardinia (Italy). *Geodinamica Acta*. 7: 31-47.
- Carmignani, L., Cocozza, T., Ghezzi, C., Pertusati, P.C. e Ricci, C.A., 1986. Outlines of the Hercynian basement of Sardinia. In: *Guide book to the Eursion on the Paleozoic basement of Sardinia*. IGCP project N°5, Newsletter special issue: 11-21.
- Carmignani, L., Cocozza, T., Ghezzi, C., Pertusati, P.C. e Ricci, C.A., 1982. Lineamenti del basamento sardo. In: *Guida alla Geologia del Paleozoico sardo*. Guide Geologiche Regionali. Soc. geol. it., 11-23.
- Carmignani, L., Cocozza, T., Minzoni, N., Pertusati, P.C. e Ricci, C.A., 1980. È la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna? *Mem. Soc. geol. it.*, 20 (1979): 47-55.
- Carmignani, L., Cocozza, T., Minzoni, N. e Pertusati, P.C., 1981. Structural and paleogeographic lineaments of the Variscan cycle in Sardinia. In: Zwart H.J. e Dornsiepen U.F. (Eds.), *The Variscan Orogen in Europe*. *Geologie en Mijnbouw*, 60: 171-181.

- Carosi, R., Gandin, A., Gattiglio, M. e Musumeci, G., 1992. Geologia della catena ercinica in Sardegna: Zona Esterna. In: Struttura della catena ercinica in Sardegna. Guida alla escursione. Edito dal Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Siena 1992: 43-75.
- Carreras, J. e Capella, I., 1994. Tectonic level in the Paleozoic basement of the Pyrenees: a review and new interpretation. *J. struct. Geol.*, 16: 1509-1524.
- Carreras, J. e Ramirez, J., 1984. The geological significance of the Port de La selva gneisses. In: Sassi F.P. e Julivert M. (Eds), IGCP N°5, Newsletter, 6: 27-31.
- Cocozza, T., Conti, L., Cozzupoli, D., Lombardi, G., Scharbert, S. e Traversa, G., 1977. Rb/Sr age and geopetrologic evolution of crystalline rocks in southern Sulcis (Sardinia). *N. Jb. geol. Palaont. Mh.*, 2: 95-102.
- Cocozza, T., Conti, L., Lombardi, G. e Traversa, G., 1972. Le Précambrien en Sardaigne. 24 Congr. Géol. Intern.. Montréal. Résumés, 7.
- Cocozza, T. e Leone, F., 1977. Sintesi della successione stratigrafica paleozoica della Sardegna sud-occidentale. Escursione in Sardegna 1977: risultati e commenti (a c. di G.B. Vai), GLP, 2-1977, Suppl.: 15-23.
- Delaperrière, E. e Lancelot, J., 1989. Datation U-Pb sur zircon de l'orthogneiss du Capo Spartivento (Sardaigne, Italie), nouveau témoin d'un magmatisme alcalin ordovicien dans le Sud de l'Europe. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, sér. 2: 835-842.
- Dunnet, D., 1969. Deformation in the Paleozoic rocks of Iglesias, SW Sardinia. Thesis Ph. D. University of London, 412 pp.
- Duran, H., Gil Ibaruchi, J.I., Julivert, M. e Ubach, J., 1984. Early Paleozoic acid volcanism in the Catalan Coastal Ranges (Northwestern Mediterranean). In: Sassi F.P. e Julivert M. (Eds), IGCP N° 5, Newsletter, 6: 33-43.
- Ferrara, G., Ricci, C.A. e Rita, F., 1978. Isotopic ages and tectonometamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68: 99-106.
- Gandin, A., 1989. Depositional and paleogeographic evolution of the Cambrian in south-western Sardinia. In: Sassi F.P. e Bourrouilh R. (Eds.), IGCP N°5, Newsletter 7 (1987): 151-166.
- Gibson, R.L., 1989. The relationship between deformation and metamorphism in the Canigou Massif, Pyrenees: a case study. *Geologie en Mijnbouw*, 68: 345-356.
- Gibson, R.L., 1991. Hercynian low-pressure-high-temperature regional metamorphism and sub-horizontal foliation development in the Canigou massif, Pyrenees, France - Evidence for crustal extension. *Geology*, 19: 380-383.
- Gil Ibaruchi, J.I., Navidad L.A. e Ortega L.A., 1990. Ordovician and Silurian igneous rocks and orthogneiss in the Catalan Coastal Range. *Acta geol. hispanica*, 25 (1-2): 23-29.
- Hanmer, S. e Passchier, C. W., 1991. Shear sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada*, paper 90-17, 72 pp.
- Julivert, M. e Duran, H., 1984. Stratigraphic chart of Paleozoic sequence in Catalan Coastal Ranges (Northeastern Mediterranean, geotrasverse A2, IGCP N° 5). In: Sassi F.P. e Szedekenyi (Eds), IGCP N° 5, Newsletter, 5: 54-57.
- Junker, B. e Schoerscher, H.D., 1980. L'età delle cataclasi del Sulcis meridionale (Sardegna). *Mem. Soc. geol. it.*, 20 (1979): 462.
- Junker, B. e Schneider, H.H., 1980. L'infracambriano della Sardegna sud-occidentale. *Mem. Soc. geol. it.*, 20 (1979): 461.
- Junker, B. e Schneider, H.H., 1983. The Infracambrian Bithia Formation - Its facies development in Southwest Sardinia. *N. Jb. Palaont. Mh.*, 6: 369-384.
- Ludwing, K.R. e Turi, B., 1989. Paleozoic Age of Capo Spartivento Orthogneiss, Sardinia. *Chem. Geol. (Is. Geos. Sect.)*, 79: 147-153.
- Mazzoli, C. e Visonà, D., 1993. The gneiss of Monte Filau (Capo Spartivento, SW Sardinia) petrographic and chemical features. In: Carmignani L. e Sassi F.P. (Eds), Contribution to the Geology of Italy, IGCP No 276, Newsletter, 5: 175-182.
- Mazzucchelli, M. e Minzoni, N., 1989. Age and geochemical features of the «Cataclastic Gneisses» and «Porphyroids» of southern and central Sardinia. In: Sassi F.P. e Bourrouilh R. (Eds), IGCP N°5, Newsletter 7 (1987): 203-209.
- Minzoni, N., 1981. Precambriano nel Sulcis meridionale (Sardegna). *Miner. Petrogr. Acta*, 24: 51-56.
- Naud, G., 1980. Tentative de synthèse sur l'évolution géodynamique de la Sardaigne antepremienne. *Mem. Soc. geol. it.*, 20, (1979): 85-96.
- Navidad, M. e Carreras, C., 1995. Pre-Hercynian magmatism in the Eastern Pyrenees (Cap de Creus and Albera Massif) and its geodynamical setting. *Geol. en Mijnbouw*, 74: 65-77.
- Palmerini, V. e Palmerini Sitzia, R., 1978. Le facies pelitiche della Formazione di Nebida (Cambriano inf. sardo). *Boll. Soc. geol. it.*, 97: 57-71.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobysch, O.T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliation in granitoid. *J. struct. Geol.*, 11: 349-363.
- Passchier, C.W., Simpson, C., 1986. Porphyroclast system as kinematic indicators. *J. struct. Geol.*, 8: 831-843.
- Perillo, M., 1995. Il duomo di gneiss paleozoici di Capo Spartivento (Sardegna Meridionale): estensione o compressione? Università di Pisa, tesi di laurea inedita, 100 pp.
- Pittau Demelia P. e Del Rio M., 1982. Acritarchi e loro significato stratigrafico nelle successioni paleoiche della Sardegna. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. geol. it., 33-35.
- Platt, J.P., 1984. Secondary cleavage in a ductile shear zone. *J. struct. Geol.*, 6: 439-442.
- Sassi, F.P., 1990. Caratterizzazione petrografica delle Formazioni di Nebida e di Bithia nel Sulcis, con particolare riguardo alla fascia limite. EMSA, (relazione inedita).
- Ramsay, J. G., 1967. Folding and Fracturing rocks. McGrawHill, New York, 568 pp.
- Sassi, F.P., Mazzoli, C., Sassi, R. e Visonà, D., 1990. The Capo Spartivento-M. Filau puzzle and structure of SW Sardinia. *Soc. it. Min. Petr., Plinius*, 3.
- Sassi, F.P. e Visonà, D., 1989. Gli gneiss di Monte Filau ed i loro rapporti con le rocce circostanti. Progemisa SpA Cagliari, (relazione inedita).
- Scharbert, T.S., 1978. Supplementary remarks on Rb/Sr age and geopetrologic evolution of crystalline rocks in Southern Sulcis (Sardinia). By T. Cocozza et al. (1977). *N. Jb. geol. Palaont. Mh.*, H. 1: 59-64.
- Tucci, P., 1963. Le metamorfite dinamometamorfiche di Capo Malfatano (Sulcis, Sardegna). *Per. Min.*, 52: 149-176.
- Van den Eeckhout, B., 1986. A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraetina*, 45, 193 pp.
- Van den Eeckhout, B., 1990. Evidence for large-scale recumbent folding during infrastructure formation in the Pyrenees: the structural geology of part of the Hospitalet massif. *Bull. Soc. géol. France*, 8: 331-338.
- Verhoef, P. N. W., Visser, R. L. M. e Zwarth, H. J., 1984. A new interpretation of the structural and metamorphic history of the Western Aston Massif (Central Pyrenees, France). *Geologie en Mijnbouw*: 399-410.
- Vernon, R.H., 1983. Restite, xenolites and microgranitoid enclaves in granites. *J. R. Soc. South Wales*, 116: 77-103.
- Vernon, R. H. e Paterson, S. R., 1993. The Ardara pluton, Ireland: deflating an expanded intrusion. *Lithos*, 31: 17-32.
- Visser, R. L., 1992. Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, 11 (6): 1369-1384.
- Zwarth, H.J., 1986. The Variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 9-27.
- Zwarth, H.J., 1979. The Variscan geology of central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 50: 1-74.