

Questa sistematica differenza di direzione del campo filoniano tra Sardegna settentrionale e meridionale rappresenta, specialmente dentro il batolite, una anisotropia meccanica di primo ordine. Essa costituisce un elemento strutturale che condiziona notevolmente tutta l'evoluzione tettonica post-ercinica di tutta l'Isola, ed in particolare quella terziaria (PAsCI, 1997). Come sarà discusso più avanti, sia il sistema trascorrente dell'Oligocene-Miocene inferiore che le faglie dirette che hanno condizionato la sedimentazione durante il Miocene medio, il Miocene superiore ed il Plio-Quaternario, sono tutti strettamente controllati dalla direzione del campo filoniano tardo-ercinico.

Tra le manifestazioni filoniane peri-plutoniche, oltre alle pegmatiti ed alle apliti già citate, sono stati distinti nella Carta geologica anche i principali filoni idrotermali (24). Si tratta prevalentemente di filoni di quarzo, spesso mineralizzati a fluorite, barite e solfuri misti.

5 - TETTONICA DEL BASAMENTO PALEOZOICO

In questo capitolo verrà descritta l'evoluzione tettonica del basamento. Un'esauriente trattazione di tutti i dati e delle numerose interpretazioni, spesso contrastanti, ci è sembrata decisamente eccessiva per una nota illustrativa di una carta di sintesi. Pertanto, qui saranno esposte essenzialmente le interpretazioni degli Autori, ma nella bibliografia abbiamo cercato di riportare i contributi più significativi degli ultimi anni sulla tettonica del basamento sardo e anche alcuni riferimenti bibliografici sulla Catena ercinica europea, in modo da fornire strumenti utili a quanti volessero farsi una opinione più completa partendo dai dati originali.

I dati e le interpretazioni che esporremo sono stati in gran parte già presentati in alcuni lavori di sintesi degli ultimi anni (CARMIGNANI *et alii*, 1992a; 1992c; 1994b); molte illustrazioni e considerazioni esposte derivano da questi lavori.



Fig. 68 - Filoni basici che intrudono le granodioriti erciniche (Torre vecchia-Villasimius: Sarrabus meridionale).

- Mafic dykes intruding Hercynian granodiorites (Torre vecchia-Villasimius: southern Sarrabus).

5.1. – INQUADRAMENTO TETTONICO REGIONALE DEL BASAMENTO SARDO

Il basamento sardo-corso è parte della Catena ercinica sud-europea. Questa è considerata dalla maggior parte degli Autori una catena collisionale associata a subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione nel Siluriano e collisione continentale con importante ispessimento crostale, metamorfismo e magmatismo durante il Devoniano e il Carbonifero (BURG & MATTE, 1978; AUTRAN & COGNÉ, 1980; BARD *et alii*, 1980; MATTE & BURG, 1981; MATTE, 1983; BURG *et alii*, 1984; MATTE, 1986; PIN & PEUCAT, 1986; COSTA & MALUSKI, 1988; FRANKE, 1989; PIN, 1990).

Falde di ricoprimento chilometriche sono state descritte in tutta la Catena ercinica europea: sia nelle zone esterne, ove sono impilate le coperture paleozoiche (ARTHAUD & MATTE, 1966; JULIVERT, 1971; CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977), che nelle zone interne, ove la tettonica ercinica è associata a riattivazione del basamento precambriano con falde cristalline, metamorfismo di alto grado e migmatizzazione (RIES & SHACKLETON, 1971; MATTAUER & ETCHECOPAR, 1976; BURG & MATTE, 1978; MATTE, 1983; BEHR *et alii*, 1984).

I primi tentativi di applicare i modelli orogenetici della tettonica a placche alla Catena ercinica risalgono alla prima metà degli anni settanta (BURRET, 1972; LAURENT, 1972; NICOLAS, 1972; RIDING, 1974); ma furono soprattutto le ricerche di geologia strutturale della fine degli anni settanta - inizio anni ottanta a confermare la struttura collisionale della catena e a negare il modello ensialico (BURG & MATTE, 1978; AUTRAN & COGNÉ, 1980; BARD *et alii*, 1980; MATTE & BURG, 1981), stimolando così ricerche geochimiche e geocronologiche sulle metabasiti con relitti di paragenesi di alta pressione affioranti lungo la zona assiale della Catena ercinica, dalla Spagna meridionale alla Boemia.

I protoliti di molte di queste metabasiti mostrano affinità geochimica con basalti di fondo oceanico (BODINIER *et alii*, 1986; BOUCHARDON *et alii*, 1989; PIN, 1990). Dati geochimici ed isotopici (CABANIS *et alii*, 1982; FLOYD, 1984; BERNARD-GRIFFITH & CORNICHE, 1985; PIN & CARME, 1987) indicano una derivazione delle metabasiti da un mantello impoverito, mentre altre sono ritenute derivate da associazioni ofiolitiche (Cornovaglia: KIRBY, 1979; MISAR, 1984; Galizia: BERNARD-GRIFFITH & CORNICHE, 1985; Massiccio armoricano: PAQUETTE *et alii*, 1985; Polonia: PIN & CARME, 1987; Massiccio centrale: DUBUISSON *et alii*, 1988; MENOT *et alii*, 1988). L'età radiometrica

più frequente dei protoliti delle metabasiti è del Paleozoico inferiore (PIN, 1990, con bibliografia) e più raramente Precambriano (PEUCAT *et alii*, 1982; PAQUETTE *et alii*, 1985). Quasi tutte queste metabasiti mostrano relitti con metamorfismo di alta pressione (eclogitico o granulitico) che di solito ha età compresa tra il Devoniano inferiore e il Siluriano (WIESER, 1978; PEUCAT *et alii*, 1982; PIN & LANCELOT, 1982; PEUCAT, 1986; GUIRAUD *et alii*, 1987; PAQUETTE, 1987; PAQUETTE *et alii*, 1987; QUADT & GEBAUER, 1988). Tutti questi dati, che possono essere facilmente interpretati solo in termini di subduzione di crosta oceanica prima della collisione continentale del Carbonifero inferiore, hanno aperto la strada a nuove interpretazioni sull'evoluzione della Catena ercinica europea.

Sebbene molti autori ritengano che resti di crosta oceanica siano coinvolti nell'orogene ercinico, dalla letteratura non emerge un'unica interpretazione della catena in termini di tettonica a placche. Molte mafiti del Paleozoico inferiore derivano da basalti alcalini e tholeiiti continentali talvolta associati con metarioliti derivate da crosta continentale (associazione leptino-anfibolitica degli Autori francesi). L'interpretazione geodinamica di queste associazioni è controversa: in base all'affinità calcicalina delle mafiti di alcune associazioni leptino-anfibolitiche alcuni Autori (BODINIER *et alii*, 1986; 1988, con bibliografia) propongono una genesi di arco o retroarco durante una complessa evoluzione di un margine continentale attivo; mentre altri (PIN, 1990) propongono un *rifting* ensialico che evolve fino alla formazione di crosta oceanica, senza attivazione di processi di subduzione.

Un dibattito è inoltre aperto anche sulle modalità e tempi di consunzione della litosfera oceanica: a) secondo MATTE (1986), esiste continuità tra la subduzione siluriano-devoniana ("Fase eoercinica") e la collisione continentale carbonifera; b) secondo altri Autori, invece, sono esistiti distinti episodi di subduzione: le età siluriano-devoniane di alcune eclogiti rappresenterebbero un episodio orogenico (Caledoniano o Acadiano) derivato dalla chiusura di piccoli bacini oceanici mediante altrettante collisioni continentali (BODINIER *et alii*, 1986; PAQUETTE, 1987) o da collisione arco-continente prima della definitiva chiusura del dominio oceanico al Carbonifero (PIN, 1990).

Molti problemi di geodinamica paleozoica sono ovviamente ancora aperti, ma numerosi dati paleomagnetici (VAN DER VOO *et alii*, 1980; PERROUD *et alii*, 1984; BONHOMMET & PERROUD, 1986) e paleogeografici (BEHR *et alii*, 1984; PARIS, 1990; PARIS & ROBARDET, 1990) sostengono la chiusura

di un bacino oceanico durante l'orogenesi ercinica (BODINIER *et alii*, 1986; 1988, con bibliografia). Alcune ricostruzioni paleogeografiche prevedono nel Paleozoico inferiore un'area oceanica a S del Massiccio armoricano (Massif Central Ocean: MATTE, 1986; South Armorican Ocean: PARIS & ROBARDET, 1990) tra la placca di Armorica e di Gondwana, anche se dati paleobiogeografici non consentono di ipotizzare un vasto oceano (VAI, 1991), (fig. 4a, b). La sutura di questo oceano affiora nel Massiccio centrale francese, nei massicci cristallini esterni delle Alpi occidentali e probabilmente arriva ai Mauri (Sutura meridionale ercinica: BODINIER *et alii*, 1986; MATTE, 1986), (fig. 4c).

Come già precedentemente illustrato, secondo CARMIGNANI *et alii* (1992a) la sutura tra i continenti di Armorica e di Gondwana attraversa la Sardegna settentrionale (fig. 5) lungo la Linea Posada-Asinara (ELTER, 1987; ELTER *et alii*, 1990) che presenta numerose analogie con la sutura ercinica sud-europea: miloniti con relitti di tessiture tipiche di condizioni di alto grado e corpi di anfiboliti con relitti di paragenesi granulitica ed eclogitica derivate da basalti tipo MORB, ecc..

Le tappe essenziali dell'evoluzione tettonica del basamento della Sardegna, sempre secondo CARMIGNANI *et alii* (1992a), sono quelle tipiche dell'evoluzione di un margine continentale, che viene interessato da subduzione di tipo B, seguita da collisione continentale e impilamento crostale (fig. 6e), a cui infine si sovrappone l'evoluzione post-collisionale con (c) il collasso gravitativo del cuneo orogenico (fig. 6f).

5.1.1. – Subduzione di tipo B, collisione continentale ed impilamento crostale

La geometria collisionale della Catena ercinica in Sardegna è ben riconoscibile: il margine sovrascorrente è costituito dal Complesso migmatitico che affiora nella Sardegna NE e in Corsica (vedi anche la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata). Il margine sottoscorrente è rappresentato dal Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica e dal Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico (che in seguito saranno indicati come Complesso metamorfico di basso e medio grado) che affiora nella Sardegna centrale e centro-orientale (fig. 5).

La convergenza e la collisione sono registrate da due eventi metamorfici: un metamorfismo precoce in facies eclogitica e un successivo metamorfismo barroviario di pressione intermedia. Il metamorfismo in facies eclogitica è testimoniato da paragenesi relitte conservate nelle metabasiti in facies anfibolitica che affiorano sporadicamente nel Complesso migmatitico e soprattutto lungo la Linea Posada-Asinara. In Sardegna il metamorfismo di alta pressione non è stato datato, ma nel Massiccio centrale francese e nel Massiccio armoricano il metamorfismo in facies eclogitica ha età radiometriche comprese tra 430 e 380 Ma (PEUCAT & COGNÉ, 1977; PEUCAT *et alii*, 1982; DUCROT *et alii*, 1983; POSTAIRE, 1983; PAQUETTE, 1987; PAQUETTE *et alii*, 1987; QUADT & GEBAUER, 1988) ed è stato attribuito a subduzione di litosfera oceanica (BODINIER *et alii*, 1986; MATTE, 1986; PAQUETTE, 1987; PIN, 1990).

Il metamorfismo barroviario connesso con l'impilamento crostale causato dalla collisione continentale interessa il Complesso metamorfico di medio e basso grado. Il metamorfismo è progrado dalle Falde esterne verso la Linea Posada-Asinara e varia dalla facies degli scisti verdi alla facies anfibolitica.

Determinazioni radiometriche (Rb/Sr e Ar/Ar) di chiusura di muscovite e anfibolo della paragenesi barroviaria danno un'età di circa 350 Ma (DEL MORO *et alii*, 1991). Un'età simile è quella di chiusura degli scambi isotopici Rb/Sr fra le bande di una migmatite (344 Ma: FERRARA *et alii*, 1978). Questa è l'età minima della collisione continentale: potrebbe rappresentare la fine della collisione o una prima fase di uplift.

In Sardegna le condizioni di P/T durante il metamorfismo ercinico hanno una evoluzione in senso progrado nel Complesso di basso e medio grado ed in senso retrogrado, essenzialmente decompressivo, nel Complesso migmatitico; diversi sono anche i paleogradienti geotermici: 400-600 °C e 6-7 Kb per le metamorfite di medio grado a sud della Linea Posada-Asinara e 550-650 °C e 3-4 Kb per le migmatiti a N di questa linea (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982; ELTER, 1987).

L'evoluzione metamorfica delle rocce eclogitiche, equilibrate a 850 °C e 20 Kb sembra, almeno in parte, indipendente da quella del Complesso migmatitico (MILLER *et alii*, 1976; GHEZZO & ORSINI, 1982) e in base a modelli attualistici queste paragenesi relitte in metabasiti derivate da tholeiiti oceaniche sono interpretabili solo in termini di subduzione di litosfera oceanica.

Piccoli corpi di metabasiti con relitti di paragenesi eclogitiche affiorano anche a nord della sutura

(fino in Corsica, come osservabile anche nella Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata). Scaglie di crosta oceanica possono essere state accorpate alla base della crosta continentale del margine sovrascorrente durante la fase di subduzione della litosfera oceanica ed esumate secondo traiettorie che hanno attraversato tutto il cuneo di crosta continentale sovrascorrente sia durante la crescita del cuneo orogenico che durante il suo collasso gravitativo alla fine della convergenza.

La Linea Posada-Asinara è caratterizzata da una grande varietà di strutture da milonitiche a cataclastiche associate a direzioni di movimento suborizzontali (ELTER, 1987; ELTER & SARRIA, 1989; ELTER *et alii*, 1990), che dimostrano come questa linea sia stata ripetutamente attivata come zona di taglio trascorrente a diversi livelli crostali. E' possibile che una componente trascorrente fosse presente anche precocemente durante la collisione continentale, come del resto avviene in tutta la zona interna dell'Arco iberico-armoricano (MATTE, 1986; 1991) (fig. 4C).

5.1.2. - *Collasso gravitativo del cuneo orogenico*

La scoperta negli anni '70 di un importante raccorciamento ercinico testimoniato da falde di ricoprimento (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978a) ha portato a interpretare per lungo tempo tutte le strutture del basamento, e in particolare le deformazioni duttili sin-metamorfiche, esclusivamente in termini di tettonica compressiva.

Una importante tettonica distensiva con esumazione di metamorfiti di diversa profondità sembra una conseguenza necessaria al riequilibrio gravitativo dei cunei orogenici che si sviluppano nelle collisioni di crosta continentale (PLATT, 1986) e l'esumazione di rocce dalla crosta media o inferiore induce necessariamente deformazioni duttili sin-metamorfiche.

Inversione della tettonica da compressiva a distensiva, con riattivazione dei sovrascorrimenti come faglie poco inclinate e sviluppo di bacini molassici, duomi di metamorfiti (*metamorphic core complex*) con metamorfismo sin-cinematico di bassa pressione e alta temperatura contemporaneo alla messa in posto di granitoidi sin-cinematici, sono state documentate sia nelle catene caledoniane (McCLAY *et alii*, 1986; NORTON, 1986; SÉRANNE & SÉGURET, 1987; CHAUVET & SÉRANNE, 1989; SÉGURET *et alii*, 1989) che in quelle erciniche

(MENARD & MOLNAR, 1988; ECHTLER & MALAVIEILLE, 1990; MALAVIEILLE *et alii*, 1990).

Tra il Carbonifero superiore e il Permiano, anche nel basamento sardo si realizza una lunga evoluzione distensiva che inizia con la risalita della Zona interna e la contemporanea messa in posto delle Falde esterne sui depositi sintettonici dell'avanfossa della catena (Culm). Questa evoluzione prosegue tra il Westfaliano e il Permiano inferiore con la completa dissipazione della radice sialica collisionale, principalmente attraverso l'estensione della crosta e l'intrusione dei plutoni calcocalcinali, che a partire dal Westfaliano superiore sono contemporanei con i bacini molassici e col vulcanismo tardo-paleozoico.

La distensione interessa tutta la trasversale dell'orogene e tutto lo spessore della crosta; essa è evidente sia nelle rocce in facies anfibolitica, dove è associata a deformazioni penetrative, metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione e intrusione di granitoidi sin-cinematici, che nei livelli strutturali più superficiali, ove si manifesta con zone di taglio distensive e faglie dirette poco inclinate e molto inclinate (fig. 6f).

Nella Sardegna centrale e meridionale, metamorfiti in facies anfibolitica affiorano con geometria tipo *core complex* a Capo Spartivento, nell'estremità SW dell'Isola, e in corrispondenza dell'Antiforme del Flumendosa, che costituisce una delle maggiori culminazioni tettoniche della Zona a falde.

L'età della tettonica distensiva post-collisionale è definita dall'età delle manifestazioni magmatiche, del metamorfismo di alta temperatura-bassa pressione associati e dei bacini molassici stefaniano-autuniani. Nelle zone interessate da metamorfismo di bassa pressione e alta temperatura (DI PISA & OGGIANO, 1987) l'età di chiusura del sistema Rb/Sr della muscovite è di 303 ± 6 Ma (DEL MORO *et alii*, 1991). I granitoidi sintettonici della bassa Gallura hanno età di raffreddamento della muscovite comprese tra 308 ± 9 Ma e 298 ± 9 Ma ed età di messa in posto di una *suite* cogenetica di 300 ± 7 Ma (isocrona Rb/Sr su rocce totali, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$: 0,7134, MSWD: 0,19; MACERA *et alii*, 1989). Anche al M. Grighini l'età dei granitoidi iniettati durante la fase distensiva è prossima al limite Westfaliano-Stefaniano (312 ± 12 Ma) e l'età del metamorfismo di alta temperatura-bassa pressione è di 307 ± 5 Ma (Ar/Ar su muscovite: MUSUMECCI, 1991).

Queste magmatiti messe in posto lungo zone di taglio trascorrenti o dirette connesse con la fase distensiva, spesso hanno subito successive deformazioni milonitiche e cataclastiche anche allo stato solido. Quindi le età di messa in posto al limite

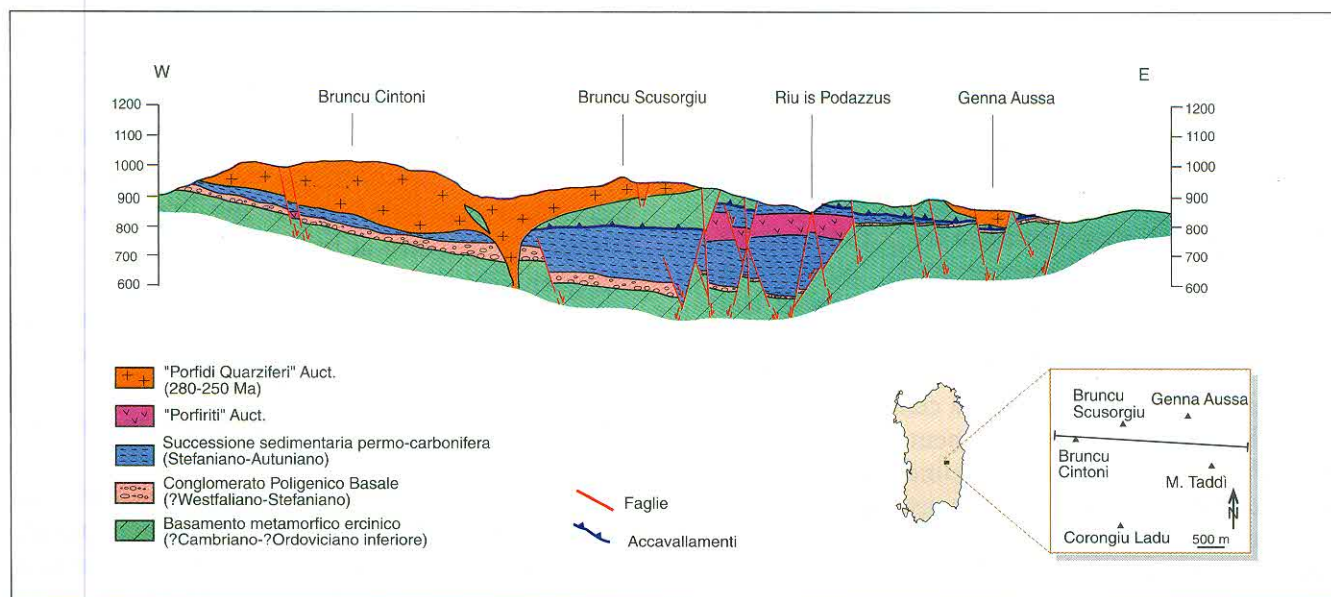


Fig. 69 - Sezioni geologiche del Bacino di Seui. Si noti la locale sovrapposizione del basamento metamorfico paleozoico sui termini della successione permo-carbonifera (da SARRIA & SERRI in: CARMIGNANI *et alii*, 1992c, ridisegnato).

- Geological cross sections in the Seui basin. Note thrusting of the metamorphic basement on the Permian-Carboniferous succession (after SARRIA & Serri in: CARMIGNANI *et alii*, 1992c, redrawn).

Westfaliano-Stefaniano (303 Ma: HARLAND *et alii*, 1990) non rappresentano né l'inizio né la fine della distensione, ma piuttosto un momento della sua evoluzione.

I depositi molassici continentali, associati a vulcaniti prevalentemente acide del Carbonifero superiore-Permiano, sono nettamente discordanti sul basamento e sono tradizionalmente ritenuti "post-tettonici" (o "post-ercinici"). In Europa essi sono generalmente riferiti allo Stefaniano-Permiano o al Westfaliano superiore-Permiano (AUBOUIN, 1974; CASTERAS, 1974; CAMPREDON & BOUCART, 1975). Anche in Sardegna vi sono stati documentati, sulla base delle paleoflore, lo Stefaniano e l'Autuniano (Bacino di S. Giorgio: COCOZZA, 1967b; Bacino di Seui: DEPLANO, 1985; Guardia Pisano: BARCA *et alii*, 1992a) e forse anche il Westfaliano D (FONDI, 1979). Le età radiometriche delle vulcaniti intercalate in questi depositi si distribuiscono su un vasto intervallo di tempo compreso tra il Carbonifero superiore e il Triassico (COZZUPOLI *et alii*, 1971; LOMBARDI *et alii*, 1974; EDEL *et alii*, 1981; COZZUPOLI *et alii*, 1984). Alcune età sono però da scartare perché chiaramente in contrasto con le evidenze stratigrafiche (FONTANA *et alii*, 1982). Comunque, gli Autori sono generalmente concordi nel ritenere che i primi bacini si siano impostati nello Stefaniano o nel Westfaliano D. Periodi di distensione con sedimentazione e vulcanismo si sono successivamente alternati a periodi di stasi della tettonica e della sedimentazione, fino al Triassico.

Le età radiometriche del batolite calcocalcino sardo si distribuiscono in un intervallo che va da 307 Ma (DEL MORO *et alii*, 1975) a 274 Ma (COCHE-RIE, 1978; CASTORINA & PETRINI, 1989), cioè tra il Westfaliano superiore e il Permiano inferiore (HARLAND *et alii*, 1990).

Le età del plutonismo e del vulcanismo calcocalcino e del magmatismo ipoabissale (sistemi filoniani) associato sono quindi abbondantemente sovrapposte, e tra queste manifestazioni magmatiche sembra esistere una evoluzione continua. Anche nell'ipotesi più conservativa, che non prenda in considerazione alcune età radiometriche di minerali di associazioni sin-cinematiche di alta temperatura che arrivano fino al Permiano inferiore (280 Ma per una biotite dello gneiss di M. Filau: SCHARBERT, 1978; 281 ± 4 e 277 ± 4 Ma per due biotiti dei mica-scisti dell'Anglona: DEL MORO *et alii*, 1991), si deve dedurre perciò che la messa in posto del batolite, il vulcanismo tardo-paleozoico e buona parte dell'evoluzione dei bacini carbonifero-permiani sono contemporanei all'estensione tardo-ercinica della crosta.

Pertanto, a nostro avviso, i bacini tardo-paleozoici non possono essere considerati "post-orogenici", perché essi rappresentano l'espressione superficiale delle fasi finali dell'estensione post-collisionale della catena, che è probabilmente coeva con la tettonica trascorrente che interessa l'orogene ercinico durante il Carbonifero superiore e il Permiano (ARTHAUD & MATTE, 1977; ZIEGLER, 1982; 1984;

VAI, 1991). I sovrascorrimenti di basamento metamorfico su depositi permiani segnalati da SARRIA & SERRI (1986) nella Sardegna centrale (Barbagia di Seulo) (fig. 69) potrebbero essere dovuti a locali transpressioni legate a questa tettonica trascorrente.

Alcuni elementi testimonierebbero un'eterocronia della tettonica distensiva tra la zona interna e quella esterna dell'orogene sardo. Nelle zone interne le età di chiusura delle paragenesi di alta temperatura indicano generalmente il limite Westfaliano-Stefaniano, mentre nei depositi discordanti non metamorfici della Sardegna centro-meridionale è paleontologicamente documentato lo Stefaniano (?Westfaliano D). Sembra quindi che nella Sardegna centro-meridionale la distensione sia iniziata a partire dal (?Westfaliano) Stefaniano ed è proseguita, accompagnata da magmatismo calcalkalino, fino al Permiano; mentre nelle zone interne, nel Westfaliano superiore l'esumazione del basamento era in buona parte compiuta. E' possibile che nelle zone interne la distensione abbia avuto inizio più precocemente per *underplating* (PLATT, 1986) sotto al Complesso migmatitico della Sardegna settentrionale, e che poi essa si sia estesa a tutto il basamento quando la convergenza è terminata e, su tutta la trasversale della catena, è subentrato il collasso gravitativo della crosta ispessita (MENARD & MOLNAR, 1988).

Sebbene l'impronta strutturale fondamentale del basamento sia legata all'evoluzione tettonica ercinica, è stata evidenziata da diversi Autori una fase deformativa precedente che interessa le formazioni pre-Ordoviciano superiore (Fase sarda: STILLE, 1939; Fase sarrabese: CALVINO, 1959). Preferiamo definire questa fase "eocaldonica" in quanto precedente alla Fase caledonica riconosciuta nell'Europa settentrionale. Nella Zona esterna le strutture realizzate dalla Fase sarda sono facilmente riconoscibili poiché in quest'area le successive deformazioni erciniche sono state meno intense. Meno evidenti risultano essere invece i suoi effetti nella Zona a falde, dove sono stati fortemente obliterati dalle strutture erciniche.

La tettonica sarà descritta partendo dalla Zona esterna, verso le zone più interne dell'orogene.

5.2. - TETTONICA DELLA ZONA ESTERNA

5.2.1. - Tettonica dell'Iglesiente-Sulcis settentrionale

Per i suoi importanti giacimenti di solfuri misti e di carbone, l'Iglesiente-Sulcis è stato oggetto di

studi da parte di numerosi ricercatori fin dai primi anni del secolo. I lavori di NOVARESE (1923), TARICCO (1928), HAVRE (1932), STILLE (1939), VARDABASSO (1940), COCOZZA (1979) ed altri hanno portato precocemente la conoscenza delle successioni stratigrafiche ad un livello notevolmente superiore rispetto al resto del basamento sardo. Diversamente, l'assetto strutturale di quest'area è stato oggetto di diverse ipotesi, e sebbene la maggior parte degli Autori sia d'accordo sul modello che viene di seguito descritto, è opinione anche degli scriventi che la tettonica della Zona esterna presenti ancora diversi aspetti non chiariti.

Classicamente nella Zona esterna della Sardegna sud-occidentale (fig. 70) sono riconosciute quattro fasi deformative, in regime metamorfico basso o molto basso, legate sia alla Fase sarda (STILLE, 1939) che alle deformazioni erciniche (ARTHAUD, 1963; POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966; VALERA, 1967; DUNNET, 1969; DUNNET & MOORE, 1969; ARTHAUD, 1970):

- a) Fase sarda: pieghe aperte con assi E-W, che interessano la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore (successione pre-"Puddinga" *Auct.*);
- b) prima fase ercinica: pieghe con direzione assiale E-W che accentuano le precedenti;
- c) seconda fase ercinica: pieghe con assi circa N-S e con una foliazione penetrativa di piano assiale molto inclinata;
- d) terza fase ercinica: pieghe con direzioni assiali variabili associate ad una debole deformazione.

Alcuni Autori negano l'esistenza della Fase sarda ed ipotizzano una successione degli eventi deformativi differente (DEL BONO, 1965; BROUWER, 1987). Dall'esame della Carta geologica allegata è evidente che la distribuzione degli affioramenti delle formazioni cambriane dell'Iglesiente-Sulcis può essere interpretata come una interferenza tra due sistemi di pieghe con piani assiali molto inclinati e tra loro sub-ortogonali (interferenza tipo 1, RAMSAY, 1967) (fig. 71).

5.2.1.1. - La deformazione secondo assi E-W

L'esistenza di deformazioni pre-Ordoviciano superiore (Fase sarda) è dimostrata dalla discordanza, evidente anche alla scala cartografica, tra la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore e i metaconglomerati alla base della Formazione di M. Argentu o "Puddinga" *Auct.*. Questa discordanza è netta anche alla scala dell'affioramento in diverse

località (Nebida: fig. 30, Masua, Domusnovas, ecc.) e sembra perciò avere importanza regionale.

E' stato sostenuto, sia nell'Iglesiente (ARTHAUD, 1963; DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970) che nel Sulcis (POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966), che le grandi strutture con assi e piani assiali orientati E-W che interessano i terreni cambriani sono ricoperte in discordanza dalla "Puddinga" *Auct.* Nell'area sud-occidentale dell'Iglesiente (Gonnesa) non esistono situazioni dove tale geometria sia osservabile altrettanto chiaramente. Le grandi strutture E-W dell'Iglesiente meridionale (Sinclinale di Iglesias, Anticlinale di Gonnesa, ecc.) si interrompono verso W contro la "Puddinga" ordoviciana, ma il contatto è complicato da una importante superficie tettonica: la Faglia di Gonnesa (BRUSCA & DESSAU, 1968).

Ciononostante l'esistenza nelle formazioni cambriane di un sistema di pieghe diretto E-W, precedente alla strutturazione ercinica N-S, è dimostrabile in diversi modi: a) nelle metargilliti della Formazione di Cabitza al nucleo della Sinclinale di Iglesias, pieghe metriche o decametriche con assi E-W hanno le superfici assiali piegate secondo assi N-S; b) piani assiali N-S tagliano piani assiali E-W mantenendo una giacitura costante; c) a scala cartografica, entrambi i fianchi dell'Anticlinale di Gonnesa e della Sinclinale di Iglesias (orientate E-W) sono ripiegati secondo direzioni N-S (fig. 71).

La principale difficoltà a stabilire l'importanza della Fase sarda deriva dal fatto che anche la "Puddinga" *Auct.* risulta piegata secondo assi E-W, con pieghe metriche e decametriche, in diverse zone a N di Domusnovas (DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970), a S di Gonnesa, ecc..

Le depressioni e culminazioni assiali delle pieghe N-S dell'Iglesiente occidentale, confermate anche dalle giaciture fino alla verticale degli assi delle pieghe minori e delle lineazioni di intersezione stratificazione-scistosità N-S, possono essere spiegate in modo semplice solo ammettendo che: a) gli assi N-S (prima fase ercinica) siano nati fortemente inclinati modellandosi su precedenti pieghe E-W; b) gli assi N-S siano stati ripresi da una successiva fase deformativa ercinica con assi E-W che avrebbe provocato variazioni di immersione degli assi N-S precedenti. Quest'ultima ipotesi è sostenuta da BRUSCA & DESSAU (1968).

Per quanto l'ordine di successione delle fasi erciniche dell'Iglesiente sia un problema che richiede ulteriori ricerche, i dati disponibili fanno ritenere che sia la Fase sarda sia una delle fasi erciniche abbiano direzioni assiali circa E-W. Il parallelismo delle direzioni assiali di queste due fasi introduce

notevoli incertezze nel distinguere gli effetti della Fase sarda da quelli della deformazione ercinica: in definitiva, una struttura può essere riferita con certezza alla Fase sarda solo quando è direttamente ricoperta in discordanza dalla "Puddinga" *Auct.* In mancanza del riferimento alla discordanza ogni piega con direzione assiale circa E-W nelle formazioni cambriane può essere attribuita sia alla Fase sarda sia alla fase ercinica con assi E-W.

In conclusione, benché esistano chiare prove di movimenti tettonici precedenti l'Ordoviciano superiore, la difficoltà nel separare gli elementi strutturali E-W ercinici da quelli eocaledonici e le importanti deformazioni successive della fase ercinica principale (N-S) rendono molto difficile definire il ruolo e lo stile della Fase sarda.

In accordo con i dati strutturali rilevabili in campagna, in fig. 71 abbiamo distinto solo una generica direzione assiale E-W, intendendo comprendere in questa sia i piegamenti dell'eventuale Fase sarda sia quelli della fase ercinica con assi E-W. Le sezioni nelle fig. 72 e fig. 73 mostrano lo stile di queste due direzioni strutturali.

Ben poco si conosce della tettonica E-W alla scala dell'affioramento. Pieghe minori con questa direzione sono rare e perciò è difficile stabilire se esistono differenze di stile da zona a zona. Pieghe E-W con lunghezza d'onda di circa una decina di metri sono ben esposte negli argilloscisti della Formazione di Cabitza nella Sinclinale di Iglesias e nella zona di Masua, nella Formazione di Nebida nell'area di Canalgrande a nucleo dell'Anticlinale di Gonnesa. Si tratta sempre di pieghe concentriche, senza scistosità e con piano assiale verticale o molto inclinato. Riteniamo che queste strutture minori riflettano la geometria delle grandi strutture E-W.

5.2.1.2. - La deformazione secondo assi N-S

Questa fase ha determinato il raccorciamento maggiore ed ha prodotto sovrascorrimenti e pieghe di ogni dimensione, accompagnate da una scistosità ben sviluppata (fig. 74), generalmente molto inclinata e diretta mediamente N-S, e una lineazione di estensione in genere diretta secondo la massima pendenza della scistosità.

La geometria delle pieghe minori, la densità del clivaggio e lo sviluppo delle lineazioni di estensione sono molto variabili e dipendono principalmente dalla litologia e dalla posizione nelle grandi strutture. Nelle metargilliti la scistosità ha gradi di evoluzione differenti: dal clivaggio di frattura allo *slaty cleavage*.

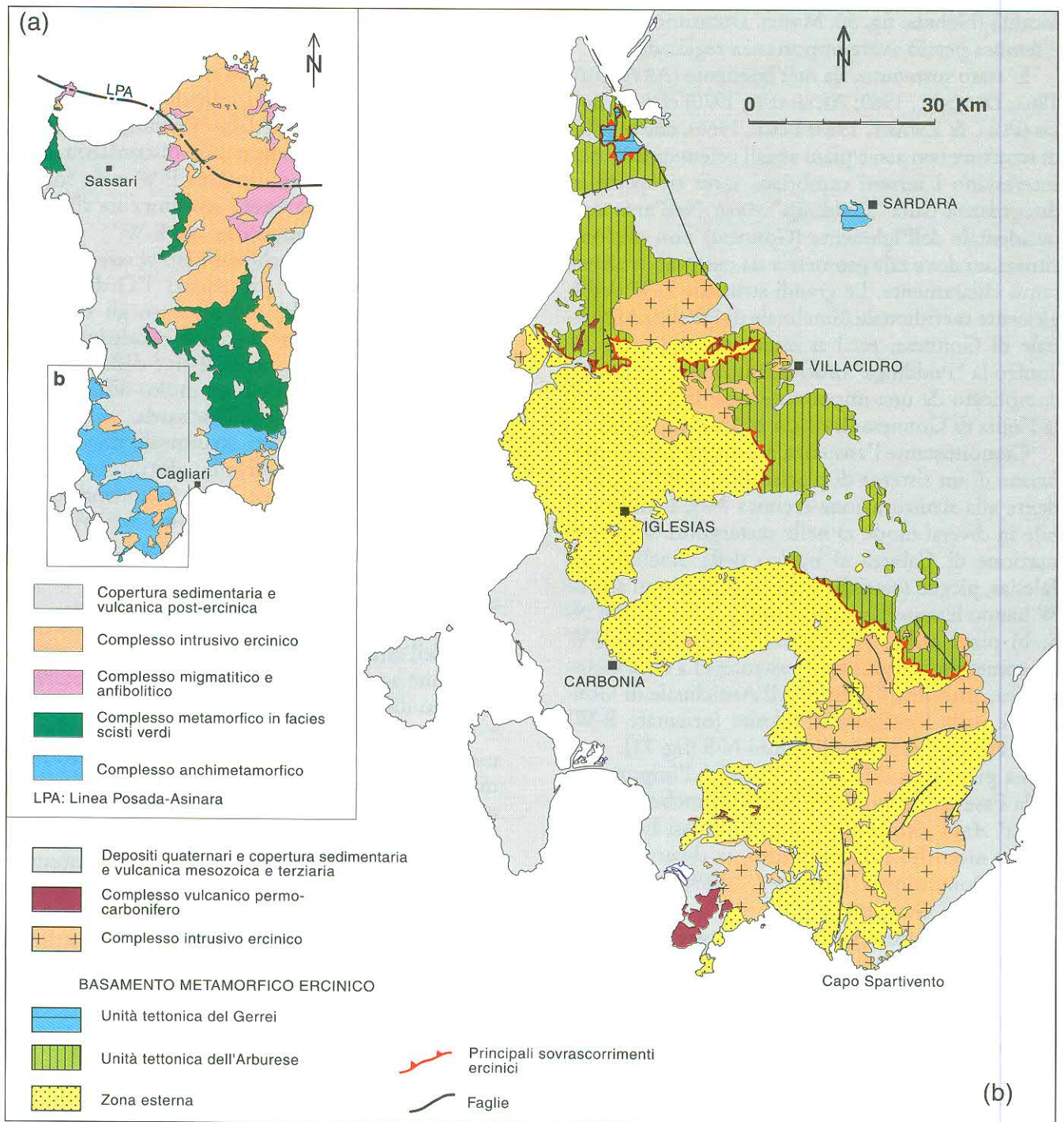


Fig. 70 - Schema tettonico del Basamento paleozoico della Sardegna sud-occidentale.

- Tectonic sketch map of the Paleozoic basement of southwestern Sardinia.

Nella "Puddinga" *Auct.* la scistosità è sempre ben espressa (fig. 75); i ciottoli dei metaconglomerati sono statisticamente ben orientati e individuano una evidente lineazione di estensione sulla scistosità (fig. 29 e fig. 30). Nelle formazioni carbonatiche del Cambriano inferiore la scistosità è sviluppata solo lungo fasce discrete dirette circa N-S, con deformazione milonitica, connesse con locali sovrascorrimenti sul prolungamento del piano assiale di

strette sinclinali. Le rocce carbonatiche si sono deformate essenzialmente per flessione secondo pieghe di grandi dimensioni e locali sovrascorrimenti. La lunghezza d'onda del sistema di pieghe N-S è variabile, comunque sempre molto minore della lunghezza d'onda del sistema E-W (fig. 72 e fig. 73).

Le grandi strutture plicative della fase N-S hanno generalmente piani assiali sub-verticali, debolmente immergenti verso E nell'Iglesiente

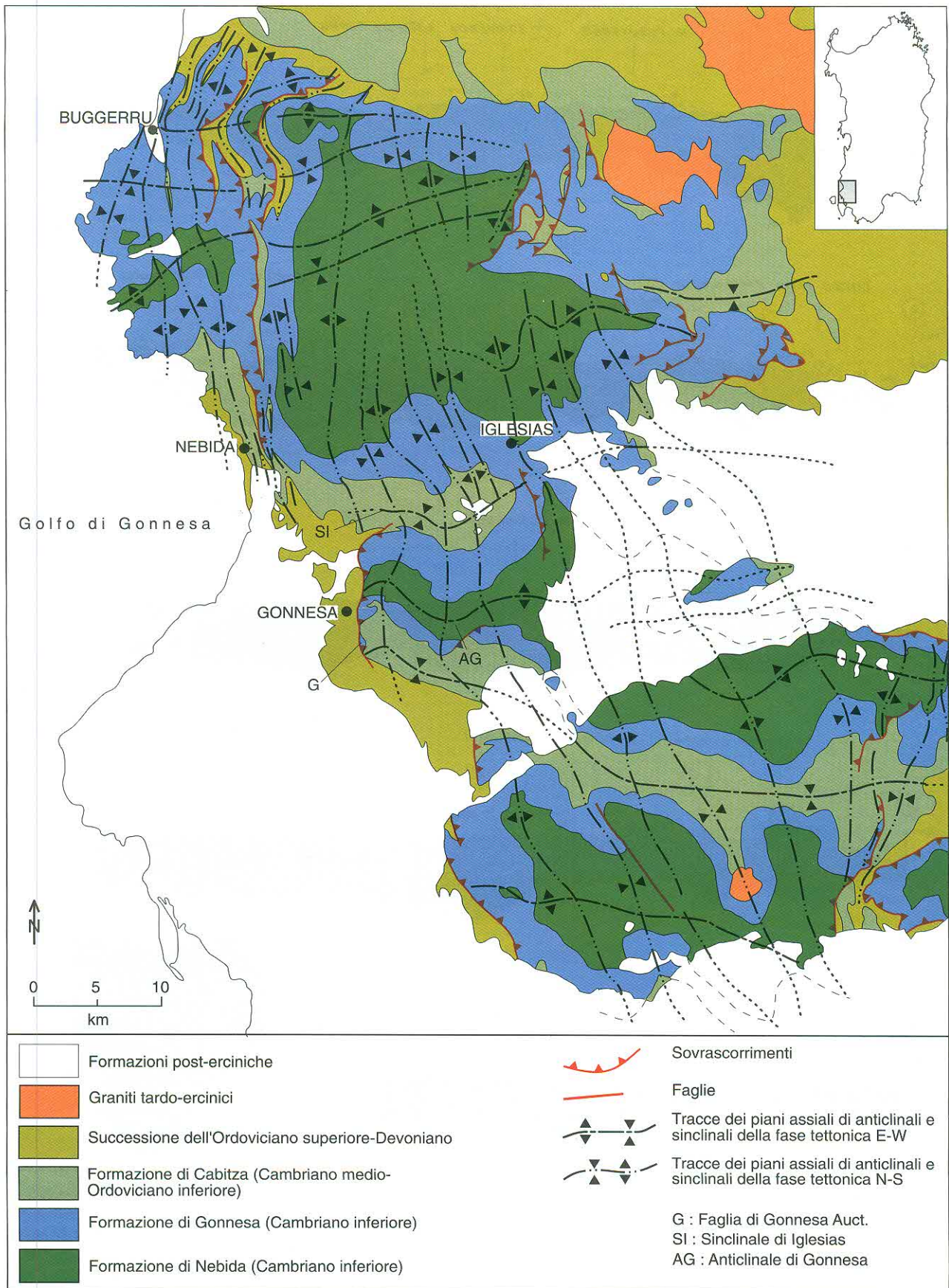


Fig. 71 - Schema strutturale dell'Iglesiente-Sulcis settentrionale (da CARMIGNANI *et alii*, 1982a, modificato).
- Tectonic sketch map of the Iglesias-northern Sulcis area (after CARMIGNANI, 1982a, modified).

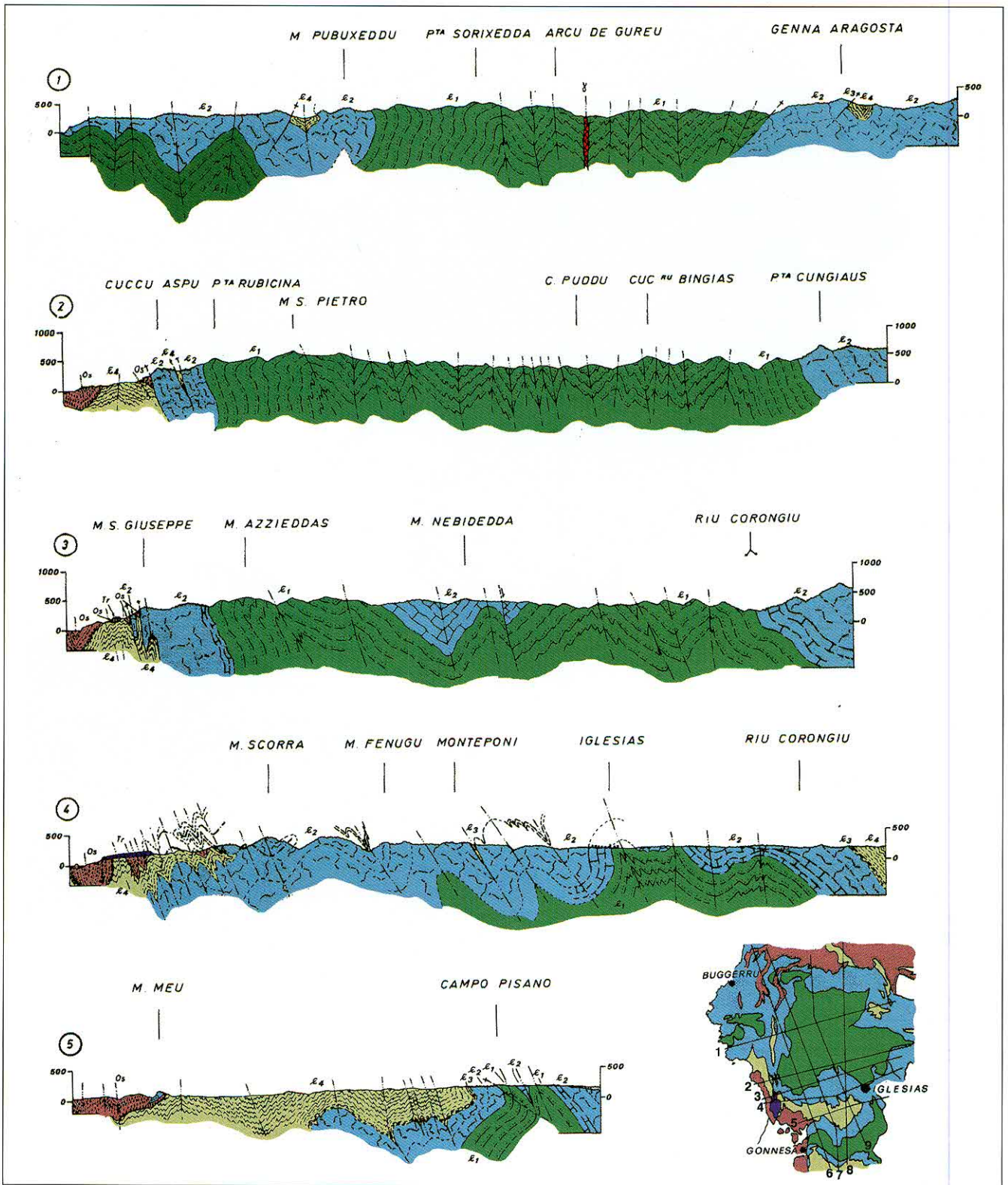


Fig. 72 - Sezioni geologiche attraverso l'Igesiente. L'orientamento di queste sezioni evidenzia soprattutto le strutture plicative con asse N-S. ϕ 1: Formazione di Nebida; ϕ 2: Formazione di Gonnese; ϕ 3: Formazione di Cabitza, membro del Calcare nodulare; ϕ 4: Formazione di Cabitza, membro degli Argilloscisti di Cabitza; Os: Formazioni ordoviciane e siluriano-devoniane; Tr: Formazioni del Triassico medio; g: porfidi. In basso a destra sono indicate le tracce di queste sezioni e anche quelle della Fig. 73 (da CARMIGNANI et alii, 1986a).

- Geological cross sections in the Igesiente region. In these cross sections particularly the folded structures with N-S oriented fold axes are shown. ϕ 1: Nebida Formation; ϕ 2: Gonnese Formation; ϕ 3: Cabitza Formation, "Calcare nodulare" member; ϕ 4: Cabitza Formation, "Argilloscisti di Cabitza" member; Os: Ordovician, Silurian and Devonian formations; Tr: Middle Triassic formations; g: porphyritic dykes. Lower right is locations of cross sections of this figure and of Fig. 73 (after CARMIGNANI et alii, 1986a).

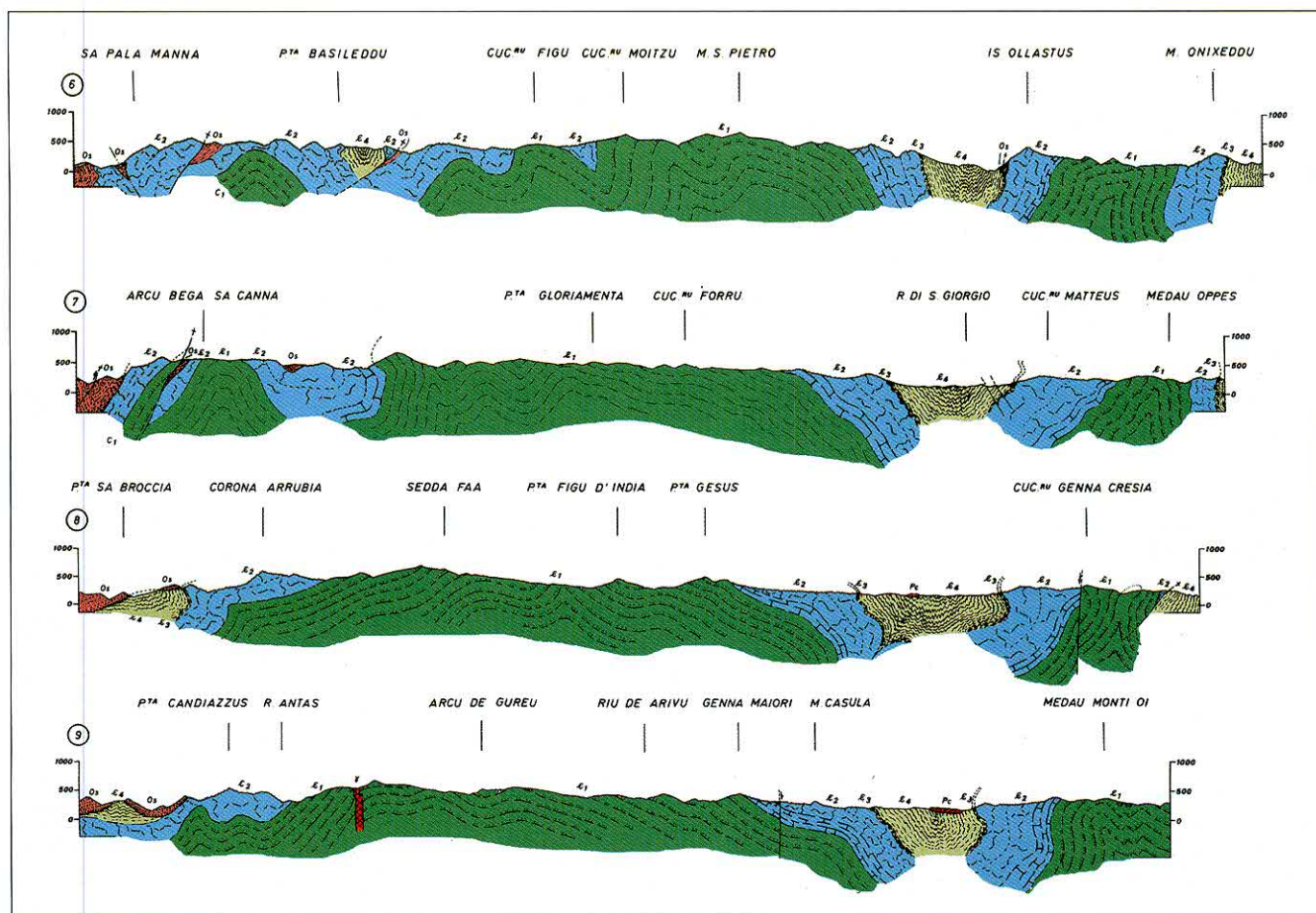


Fig. 73 - Sezioni geologiche attraverso l'Iglesiente. L'orientamento di queste sezioni evidenzia soprattutto le strutture plicative E-W. $\phi 1$: Formazione di Nebida; $\phi 2$: Formazione di Gonnese; $\phi 3$: Formazione di Cabitza-membro del Calcare nodulare; $\phi 4$: Formazione di Cabitza-membro degli Argilloscisti di Cabitza; Os: Formazioni ordoviciane e siluriano-devoniane; Pe: Formazioni post-erciniche (da CARMIGNANI *et alii*, 1986a).

- Geological cross sections in the Iglesiente region. In this cross sections particularly the folded structures with E-W oriented fold axes are shown. $\phi 1$: Nebida Formation; $\phi 2$: Gonnese Formation; $\phi 3$: Cabitza Formation, "Calcare nodulare" member; $\phi 4$: Cabitza Formation, "Argilloscisti di Cabitza" member; Os: Ordovician, Silurian and Devonian formations; Pe: Post-hercynian formations (after CARMIGNANI *et alii*, 1986a).

occidentale e verso W nell'Iglesiente orientale. In quest'ultima zona le pieghe sono associate a sovrascorrimenti locali con senso di trasporto verso E, che possono sovrapporre il Cambriano inferiore sulle formazioni ordoviciane. Il sovrascorrimento più importante interessa il versante orientale del Marganai (N di Domusnovas) e la zona di M. Orbai (S di Villamassargia, fig. 76). Questi sovrascorrimenti sono interpretati da CAROSI *et alii* (1992) come *backthrust* legati alla tettonica di inversione ercinica che avrebbe riattivato faglie sin-sedimentarie dirette che avevano frammentato la piattaforma carbonatica nel Cambriano inferiore (GANDIN, 1987).

La giacitura degli assi diretti N-S è molto variabile e fortemente regolata dalle strutture E-W. In corrispondenza dei fianchi delle grandi strutture E-W dell'Iglesiente meridionale gli assi minori e le lineazioni di intersezione stratificazione-scistosità N-S sono sempre molto inclinate o verticali e, in qualche caso, producono sinformi anticlinali e sin-

clinali antiformi che, come evidenziato nelle sezioni geologiche 3 (M. San Giuseppe) e 4 (a W di M. Scorra) di fig. 72, danno luogo a geometrie complesse.

Particolarmente interessanti sono le strutture realizzate al contatto tra i metacalcri della Formazione di Gonnese e le metargilliti della Formazione di Cabitza. La forma caratteristica a "cuspidi e lobi" di queste strutture è mostrata in fig. 77. Lungo il contatto le metargilliti sono "pizzicate" in strette sinclinali dentro il metacalcare, che è a sua volta piegato in anticlinali con cerniera arrotondata. Le strette sinclinali con direzione assiale N-S di Masua, Acquaresi e Buggerru, con a nucleo la Formazione di Cabitza e la "Puddinga" *Auct.* sono strutture di dimensioni molto maggiori con una geometria analoga (ZUFFARDI, 1965; DUNNET & MOORE, 1969).



Fig. 74 - Pieghe a scala decimetrica negli Scisti di Cabitza, con lo sviluppo di una penetrativa scistosità di piano assiale (Bindua: Iglesiente).
- Dm-scale folds in the "Scisti di Cabitza", with development of penetrative axial plane foliation (Bindua: Iglesiente).

5.2.2. - *Tettonica del Sulcis meridionale*

Nella zonazione strutturale della Sardegna ercinica proposta da CARMIGNANI *et alii* (1982c), l'Iglesiente ed il Sulcis rappresentano la Zona esterna della catena. Nel Sulcis meridionale affiorano le rocce strutturalmente più profonde della Zona esterna, che mostrano un grado di deformazione ed un metamorfismo anomali rispetto alla zoneografia generale del basamento sardo. Si tratta del complesso di medio grado costituito dagli Ortogneiss di Capo Spartivento di età ordoviciana e dagli Scisti di M. Settiballas, micascisti di presunta età precambriana, con relitti di paragenesi anfibolitica. Questo complesso è ricoperto da metamorfiti in facies degli scisti verdi della parte inferiore della Formazione di Bithia che mostrano due scistosità pervasive, la prima delle quali è presente solo come relitto in cerniere di pieghe isoclinali, senza che siano riconoscibili grandi strutture ad essa correlate (CAROSI *et alii*, 1995).

Numerosi autori (DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970; MINZONI, 1981; CARMIGNANI *et alii*, 1994b)

segnalano in quest'area deformazioni e metamorfismo ercinici di grado più elevato rispetto al Sulcis settentrionale e all'Iglesiente. Questi Autori descrivono, da N verso S, un passaggio graduale verso livelli strutturali progressivamente più profondi in concomitanza con l'aumento del grado metamorfico da condizioni anchizonali nell'Iglesiente a condizioni di scisti verdi nel Sulcis meridionale.

Gli studi di SASSI & VISONÀ (1989) e SASSI *et alii* (1990) sui rapporti tra i vari complessi del Sulcis meridionale hanno mostrato che: a) gli Ortogneiss di Capo Spartivento derivano da granitoidi intrusi nei protoliti dei micascisti; b) il contatto con la sovrastante Formazione di Bithia è tettonico e marcato da miloniti; c) tra la Formazione di Bithia e la sovrastante Formazione di Nebida non è rilevabile alcuna differenza di grado metamorfico, né si riesce a cogliere alcuna discordanza.

Secondo SASSI & VISONÀ (1989) e CAROSI *et alii* (1995), gli Ortogneiss di Capo Spartivento e gli Scisti di M. Settiballas hanno registrato una storia metamorfico-deformativa riassumibile in due stadi: a) metamorfismo di medio grado ($P = 3,5-4,8$ Kb e

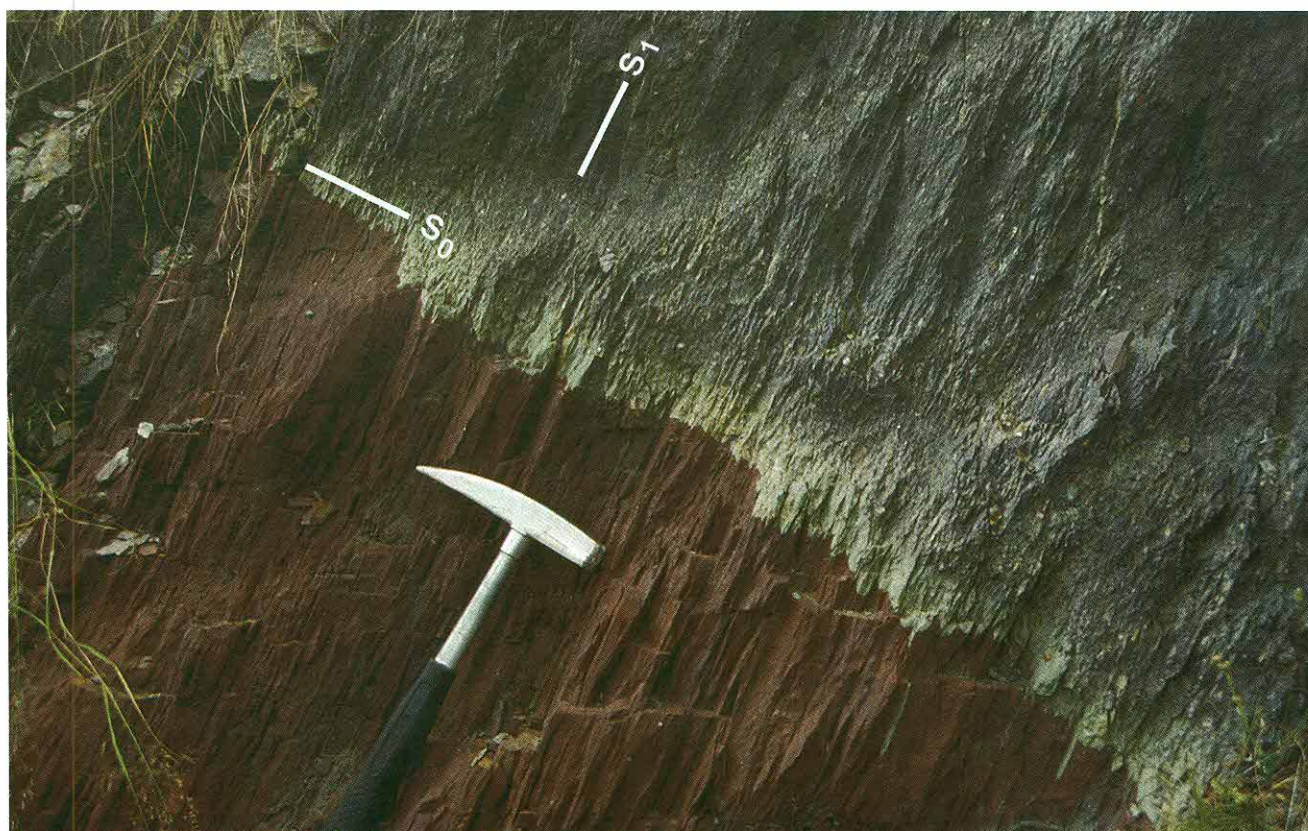


Fig. 75 - Stratificazione (S0) e scistosità (S1) legata alla fase ercinica N-S nella Formazione di M. Argentu ("Puddinga" Auct.) (Nebida: Iglesiasiente).
- Bedding (S0) and foliation (S1) of the N-S Hercynian phase in the M. Argentu Formation ("Puddinga" Auct.) (Nebida: Iglesiasiente).

T=650 °C), che ha determinato la ricristallizzazione metamorfica dell'originario complesso granitico; b) cataclasi e milonisi, con modesta ricristallizzazione in facies degli scisti verdi (quarzo, albite, sericite, clorite).

Nelle metamorfiti di basso grado della Formazione di Bithia, SASSI & VISONÀ (1989) evidenziano la seguente storia tettono-metamorfica: a) metamorfismo sin-cinematico di bassissimo grado (facies delle zeoliti), con formazione di uno *slaty cleavage* S1; b) successivo sviluppo della scistosità dominante S2, con associato metamorfismo sin-cinematico in facies degli scisti verdi (quarzo, albite, muscovite, epidoto) che aumenta di intensità avvicinandosi al duomo degli ortogneiss; c) blastesi post-cinematica di miche chiare, talvolta deformata da *kink* e pieghe a scatola.

A scala dell'affioramento, in queste metamorfiti si riconoscono due fasi deformative sin-scistose. L'anisotropia più evidente è la S2, che mostra giaciture generalmente immergenti verso E e verso W rispettivamente a E e a W delle metamorfiti di medio grado.

A scala cartografica la S2 realizza quindi un duomo di scistosità (Duomo di Capo Spartivento) con asse debolmente immergente verso N. Al cen-

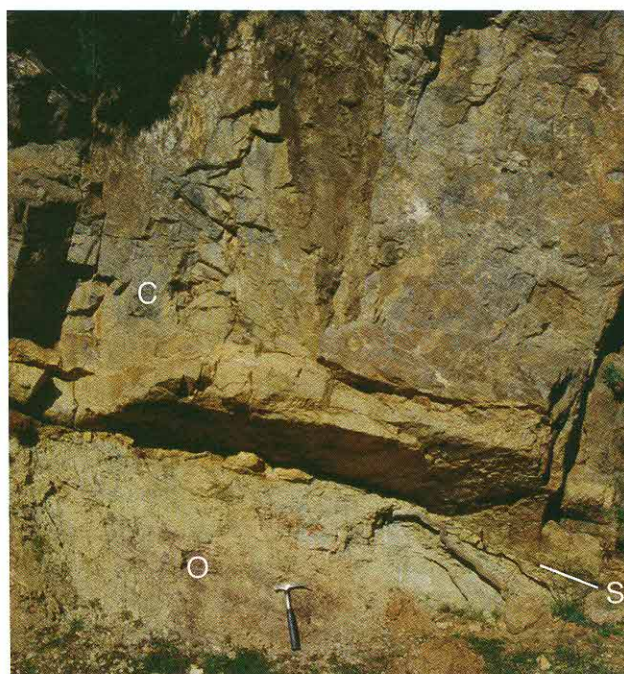


Fig. 76 - Sovrascorrimento (S) dei calcari cambriani della Formazione di Gonnese (C) sulla "Puddinga" Auct. Ordovician (O) (M. Orbai, Sulcis settentrionale).

- Thrust (S) of the Cambrian limestones of the Gonnese Formation (C) above the Ordovician "Puddinga" Auct. (O) (M. Orbai: northern Sulcis).

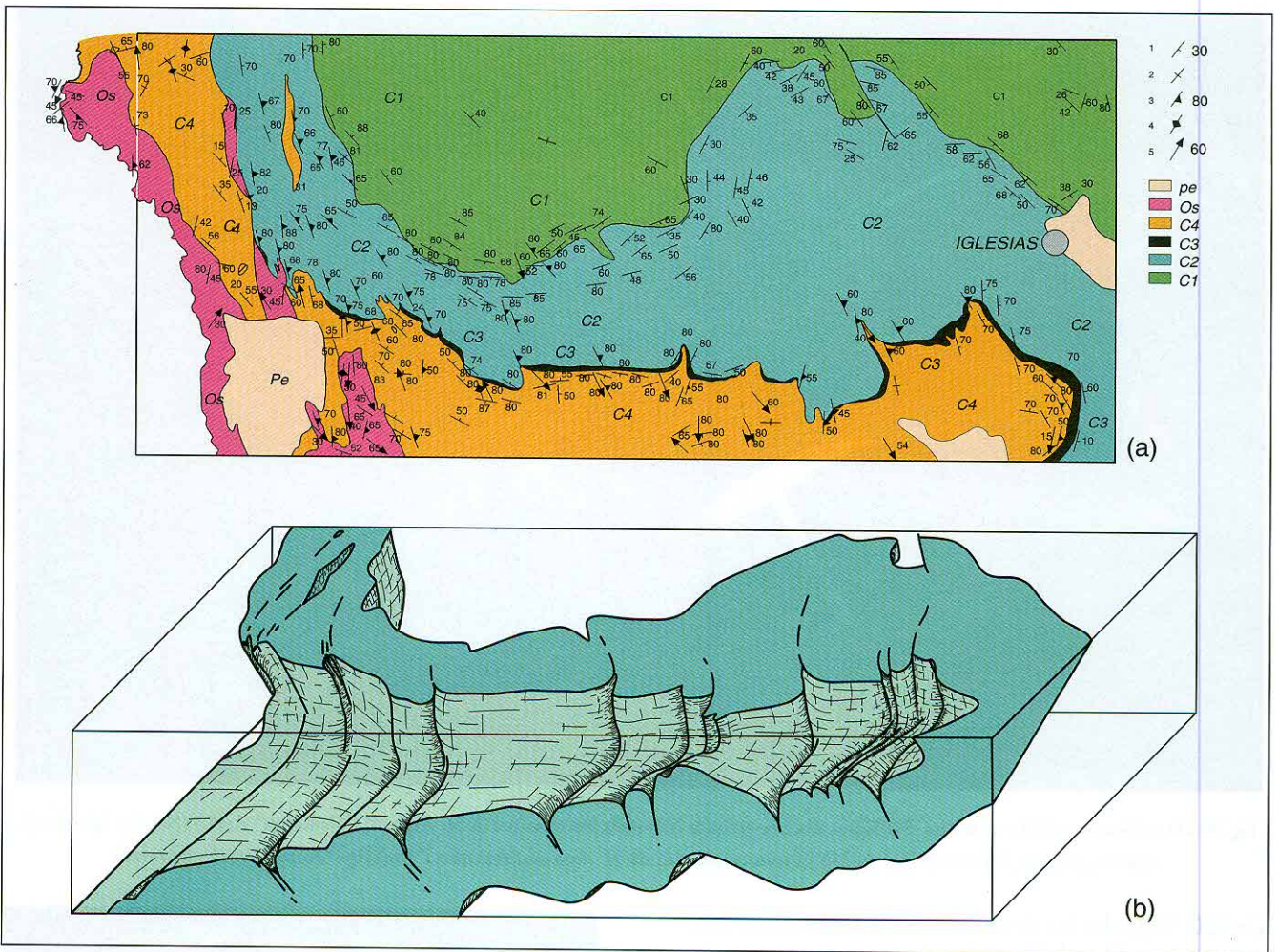


Fig. 77 - (a) Carta geologica e (b) schema tridimensionale del fianco settentrionale della Sinclinale di Iglesias. C1: Formazione di Nebida; C2: Formazione di Gonnesa; C3: Formazione di Cabitza, membro del Calcare nodulare; C4: Formazione di Cabitza, membro degli Argiloscisti di Cabitza; Os: Formazioni dell'Ordoviciano e del Siluriano; Pe: Formazioni post-erciniche; 1: giaciture della stratificazione; 2: stratificazione verticale; 3: giaciture della scistosità della fase ercynica N-S; 4: scistosità verticale; 5: giaciture degli assi delle pieghe minori e delle lineazioni d'intersezione della fase ercynica N-S.

- (a) Geological map and (b) block diagram of the northern limb of the Iglesias syncline. C1: Nebida Formation; C2: Gonnesa Formation; C3: Cabitza Formation, "Calcare nodulare" member; C4: Cabitza Formation, "Argiloscisti di Cabitza" member; Os: Ordovician, and Silurian formations; Pe: Post-hercynian formations; 1: bedding; 2: vertical bedding; 3: foliation of the Hercynian N-S phase; 4: vertical foliation; 5: fold axes and intersection lineations of the Hercynian N-S phase.

tro di questa struttura a duomo, che ha un raggio di circa 10 km, affiora il complesso più metamorfico.

Tutti questi dati sono stati riuniti da CARMIGNANI *et alii* (1994b) in un modello coerente per spiegare la struttura del Sulcis meridionale; secondo tale modello, alla tettonica di raccorciamento ercynica, comune al resto della Zona esterna, si è sovrapposta una successiva e importante fase di deformazione connessa a distensione crostale con formazione di un *metamorphic core complex* corrispondente al Duomo di Capo Spartivento.

La fase distensiva è responsabile del contatto tettonico tra le metamorfiti di medio grado e la sovrastante Formazione di Bithia; infatti questo contat-

to mostra un parallelismo a scala regionale con la S2 e le paragenesi associate alle miloniti formatesi durante il metamorfismo in facies degli scisti verdi. Inoltre, tale contatto è costantemente poco inclinato e ha tutti i caratteri di una zona di taglio distensiva di importanza regionale; in corrispondenza di esso, infine, si verifica un brusco salto di grado metamorfico (almeno 200 °C), con elisione di uno spessore crostale valutabile tra 4 e 6 km.

La presenza di metamorfismo di bassa pressione e alta temperatura, con elevati valori del gradiente geotermico in corrispondenza del Duomo di Capo Spartivento (40 °C/km nel complesso di medio grado e 60-70 °C /km nelle sovrastanti metamorfi-

ti di basso grado: SASSI & VISONÀ, 1989; SASSI, 1990), ben si inquadra in un contesto di tettonica distensiva a scala crostale.

5.3. – TETTONICA DELLA ZONA A FALDE

5.3.1. – *Introduzione*

In questo paragrafo saranno descritte le caratteristiche strutturali del più vasto affioramento di metamorfiti di basso grado del basamento sardo che si estende senza interruzioni tra i Monti del Gennargentu e il Sarrabus (fig. 5). Questa è una zona chiave per la comprensione della strutturazione ercinica dell'intero basamento, la quale è stata compresa solo a partire dagli anni settanta, quando è iniziata per la prima volta ad essere formulata una generale reinterpretazione di tutta l'evoluzione geodinamica di tale basamento in chiave alloctonista.

Fino all'inizio degli anni settanta l'intero complesso metamorfico paleozoico di questa parte dell'Isola era ritenuto autoctono e generalmente interamente attribuito al Siluriano. La complessità strutturale (e stratigrafica) di queste metamorfiti è stata poi gradualmente delineata durante gli anni settanta e ottanta.

La zona compresa tra l'Arburese e il massiccio del Gennargentu è indicata nella Carta geologica allegata come "Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi" e suddiviso in Falde interne e Falde esterne (fig. 5). Questa regione, corrispondente circa alla Zona a falde come definita da CARMIGNANI *et alii* (1981), comprende tutto il basamento della Sardegna centro-meridionale ed è caratterizzata dall'impilamento di unità tettoniche messe in posto durante le fasi compressive dell'orogenesi ercinica. Nella Zona a falde le deformazioni duttili sono accompagnate da metamorfismo regionale in facies di scisti verdi; solo nell'Unità di M. Grighini, la più profonda della pila di falde affioranti, il metamorfismo raggiunge la facies anfibolitica.

Le unità tettoniche della Zona a falde sono costituite da successioni più o meno complete, le cui età sono comprese tra il Cambriano e il Carbonifero inferiore. Il livello di scollamento delle falde è generalmente alla base delle metarenarie cambro-ordoviciane: Arenarie di S. Vito nel Sarrabus-Gerrei, Formazione di Solanas nella Sardegna centrale e "Postgotlandiano" *Auct.* nei Monti del Gennar-

gentu e nell'Arburese. Si tratta di una tettonica di copertura in cui non è mai coinvolto il basamento precambriano (tav. 2 f.t.).

Esistono importanti differenze sia nelle successioni litostratigrafiche, sia nell'evoluzione strutturale tra le Falde interne (Nurra meridionale, Goceano p.p. e Monti del Gennargentu) e le Falde esterne (Sarrabus, Arburese, Gerrei, Salto di Quirra, Sarcidano e Barbagia). In particolare, le Falde interne sono caratterizzate dalla estrema scarsità dei prodotti magmatici dell'Ordoviciano medio e presentano potenti successioni clastiche del Cambriano-Ordoviciano.

La migliore esposizione della struttura a falde della Sardegna centro-orientale affiora in corrispondenza dell'Antiforme del Flumendosa, un'antiforme di falde che, con direzione SE-NW, dalla bassa valle del Flumendosa arriva fino al M. Grighini (fig. 5 e fig. 78).

L'unità strutturalmente più profonda della Zona a falde è l'Unità del M. Grighini che affiora isolata tra i sedimenti e le vulcanite terziarie poco a E di Oristano (fig. 5 e tav. 1 f.t.). Nella bassa valle del Flumendosa affiora la successione più completa delle Falde esterne; qui l'unità più profonda è l'Unità di Riu Grappa (correlabile con l'Unità del Castello di Quirra e con l'Unità di Castello Medusa che affiora nel Sarcidano: CARMIGNANI *et alii*, 1979a), sormontata dall'Unità del Gerrei, che a sua volta è ricoperta sul fianco meridionale e settentrionale dell'Antiforme del Flumendosa rispettivamente dall'Unità del Sarrabus e dall'Unità di Meana Sardo (fig. 78, fig. 79).

A S del Gennargentu, l'Unità di Meana Sardo è sormontata da un monotono complesso alloctono, le Falde interne, che comprende tutto il massiccio del Gennargentu e a cui, nella Carta geologica allegata, sono stati attribuiti anche vasti affioramenti di metamorfiti in facies degli scisti verdi delle Baronie, del Goceano e della Nurra (fig. 5, fig. 79).

5.3.2. – *Falde esterne*

5.3.2.1. – Tettonica eocaledoniana

Gli elementi che testimoniano una tettonica eocaledoniana di età ordoviciana nella Sardegna SE sono:

a) la discordanza angolare (Discordanza sarrabese), che nell'Unità del Sarrabus separa la successione sedimentaria del Cambriano-Ordoviciano inferiore dal sovrastante complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio (tav. 1 f.t. e fig. 19) (CALVINO, 1959);

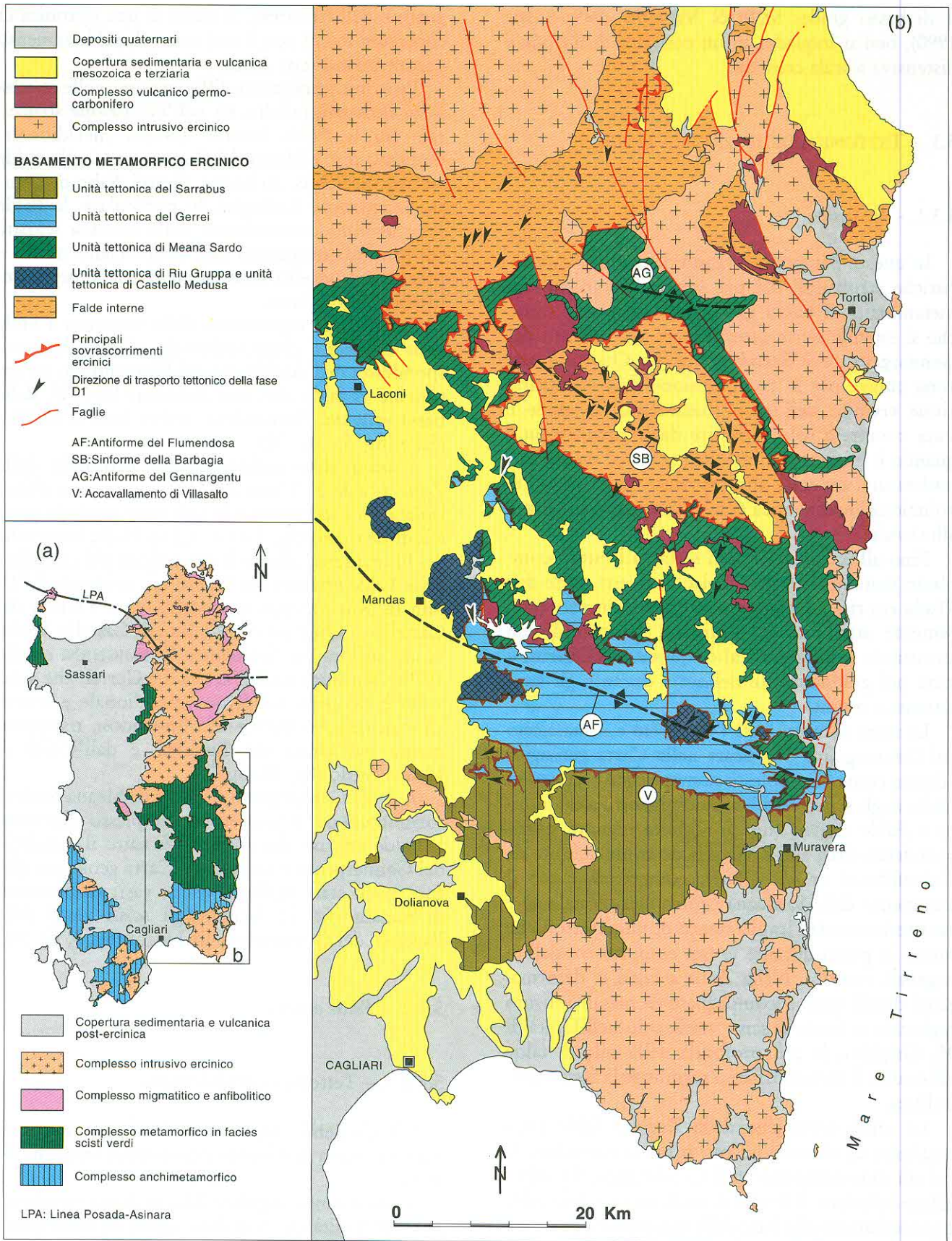


Fig. 78 - Schema tettonico del Basamento paleozoico della Sardegna sud-orientale.
 - Tectonic sketch map of the Paleozoic basement of southeastern Sardinia.

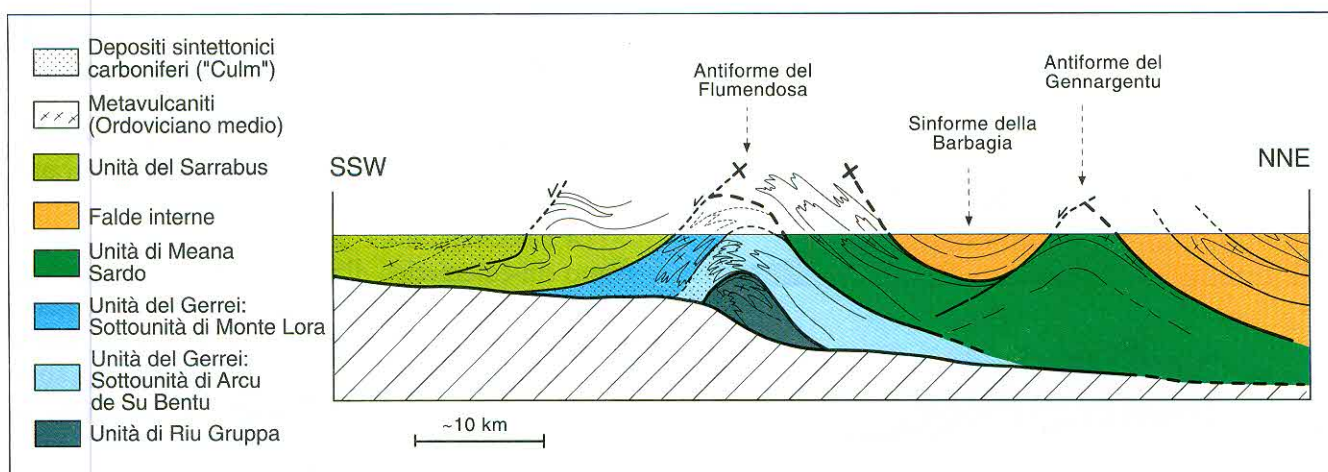


Fig. 79 - Profilo schematico attraverso la struttura a falde del Basamento paleozoico della Sardegna sud-orientale.

- Sketch profile across the nappe stack of the Paleozoic basement of southeastern Sardinia.

b) l'importante magmatismo calcalkalino dell'Ordoviciano medio;

c) la presenza di conglomerati e arenarie grossolane continentali che testimoniano diffuse e prolungate emersioni nell'Ordoviciano medio.

Deformazioni caledoniane sono presenti probabilmente in tutta la Sardegna centro-orientale ma, a causa degli intensi effetti metamorfici e tettonici ercinici, strutture plicative e metamorfismo precinici non sono mai stati documentati. Sembra comunque che "movimenti" eocaledoniani siano presenti anche nella Sardegna centrale e sud-orientale e siano correlabili con la Fase sarda nota nella Sardegna sud-occidentale.

5.3.2.2. - Tettonica ercinica

La struttura delle Falde esterne è essenzialmente dovuta a due eventi deformativi con caratteri strutturali, metamorfici e magmatici che sono stati riconosciuti in tutto il basamento della Sardegna (CARMIGNANI *et alii*, 1994b):

a) un'importante tettonica compressiva, probabilmente diacrona, che ha interessato la Sardegna SE nel Viséano-Namuriano. Questo evento, correlato con la collisione continentale ercinica, ha determinato il sovrascorrimento delle successioni paleozoiche e un metamorfismo sin-cinematico connesso con l'ispessimento crostale (Fase D1);

b) una pervasiva tettonica distensiva, tardo-orogonica, che si sviluppa nel Westafaliano superiore-Permiano inferiore. Questo evento è stato correlato con il collasso della catena alla fine delle fasi di ispessimento crostale (fase distensiva post-colliso-

nale). La deformazione si è realizzata durante la risalita e il raffreddamento delle metamorfiti, e quindi a livelli strutturali sempre più superficiali. Ne deriva una grande varietà di strutture con stili differenti, che vanno da zone di taglio duttile ed associati sistemi di pieghe (Fase D2 e Fase D3), a faglie dirette poco inclinate e faglie dirette molto inclinate e faglie trascorrenti.

Fase collisionale (Fase D1)

Durante questa fase si ha la messa in posto delle Falde esterne che dal basso verso l'alto sono costituite dalle seguenti unità tettoniche (tav. 2 f.t., fig. 70 e fig. 78):

- a) Unità di M. Grighini;
- b) Unità di Riu Gruppa;
- c) Unità del Gerrei;
- d) Unità di Meana Sardo;
- e) Unità del Sarrabus e dell'Arburese.

Le unità geometricamente più profonde affiorano in zone di culminazione tettonica dell'Antiforme del Flumendosa. Esse sono state interpretate come *antiformal stack*, sviluppate durante la messa in posto delle unità tettoniche e successivamente amplificate da faglie dirette a basso angolo o molto inclinate, parallele ai fianchi delle antiformi (CARMIGNANI *et alii*, 1992c; CARMIGNANI *et alii*, 1994b) (fig. 80). Queste culminazioni non possono quindi essere attribuite a pieno titolo né alla fase D1 né alla tettonica distensiva post-collisionale.

La Fase D1 è caratterizzata da pieghe isoclinali coricate, fortemente non-cilindriche, da una scistosità penetrativa di piano assiale (S1) che rappresen-

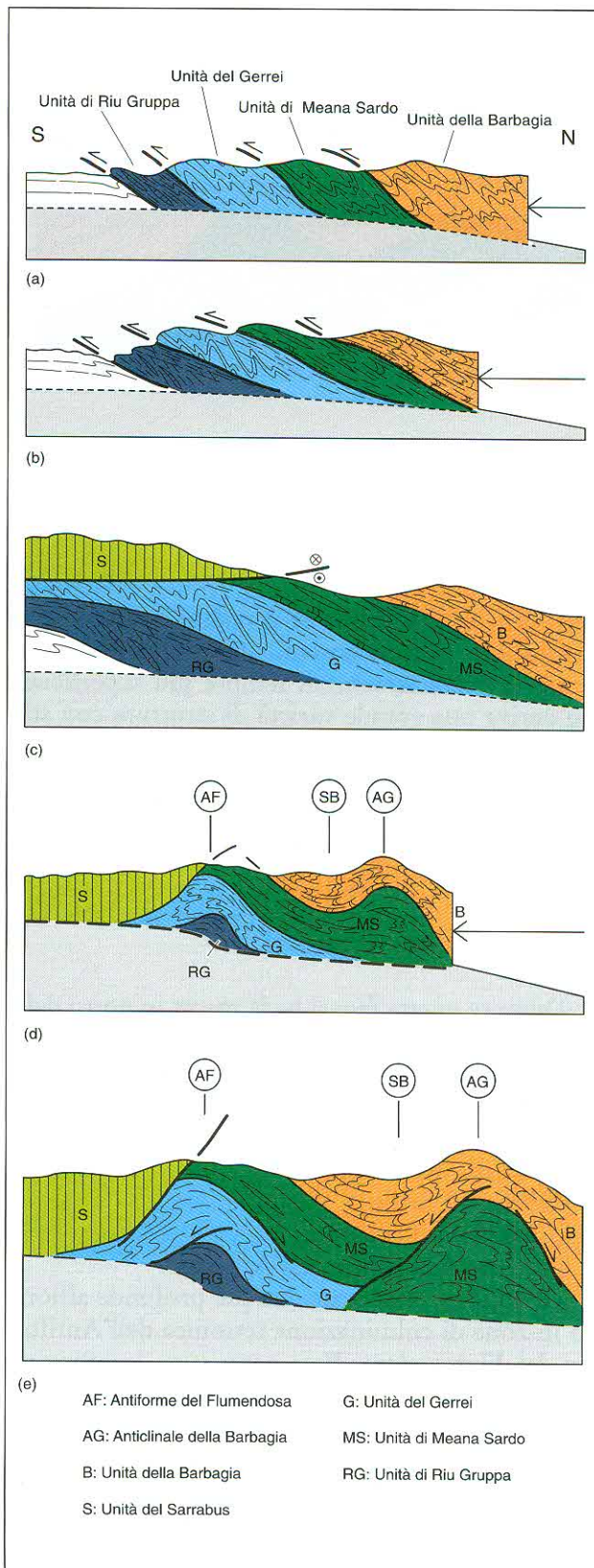


Fig. 80 - Schema evolutivo delle unità tettoniche nella Sardegna centro-orientale (da CONTI *et alii*, 1999).

- Sketch showing emplacement of tectonic units in southeastern Sardinia (after CONTI *et alii*, 1999).

ta la superficie strutturale più evidente alla scala dell'affioramento, e da marcate lineazioni mineralogiche e di estensione (L1) (fig. 26). Alla mesoscala le pieghe mostrano cerniere ispessite e fianchi assottigliati. Le geometrie delle pieghe di grandi dimensioni sembrano analoghe.

La deformazione è accompagnata da metamorfismo sin-cinematico di basso grado: deformazione interna e metamorfismo aumentano, sia pur lievemente, dall'unità più superficiale (Unità del Sarrabus) alla più profonda (Unità di Riu Gruppa); solamente nell'Unità di M. Grighini è raggiunta la facies anfibolitica.

Il senso di trasporto della prima fase deformativa e la direzione di messa in posto delle falde è verso SSW o verso SW per l'Unità del Gerrei e l'Unità di Meana Sardo, e da E verso W per l'Unità del Sarrabus (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CONTI & PATTA, 1998; CARMIGNANI *et alii*, 2000) (fig. 78). Tali direzioni sono state dedotte dagli indicatori cinematici lungo i principali sovrascorrimenti, dall'orientazione delle lineazioni d'estensione e mineralogiche e dal senso di rovesciamento delle pieghe. Questi elementi cinematici indicano che l'Unità del Sarrabus ha, durante la prima fase, un'evoluzione almeno in parte indipendente rispetto alle unità tettoniche sottostanti. Lineazioni di estensione dirette E-W sono citate anche per l'Unità dell'Arburese da MAZZARINI & PERTUSATI (1991).

Nell'Unità del Sarrabus la prima fase deformativa porta allo sviluppo di tre sottounità tettoniche: la Sottounità di Genn'Argiolas, la Sottounità di Minderrì e la Sottounità di P.ta Ruggeri (CARMIGNANI *et alii*, 2000). Questa unità tettonica viene generalmente correlata con l'Unità dell'Arburese (BARCA *et alii*, 1981a) che affiora a SW del Campidano (fig. 70).

L'Unità del Gerrei nella bassa valle del Flumendosa è stata suddivisa in due sottounità (CARMIGNANI *et alii*, 1978a; CARMIGNANI *et alii*, 2000): la Sottounità di Arcu de su Bentu e la Sottounità di M. Lora, distinte anche da alcune differenze nella successione litostратigrafica. L'Unità del Gerrei torna ad affiorare anche nel Goceano e molto limitatamente nell'Arburese.

L'Unità di Riu Gruppa affiora in finestre tettoniche di limitata estensione lungo l'Antiforme del Flumendosa. Questa unità tettonica è equivalente all'Unità di Castello di Quirra e all'Unità di Castello Medusa di CARMIGNANI *et alii* (1979a).

Come anzidetto, infine, l'Unità di M. Grighini costituisce l'unità più profonda delle Falde esterne ed è caratterizzata da un metamorfismo in facies anfibolitica.

Unità del M. Grighini

L'Unità del M. Grighini (fig. 5 e fig. 81) è caratterizzata da un metamorfismo regionale progrado da condizioni di basso grado (zona a biotite) fino alla facies anfibolitica (zona a staurolite).

Questa unità è stata divisa in due subunità costituite da un'analogia successione e che si differenziano sulla base del grado metamorfico e dell'intensità della deformazione (MUSUMECI, 1991; 1992).

La subunità inferiore è costituita dal basso verso l'alto da: a) paragneiss minuti e paragneiss microocchiadini, con intercalazioni di micascisti e quarziti; b) micascisti a granato e staurolite, con livelli di paragneiss a granato e biotite. All'interno dei micascisti sono presenti alcune lenti di marmo di spessore metrico.

La subunità superiore è separata dalla precedente da un contatto tettonico marcato da cataclasi e la sua successione è costituita da: a) metavulcaniti porfiroclastiche e metavulcanoclastiti a grana fine a biotite e muscovite, derivate da originarie vulcaniti e loro rimaneggiati; b) filladi a biotite e muscovite.

Secondo MUSUMECI (1991; 1992), queste successioni sono correlabili con quelle cambro-ordoviciane delle sovrastanti unità tettoniche di grado più basso.

Al di sopra della subunità superiore poggia, con contatto tettonico, l'Unità di Riu Grappa (localmente nota con il nome di Unità di Castello Medusa), affiorante lungo il bordo orientale del complesso del M. Grighini. Verso SW l'Unità di M. Grighini viene a contatto, tramite una importante zona di taglio tardo-ercinica che sarà discussa più in dettaglio in seguito, con le metamorfite di basso grado dell'Unità del Gerrei (fig. 81).

Unità di Riu Grappa

Affiora in una serie di finestre tettoniche, in corrispondenza delle culminazioni assiali dell'Antiforme del Flumendosa e, come già ripetuto, prende nomi locali differenti: Unità di Castello di Quirra, Unità di Castello Medusa (fig. 78).

La successione stratigrafica di questa unità è ben esposta presso Asuni (Sarcidano), lungo il Riu Grappa (Gerrei) (GATTIGLIO & OGGIANO, 1992) e nel Salto di Quirra (fig. 82). Le rocce che la compongono sono interessate da ricristallizzazione e deformazione sin-metamorfiche lievemente maggiori rispetto alle metamorfite delle unità sovrastanti. Gli unici reperti paleontologici sono resti di crinoidi e probabili tentaculiti che si rinvennero nei marmi; pertanto, le attribuzioni cronostatigrafiche sono unicamente basate sulle analogie lito-

logiche con le formazioni delle altre unità. Con questo criterio è stata ricostruita una successione che dal Cambriano arriva al Carbonifero inferiore.

Per la posizione che essa occupa nell'edificio delle Falde esterne, l'Unità di Riu Grappa è da collocarsi in un'area paleogeografica più esterna rispetto alle altre unità tettoniche del Gerrei. La successione dell'Unità di Riu Grappa presenta infatti qualche somiglianza con quella dell'Unità del Gerrei, come per esempio la presenza di metarose dell'Ordoviciano superiore, ma mostra anche marcate differenze come l'assenza di Porfiroidi ordoviciani. Vista la grande deformazione subita dall'unità, non si può comunque escludere che alcune formazioni siano state elise tettonicamente.

Questa unità è caratterizzata da un'intensa deformazione polifasica e da una deformazione interna e una ricristallizzazione più intensa rispetto a quelle della sovrastante Unità del Gerrei, ciò si manifesta nelle litologie carbonatiche sistematicamente trasformate in marmi (fig. 84). Tutte le litologie sono interessate da fenomeni di milonizzazione, con formazione di scistosità molto penetrativa (fig. 85), lineazioni di estensione prevalentemente orientate NE-SW e da complicate strutture a scaglie (fig. 82); inoltre, pieghe isoclinali metriche sono diffuse in tutte le unità litostratigrafiche che la compongono. La maggiore ricristallizzazione non avviene comunque a temperature di molto superiori rispetto a quelle che hanno interessato l'unità sovrastante, come ha dimostrato lo studio delle paragenesi metamorfiche e l'applicazione del geotermometro calcite/dolomite (CAROSI *et alii*, 1990; FRANCESCHELLI *et alii*, 1992).

In sezione sottile i marmi non conservano evidenze di deformazione plastica. Essi hanno sempre una caratteristica struttura granoblastica, priva di orientazioni preferenziali sia di forma che cristallografiche (fig. 86). Questa ricristallizzazione statica prova che l'Unità di Riu Grappa ha raggiunto l'acme termico, a cui si deve la formazione dei suoi marmi, dopo l'evento deformativo che ha prodotto l'intensa deformazione milonitica in questa unità.

Unità del Gerrei

Da un punto di vista litostratigrafico questa unità tettonica (fig. 78) è caratterizzata soprattutto da un notevole spessore di metarioliti, metariodaciti e metavulcanoclastiti dell'Ordoviciano medio, con struttura occhiadina (Porfiroidi), e da una caratteristica successione dell'Ordoviciano superiore (tav. 1 f.t.). Affiora esclusivamente lungo l'Antiforme del Flumendosa e in limitati settori del-

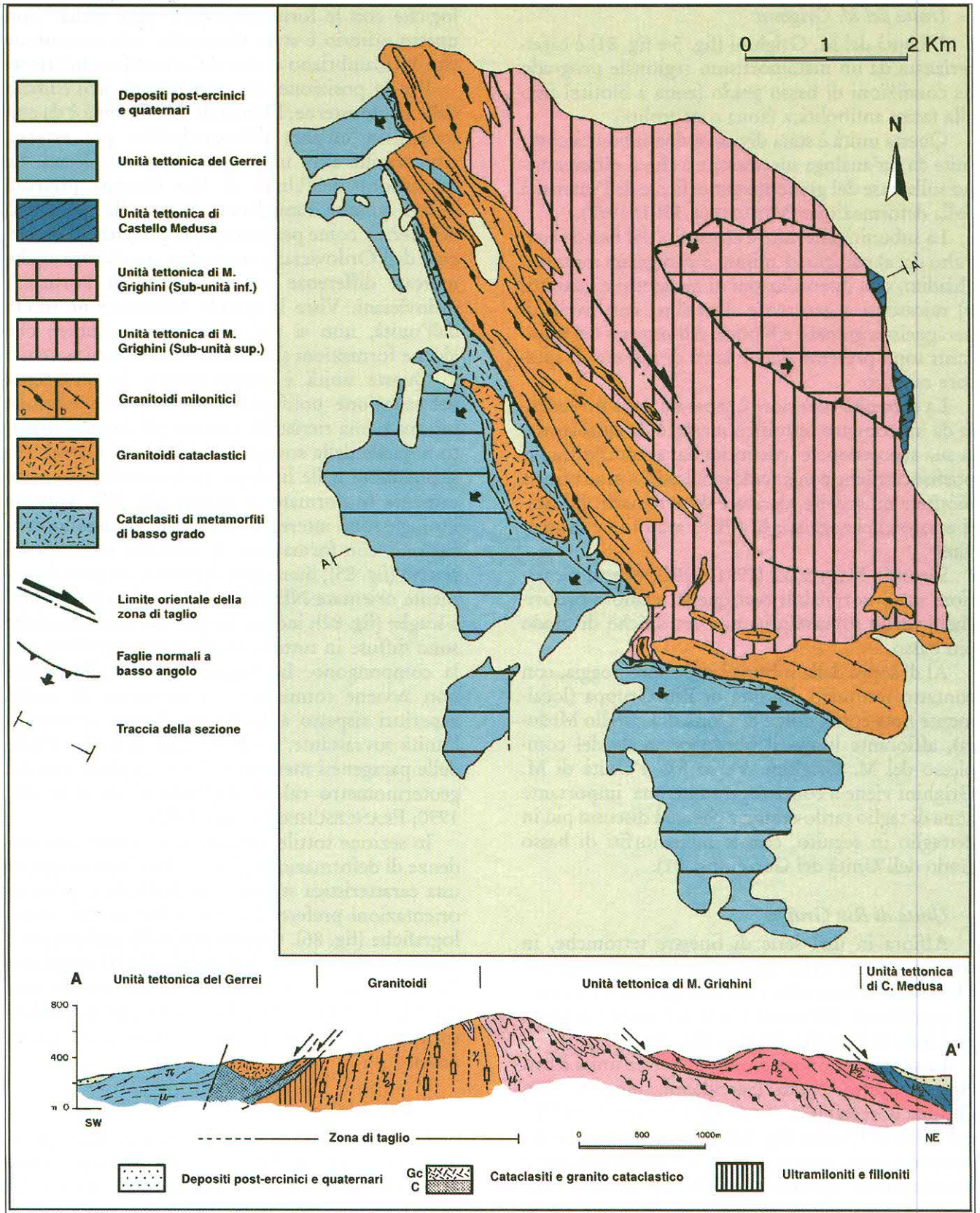


Fig. 81 - Schema geologico del Complesso del M. Grighini (da MUSUMECI, 1991).
 - Geological sketch map of the M. Grighini complex (after MUSUMECI, 1991).

l'Arburese settentrionale (fig. 70) e del Goceano. Nella bassa valle del Flumendosa l'Unità del Gerrei è stata divisa in due sottounità tettoniche: la Sottounità di M. Lora e la Sottounità di Arcu de su Bentu (CARMIGNANI *et alii*, 1978a; CARMIGNANI *et alii*, 2000). Le modeste differenze tra le successioni di queste due sottounità riguardano il complesso vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano medio e i metasedimenti dell'Ordoviciano superiore.

Nell'Unità del Gerrei la fase D1 ha prodotto un intenso piegamento, con pieghe isoclinali a tutte le scale (fig. 87) e relativa scistosità di piano assiale molto penetrativa (S1).

Lineazioni mineralogiche e di estensione (L1) si sviluppano in quasi tutte le litologie, ma più evidenti esse risultano nelle metavulcaniti acide ordoviciane (fig. 88), nelle metavulcaniti basiche e nei metaconglomerati. Le lineazioni di estensione sono mediamente orientate NE-SW. Le pieghe D1 sono fortemente non cilindriche. Il trasporto tettonico associato a questo piegamento è verso SW. Grandi pieghe isoclinali si radicano sul fianco settentrionale dell'Antiforme del Flumendosa e affiorano a *tête plongeante* (anticlinali sinformi) sul suo fianco meridionale (tav. 2, fig. 89, fig. 90).

Nella bassa valle del Flumendosa, la Sottounità di Arcu de su Bentu, immediatamente sottostante il sovrascorrimento dell'Unità di Meana Sardo, è interessata sia da un'intensa deformazione, molto evidente anche nella struttura interna dei Porfiroidi, sia da un marcato grado di ricristallizzazione dei metacalcari. Tale deformazione, che aumenta avvicinandosi al sovrascorrimento, si accompagna allo

sviluppo progressivo di una scistosità (S1a), subparallela alla superficie del sovrascorrimento, la quale si sovrappone alla scistosità regionale S1 legata alle strutture plicative D1.

La Sottounità di M. Lora affiora quasi esclusivamente a S dell'Antiforme del Flumendosa. La continuazione della sottounità a N dell'antiforme è rappresentata solo da pochi lembi di Porfiroidi, per cui la maggior parte della sottounità è costituita da anticlinali sinformi e sinclinali antiformi con piani assiali immergenti a S e SSW (fig. 79). Questo assetto si è probabilmente realizzato durante la fase D1 con l'impilamento delle varie unità tettoniche: *foreland dipping duplex* (MCCLAY, 1992). Le strutture più complesse affiorano in particolare tra Brecca e Baccu Scovas, dove le strutture plicative D1 sono ripiegate dalla fase D2, dando luogo a interferenze complesse (fig. 91). Altri esempi di anticlinali sinformi della Sottounità di M. Lora affiorano tra M. Perdosu e M. Ferru lungo il Flumendosa.

Unità di Meana Sardo

Questa unità affiora in modo continuo dalla zona di Laconi-Meana Sardo fino al Salto di Quirra, sul fianco settentrionale dell'Antiforme del Flumendosa, a S del Gennargentu in corrispondenza dell'Antiforme del Gennargentu (fig. 78, fig. 79) e nel Goceano, dove essa risulta costantemente compresa tra la sottostante Unità del Gerrei e le sovrastanti Falde interne. La successione litostratigrafica comprende termini che vanno dal Cambriano al Devoniano (tav. 1).

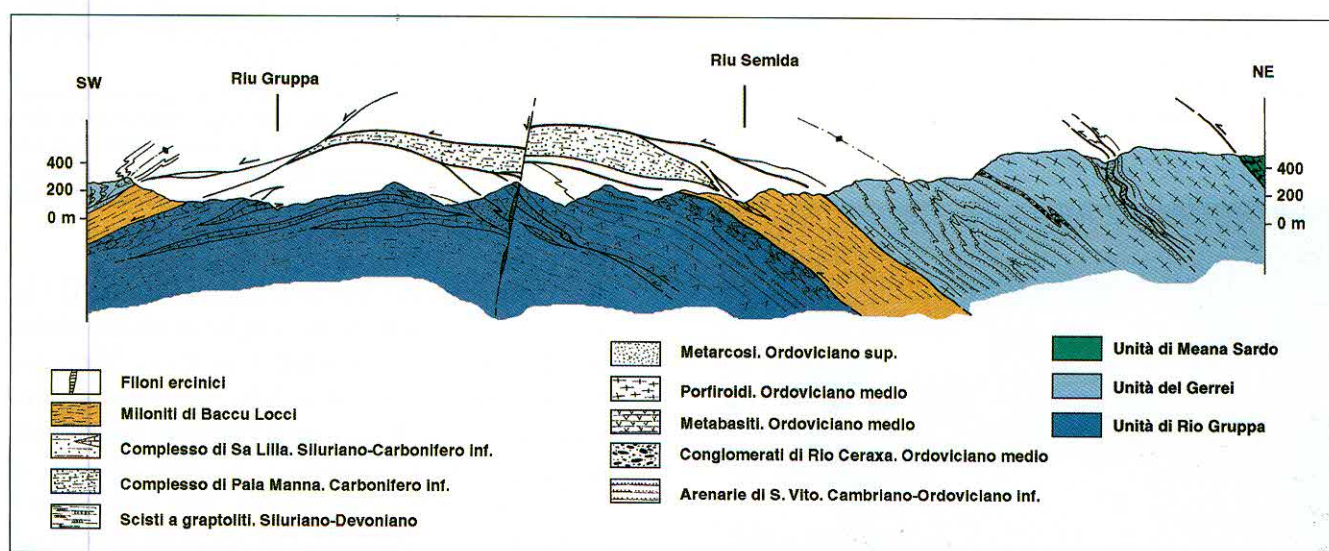


Fig. 82 - Sezione geologica (sezione 1 in Fig. 83) attraverso l'Unità di Riu Gruppa nell'omonima area, bassa valle del Flumendosa (da: CONTI *et alii*, 1998, modificato).

- Geological cross section (section 1 in Fig. 83) across the Riu Gruppa unit in the Riu Gruppa area, lower Flumendosa valley (after CONTI *et alii*, 1998, modified).

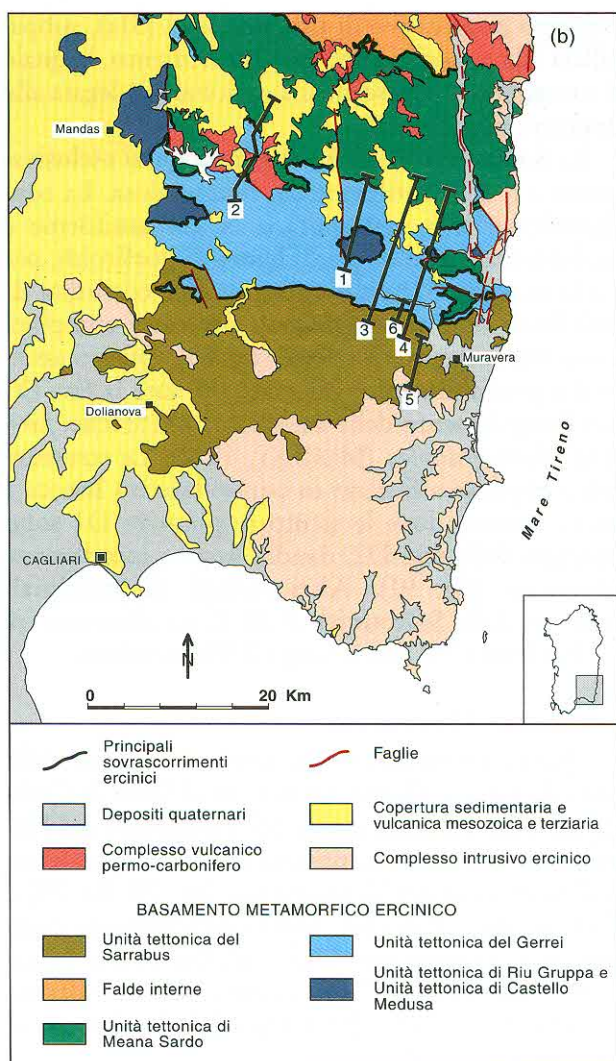


Fig. 83 - Ubicazione delle sezioni geologiche attraverso il Basamento ercinico della Sardegna SE citate nel testo.

- Locations of geological cross sections across the Hercynian basement of southeastern Sardinia cited in the text.



Fig. 84 - Marmi devoniani dell'Unità di Riu Gruppa (Riu Gruppa: Gerrei).

- Devonian marbles of the Riu Gruppa Unit (Riu Gruppa: Gerrei).

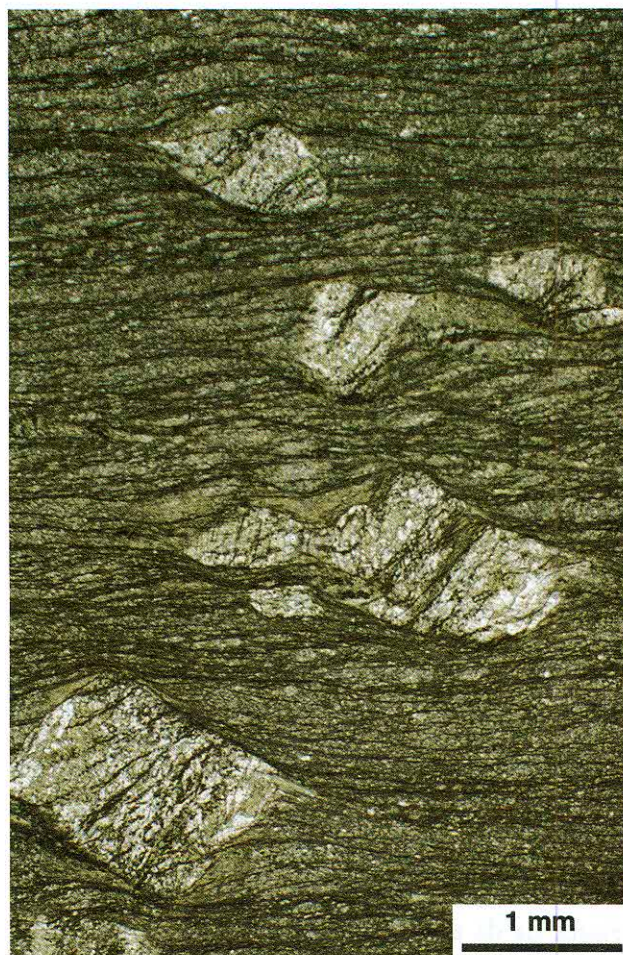


Fig. 85 - Scistosità S1 e porfiroclasti di albite nelle metavulcaniti ordoviciane dell'Unità di Riu Gruppa. La scistosità è rettilinea al centro del porfiroclasto e diventa curva verso il bordo, parallelizzandosi con la foliazione esterna. Questo indica crescita di albite contemporaneamente ad una deformazione non coassiale e allo sviluppo di scistosità (affioramento lungo il Riu Gruppa: Gerrei). Sezione sottile, nicol paralleli.

- S1 foliation and albite porphyroblast in the Ordovician metavolcanic rocks of the Riu Gruppa Unit. Foliation is straight in the centre of the porphyroblast, curved at the rim and in continuation with the external foliation. This implies albite growth contemporaneous with non-coaxial deformation and schistosity development (Riu Gruppa: Gerrei). Thin section, plane-polarized light.

La strutturazione fondamentale della fase D1 in questa unità è costituita da pieghe isoclinali chilometriche rovesciate verso SW (tav. 2 f.t.). Il nucleo delle anticlinali è costituito dalle metarenarie cambriane, mentre nelle sinclinali i termini più recenti sono generalmente costituiti da metavulcaniti o metasedimenti dell'Ordoviciano. Alla scala meso e microscopica il quadro deformativo-metamorfoico è sostanzialmente analogo a quello dell'Unità del Gerrei, da cui si differenzia solamente per un maggiore grado di ricristallizzazione interna delle rocce (fig. 92).

Il metamorfismo associato alla fase D1 resta nell'ambito della facies degli scisti verdi. La scistosità (S1) si sviluppa in tutte le litologie; soprattutto nelle litologie con forte componente pelitica la stratificazione è sistematicamente trasposta; comunque i caratteri originari dei protoliti sono ancora riconoscibili.

L'analisi microstrutturale ha evidenziato, soprattutto in prossimità dell'accavallamento di base dell'unità tettonica, la presenza, assieme a quarzo-miloniti (fig. 93), di una complessa evoluzione della scistosità di prima fase. In sezione sottile si osservano spesso due scistosità penetrative che fanno tra loro un piccolo angolo. Secondo CAROSI & PERTUSATI (1990) questa complessa struttura risulta alquanto diffusa nell'Unità di Meana Sardo ed è interpretata come il risultato dell'importante deformazione progressiva di taglio che hanno subito le rocce in prossimità dei contatti tra le unità tettoniche principali.

Unità del Sarrabus e dell'Arburese

Durante il rilevamento geologico del Foglio 1:50.000 "549-Muravera" (CARMIGNANI *et alii*, 2000), l'Unità del Sarrabus è stata divisa in tre sottounità: la Sottounità di Genn'Argiolas, la Sottounità di Minderrì e la Sottounità di P.ta Ruggeri. La

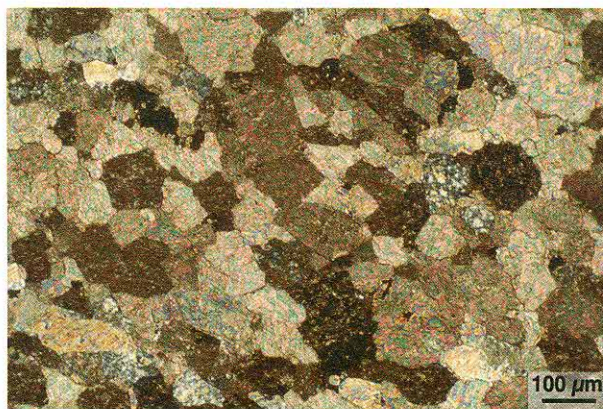


Fig. 86 - Struttura granoblastica nei marmi del Complesso di Sa Lilla, Unità di Riu Gruppa (affioramento lungo il Riu Gruppa: Gerrei). Sezione sottile, nicols incrociati.

- Granoblastic annealed microstructure of marbles of the Sa Lilla complex, Riu Gruppa unit (Riu Gruppa, Gerrei). Thin section, cross-polarized light.

prima sottounità è equivalente all'Unità di Genn'Argiolas di CARMIGNANI & PERTUSATI (1977), mentre le altre due sono di nuova istituzione.

Secondo CARMIGNANI *et alii* (1982c), le unità tettoniche di Meana Sardo, del Sarrabus e dell'Arburese sono tra loro correlabili e costituirebbero il maggiore complesso alloctono delle Falde esterne che, scollate alla base delle metarenarie del Cam-



Fig. 87 - Piega isoclinale D1 nella formazione devoniana degli "Scisti a tentaculiti" Auct.; (Sarrabus).

- D1 isoclinal fold in the Devonian "Scisti a tentaculiti" Auct. Formation (Sarrabus).



Fig. 88 - Formazione dei "Porfiroidi" nell'Unità del Gerrei; Bruncu Muflone Langius (Gerrei).
- The "Porfiroidi" formation in the Gerrei unit; Bruncu Muflone Langius (Gerrei).

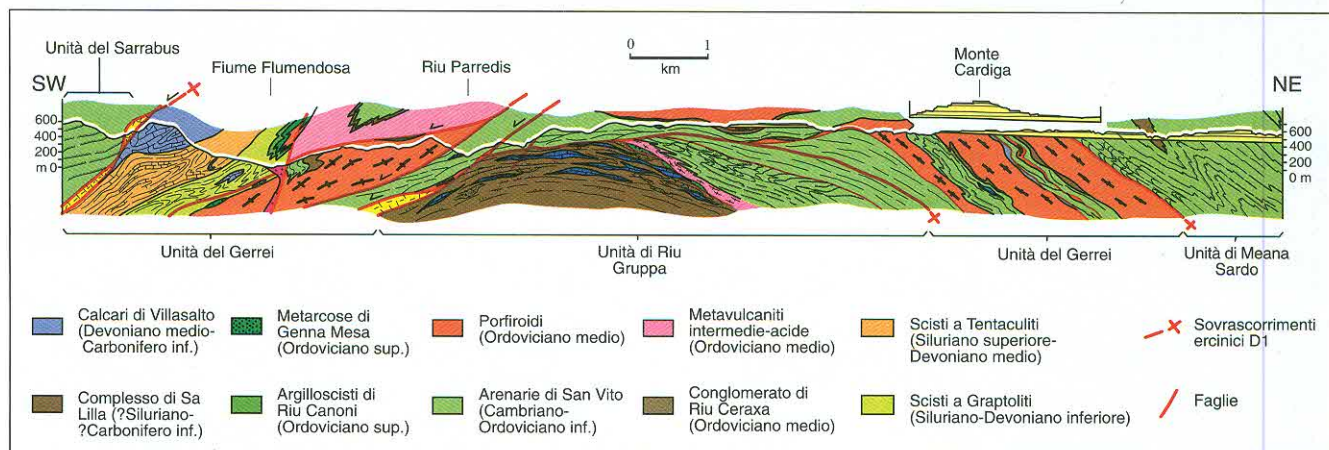


Fig. 89 - Sezione geologica (sezione 2 in Fig. 83) attraverso l'Antiforme del Flumendosa immediatamente a E della finestra tettonica di Riu Grappa (da: CARMIGNANI *et alii*, 2000).

- Geological cross section (section 2 in Fig. 83) across the Flumendosa Antiform, east of the Riu Grappa tectonic window (after CARMIGNANI *et alii*, 2000).

briano-Ordoviciano inferiore, avrebbe completamente scavalcato l'Unità del Gerrei, andandosi ad accavallare direttamente sulla Zona esterna (Iglesiente-Sulcis), ove costituirebbe il fronte dell'alloctono della catena. Secondo GATTIGLIO & OGGIANO (1990), nella zona di Bruncu Nieddu (Gerrei)

l'Unità del Sarrabus è sovrapposta all'Unità di Meana Sardo, per cui la prima potrebbe essere correlata con un'unità più interna: l'Unità della Barbagia. I nuovi rilevamenti del Foglio 549 "Muravera" hanno confermato che il contatto di base dell'Unità del Sarrabus (Accavallamento di Villasalto)

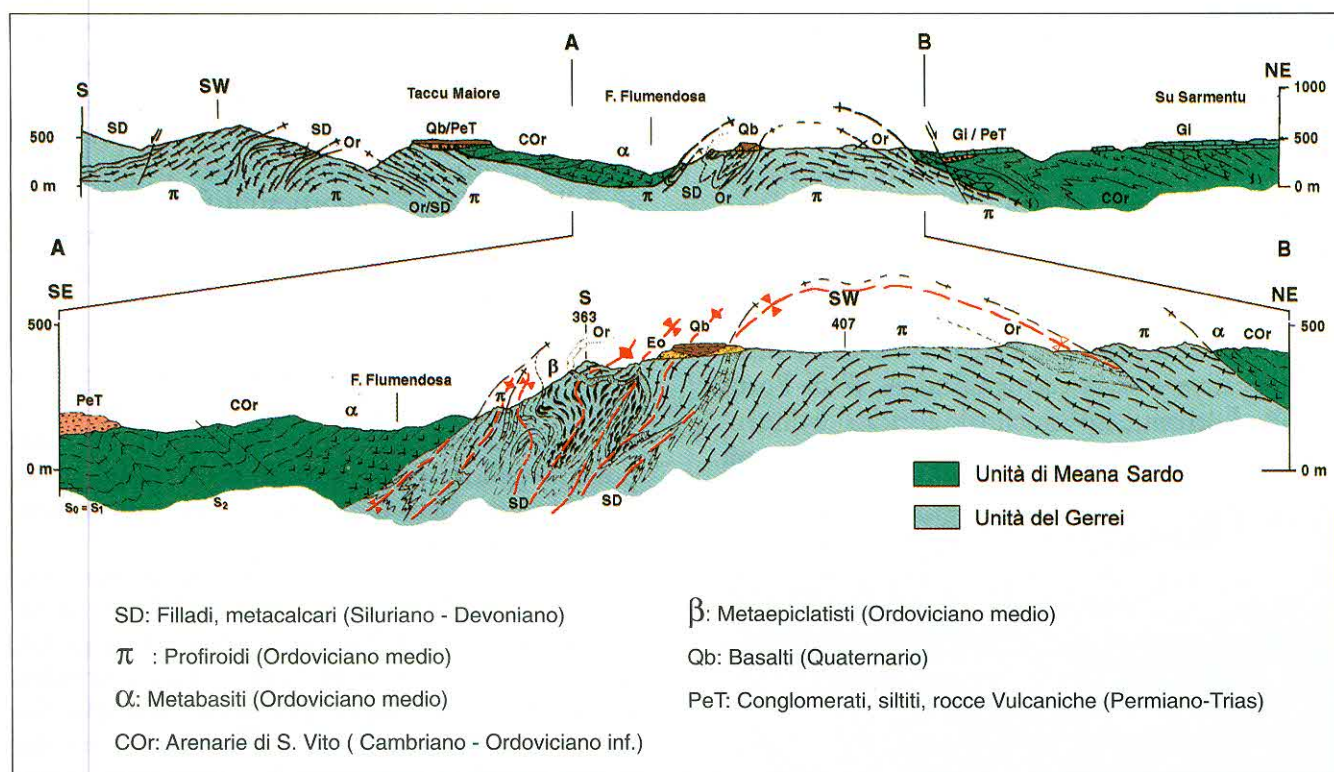


Fig. 90 - Sezione geologica (sezione 3 in Fig. 83) attraverso l'Antiforme del Flumendosa a W di Escalaplano (da: CARMIGNANI *et alii*, 1986c, modificato).

- Geological cross section (section 3 in Fig. 83) across the Flumendosa Antiform, west of Escalaplano (after CARMIGNANI *et alii*, 1986c).

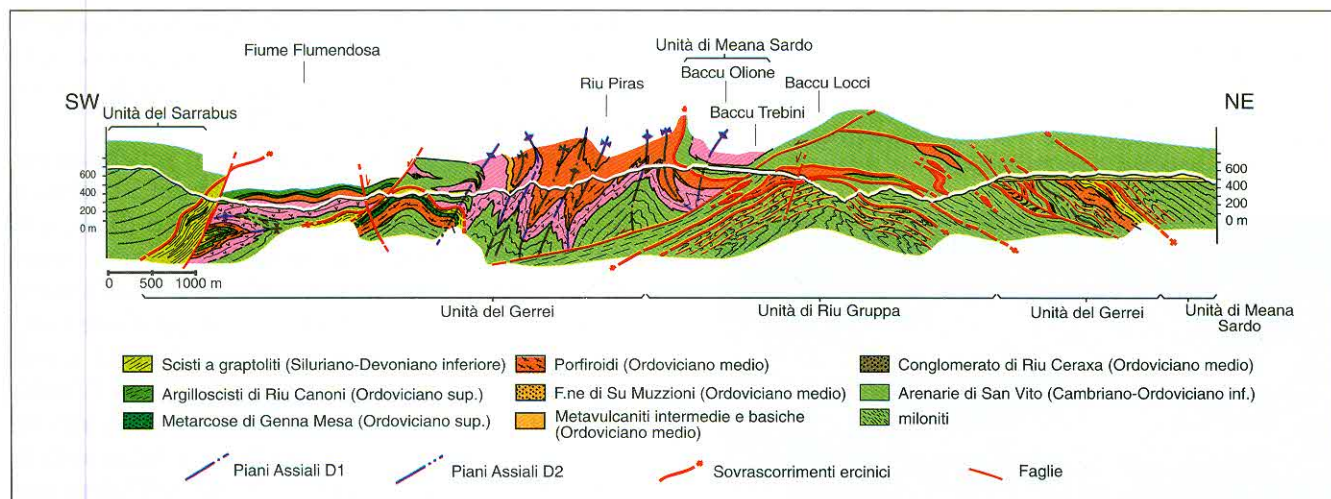


Fig. 91 - Sezione geologica (sezione 4 in Fig. 83) attraverso l'Antiforme del Flumendosa. Strutture D1 ripiegate da pieghe D2 sono particolarmente bene esposte nell'area tra il Flumendosa e il Riu Piras (da: CARMIGNANI *et alii*, 2000, modificato).

- Geological cross section (section 4 in Fig. 83) across the Flumendosa Antiform. D1 folds refolded by D2 folds are very well exposed in the area between the Flumendosa and the Riu Piras river (after CARMIGNANI *et alii*, 2000).

è stato riattivato come faglia diretta e forse trascorrente; le originarie relazioni di sovrapposizione tra le unità potrebbero essere state localmente modificate e, inoltre, la direzione di trasporto dell'Unità del Sarrabus (da E verso W) è sensibilmente diversa da quella delle altre Falde esterne (da NE verso SW). Allo stato attuale delle

conoscenze non è possibile stabilire una sicura correlazione tra l'Unità del Sarrabus e le altre unità che affiorano a NE dell'Antiforme del Flumendosa.

Nell'Unità del Sarrabus la deformazione interna è sensibilmente minore rispetto alle altre unità, ed è lievemente minore anche il grado di

ricristallizzazione metamorfica. Comunque, durante la prima fase si sviluppano anche in questa unità pieghe coricate e sovrascorrimenti.

Pieghe D1 sono sviluppate a tutte le scale e in tutta l'Unità del Sarrabus; queste strutture hanno assi orientati N-S e, dove le deformazioni successive non sono state importanti, piani assiali suborizzontali. La maggior parte dell'unità è costituita da Arenarie di S. Vito, e per la monotonia litologica di questa formazione non è facile evidenziare strutture plicative a scala cartografica. A W di Porto Corallo è descritta un'anticlinale coricata di dimensioni chilometriche nelle Arenarie di S. Vito, con

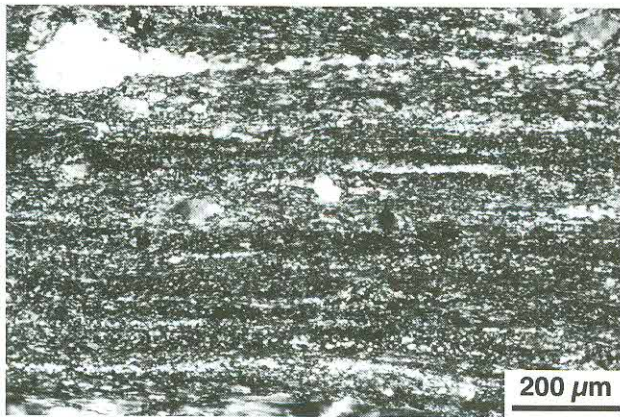


Fig. 92 - Ricristallizzazione dinamica nei livelli di quarzo di una metavulcanite ordoviciana nell'Unità di Meana Sardo (NE di Perdasdefogu : Salto di Quirra).

- *Dynamic recrystallization in quartz in Ordovician metavolcanic rock (Meana sardo unit, NE of Perdasdefogu: Salto di Quirra).*

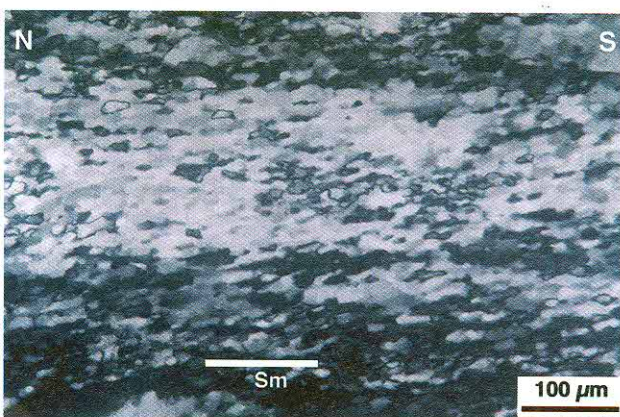


Fig. 93 - Quarzo-mylonite lungo il contatto tettonico alla base dell'Unità di Meana Sardo. La direzione preferenziale di allungamento dei grani ricristallizzati plasticamente, obliqua rispetto alla foliazione milonitica (Sm) indica un senso di taglio destro, cioè un movimento verso S della parte sovrascorsa (Salto di Quirra).

- *Quartz-mylonite along the sole thrust of the Meana Sardo unit. Shape preferred orientation of dynamically recrystallized quartz grains is oblique to the macroscopic mylonitic foliation (Sm) and shows dextral shear sense ("top-to-the-South") (Salto di Quirra).*

direzione assiale compresa tra NNE-SSW e NNW-SSE (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977). In quest'area, sulla base di criteri di polarità stratigrafica nelle Arenarie di S. Vito, unitamente ai criteri di polarità strutturale (asimmetria delle pieghe minori della fase D1 e rapporti stratificazione/scistosità, fig. 94), è possibile definire un senso di trasporto tettonico per la fase D1 verso i quadranti occidentali.

Il metamorfismo associato a questa fase, nell'Unità del Sarrabus varia dall'anchizona all'epizona (FRANCESCHELLI *et alii*, 1992). La scistosità (S1) si sviluppa solamente nelle litologie con forte componente pelitica e mai in modo molto penetrativo. I caratteri originari dei protoliti sono generalmente ben conservati.

Durante la prima fase si sviluppano sovrascorrimenti interni all'unità ben riconoscibili nel Sarrabus orientale. A S di Muravera e di Genn'Argiolas, nella zona mineraria di M. Narba e Baccu Arrodas, è sviluppata una complicata struttura a scaglie che interessa tutte le formazioni della successione paleozoica, dal Cambriano al Carbonifero inferiore (Sottounità di Genn'Argiolas, Sottounità di Minderrè e Sottounità di P.ta Ruggeri).

Le superfici di sovrascorrimento sono piegate secondo una struttura chilometrica di seconda fase, rovesciata verso S (fig. 95). Gli indicatori cinematici su questi contatti tettonici sono coerenti con la vergenza delle pieghe di prima fase e indicano un senso di trasporto da E verso W.

L'Unità dell'Arburese (fig. 70) è generalmente ritenuta la prosecuzione dell'Unità del Sarrabus a W della fossa tettonica del Campidano (BARCA *et alii*, 1981a). L'unità tettonica è costituita quasi esclusivamente da metarenarie del Cambriano-Ordoviciano inferiore, mentre la successione post-Ordoviciano inferiore affiora limitatamente a S di Capo Frasca (BARCA & SALVADORI, 1974). L'unità tettonica è sovrascorsa sulla Zona esterna lungo un contatto tettonico che cinge a N e a E tutta tutta la zona esterna della catena che affiora nell'Iglesiente-Sulcis. A S di Capo Frasca l'unità poggia su successioni attribuite all'Unità del Gerrei ed è stata suddivisa in sottounità (MAZZARINI & PERTUSATI, 1991; BARCA *et alii*, 1992b). Questi stessi Autori hanno evidenziato una strutturazione ercinica caratterizzata da scistosità penetrativa, di tipo *slaty cleavage* associata a pieghe isoclinali rovesciate verso SW, connesse a sovrascorrimenti sub-orizzontali. Le direzioni assiali delle pieghe di prima fase sono prevalentemente E-W. Pieghe isoclinali e sovrascorrimenti sono deformati da successive fasi plicative che generano pieghe aperte a piano assiale



Fig. 94 - Rapporti tra stratificazione (S0) e scistosità della fase D1 (S1) nelle Arenarie di S. Vito dell'Unità del Sarrabus; si noti la rifrazione della scistosità S1 al passaggio tra lo strato arenaceo e quello pelitico (Porto Corallo: Sarrabus).

- Relationships between bedding (S0) and D1 foliation (S1) in the "Arenarie di S. Vito" formation in the Sarrabus unit. Note foliation refraction at the sandstone/siltstone boundary.

sub-verticale, con locali rovesciamenti verso E-ENE, associate ad una foliazione tipo *crenulation cleavage*.

Sovrascorrimenti e zone milonitiche della fase D1

I sovrascorrimenti tra le diverse unità tettoniche mostrano meccanismi deformativi differenti andando dalla zona frontale dell'alloctono verso le zone più interne. La deformazione è essenzialmente cataclastica lungo il sovrascorrimento dell'Unità del Sarrabus sull'Unità del Gerrei (Accavallamento di Villasalto), mentre meccanismi deformativi di tipo plastico si ritrovano lungo i sovrascorrimenti tra le unità più profonde delle Falde esterne e tra queste e le Falde interne. La deformazione milonitica è accompagnata da deformazione progressiva con sovrapposizione di più superfici di scistosità (CAROSI *et alii*, 1990; CAROSI & PERTUSATI, 1990; CAROSI *et alii*, 1991; CONTI *et alii*, 1998).

Nel Sarrabus-Gerrei il lineamento strutturale più importante della fase D1 è l'Accavallamento di Villasalto. Lungo questa superficie le Arenarie di S. Vito della Sottounità di Genn'Argiolas sovrascor-

rono sull'Unità del Gerrei (fig. 96). Anche gli indicatori cinematici lungo il sovrascorrimento indicano un senso di trasporto verso W dell'Unità del Sarrabus.

La cataclasi è il principale meccanismo deformativo operante lungo l'Accavallamento di Villasalto. Quasi tutto il contatto è marcato da forti spessori (fino a 400 m presso Villasalto) di cataclasi talvolta foliate (fig. 97a). Le cataclasi si sviluppano prevalentemente a spese della formazione siluriana degli "Scisti a graptoliti" *Auct.*, e al loro interno contengono elementi e scaglie tettoniche delle formazioni sovrastanti e sottostanti. In sezione sottile, nella matrice cataclastica a grana fine, di composizione quarzo-fillosilicatica, si osservano spesso clasti di quarzo-miloniti (fig. 97b). L'evidenza che frammenti di rocce in cui il quarzo è deformato in modo plastico si trovano ora "boudinati" nella cataclasi, implica una variazione del meccanismo deformativo che agiva durante i movimenti: ad uno stadio iniziale, in cui prevaleva deformazione plastica con sviluppo di miloniti, è seguita una deformazione essenzialmente per flusso cataclastico.

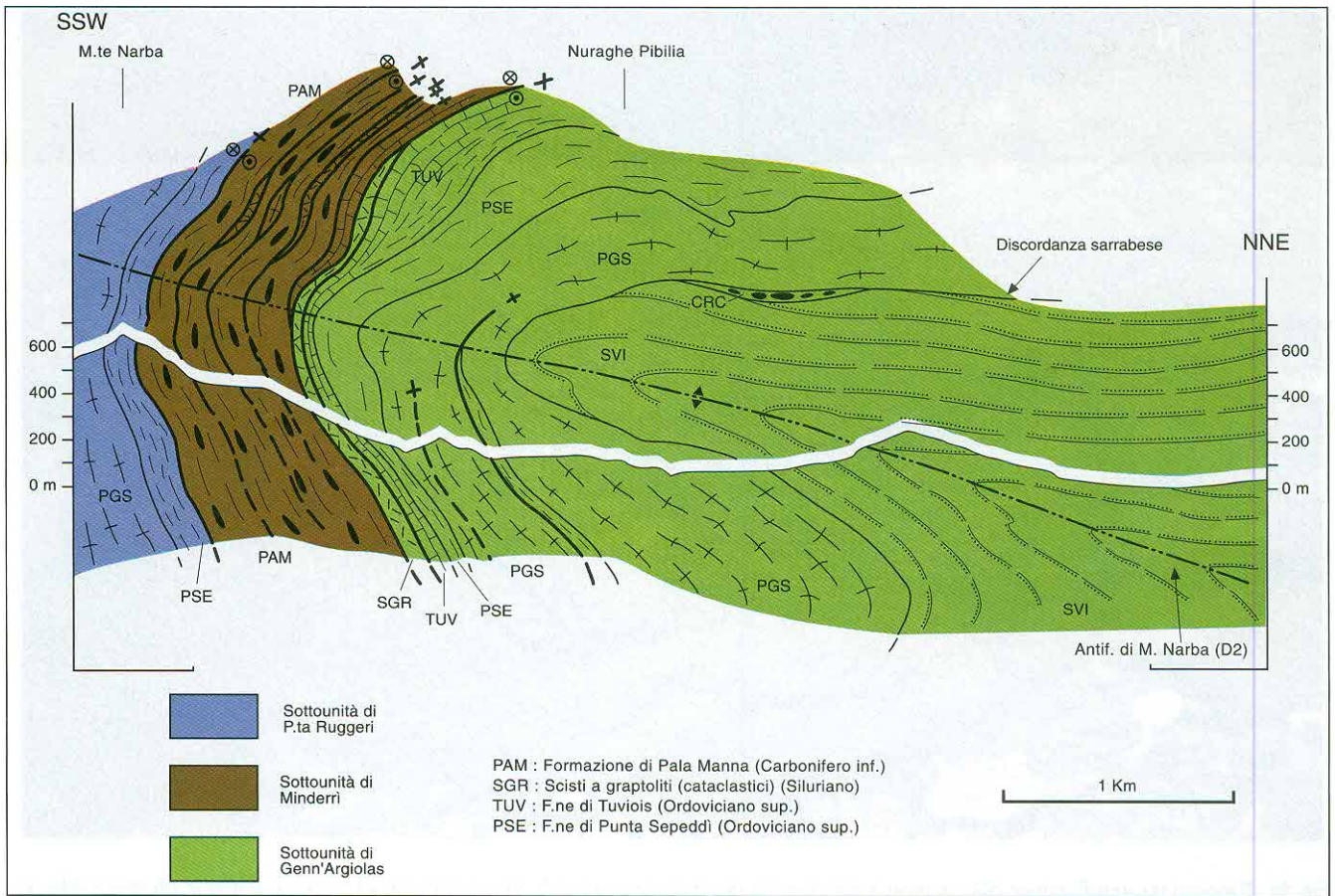


Fig. 95 - Sezione geologica (sezione 5 in Fig. 83) nell'Unità del Sarrabus, presso M. Narba (da: CONTI & PATTA, 1998).

- Geological cross section (section 5 in Fig. 83) in the Sarrabus unit near M. Narba (after CONTI & PATTA, 1998).

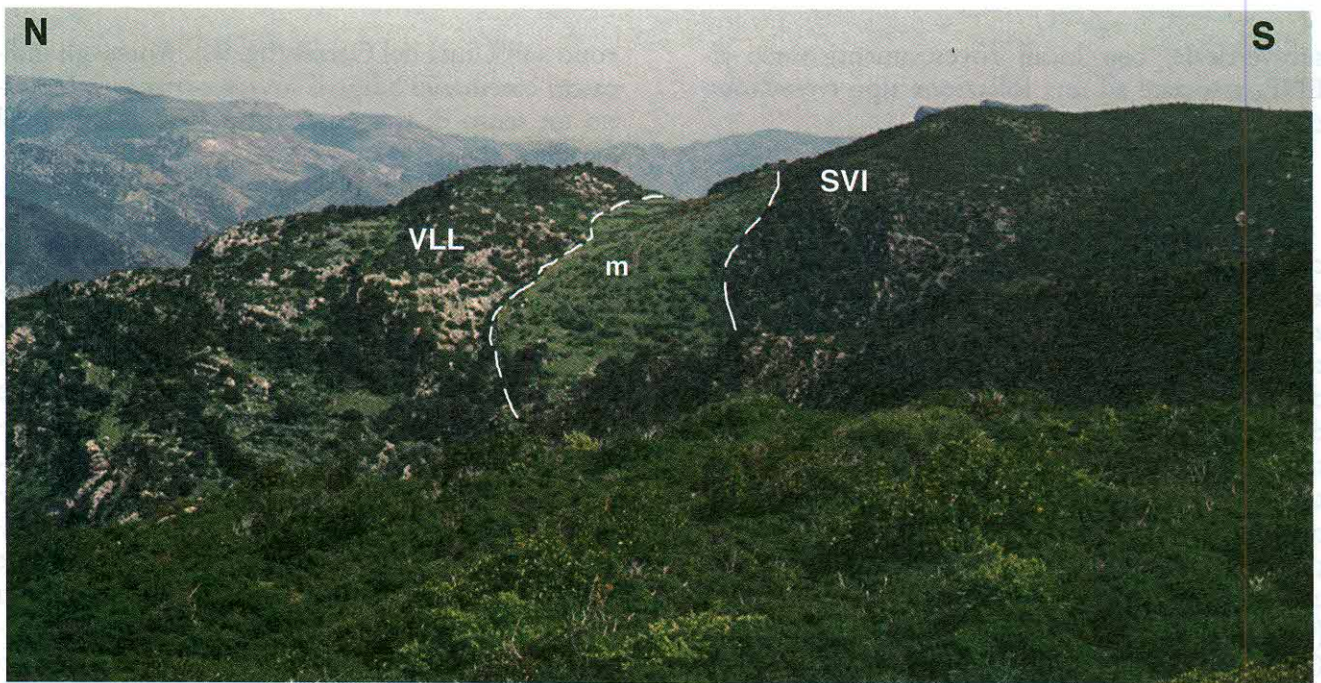


Fig. 96 - Accavallamento di Villasalto visto da W; SVI: Arenarie di S. Vito (Cambriano-Ordoviciano inferiore) dell'Unità del Sarrabus, m: fascia milonitico-cataclastica; VLL: Calcari di Villasalto (Devoniano medio-?Carbonifero inferiore) dell'Unità del Gerrei (Brunco Bullai: Gerrei).

- The Villasalto thrust seen from W; SVI: "Arenarie di S. Vito" formation (Cambrian-Lower Ordovician) of the Sarrabus unit; m: mylonites and cataclases; VLL: "Calcari di Villasalto" formation (Middle Devonian-?Lower Carboniferous) of the Gerrei unit (Brunco Bullai: Gerrei).

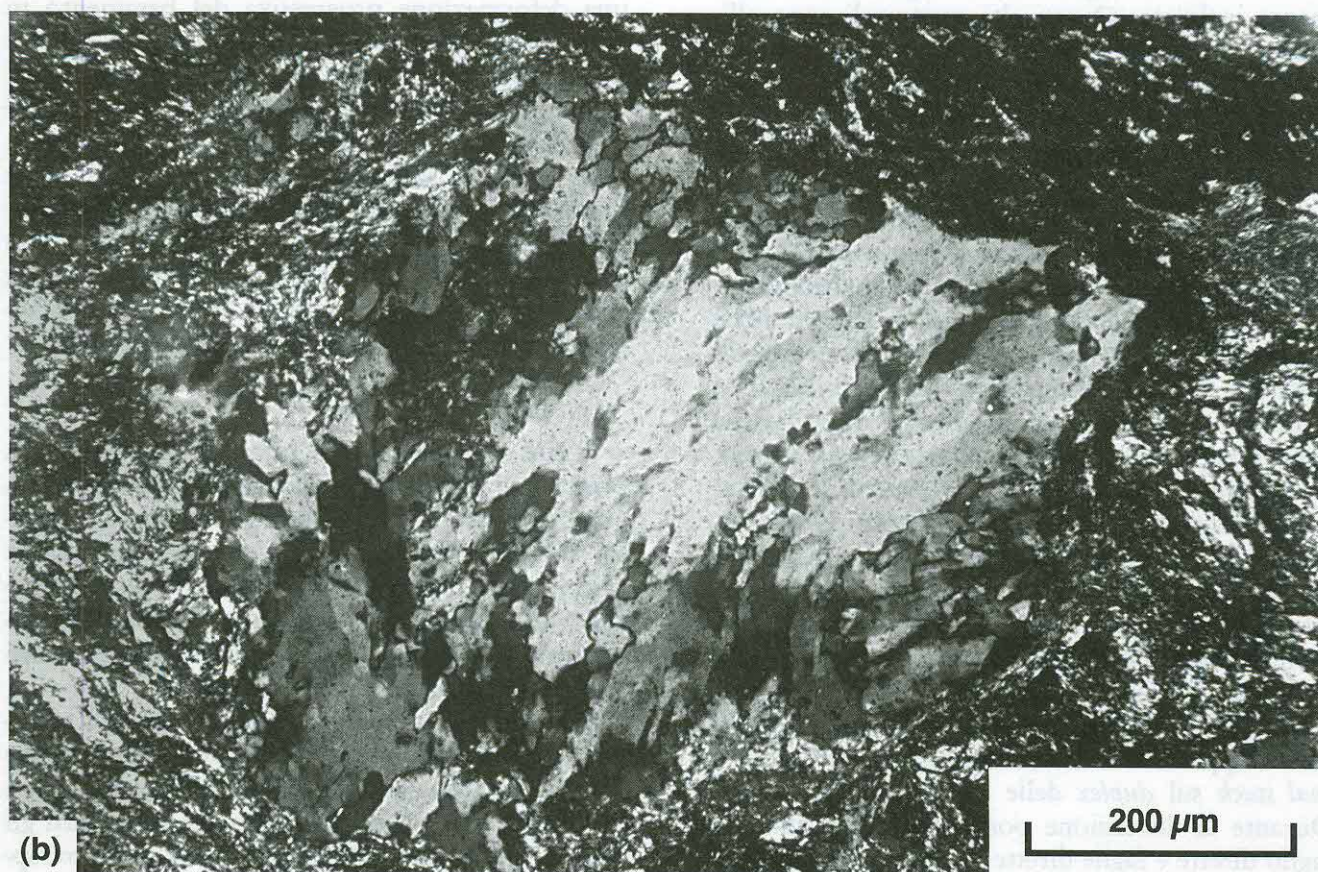
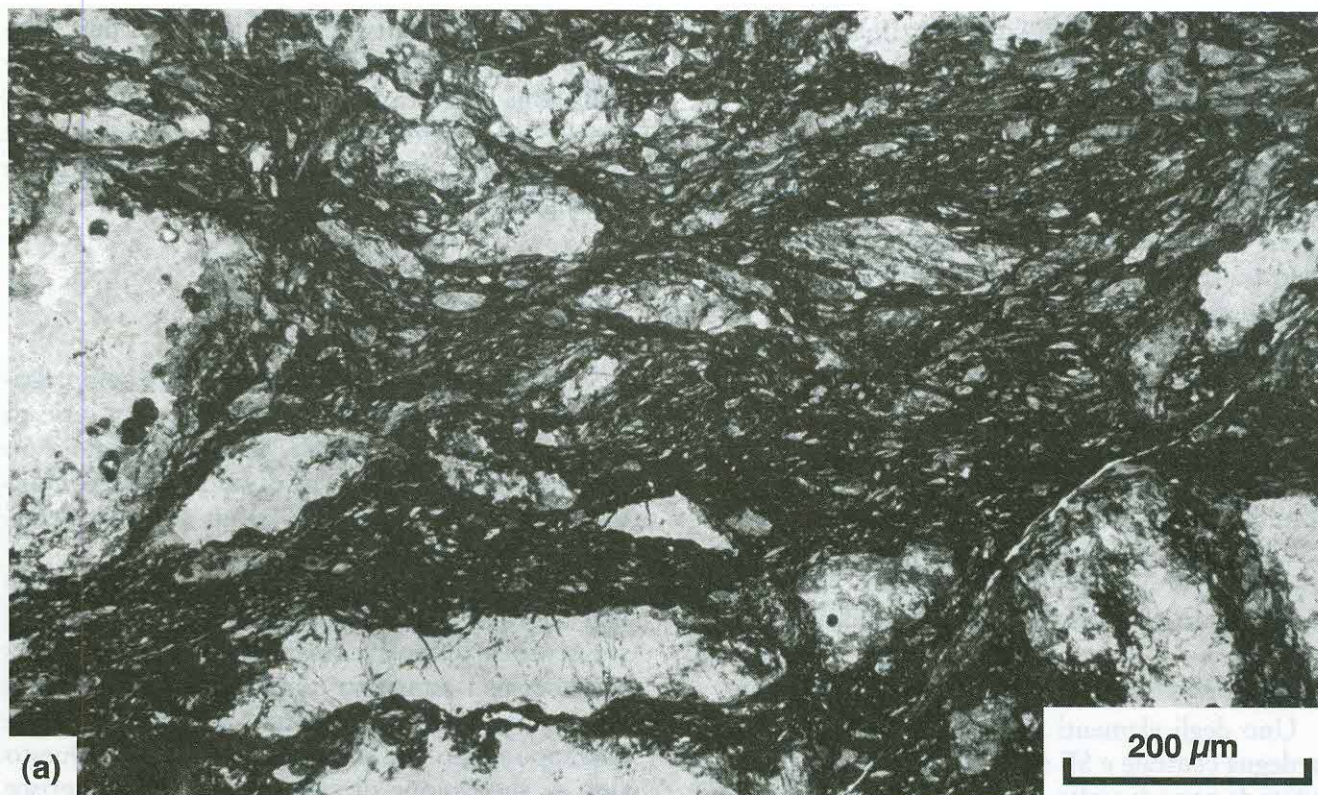


Fig. 97 - (a) Cataclasite lungo l'Accavallamento di Villasalto. (b) Clasto nella cataclasite lungo l'Accavallamento di Villasalto. Il clasto mostra al suo interno evidenze di deformazione plastica (ricristallizzazione sintettonica), precedente all'evento cataclastico (Villasalto: Gerrei).

- (a) Cataclasite along the Villasalto thrust. (b) Clast in cataclasite along the Villasalto thrust. Quartz grains in the clast show plastic deformation (syntectonic recrystallization) developed earlier than cataclasis.

Un buon esempio di sovrascorrimento accompagnato da meccanismi deformativi prevalentemente plastici è il contatto tra l'Unità del Gerrei e la sottostante Unità di Riu Gruppa. Questo contatto è caratterizzato da una fascia di metamorfiti fortemente deformate (Zona milonitica di Baccu Locci: CONTI *et alii*, 1998). Essa affiora con continuità tra il Riu Baccu Locci ed il Riu Gruppa, per una lunghezza di circa 15 km ed uno spessore che può arrivare a 300 m (FUNEDDA, 1996). Si tratta di quarzo-miloniti nerastre a granulometria molto fine, deformate in facies degli scisti verdi (fig. 98), con all'interno lenti di rocce e porzioni di serie molto meno deformate, appartenenti alle successioni delle unità tettoniche sovrastanti e sottostanti. Lineazioni mineralogiche e di estensione sono orientate NNE-SSW; gli indicatori cinematici mostrano un senso di trasporto verso SSW.

Zone di culminazione delle unità tettoniche

Uno degli elementi strutturali più vistosi della Sardegna centrale e SE sono gli alti strutturali delimitati da zone di taglio dirette e faglie dirette variamente inclinate. Questi alti strutturali sono allineati secondo due antiformenti (Antiforme del Flumendosa e Antiforme del Gennargentu) separate da una sinforme (Sinforme della Barbagia) (fig. 78). In corrispondenza di questi alti strutturali affiorano, in finestra, le unità geometricamente più profonde (fig. 79). Queste strutture sono state denominate antiformenti anche se, a causa delle loro grandi dimensioni e della qualità degli affioramenti che raramente consentono visioni panoramiche d'insieme, non è chiaro se gli elementi strutturali della fase D1 siano sempre "veramente piegati", o piuttosto si tratti di alti strutturali modellati da zone di taglio dirette e faglie dirette a basso angolo.

Secondo CARMIGNANI *et alii* (1994b), le relazioni tra strutture compressive e distensive suggeriscono che la cinematica della tettonica distensiva sia ereditata dalla geometria realizzata durante la fase compressiva. La zona di culminazione dell'Antiforme del Flumendosa coincide con il duplex realizzato dalle sottounità del Gerrei (fig. 79): sembra quindi probabile che questo alto strutturale si sia sviluppato nella fase collisionale come *antiformal stack* sul *duplex* delle sottounità del Gerrei. Durante la distensione post-collisionale, zone di taglio dirette e faglie dirette si sono impostate preferenzialmente seguendo le preesistenti superfici di minore resistenza (contatti tettonici, stratificazione, scistosità S1), parallele ai fianchi dell'antiforme (fig. 80e). In questo modo si sarebbe realizzato un

dispositivo cinematico caratterizzato da due sistemi di taglio con movimento opposto e divergente dalla zona di cresta dell'antiforme. Con il procedere dell'estensione, l'originario *antiformal stack* potrebbe essere stato profondamente modificato e articolato in zone di culminazioni minori.

Fasi post-collisionali

Nelle Falde esterne tutte le strutture compressive della fase D1 sono deformate da una serie di strutture sia di tipo duttile, ancora associate a un leggero metamorfismo, che di tipo fragile, comunque entrambi riconducibili ad un contesto deformativo unitario di tipo distensivo.

Alla scala dell'affioramento è facile verificare che alle strutture distensive duttili sono sovrapposte strutture distensive fragili. Zone di taglio dirette associate a cataclasi e miloniti, faglie dirette a basso angolo e faglie dirette ad alto angolo si sovrappongono nell'ordine sopraelencato. Questo tipo di successione di stili deformativi suggerisce una deformazione progressiva del basamento in esumazione, attraverso livelli strutturali sempre più superficiali.

Gli elementi strutturali più comuni e caratteristici della fase post-collisionale sono: pieghe con piani assiali da subverticali a suborizzontali, faglie dirette e zone di taglio poco inclinate e faglie dirette molto inclinate, faglie trascorrenti. Anche se questi elementi sono descritti separatamente, va rimarcato che essi sono spesso strettamente associati e riferibili ad un unico contesto cinematico.

Pieghe

Tutte le deformazioni plicative successive alla prima fase hanno stile analogo, caratterizzato da un clivaggio di crenulazione o di frattura distanziato, sviluppato solo nei litotipi con una significativa componente pelitica, sempre in modo discontinuo (fig. 99). La blastesi sin-cinematica è minima (quarzo, sericite, clorite) o assente. Le uniche lineazioni sono di crenulazione, molto frequenti.

Di solito sono presenti due direzioni di piegamento che interferiscono, realizzando pieghe piane non cilindriche (caratteristiche le interferenze a duomi e bacini). Queste pieghe ripiegano tutti gli elementi strutturali D1. In base ai criteri di sovrapposizione generalmente si può riconoscere una seconda fase (D2), con assi (A2) mediamente diretti NW-SE, e una terza fase (D3) con assi (A3) con direzione media circa ortogonale ai precedenti

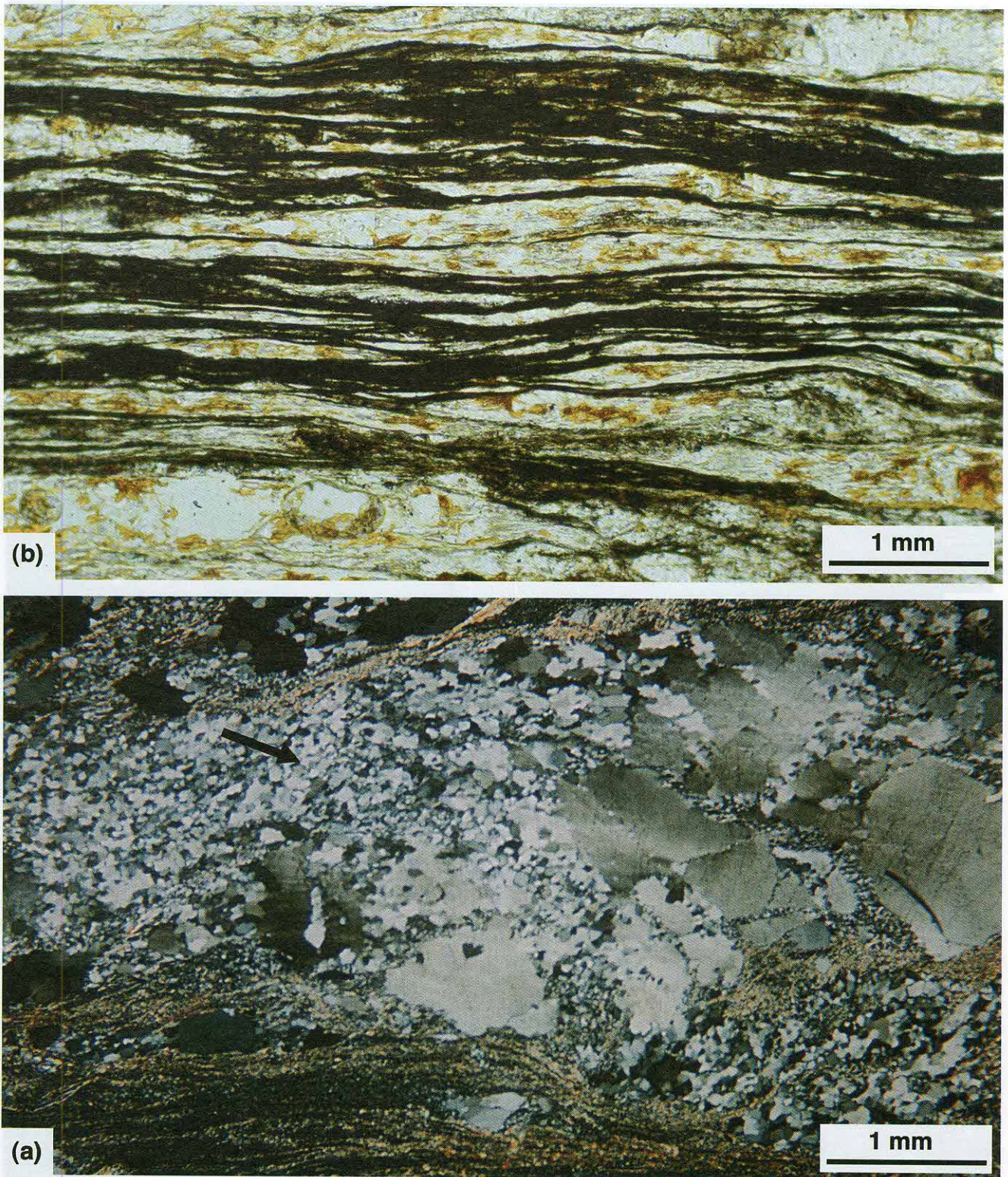


Fig. 98 - (a) Mylonite della Zona milonitica di Baccu Locci: la ricristallizzazione plastica ha obliterato ogni carattere originario della roccia, producendo una quarzo-milonite con foliazione molto penetrativa; Baccu Locci (Salto di Quirra). Sezione sottile, nicols incrociati. (b) Porfiroclasti di quarzo della formazione dei Porfiroidi nella Zona milonitica di Baccu Locci: ai margini dei porfiroclasti la ricristallizzazione plastica è maggiore e si formano code (freccia) costituite da cristalli di quarzo completamente ricristallizzati per rotazione (Baccu Locci: Salto di Quirra). Sezione sottile nicol incrociati.

(a) Mylonite of the Baccu Locci mylonite zone: plastic deformation obliterated any earlier feature developing a well-foliated mylonite; Baccu Locci (Salto di Quirra). Thin section, cross-polarized light. (b) Quartz porphyroclasts in the "Porfiroidi" formation in the Baccu Locci mylonite zone: porphyroclasts tails are formed by quartz grains dynamically recrystallized by subgrain rotation Baccu Locci (Salto di Quirra). Thin section, cross-polarized light.



Fig. 99 - (a) Piega asimmetrica che ripiega la scistosità S1 di prima fase ercinica (formazione devoniana degli "Scisti a tentaculiti"; Riu S'Acqua Callenti, Sarrabus). (b) Scistosità di crenulazione S2 (verticale nella foto) in cerniera di una piega D2. La scistosità piegata è la scistosità S1 di prima fase (Villasalto: Gerrei).

- (a) *Asymmetric fold refolding S1 foliation (Devonian "Scisti a tentaculiti" formation; Riu S'Acqua Callenti, Sarrabus). (b) S2 crenulation cleavage (vertical in the photograph) in a D2 hinge zone. The folded foliation is the S1 foliation (Villasalto: Gerrei).*

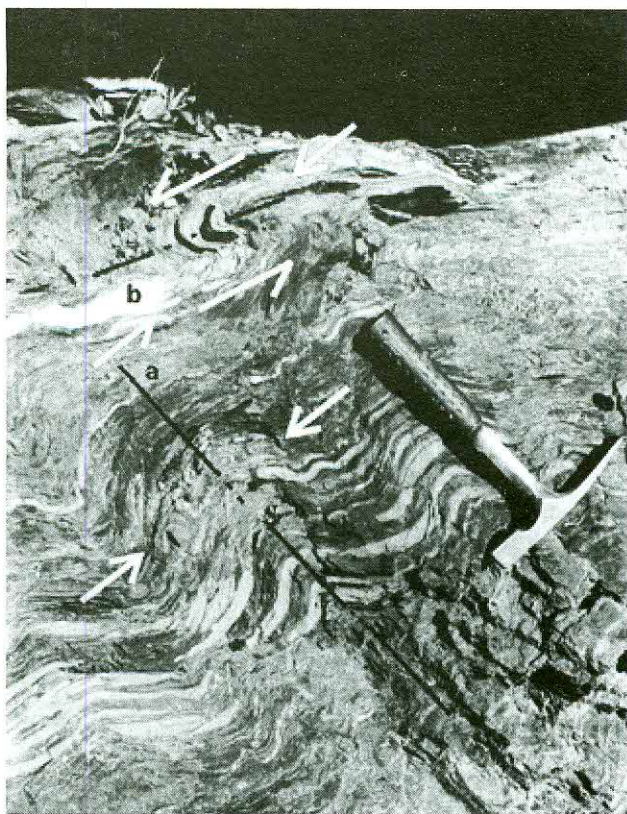


Fig. 100 - Pieghe D2 simmetriche ("a") e pieghe D2 asimmetriche ("b") negli Scisti a tentaculiti devoniani nell'Unità del Gerrei (Capo San Lorenzo: Sarrabus).

- D2 symmetric ("a") and asymmetric ("b") fold in the Devonian "Scisti a tentaculiti" formation in the Gerrei unit (Capo San Lorenzo: Sarrabus).

(NE-SW). Questa successione di fasi fu descritta per la prima volta da CARMIGNANI & PERTUSATI (1977) nella bassa valle del Flumendosa, ma la sovrapposizione delle pieghe dirette NE-SW su quelle NW-SE non è sempre verificata; talvolta questo ordine è infatti invertito. Non sembra pertanto che le due direzioni assiali siano da riferire a eventi deformativi cronologicamente distinti, ma piuttosto a fenomeni di *strain* costrzionale, o comunque riconducibili a processi di deformazione progressiva. Perciò di seguito, con le diciture "seconda fase" e "terza fase" ci riferiremo a fasi deformative caratterizzate rispettivamente da direzioni assiali NW-SE e NE-SW, sottintendendo che i numeri che le distinguono non corrispondono sempre all'ordine di sovrapposizione.

Alla scala dell'affioramento le pieghe di seconda fase hanno geometria molto variabile in funzione soprattutto delle litologie e della posizione entro le strutture maggiori: in profilo la loro geometria varia da pieghe parallele a pieghe con ispessimento in cerniera dei livelli meno competenti, con angolo di apertura molto variabile. In base alla giacitu-

ra del piano assiale si distinguono i seguenti tipi di pieghe (fig. 100):

a) pieghe con piano assiale da poco inclinato a suborizzontale, da asimmetriche a rovesciate (b in fig. 100) e spesso chiaramente associate a zone di taglio diretto (*drag folds*) (fig. 101). La deformazione è tipicamente concentrata lungo zone di taglio che seguono livelli meno competenti. Nei livelli di spessori da metrici a centimetrici si sviluppano pieghe mesoscopiche di stile variabile, disarmoniche, e associate ad una scistosità più o meno penetrativa che fa un angolo da medio a piccolo con i limiti della zona di taglio. Nei livelli da decametrici ad ettometrici possono svilupparsi pieghe rovesciate alla scala del versante. Le relazioni angolari tra scistosità e i limiti delle zone di taglio e il senso di rovesciamento delle pieghe indicano che il tetto delle zone di taglio si è spostato verso il basso rispetto al letto (zone di taglio dirette). Una caratteristica di queste pieghe, che conferma la loro collocazione in un contesto distensivo, è l'opposto senso di rovesciamento che esse mostrano sui due fianchi delle zone di culminazione delle unità tettoniche (fig. 102). Lo spostamento centrifugo dalle linee di cresta delle antiformenti implica una denudazione tettonica della parte sommitale delle antiformenti, che trova conferma nelle sezioni geologiche attraverso l'Antiforme del Flumendosa (fig. 89 e fig. 91);

b) pieghe con piano assiale molto inclinato, da simmetriche ad asimmetriche, anch'esse disarmoniche e spesso limitate superiormente e inferiormente da piani di scollamento. Anche queste pieghe sono riconducibili a una globale cinematica distensiva tramite i modelli di "trasferimento dello spostamento" descritti anche da RYKKELID & FOSSEN (1992) (fig. 103). Naturalmente non può essere escluso, e anzi sembra probabile, che parte delle pieghe simmetriche, che possono avere dimensioni chilometriche, siano riconducibili agli stadi di tettonica compressiva (fig. 80d).

Di seguito riportiamo alcuni esempi di strutture plicative che ci sembrano rappresentative dello stile del piegamento post-prima fase. Una grande piega della fase D2 affiora a S di Muravera; qui la successione paleozoica dell'Unità del Sarrabus e i contatti tettonici tra le sottounità che la costituiscono sono deformati da una piega chilometrica D2 rovesciata verso SW (con asse NW-SE e piano assiale immergente verso NE) (fig. 95).

Pieghe tardive a piano assiale sub-orizzontale sono molto comuni ma di dimensioni da decametriche a ettometriche; talvolta esse ripiegano chiaramente i contatti tettonici di prima fase (fig. 104).

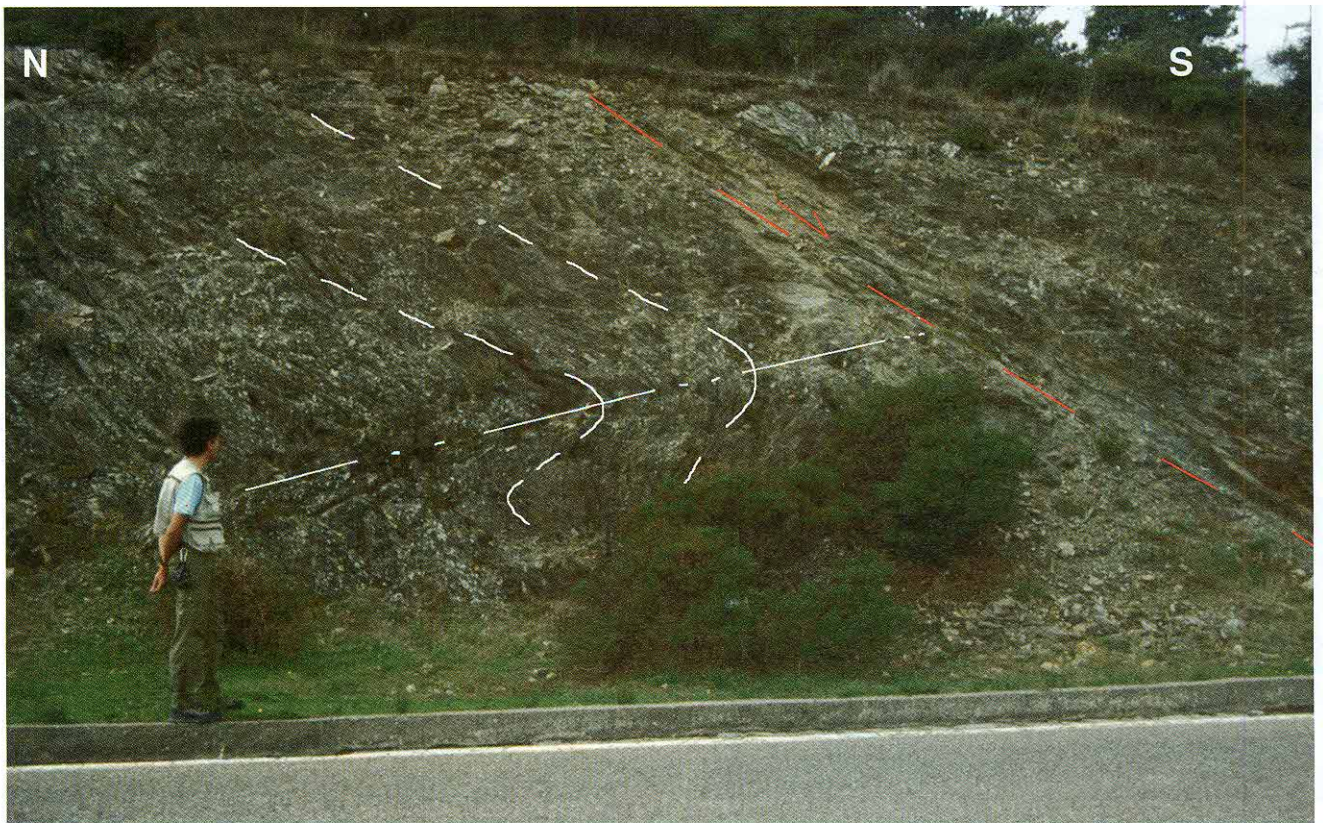


Fig. 101 - Piegia legata allo sviluppo di faglie normali nella Formazione delle Filladi del Gennargentu (bivio Meana-Aritzo: Barbagia).
- Fold linked with normal fault development in the "Filladi del Gennargentu" formation (road Meana-Aritzo: Barbagia).

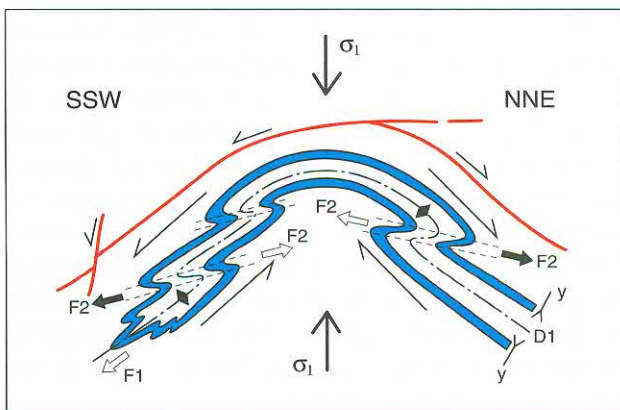


Fig. 102 - Rapporti schematici tra pieghe, zone di taglio dirette e culminazioni delle principali antiformi. D1: piano assiale delle pieghe della fase D1; F1: direzione di trasporto tettonico delle pieghe isoclinali della fase D1, F2: direzione di trasporto tettonico delle pieghe della fase D2; y: polarità della successione sedimentaria. Le direzioni di trasporto tettonico sul fianco normale delle pieghe isoclinali della fase D1 sono indicate con le frecce con riempimento nero, le direzioni di trasporto tettonico sul fianco rovesciato delle pieghe isoclinali della fase D1 sono indicate con le frecce con riempimento bianco.

- Sketch showing relationships between D1 structures, major antiform development and facing directions of minor folds. D1: axial surface of isoclinal D1 folds; F1: facing direction of isoclinal D1 folds; F2: facing direction of D2 folds; y: younging direction. Facing directions from normal limb of D1 isoclinal folds are marked by black arrows, facing directions from D1 overturned limb are marked by white arrows.

Pieghe simmetriche di dimensioni chilometriche interessano la zona centrale delle grandi culminazioni delle falde; per esempio l'Antiforme del Flumendosa a W di Ballao si divide in due antiformi separate da una sinforme (fig. 90).

Le pieghe di terza fase sono generalmente più aperte di quelle della seconda. In profilo esse hanno spesso geometria parallela e sono simmetriche o debolmente asimmetriche, con piano assiale subverticale. Sono frequenti pieghe a *chevron* e *kink band*. Il clivaggio (S3) è ancora meno espresso di quello di seconda fase, la blastesi metamorfica (sericite) è scarsa o assente.

La grande somiglianza dello stile delle strutture di seconda e di terza fase, l'identico basso grado metamorfico, l'ordine di sovrapposizione non costante depongono per una sostanziale contemporaneità dei due gruppi di pieghe. Un quadro deformativo in cui la direzione di raccorciamento principale (Z) è verticale ed associata a una direzione di allungamento (X) orizzontale e ad una di raccorciamento (Y) sempre orizzontale, sembra rendere bene conto dell'orientazione delle strutture plicative, dei loro rapporti reciproci e delle loro relazioni con le zone di taglio dirette.

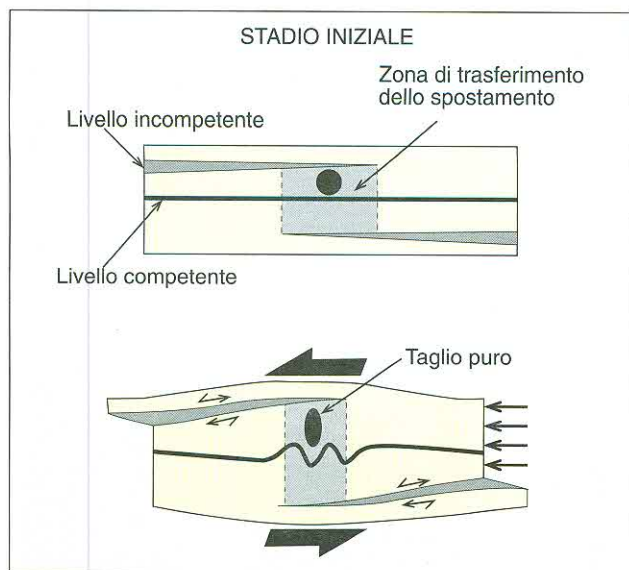


Fig. 103 - Schema che mostra il meccanismo deformativo per trasferimento dello spostamento: quando si ha movimento in un volume di roccia tra due superfici di scollamento, esiste una zona ("zona di trasferimento", in grigio nella figura) che subisce un raccorciamento per taglio puro, che viene ben evidenziato quando è presente un livello più competente (in nero in figura) (da RYKKELID & FOSSEN, 1992).

- Sketch showing deformation in slip transfer zones: deformation between two less competent or detachment levels develops a slip transfer zone (shaded area in the figure) with pure shear deformation (after RYKKELID & FOSSEN, 1992).

Il fatto che questa deformazione si concentri su fasce di dimensioni chilometriche, come per esempio nella zona del Salto di Quirra, suggerisce che le pieghe di terza fase siano da attribuire a fenomeni di transpressione lungo faglie di trasferimento durante la tettonica estensiva post-collisionale. Questo potrebbe anche rendere conto della sostanziale contemporaneità tra le pieghe di seconda e terza fase.

Faglie e zone milonitiche post D1

La tettonica post-collisionale è caratterizzata da numerose zone di taglio e faglie, sia dirette che trascorrenti. Come già detto, le pieghe di seconda fase e le zone di taglio dirette sono, a nostro avviso, solo diverse espressioni della stessa cinematica, e la distribuzione della deformazione plicativa di terza fase potrebbe essere controllata da zone di taglio trascorrenti. Deformazione duttile e fragile post-collisionali sono quindi l'espressione dello stesso campo deformativo a livelli strutturali differenti.

Gli elementi più caratteristici della tettonica post-collisionale sono zone di taglio dirette e grandi faglie a basso angolo che elidono grandi spessori di successioni, determinando al M. Grighini la

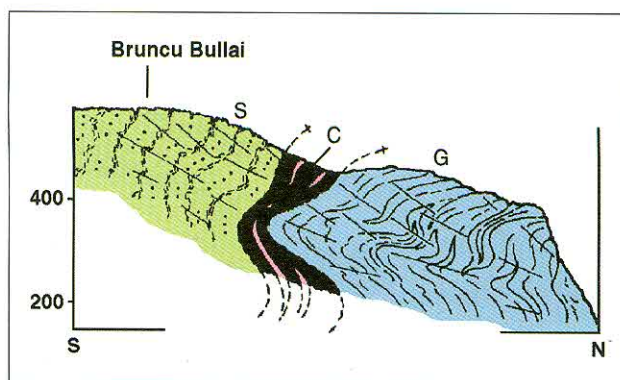


Fig. 104 - Sezione geologica (6 in Fig. 83) attraverso l'Accavallamento di Villasalto, presso Bruncu Bullai; S: Unità del Sarrabus; C: cataclasite dell'Accavallamento di Villasalto; G: Unità del Gerrei, (da CARMIGNANI et alii, 1978c, modificato).

- Geological cross section (section 6 in Fig. 83) across the Villasalto thrust at Bruncu Bullai; S: Sarrabus unit; S: Sarrabus unit; C: cataclasite along the Villasalto thrust; G: Gerrei unit (after CARMIGNANI et alii, 1978c, modified).

diretta sovrapposizione di metamorfiti in scisti verdi (zona a clorite) su metamorfiti della facies anfibolitica (zona a sillimanite). Esse sono spesso marcate da cataclasiti foliate, miloniti (fig. 105) e da scaglie tettoniche di dimensioni da decametriche ad ettometriche. L'ultima espressione della distensione post-collisionale sono faglie dirette ad alto angolo che tagliano tutta la strutturazione precedente.

Zone di taglio e magmatismo associato

In corrispondenza della maggiore culminazione assiale dell'Antiforme del Flumendosa (M. Grighini) affiora la più importante zona di taglio post-D1 della zona delle Falde esterne. Si tratta di una zona di taglio trascorrente-diretta caratterizzata da deformazioni milonitiche e intrusioni sin-cinematiche di magmatiti del Carbonifero superiore (CARMIGNANI et alii, 1985; CHERCHI & MUSUMECI, 1987; ELTER et alii, 1990; MUSUMECI, 1991; MUSUMECI, 1992). Questa zona di taglio è orientata NW-SE e separa il nucleo di metamorfiti di medio grado dell'Unità di M. Grighini dai metasedimenti in facies degli scisti verdi dell'Unità del Gerrei (fig. 81). E' inoltre caratterizzata da intrusioni sin-cinematiche di tonaliti e monzograniti ad affinità calcicalina e da leucograniti a muscovite peralluminosi (305-300 Ma: CARMIGNANI et alii, 1987a; LAURENZI et alii, 1991), sottoposte a deformazione milonitica (fig. 106).

Le lineazioni di allungamento nelle originarie rocce intrusive sono rappresentate da porfiroclasti feldspatici, nastri di quarzo e allineamenti di fillosilicati; nei paraderivati le lineazioni sono costitui-

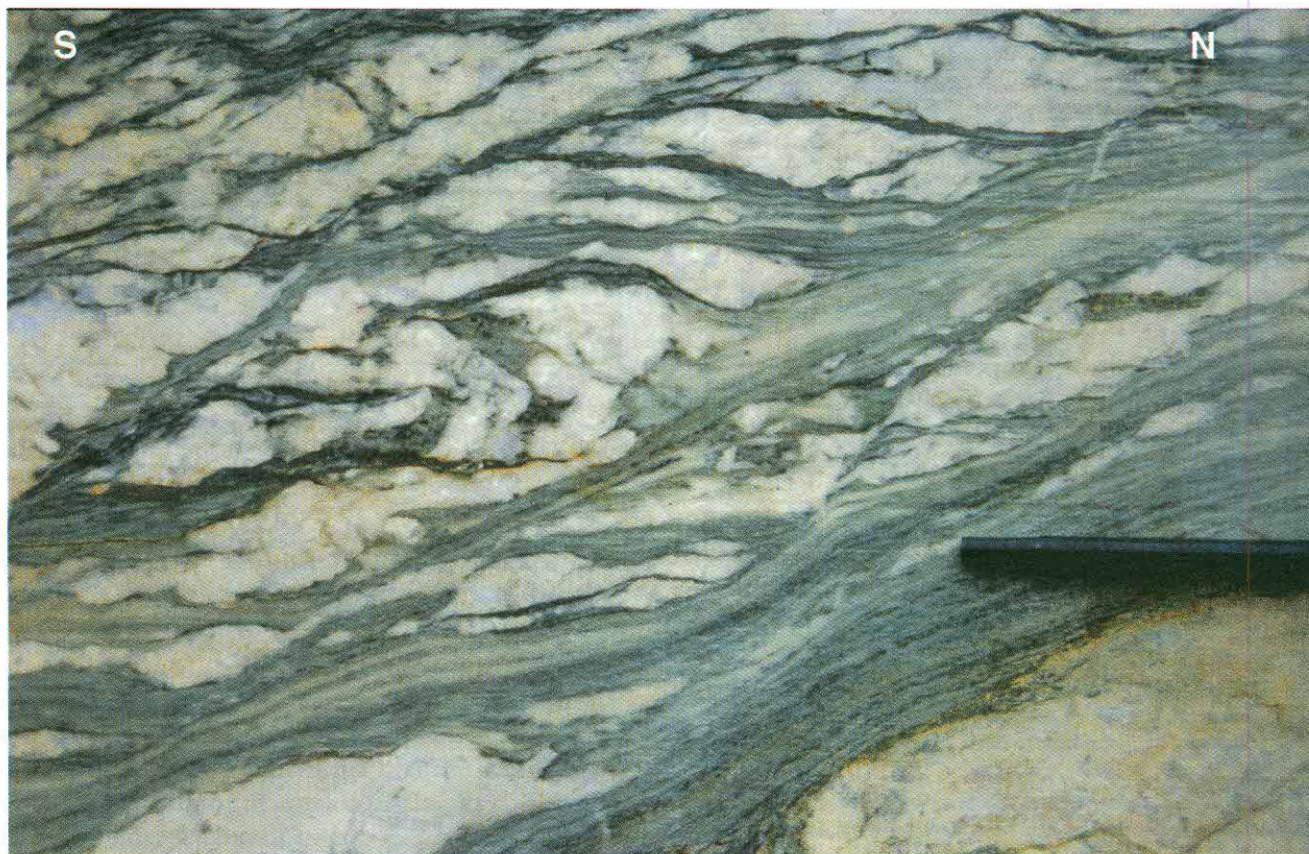


Fig. 105 - Zona di taglio normale a tetto dell'Unità di Riu Gruppa. Lungo la zona di taglio si sviluppano miloniti carbonatiche che derivano dalla deformazione dei sottostanti marmi devoniani (Riu Gruppa; Gerrei).

- Normal fault at the top of the Riu Gruppa unit. Along the shear zone calcic mylonite develop at expenses of the underlying Devonian limestones (Riu Gruppa; Gerrei).

te da porfiroclasti di feldspato, granato e andalusite fratturati e ruotati e da noduli allungati di sillimanite fibrolitica. La superficie di taglio è inclinata verso SW e ha un rigetto destro con componente diretta (le lineazioni sono inclinate di 5° - 30° verso NW). Nella fascia di maggiore deformazione affiorano miloniti che gradano in tettoniti con strutture "S-C" che interessano uno spessore di circa un chilometro.

Le microstrutture (da ricristallizzazione dinamica di alta temperatura fino a riduzione di grana: filoniti, *extensional crenulation cleavage*) e le paragenesi metamorfiche (da facies anfibolitica a scisti verdi superiori) permettono di ricostruire una deformazione trascorrente-distensiva iniziata a livelli medio-crosta e terminata a livelli strutturali molto superficiali.

L'esumazione attraverso i livelli crosta più superficiali si è realizzata tramite faglie dirette a basso angolo marcate da fasce cataclastiche di spessore decametrico che affiorano con opposta immersione su entrambi i lati del nucleo metamorfico (fig. 81).

La presenza di intrusioni sin-cinematiche all'interno della zona di taglio sottolinea in modo particolare le strette relazioni cronologiche fra tettonica estensionale ed attività magmatica.

Il complesso del M. Grighini rappresenta la sezione più profonda dell'Antiforme del Flumendosa; esso permette di ricostruire le modalità di risalita della crosta media nella Zona a falde e dimostra come gli alti strutturali allineati nelle antiformi di falde del Flumendosa e del Gennargentu corrispondano a zone di esumazione del basamento e di denudazione tettonica delimitate da zone di taglio e faglie dirette.

Faglie dirette

Le direzioni prevalenti delle faglie tardo-erciniche nelle Falde esterne sono comprese tra E-W e NW-SE; alcune di esse possono essere seguite per molti chilometri.

Molte di queste faglie sono state riattivate durante il Terziario ed il Quaternario; tuttavia, sia i loro rapporti con le magmatiti carbonifero-per-

miane che i loro rigetti, incompatibili con i movimenti terziari e quaternari, provano la loro età tardo-ercinica che in molti casi è in effetti possibile dimostrare: infatti, faglie dirette sia poco inclinate che molto inclinate sono suturate dai sedimenti mesozoici e/o sono tagliate e/o iniettate da filoni e da granitoidi del Carbonifero superiore-Permiano. Queste relazioni sono verificabili sia alla scala dell'affioramento che alla scala cartografica.

Un bell'esempio di faglia tardo-ercinica è rappresentato dalla Faglia di Bruncu Is Istrias (CONTI & PATTA, 1998), che corre con direzione circa ENE-WSW per oltre 12 km tra Genn'Argiolas e la zona di Pala Manna (Sarrabus), separando la Sottounità di Genn'Argiolas dalla Sottounità di Minderrì. Si tratta di una faglia diretta molto inclinata che nella zona di M. Genis è tagliata dal grande sistema di filoni di "porfido" quarzifero permiano che si può seguire con direzione circa NW-SE per oltre 20 km tra Silius (Gerrei) e Burcei (Sarrabus). Lungo queste faglie si sviluppano cataclasiti e cataclasiti foliate al cui interno sono presenti scaglie tettoniche.

Faglie trascorrenti

In tutta la zona delle Falde esterne è ben sviluppato un sistema di faglie trascorrenti orientate prevalentemente N-S. Queste faglie sono state sicuramente attive durante il Terziario come faglie trascorrenti contemporanee alla collisione nord-appenninica e, durante il Plio-Pleistocene, come faglie dirette legate all'apertura del Tirreno meridionale: i sedimenti mesozoici e terziari sono infatti chiaramente rigettati secondo tali faglie. Però anche in questo caso le relazioni con le magmatiti del Carbonifero superiore-Permiano spesso permettono di dimostrare la loro età paleozoica. Un chiaro esempio è la Faglia di Bruncu Molentino (CONTI & PATTA, 1998), che si sviluppa con direzione meridiana dalla zona di Genn'Argiolas (Sarrabus) fino al Flumendosa, ed è iniettata da "porfidi" permiani a N di M. Lora (Gerrei). Altro esempio è la faglia che taglia con direzione N-S la zona di Riu Gruppa (Gerrei): essa rigetta le coperture eoceniche dell'altopiano del Salto di Quirra, ma nel suo tratto meridionale è sistematicamente iniettata da filoni di "porfido" permiano. Quando è

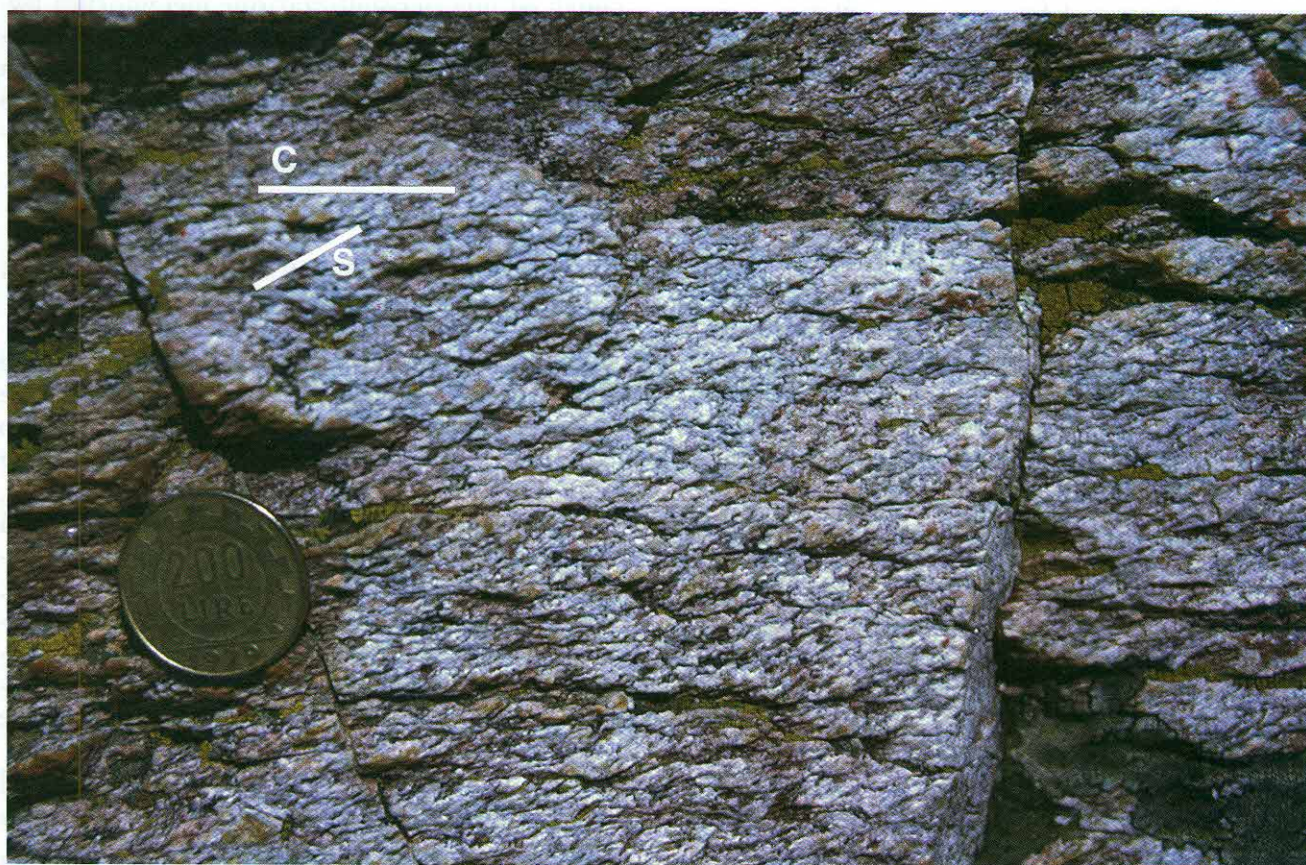


Fig. 106 - Strutture "S-C" nei granitoidi milonitici del M. Grighini. Il senso di taglio è destrale in tutta la zona di taglio (M. Grighini: Sarcidano).
- S-C fabric in mylonitic granitoids at M. Grighini. Shear sense is dextral in the whole shear zone (M. Grighini: Sarcidano).

possibile restaurare il rigetto post-eocenico di queste faglie, sono evidenti rigetti trascorrenti sia destri che sinistri, pre-eocenici, molto probabilmente paleozoici. I dati cronologici, per la verità un po' vaghi, sembrano deporre a favore di una sostanziale contemporaneità tra faglie dirette e faglie trascorrenti. Queste ultime potrebbero essere interpretate come faglie di trasferimento, separanti settori che hanno subito differenti spostamenti durante la distensione post-collisionale. A questo proposito è interessante notare come le faglie orientate N-S si sviluppino sia a N che a S dell'Antiforme del Flumendosa, senza mai attraversare completamente questo alto strutturale.

Altre faglie paleozoiche sono state individuate presso M. Genis (Sarrabus), lungo il torrente Quirra (Salto di Quirra) ed altrove (CARMIGNANI *et alii*, 2000).

E' molto probabile che faglie dirette e trascorrenti tardo-erciniche siano molto più frequenti di quanto indicato nella Carta geologica allegata. Molte delle superfici tettoniche riportate in carta come faglie terziarie è probabile che derivino da una riattivazione di discontinuità tardo-erciniche. Ciò è fortemente supportato, come precedentemente sottolineato, dal frequente parallelismo tra queste faglie e il campo filoniano tardo-ercinico.

5.3.3. – Falde interne

A N dell'Unità di Meana Sardo fino al Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica della Sardegna nord-orientale, affiorano metamorfiti di basso e medio grado che costituiscono il complesso delle Falde interne (fig. 5).

Il metamorfismo più intenso, la rarità dei livelli guida, come il complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio, e la estrema rarità di reperti fossiliferi, rendono spesso incerta l'attribuzione litostratigrafica dei protoliti delle rocce di questo complesso.

Nell'alto Sarcidano e Barbagia, tettonicamente sovrapposto al di sopra delle formazioni siluriano-devoniane dell'Unità di Meana Sardo, affiora un potente complesso epimetamorfico costituito prevalentemente da una successione terrigena (VAI & COCOZZA, 1974), noto in letteratura come "Postgotlandiano". Tale complesso costituisce il nucleo della Sinforme della Barbagia e, più a N, buona parte dei monti del Gennargentu. Recentemente è stata correlata con questo complesso l'Unità di Fiorentini, affiorante nel Goceano (OGGIANO, 1994).

Nei monti del Gennargentu DESSAU *et alii* (1982) hanno messo in evidenza la presenza di almeno tre unità tettoniche sovrapposte (Unità di Fontana Bona, Unità di Riu Correboi e "Postgotlandiano" *Auct.*).

A N dei granitoidi del Nuorese è attribuito alle Falde interne un complesso costituito prevalentemente da metamorfiti forse correlabili con quelle cambro-ordoviciane delle sottostanti unità tettoniche.

Il contatto di base delle Falde interne affiora per più di 100 km tra Meana Sardo e la costa orientale dell'Isola nei pressi di Tertenia, a S del Gennargentu e nelle finestre tettoniche di Aritzo e Gadoni, ed ha tutte le caratteristiche di un contatto tettonico di primo ordine; infatti è marcato da fasce cataclastico-milonitiche ed è discordante su tutte le formazioni dell'unità sottostante.

In linea generale, le Falde interne mostrano molte affinità con le altre unità tettoniche della Sardegna centro-meridionale, ma se ne differenziano per importanti caratteri strutturali e stratigrafici.

La loro storia deformativa è infatti più complessa, con lo sviluppo di due eventi plicativi isoclinali ed una ricristallizzazione metamorfica leggermente più elevata (fig. 107, fig. 108). La successione litostratigrafica è caratterizzata dalla scarsità sia delle metavulcaniti dell'Ordoviciano medio (fig. 22) che delle facies carbonatiche tipiche del Siluriano-Devoniano delle Falde esterne.

5.4. – EVOLUZIONE METAMORFICA DELLA ZONA A FALDE

Le condizioni del metamorfismo nelle diverse unità tettoniche della Zona a Falde, valutate mediante i valori di cristallinità dell'illite, sono comprese fra la transizione anchizona/epizona e la facies degli scisti verdi (FRANCESCHELLI *et alii*, 1992), con un incremento di tali valori nell'Unità di Riu Gruppa-Castello Medusa. La facies anfibolitica è raggiunta nella sottostante Unità di M. Grighini (fig. 109), dove le associazioni mineralogiche di più alto grado hanno permesso di determinare le condizioni termo-bariche del metamorfismo mediante l'applicazione di geotermometri e geobarometri.

Lungo l'asse dell'Antiforme del Flumendosa il metamorfismo presenta un andamento progrado dalla zona di Riu Gruppa (Gerrei) a SE ($T_{media} = 300\text{ °C}$) alla zona di Castello Medusa (Sarcidano) a NW ($T_{media} = 360\text{ °C}$) caratterizzata dalla comparsa della biotite (CAROSI *et alii*, 1990). Le



Fig. 107 - Due scistosità sovrapposte, entrambe legate alle fasi collisionali e di messa in posto delle falde ("Postgotlandiano" Auct., est di Genna su Ludu: Barbagia).

- Two foliations superposition, both linked with collisional and nappe emplacement deformation ("Postgotlandiano" Auct., east of Genna su Ludu: Barbagia).

condizioni di più alta termalità sono state registrate nei micascisti a granato e staurolite dell'Unità di M. Grighini, con temperature medie di 470 °C per la zona a granato e di 560 °C per la zona a staurolite, mediante l'associazione granato-biotite utilizzando le composizioni del bordo esterno di granato e biotite coesistenti. I corrispondenti valori di pressione, sulla base del geobarometro granato-plagioclasio, sono compresi fra 5 kbar per la zona a granato e 6 kbar per la zona a staurolite. Le caratteristiche composizionali dei granati, caratterizzati da una zonatura diretta nucleo-bordo con incremento del Fe e Mg e diminuzione di Mn e Ca, mostrano un'evoluzione prograd del metamorfismo dopo la fase D1 e durante la fase D2 (MUSUMECI, 1991).

Sulla base delle relazioni tessiturali e delle zonature composizionali dei minerali, anche l'acme termico è stato raggiunto dopo la fase D1 e durante i primi stadi della fase D2.

Nell'Unità del M. Grighini è stato evidenziato un successivo evento metamorfico di alta T/P caratterizzato da temperature comprese fra 570 e 700 °C (geotermometro granato-biotite) e da pressioni inferiori a 4 kb, dedotte in base alla presen-

za di associazioni mineralogiche stabili al di sotto del punto triplo degli alluminosilicati.

Il marcato decremento di pressione è testimoniato inoltre dalla zonatura composizionale dei granati associati a questo evento, caratterizzati da bassi contenuti di Ca (5%-2%) e da concentrazioni costanti di Fe, Mg e Mn con zonatura inversa in corrispondenza dei bordi (decremento di Fe e Mg, aumento di Mn), dovuta ai processi decompressivi (CAROSI *et alii*, 1990). Analoghe condizioni di bassa pressione sono state individuate in altre porzioni della Zona a falde caratterizzate dall'intrusione di magmatiti sin- e tardo-tettoniche (M. Trempu, Sarcidano: CAPPELLI, 1991), indicative di un generale sollevamento della Zona a falde durante l'evento decompressivo.

L'evoluzione metamorfica della Zona a falde è pertanto caratterizzata da due principali eventi metamorfici:

a) un primo evento, durante la tettonica "sin-nappe", di tipo barroviano con evoluzione polifasica, contemporaneo con gli eventi deformativi collisionali. Questo evento ha una zonalità prograd verso le unità più interne e le unità strutturalmente più profonde dove sono state raggiunte



Fig. 108 - Piegia isoclinal eptométrica di prima fase nelle quarziti e metarenarie paleozoiche. La scistosità di piano assiale S1 (suborizzontale in alto a destra, verticale al centro della foto) è debolmente piegata dalla seconda fase (P.ta Argentiera: Nurra).

- *Hm-scale D1 isoclinal fold in paleozoic quartzites and metasediments. The S1 axial plane foliation (horizontal on the right, vertical in the center of the photograph) is folded by D2 folding event (P.ta Argentiera: Nurra).*

condizioni di medio grado (facies anfibolitica), in seguito ai processi di ispessimento crostale, dovuti alla sovrapposizione delle unità tettoniche, e al successivo riequilibrio delle isoterme che ha determinato le condizioni di massima termalità al termine della tettonica "sin-nappe";

b) il secondo evento metamorfico in condizioni di alta temperatura e bassa pressione, datato al M. Grighini 307 ± 5 Ma (LAURENZI *et alii*, 1991), è contemporaneo alla tettonica "post-nappe". Questo evento è caratterizzato da un netto decremento delle condizioni bariche e da alti gradienti di temperatura, testimoniati dalle associazioni mineralogiche e dalle composizioni di alcuni minerali. Le condizioni di alta termalità sono in parte dovute alla messa in posto di intrusioni sin-cinematiche all'interno di strutture tettoniche che hanno determinato la formazione di *metamorphic core complex* lungo l'Antiforme del Flumendosa, al cui nucleo affiorano le unità più metamorfiche.

In conclusione, l'evento metamorfico "sin-nappe" riflette lo sviluppo della tettonica collisionale che ha determinato la formazione della struttura a falde, mentre il secondo evento è indicativo dei processi di sollevamento ed esumazione tettonica della catena, mediante strutture distensive duttili e fragili, che hanno caratterizzato l'evoluzione post-collisionale della Zona a falde, analogamente ad altre porzioni della Catena ercinica in Sardegna e segnatamente nella Zona assiale.

5.5. - TETTONICA DEL COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA

Correlare tutti i singoli episodi deformativi distinti nella Zona a falde con quelli individuati sia nel Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica che nel Complesso mig-

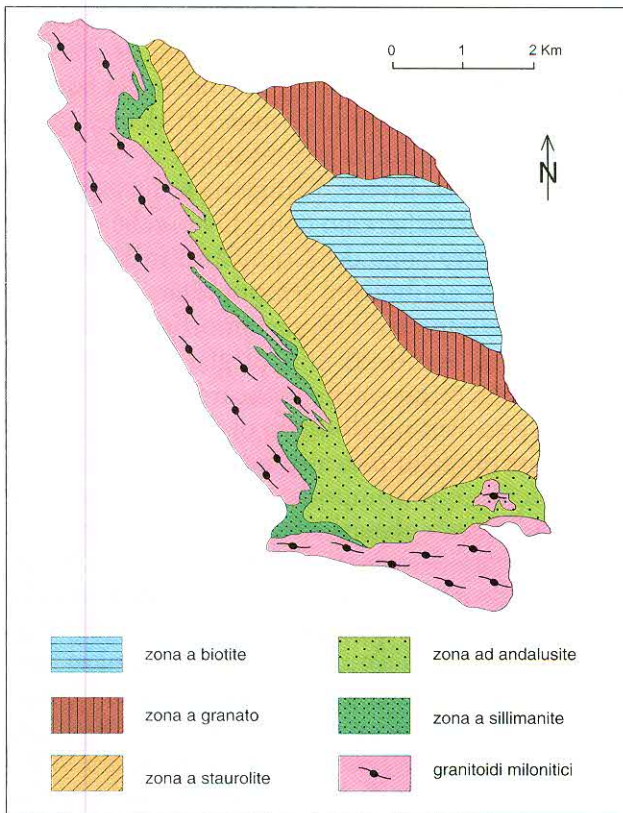


Fig. 109 - Zoneografia metamorfica dell'Unità del M. Grighini; 1: zona a biotite; 2: zona a granato; 3: zona a staurolite; 4: zona ad andalusite; 5: zona a sillimanite; 6: granitoidi milonitici; (da MUSUMECI, 1991).

- Metamorphic zonation in the M. Grighini unit; 1: biotite zone; 2: garnet zone; 3: staurolite zone; 4: andalusite zone; 5: sillimanite zone; 6: mylonitic granitoids; (after MUSUMECI, 1991).

matitico ercinico, oltre che difficile, sarebbe anche arbitrario. Non si può, infatti, escludere che soprattutto nel Complesso migmatitico siano rappresentati terreni precambriani con strutturazioni pre-erciniche, come ben documentato in Corsica dove le successioni cambro-ordoviciane dell'Argentella poggiano su un complesso precambriano già strutturato. Anche i dati di letteratura vanno ben interpretati poiché fasi indicate con indici cronologici uguali spesso si riferiscono a eventi deformativi differenti a seconda delle aree. Le manifestazioni deformative legate alla collisione continentale, come visto, variano in intensità a seconda della distanza dalle grandi zone di taglio che controllano la messa in posto delle falde, e anche i raccorciamenti finali *post-nappe*, possono aver dato luogo a fasce discontinue di deformazione lungo zone di transpressione. La tettonica post-collisionale, almeno nelle sue manifestazioni plicative, è fortemente controllata dalla precedente giacitura delle anisotropie planari e quindi mostra anch'essa differenze di intensità e geometria.

Le osservazioni di terreno e microscopiche consentono in genere di distinguere le deformazioni legate alla collisione da quelle legate al collasso della catena ercinica e di distinguere all'interno di questi due regimi una successione di fasi deformative che, nel Complesso in facies prevalentemente anfibolitica, non sempre è correlabile con quella riconosciuta nella zona a falde. L'attribuzione di queste fasi deformative (che si manifestano con pieghe e zone di taglio sia duttili che fragili) ai due eventi tettonico-metamorfici anzidetti, più che su considerazioni geometriche deve basarsi necessariamente sui rapporti tra deformazione e le diverse paragenesi.

La sequenza delle fasi deformative è riassumibile in quattro fasi di importanza regionale. La più antica fase D1 è correlabile con quella che nelle aree più meridionali si manifesta come la scistosità S1 di piano assiale di pieghe isoclinali a vergenza sud-occidentale. Nel Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica, la superficie S1 risulta progressivamente trasposta fino a conservarsi soltanto all'interno di porfiroblasti di plagioclasio, granato, biotite e staurolite (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982; OGGIANO & DI PISA, 1988; ELTER & SARRIA, 1989). Questa trasposizione è l'effetto di una successiva deformazione D2 che si esplica tramite un'anisotropia planare pervasiva S2, che è l'elemento strutturale dominante osservabile sul terreno (CARMIGNANI *et alii*, 1979b). Nella bassa Gallura, in Anglona (DI PISA & OGGIANO, 1987; OGGIANO & DI PISA, 1988), nella Nurra settentrionale (CARMIGNANI *et alii*, 1979b; FRANCESCHELLI *et alii*, 1982) e nelle Baronie (ELTER & SARRIA, 1989) è stata messa in evidenza una ulteriore fase deformativa D3, caratterizzata da piani assiali subverticali o poco inclinati e a cui non sono associate blastesi di qualche importanza. Su tutta l'area, inoltre, è sempre presente un episodio deformativo D4 che si manifesta con crenulazioni con direzione da N120E a N160E. Una deformazione milonitica (Dm) è localizzata alla transizione tra questo complesso e quello migmatitico, coinvolgendo in una zona di taglio retrograda i terreni di entrambi i complessi. Le relazioni cronologiche fra la Dm e le altre fasi deformative collocano quest'ultima tra la D3 e la D4. Le blastesi associate alle fasi deformative D1 e D2 mostrano una zoneografia prograda verso N (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982) e blastesi anfibolitiche posteriori alla fase D1 e contemporanee ai primi stadi della D2. Nella Nurra è stata anche osservata una blastesi albitica da sin- a post-cinematica rispetto alla fase D2 (DI PISA & OGGIANO, 1984; FRANCESCHELLI *et alii*, 1990). In definitiva, tutta l'evoluzione tettono-metamorfica del Complesso in facies prevalentemente anfiboli-

tica è messa in relazione con due eventi tettono-metamorfici principali, seguiti da fasi deformative minori con effetti spesso localizzati in zone di taglio.

Un'evoluzione tettono-metamorfica differente si riscontra, sempre in questo complesso, in Anglona e nell'Isola dell'Asinara settentrionale. In queste aree sono state distinte quattro fasi deformative, ma non è ben distinguibile la deformazione milonitica retrograda osservata nella valle del Posada e nella bassa Gallura, poiché le strutture milonitiche sono state oblitrate da un evento tettono-metamorfico di HT/LP.

La prima fase è stata dedotta da osservazioni microscopiche ed è rappresentata da *inclusion trail* all'interno di plagioclasio, staurolite e granato, i cui *trail* indicano una nucleazione complessa in relazione alla deformazione (*snow-balls structure*; fig. 110). La seconda fase genera pieghe isoclinali con associata scistosità di piano assiale pervasiva; le poche cerniere osservabili sono generalmente ripiegate e trasposte dalla successiva fase D3. In questo modo si formano strutture di interferenza in prevalenza di tipo 3 (RAMSAY, 1967). L'episodio deformativo D3 è quello meglio individuabile all'Asinara: è rappresentato da pieghe mesoscopiche, con piano assiale sub-verticale ad inclinazione variabile

ed assi orientati in un intervallo compreso tra N120E e N80E, con immersione assiale verso i quadranti orientali (fig. 111). In Anglona la fase D3 a piani assiali sub verticali è meno evidente, anche se crenulazioni ad essa riconducibili si osservano nell'area di Tula. Invece, l'Anglona si distingue per una fase che indicheremo come D4 perché come la fase D4 di altre zone del Complesso in facies prevalentemente anfibolitica sembra legata ad un'evoluzione decompressiva di metamorfiti medio-crosta. Essa si manifesta con pieghe asimmetriche (fig. 112) con piano assiale inclinato o sub-orizzontale con associato un clivaggio di crenulazione, che nelle zone di taglio può assumere le caratteristiche di una foliazione composita che contiene sia elementi strutturali planari e lineari appartenenti alle precedenti fasi deformative, che cerniere di D4 sradicate per progressiva laminazione dei fianchi nella direzione del taglio (*forelimb folds*: RAY, 1991) (fig. 113). All'interno delle zone di taglio alcuni indicatori cinematici, come strutture σ e strutture δ (fig. 114), documentano un movimento *down dip*, con trasporto dai quadranti SE verso i quadranti NW. Una tale direzione di trasporto, opposta a quella dei sovrascorrimenti legati alla collisione, farebbe pensare a zone di taglio di tipo distensivo. Nell'Isola dell'Asinara, una fase tardiva assimilabile alla

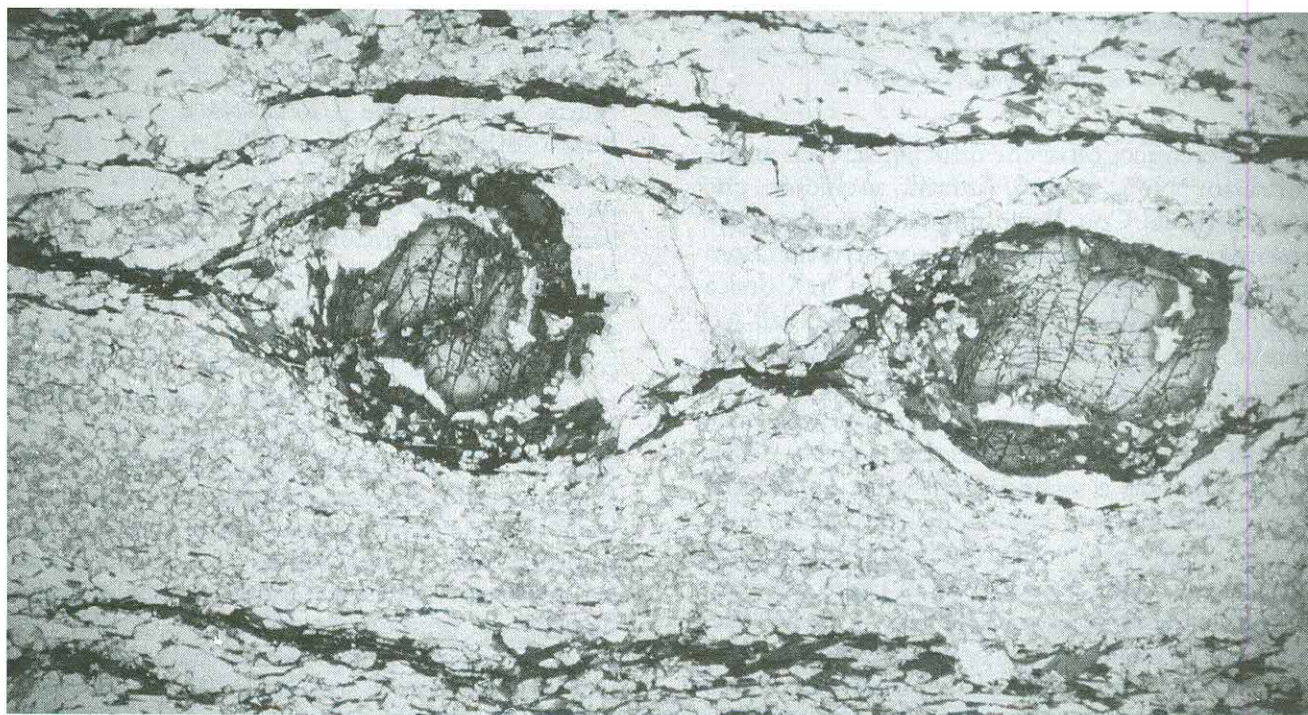


Fig. 110 - Porfiroclasti di granato con strutture tipo "δ" nei paragneiss di pressione intermedia del Complesso metamorfico ercinico in facies prevalentemente anfibolitica (Isola dell'Asinara).

- Garnet porphyroblast with "δ" structure in medium pressure paragneisses of the Hercynian metamorphic complex with dominant amphibolite assemblages (Isola dell'Asinara).



Fig. 111 - Piegia D3 con piano assiale subverticale che interessa i paragneiss di pressione intermedia del Complesso metamorfico ercinico in facies prevalentemente anfibolitica (Isola dell'Asinara).

- D3 fold with vertical axial plane in the medium pressure paragneisses of the Hercynian metamorphic complex with dominant amphibolite assemblages (Isola dell'Asinara).



Fig. 112 - Pieghe D4 che ripiegano pieghe isoclinali della fase D2 nel Complesso metamorfico prevalentemente in facies anfibolitica (Anglona).

- D4 folds refolding D2 isoclinal folds in the Hercynian metamorphic complex with dominant amphibolite assemblages (Anglona).

D4 dell'Anglona genera pieghe a piani assiali suborizzontali, generalmente non scistogene, coerenti con un raccorciamento verticale attribuito a tettonica estensionale (OGGIANO & DI PISA, 1998).

5.6. - TETTONICA DEL COMPLESSO MIGMATITICO ERCINICO

Anche nel Complesso migmatitico sono registrati e datati due eventi tettono-metamorfici:

a) il primo evento è rappresentato dallo sviluppo di un *layering* composizionale in cui si alternano leucosomi a composizione trondhjemitoida e melanosomi a $Bt \pm Pl \pm Grt \pm Sil \pm Hbl$ che, sulla base di considerazioni petrologiche e tessiturali, sono riconducibili a processi di smistamento *in solidus* (FERRARA *et alii*, 1978; PALMERI, 1992) controllati da fenomeni di *pressure solution*. Sulla base delle paragenesi associate a tale *layering* e dell'età di chiusura degli scambi isotopici Rb/Sr fra le diverse bande (344 Ma: FERRARA *et alii*, 1978), questo evento può essere collocato nella fase di ispessimento crostale legata alla collisione continentale, anche se non esistono elementi certi che consentano di correlare il *layering* con la foliazione relitta inclusa nei porfiroblasti dei paragneiss in facies anfibolitica che affiorano più a sud;

b) un secondo evento tettono-metamorfico si manifesta con più fasi plicative in questo complesso (OGGIANO & DI PISA, 1988). La prima di tali fasi plicative (D2) è caratterizzata da pieghe isoclinali non cilindriche cui talvolta si accompagna una scistosità di piano assiale che traspone il precedente *layering* migmatitico secondo una foliazione composita. Questa fase deformativa è sin-cinematica rispetto alla segregazione di corpi anatettici caratterizzati da associazioni di bassa pressione; quindi il regime in cui si sviluppa sarebbe essenzialmente decompressivo (MACERA *et alii*, 1989). Una fase successiva D3, messa in evidenza da DI PISA & OGGIANO (1985) in bassa Gallura e da FOLCO (1991) nell'area di Palau, si manifesta con pieghe asimmetriche più o meno cilindriche, e con zone di taglio estensionali contemporanee a fenomenologie anatettiche anch'esse con caratteri di bassa pressione. A questa fase si accompagnano strutture di tipo dictionitico (BORRADAILE *et alii*, 1982) molto comuni nelle aree settentrionali del complesso migmatitico (fig. 115), lungo cui si sviluppano leucosomi a composizione granitoida che tagliano tutte le anisotropie planari e composizionali presenti nel Complesso migmatitico.

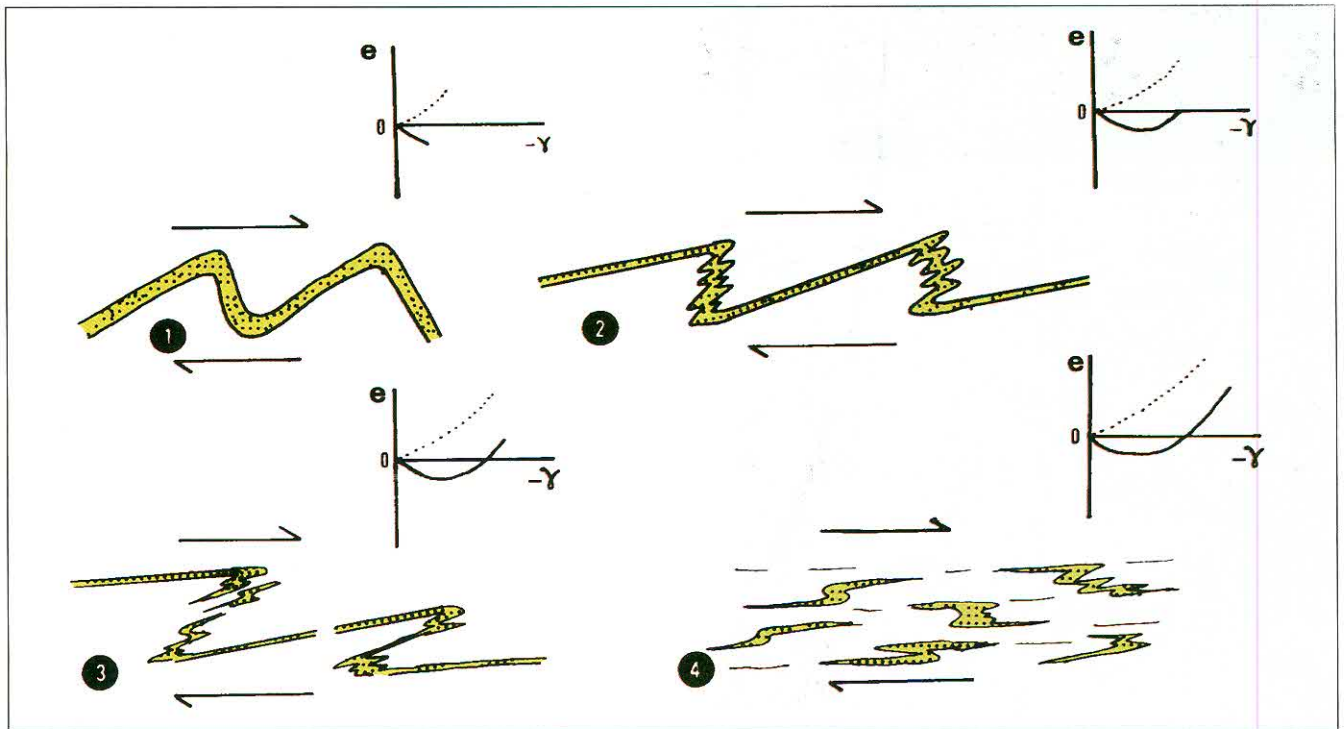


Fig. 113 - Evoluzione delle pieghe della fase D4 nelle zone di taglio dell'Anglona. Nei diagrammi è schematicamente riportato l'andamento dello strain longitudinale finito nei quattro momenti considerati in funzione dello shear strain. La curva continua si riferisce al fianco della piega che immerge nella direzione del taglio (*forelimb*); la curva a tratteggio si riferisce al fianco con immersione opposta (*backlimb*) (da OGGIANO & DI PISA, 1992).

- Evolution of D4 folds in the Anglona shear zone. Diagrams show longitudinal vs. shear strain during deformation. Solid line refer to the fore limb of fold, dashed line to the backlimb (after OGGIANO & DI PISA, 1992).

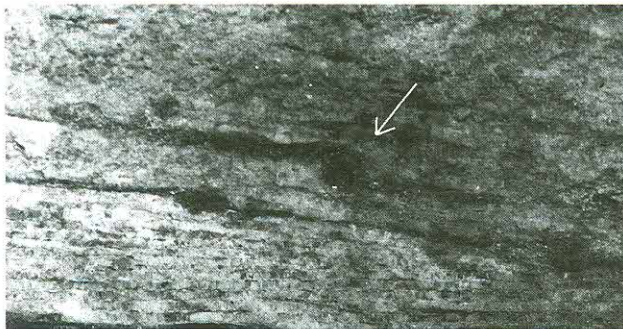


Fig. 114 - Strutture tipo "δ" in porfiroblasti di granato nelle metamorfiti dell'Anglona.

- δ-type garnet porphyroblast in metamorphic rocks of the Anglona area.

Le relazioni tra i fusi anatettici e le strutture delle fasi D2 e D3 testimoniano, in definitiva, la contemporaneità di queste fasi deformative con la decompressione dovuta al collasso della Catena ercinica, come indicato da numerosi dati petrologici (FRANCESCHELLI *et alii*, 1989a; OGGIANO & DI PISA, 1992; RICCI, 1992). Un limite cronologico superiore all'inizio della decompressione e, quindi, alle due fasi deformative che la caratterizzano, potrebbe essere rappresentato dall'età Rb/Sr di

piccoli stock anatettici sin-cinematici stimata a 300 ± 7 Ma (MACERA *et alii*, 1989).

All'interno del Complesso migmatitico ercinico sono comuni zone di taglio, probabilmente da riferire alla tettonica trascorrente tardo-ercinica, con miloniti con strutture tipo "S-C" che documentano condizioni retrograde che non superano la facies a scisti verdi. Zone di taglio con componente diretta sono invece conosciute sia in facies degli scisti verdi che anfibolitica (ELTER & GHEZZO, 1995) e testimonierebbero la deformazione del Complesso migmatitico a diversi livelli strutturali durante la sua esumazione.

5.7. - EVOLUZIONE METAMORFICA DEL COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA E DEL COMPLESSO MIGMATITICO

Così come in altri segmenti europei della Catena ercinica, anche nei due complessi più interni del segmento sardo è possibile identificare:

a) un'ambientazione eclogitica (rappresentata da



Fig. 115 - Migmatite con strutture dictionitiche (bassa Gallura).

- *Migmatite with dictionitic structures (lower Gallura).*

relitti tessiturali e mineralogici), che probabilmente rappresenta la subduzione eoercinica, ancora non datata (MILLER *et alii*, 1976; CAPPELLI *et alii*, 1992);

b) un'ambientazione di tipo barroviano, che rappresenta l'ispessimento crostale legato alla collisione e le cui datazioni Rb/Sr e Ar/Ar sostanzialmente indicano un'età meso-ercinica intorno a 350 Ma (DEL MORO *et alii*, 1991);

c) infine, un'evoluzione metamorfica di elevato rapporto T/P, presente localmente, legata al collasso gravitativo della catena e alla sua esumazione, che si colloca in età neo-ercinica, con età Rb/Sr di chiusura delle miche intorno a 300 Ma.

Solo nel Complesso migmatitico sono stati rinvenuti relitti di metamorfismo granulitico, i quali non sono mai presenti a sud della Linea Posada-Asinara e che, con ogni probabilità, riflettono per questo complesso una storia metamorfica più lunga ed articolata (policiclica) rispetto a quella degli altri complessi metamorfici.

Il metamorfismo barroviano, con associazioni di pressione e temperatura intermedie, è quello che maggiormente caratterizza le aree di affioramento del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica, esibendo una netta zoneografia progradata verso N (fig. 49). Le isograde sono deformate dalle fasi tardive erciniche (fig. 116) e si infittiscono in una fascia subito a sud della

Linea Posada-Asinara. Tradizionalmente la zoneografia progradata che interessa questo complesso veniva fatta proseguire in un *continuum* all'interno del Complesso migmatitico ercinico, a nord della Linea Posada-Asinara (fig. 49), fino al raggiungimento dell'associazione stabile Sil + Kfs. L'analisi recente delle traiettorie P-T-t (RICCI, 1992) nei due complessi fa ritenere che la loro evoluzione metamorfica sia, invece, indipendente, coerentemente con l'assunzione che il Complesso migmatitico ercinico rappresenti una falda crostale di pertinenza "armoricana" sovrascorsa su un prisma di accrezione durante la collisione continentale meso-ercinica, e che la Linea Posada-Asinara rappresenti un contatto tettonico di prim'ordine.

La zoneografia barroviana del Complesso metamorfico ercinico in facies prevalentemente anfibolitica è compresa tra la comparsa dell'associazione Qtz + Ab + Ms + Chl + Grt + Ilm e l'associazione Qtz + Pl + Bt + Ky + Grt, passando per le associazioni Qtz + Ms + Cld + Grt + Chl + St, Qtz + Ms + Pl + Bt + St ± Grt e Qtz + Pl + Ms + Bt + Grt + St + Ky (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982; FRANCESCHELLI *et alii*, 1986). Le condizioni termobariche degli equilibri rappresentati dalle associazioni che caratterizzano questo complesso sono state stimate da un minimo di 450 C° e 5 Kb ad un massimo intorno a 600 C° e 8Kb (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982; 1989b)

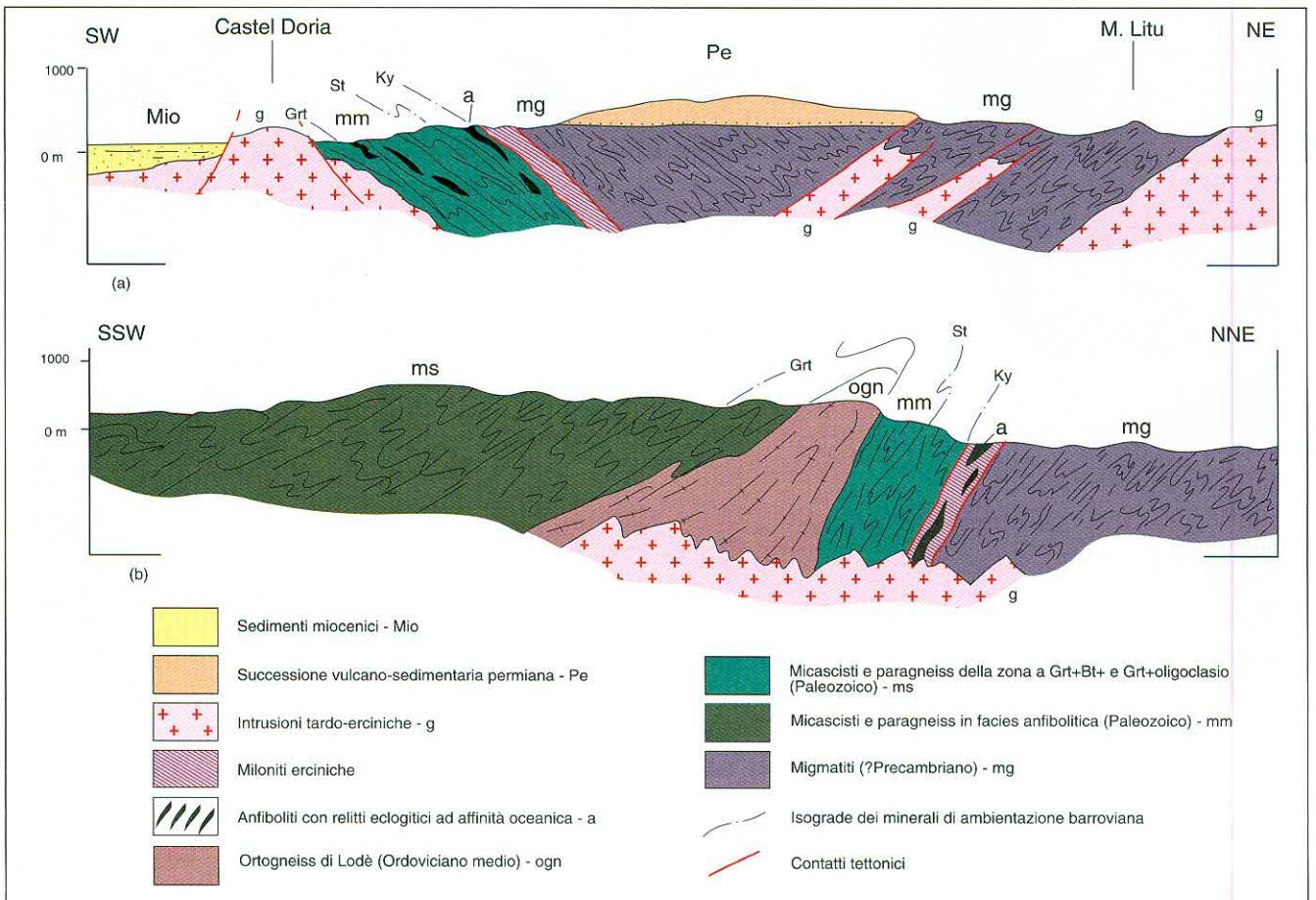


Fig. 116 - Profili geologici schematici attraverso la Linea Posada-Asinara in Anglona (a) e nella Valle del Posada (Baronie) (b) con indicate le isograde dei minerali metamorfici di ambientazione barroviana (da OGGIANO & DI PISA, 1992, modificato).

- Schematic cross section across the Posada-Asinara line in the Anglona area (a) and (b) in the Posada valley (Baronie), with metamorphic isograds (after OGGIANO & DI PISA, 1992, modificato).

Come già accennato, le blastesi anfibolitiche legate all'evento tettono-metamorfico barroviano meso-ercinico mostrerebbero una crescita posteriore alla fase D1 e precedente alla fase D2, dalla quale sono deformate, (CARMIGNANI *et alii*, 1979b), o comunque da pre- a sin-cinematica rispetto alla fase D2 come indicato da strutture tipo *snow ball* nei granati (OGGIANO & DI PISA, 1992) (fig. 110).

In Anglona e all'Isola dell'Asinara alle associazioni anfibolitiche di pressione e temperatura intermedie del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica sono sovrapposte associazioni di elevato gradiente termico riconducibili all'evento neo-ercinico.

Nell'Isola dell'Asinara le paragenesi di bassa pressione e alta temperatura non interessano tutto il complesso di medio grado; infatti i paragneiss e i micasisti dell'area più meridionale non mostrano alcuna blastesi andalusitica e/o sillima-

nitica, né le paragenesi barroviane in tale area mostrano evidenze di destabilizzazione, nemmeno al contatto con l'intrusione granitica del Castellaccio (fig. 117). Andalusite e sillimanite ± cordierite compaiono, invece, nei micasisti e paragneiss a nord dell'intrusione. L'andalusite si osserva spesso in individui prismatici pluricentimetrici pseudomorfi su precedente staurolite; quest'ultima appare destabilizzata secondo la reazione decompressiva $St + Ms + Qtz = And + Bt + H_2O$, ma se ne conservano relitti all'interno dei porfiroblasti di andalusite concresciuta con biotite (fig. 118) (OGGIANO & DI PISA, 1998). La reazione di cui sopra non sarebbe l'unica responsabile della nucleazione dell'andalusite; evidenze tessiturali suggerirebbero che, a luoghi, l'andalusite possa essere derivata dalla transizione di fase fibrolite-andalusite, come deducibile dalla presenza di blasti andalusitici concresciuti con aggregati di fibrolite. Una nucleazione in seguito

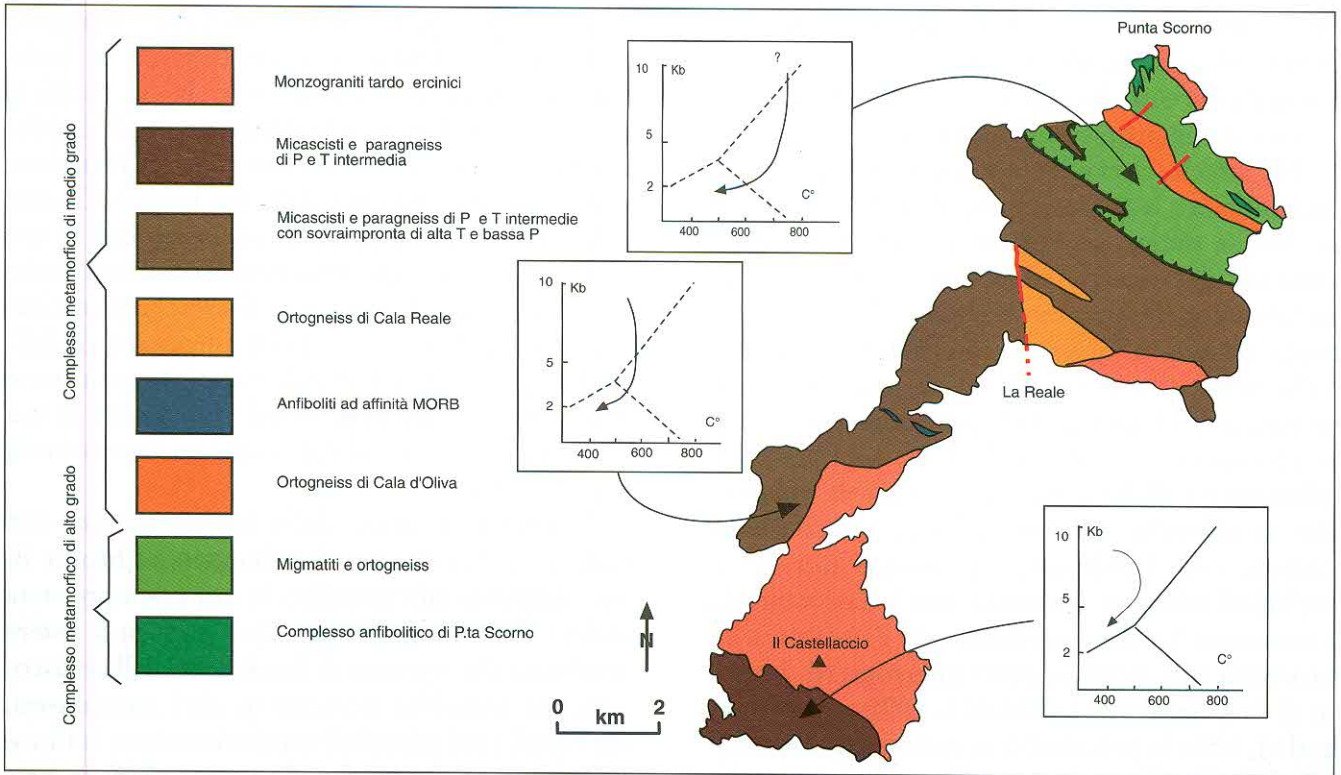


Fig. 117 - Schema geologico dell'Isola dell'Asinara con i percorsi schematici P-T-t dedotti nelle differenti unità tettono-metamorfiche (da OGGIANO & DI PISA, 1998).

- Geologic sketch map of the Asinara island, with P-T-t paths in the different tectonic units (after OGGIANO & DI PISA, 1998).

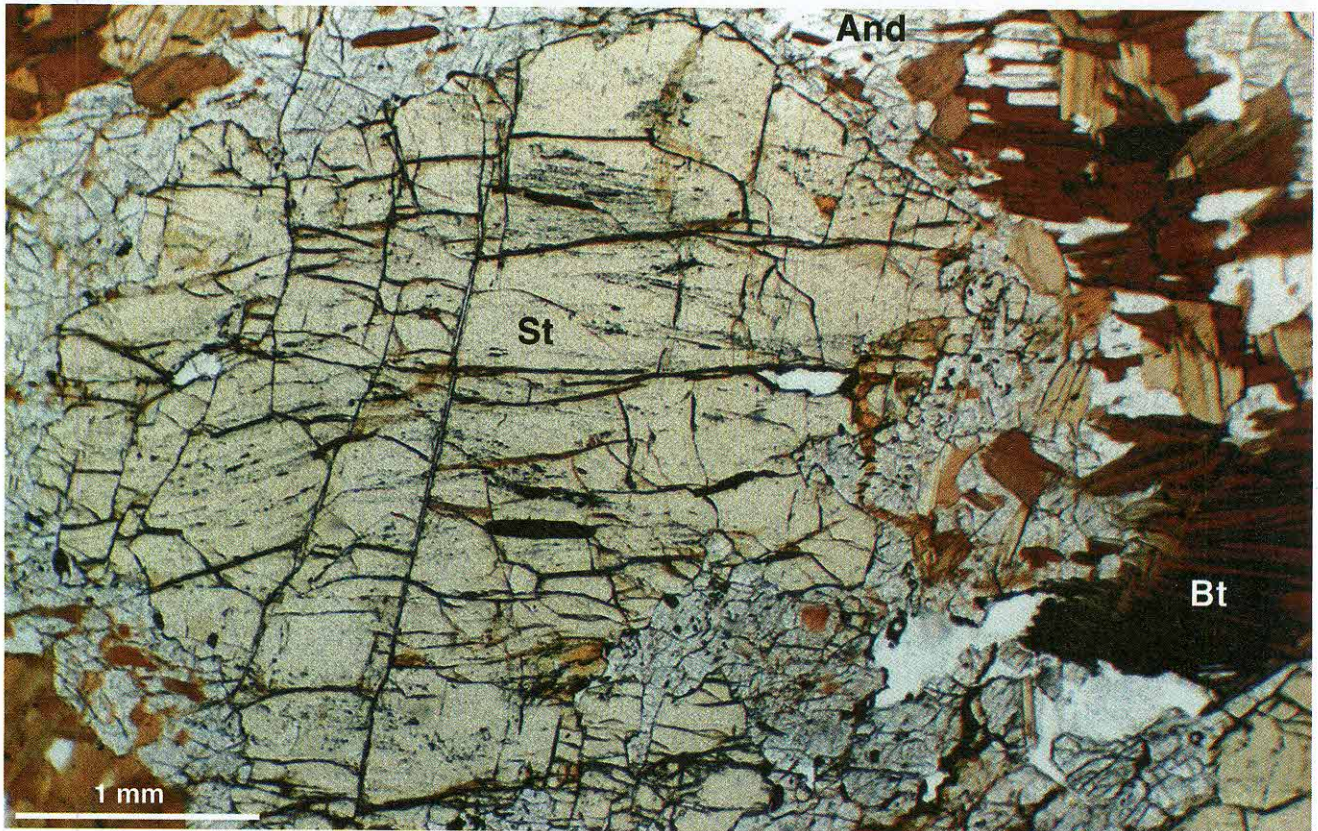


Fig. 118 - Corona di reazione di andalusite (And) e biotite (Bt) intorno ad un blasto relitto di staurolite (St). Nicol paralleli (Isola dell'Asinara).

- Corona rim in andalusite (And) and biotite (Bt) around a staurolite (St) relict. Thin section, plane polarized light (Isola dell'Asinara).

alla transizione retrograda cianite→andalusite non è sufficientemente documentabile a causa dell'assenza di relitti di cianite in disequilibrio, all'interno o a contatto, con l'andalusite.

Per ciò che concerne le relazioni tra la blastesi andalusitica e la deformazione ercinica, è evidente la crescita statica, posteriormente alle più importanti fasi deformative erciniche; infatti i blasti di andalusite includono *trails* di scistosità e crenulazioni relative a questi eventi deformativi (fig. 119). Solo in corrispondenza di zone di taglio estensionali i blasti di andalusite sono deformati in condizioni al limite tra il duttile e il fragile. La sillimanite è diffusa, sia sotto forma di fibrolite che in individui ad abito prismatico. La prima coesiste con l'andalusite e mostra una certa varietà di relazioni tessiturali con le fasi minerali a contorno. La sua coesistenza con l'andalusite in una vasta area pone i classici interrogativi, oggetto di vasta letteratura (KERRICK, 1990, con bibliografia), circa la persistenza in condizioni metastabili della fibrolite nel campo di stabilità dell'andalusite.

La maggior parte della fibrolite nel Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica è orientata secondo la S2 ercinica, dove mostra crescita epitassiale su livelli lepidoblastici di preesistente biotite (fig. 120); inoltre, essa è talvolta crenulata dalle fasi tardive. Queste osservazioni consentono di escludere che la sua crescita sia contemporanea a quella dell'andalusite che, come visto, ha relazioni di crescita post-cinematiche rispetto a queste fasi deformative. In definitiva, gli aspetti tessiturali esibiti da gran parte della fibrolite convergono nel far ritenere la sua coesistenza con l'andalusite come un fenomeno di metastabilità.

Indipendentemente dalla sua coesistenza con andalusite, la presenza di abbondante fibrolite in un complesso metamorfico in cui è sempre stata stabile l'associazione Ms+Qtz non può essere attribuita alla reazione di *break-down* della muscovite, ma andrebbe ricercata in altri meccanismi, tra i quali i più plausibili sembrano essere la fibrolizzazione della biotite (STAUBLI, 1989) in presenza di volatili acidi e/o la concentrazione in

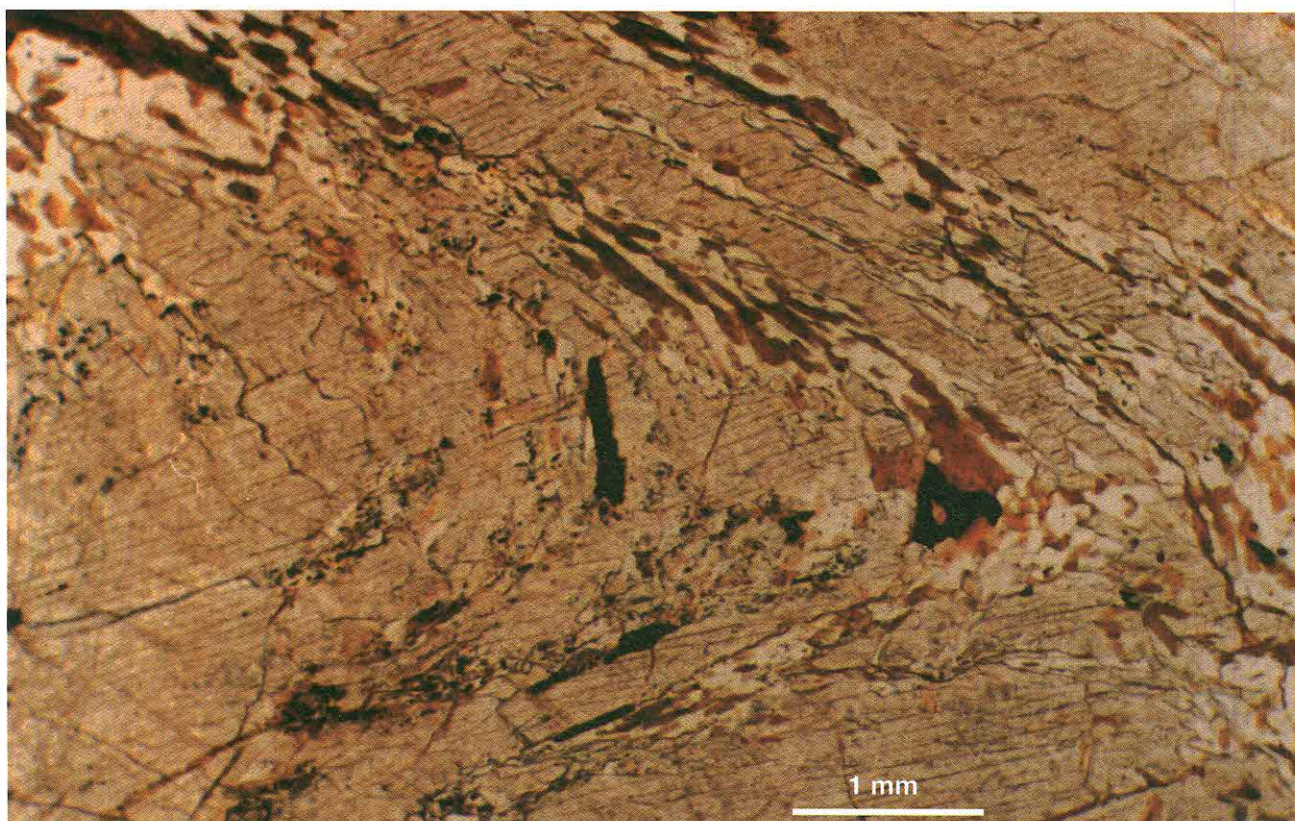


Fig. 119 - Blasto di andalusite nel Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica che include una micropiegia della fase deformativa D2 (Isola dell'Asinara). Sezione sottile, nicol incrociati (da OGGIANO & DI PISA, 1998).

- Andalusite in the Hercynian metamorphic complex with dominant amphibolite assemblages overgrowing a D2 fold (Isola dell'Asinara). Thin section, cross polarized light (after OGGIANO & DI PISA, 1998).



Fig. 120 - Sillimanite fibrolitica lungo la scistosità ercinica S2 nel Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica (Isola dell'Asinara). Sezione sottile, nicol paralleli (OGGIANO & DI PISA, 1998).

- Sillimanite along S2 foliation in the Hercynian metamorphic complex with dominant amphibolite assemblages (Isola dell'Asinara). Thin section, plane polarized light (after OGGIANO & DI PISA, 1998).

zone di elevata deformazione non coassiale. La cordierite, ferrifera, sembra anch'essa legata a reazioni di tipo decompressivo a spese di granato.

Nell'Isola dell'Asinara (fig. 117), le condizioni termobariche alle quali il Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica si sarebbe riequilibrato, in un'ambientazione di elevato T/P, vengono stimate tra 490-520 °C e 2-3 Kb (DI PISA *et alii*, 1993).

Anche in Anglona il metamorfismo neo-ercinico di alto rapporto T/P genera associazioni simili a quelle descritte per l'Isola dell'Asinara (DI PISA & OGGIANO, 1987). La distribuzione delle fasi polimorfe Al_2SiO_5 (sillimanite e andalusite) e i loro reciproci rapporti tessiturali, consentono di tracciare una zoneografia metamorfica. Nella parte centrale di questo vasto affioramento è presente soltanto sillimanite. Più a NE e a SW, le relazioni microstrutturali tra le due fasi minerali indicano che la crescita di andalusite è posteriore a quella della sillimanite. All'estremità SW dell'intera area (M. Sassu), è presente solo andalusite.

Il Complesso migmatitico ercinico è caratterizzato dall'associazione $Al_2SiO_5 + Kfs$ e $Al_2O_5 + Ms$ (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982; ELTER, 1987) e dalla diffusa presenza di fusi anatettici, anche se, come già accennato, non in tutto il complesso la presenza di leucosomi viene ricondotta a reazioni metamorfiche che coinvolgono una fase di *melt*. Tra queste, le reazioni invocate sono quelle di *dehydration melting* coinvolgenti fasi idrate come muscovite e biotite; ad esempio: $Ms + Pl + Qtz = Kfs + And + melt$ e $Bt + And + Pl + Qtz = Kfs + Grt + melt$ rispettivamente (OGGIANO & DI PISA, 1992; PALMERI, 1992). La discreta abbondanza di granato e la scarsa presenza di andalusite nelle diatessiti porterebbero a preferire la seconda reazione (*biotite melting stage*) come principale responsabile dell'anatessi nelle migmatiti della bassa Gallura. Di particolare interesse sono in questo complesso le associazioni granulitiche relitte di pressione intermedia-elevata riscontrabili soprattutto in corpi femici ed ultrafemici stratificati, all'interno di gneiss con relitti di cianite, che affiorano in

Gallura e nell'estremità settentrionale dell'Isola dell'Asinara. GHEZZO *et alii* (1979) descrivono nel complesso di Montigu Nieddu l'associazione oligoclasio+Grt+Opx+Cpx in disequilibrio tessiturale con fasi di facies anfibolitica quali Mg-orneblenda, spinelli della serie dell'hercynite e cloriti. Le stime termobariche di questi Autori si attestano intorno ai 750 °C e 10 Kb ($P_{H_2O} < P_{tot}$) per l'associazione granulitica e 650 °C e 5 kb (in condizioni di saturazione di H₂O) per la ricristallizzazione anfibolitica. Non dissimili sono i dati riscontrati più di recente nel complesso basico di P.ta Scorno (Isola dell'Asinara), dove per un primo evento granulitico relitto sono state stimate temperature intorno a 740 °C e pressioni (minime) di circa 8 Kb. Mentre la riequilibratura in facies anfibolitica è stata stimata a pressioni più basse: 3-4 Kb e 500-600 °C (DI PISA *et alii*, 1993). Sempre questi Autori hanno stimato le

condizioni del principale riequilibrio degli gneiss incassanti a 4-5 Kb e 600-700 °C. Tra le reazioni caratteristiche di tale riequilibrio vi è la transizione cianite→sillimanite con la formazione di disth-sillimanite (fig. 121). Le reazioni metamorfiche descritte tra i due complessi e la loro evoluzione termobarica nel tempo sono congiunti ad un'evoluzione sostanzialmente decompressiva a partire da differenti livelli strutturali, in condizioni essenzialmente isoterme o con limitati apporti di calore esterno.

Le differenti associazioni mineralogiche affioranti derivano principalmente dalle diverse velocità di esumazione che, a seconda che i processi esumativi dei vari settori di catena siano stati controllati da erosione, estensione e/o denudamento tettonico, hanno determinato diversi gradi di riequilibratura (RICCI, 1992) (fig. 122 e fig. 123).

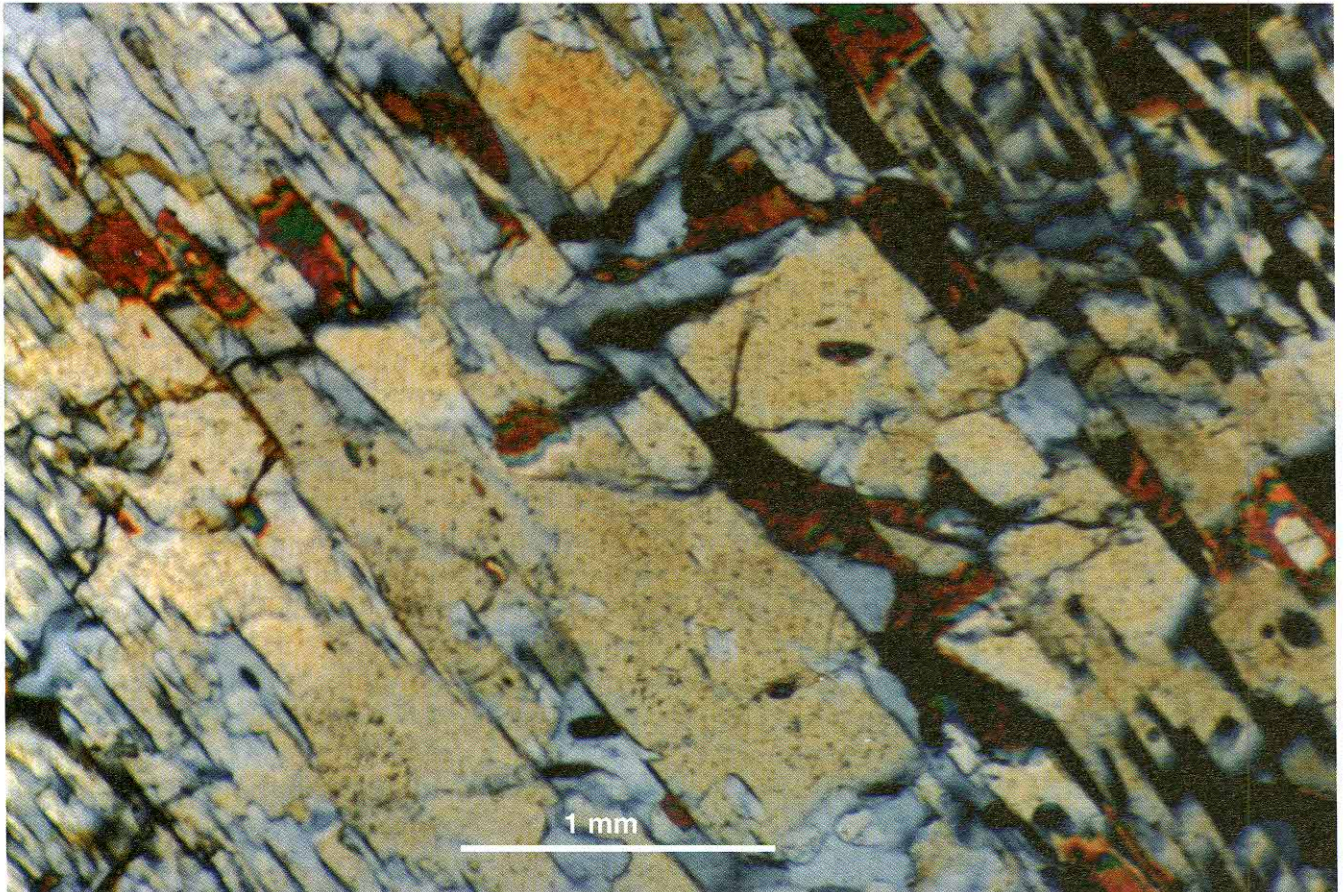


Fig. 121 - Disth-sillimanite del Complesso migmatitico ercinico (Isola dell'Asinara). Sezione sottile, nicol incrociati.
- Disth-sillimanite in the Hercynian migmatitic complex (Isola dell'Asinara). Thin section, cross polarized light.

AREA	ROCK UNIT	THICKENING STAGE		RETROGRESSIVE STAGE (S)						
		Highest P conditions	Highest T conditions	P and T conditions		Cooling ages				
						MS (Rb/Sr) 500	Hbl (K/Ar) 500	Miner. Isochron (Rb/Sr) ? 450	Ms (K/Ar) 400	Bt (Rb/Sr&K/Ar) 300
North-eastern Sardinia	Eclogite	P 15-17 T 770-825 t ?		~10-12 700-750	5 650 ≤ 344					
	Granulite	P 10-12 T 750 t ?			5 650 ≤ 344		296(9)			
	Migmatite	P 10 ? T 700 t ?	7 750 344		4-5 600-650 < 344			298±2		
	Ky ± St Micaschist	P 10 T 580 t ?	8 620							
	Grt Micaschist	P 10 T 450 t ?	7.5 500 ?		5 450					
	Augen- gneiss	P 10 T 450 t ?	7.5 500 ?		5 450			306±10	311(2)	294(2)
	Orthogneiss	P 10 T 450 t ?	7.5 500 ?		5 450			308±24		296(4)
Anglona	Micaschist	P 8-10 T 550-650 t ?		2-3 ? 400 ?	2-3 550-600					303(1) 279(2)
Asinara	Micaschist	P 8-10 T 550-650 t ?		? ?	2-3 550-600					
Giuncana Tungoni	Micaschist	P 8-10 T 550-650 t ?			~3 ~400					343(2) 313(2)
Tarra Paddedda	Migmatite	P 7 ? T 700 ? t ?		1-2 ?	650 ?					
	Al-granite emplacement	P T t			1-2 300					303(6) 295(3)
Palau- S.Teresa	Migmatite	P 7 ? T 700 ? t ?			1-2 ? 650 ?					
	Al-granite emplacement	P T t			1-2 >300					299(3) 289(3)

Fig. 122 – Dati termobarometrici e geocronologici del basamento metamorfico ercinico della Sardegna settentrionale (P=kbar, T= °C, t=Ma, cooling ages sono valori medi e tra parentesi è riportato il numero di misure), da RICCI (1992).

· Thermobarometric and geochronological data from the Hercynian metamorphic basement of northern Sardinia (P=kbar, T= °C, t=Ma, cooling ages for minerals are average values, between parenthesis number of measures, after RICCI (1992).

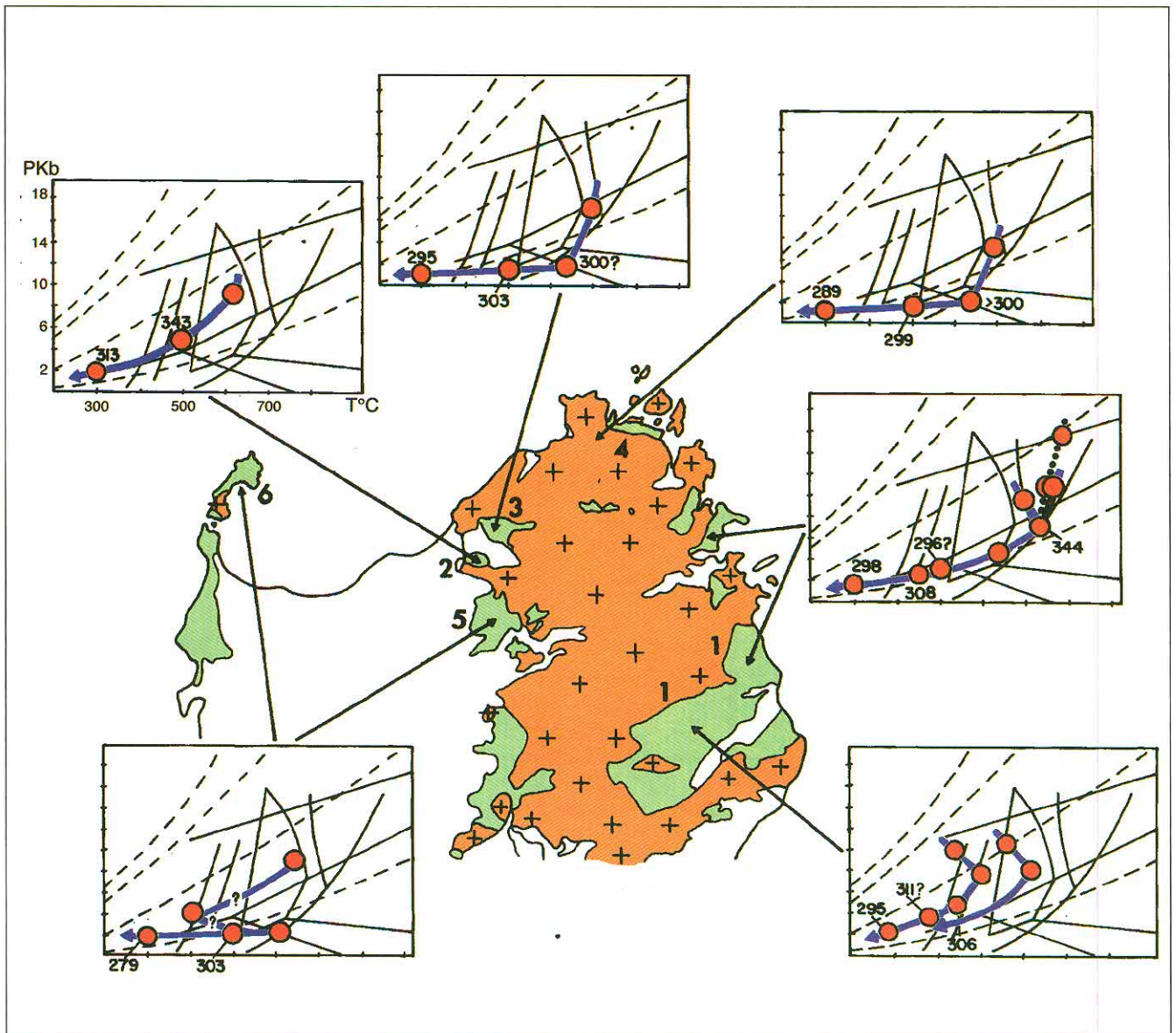


Fig. 123 - Percorsi P-T-t (linee spesse blu) in varie aree del basamento metamorfico ercinico della Sardegna settentrionale; i cerchi rossi indicano dati petrologici e radiometrici (i numeri rappresentano le età radiometriche), le linee nere spesse punteggiate indicano le eclogiti, la linea spessa tratteggiata le granuliti mafiche; da RICCI (1992).

- P-T-t paths (solid curves) for various portions of the Hercynian metamorphic basement of northern Sardinia. Red dots are petrological and/or radiometric records (radiometric age determinations are indicated with numbers). Black dotted line refers to eclogites, the dashed line to mafic granulites; after RICCI (1992).