



PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI
DIPARTIMENTO PER I SERVIZI TECNICI NAZIONALI
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
alla scala 1:50.000

foglio 549

MURAVERA

A cura di

L. Carmignani⁽¹⁾, **P. Conti**⁽¹⁾, **S. Barca**⁽²⁾, **N. Cerbai**⁽³⁾,
A. Eltrudis⁽⁴⁾, **A. Funedda**⁽⁴⁾, **G. Oggiano**⁽⁵⁾ e **E.D. Patta**⁽⁴⁾

Area marina: **A. Ulzega**⁽²⁾, **P. Orrù**⁽²⁾

Hanno collaborato per:

la petrografia del basamento metamorfico: **F.P. Sassi**⁽⁶⁾,
la biostratigrafia del basamento: **E. Serpagli**⁽⁷⁾, **C. Corradini**⁽⁷⁾ e **A. Ferretti**⁽⁷⁾,
la biostratigrafia dell'Eocene: **R. Matteucci**⁽⁸⁾,
la stratigrafia del Permiano: **G. Cassinis**⁽⁹⁾ e **A. Ronchi**⁽⁹⁾,
il vulcanismo permiano: **L. Cortesogno**⁽¹⁰⁾ e **L. Gaggero**⁽¹⁰⁾,
la geomorfologia: **F. Di Gregorio**⁽²⁾,
la pedologia: **S. Vacca**⁽¹¹⁾ e **M.A. Dessena**⁽¹¹⁾,
l'idrogeologia: **F. Ardau**⁽¹²⁾, **G. Barbieri**⁽¹²⁾ e **G. Barroccu**⁽¹²⁾.

(1) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena; (2) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari; (3) - Scuola di Dottorato del Consorzio Cagliari-Genova-Torino; (4) - Consulente della Regione Autonoma della Sardegna; (5) - Istituto Policattedra di Scienze Geologiche e Mineralogiche, Università di Sassari; (6) - Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Università di Padova; (7) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena; (8) - Dipartimento di Scienze della Terra Università "La Sapienza", Roma; (9) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia; (10) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Genova; (11) - Ente Autonomo del Flumendosa, Cagliari; (12) - Dipartimento di Ingegneria del Territorio, Università di Cagliari.

Ente realizzatore



Regione Autonoma della Sardegna

Direttore del Servizio Geologico d'Italia:

A. Todisco

Vicario del Direttore:

F. Petrone

Responsabile del Progetto per la Regione Autonoma della Sardegna:

I. Salvadori

Comitato Geologico Nazionale (D.P.C.M. 1-10-1993):

F. Petrone (presidente), G. Arnone, G. Bonardi, L. Carmignani, V. Coccolo, G.V. Dal Piaz, B. D'Argenio, G. Ferrandino, F. Lentini, E. Martini, M. Nardini, E. Mutti, R. Pignone, R. Polino, A. Praturlon, G. Ricchetti.

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

Laboratorio di Cartografia Digitale e GIS - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena

INDICE

I - INTRODUZIONE	7
II - STUDI PRECEDENTI	9
III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO	13
1. - BASAMENTO METAMORFICO ERCINICO	17
2. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO	19
3. - COPERTURE TARDO-PALEOZOICHE	20
4. - COPERTURE MESOZOICHE E TERZIARIE	20
5. - CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI	22
II - STRATIGRAFIA	23
1. - BASAMENTO METAMORFICO ERCINICO	24
1.1. - DISCORDANZE	25
1.1.1. - <i>Successione terrigena del Cambriano-Ordoviciano inferiore pre-Discordanza sarrabese</i>	25
1.1.2. - <i>Successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio</i>	25
1.1.3. - <i>Successione terrigena e carbonatica dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore</i>	26
1.1.4. - <i>Depositi sintettonici tipo Culm</i>	26
1.2. - ATTRIBUZIONI BIOSTRATIGRAFICHE	27
1.3. - DESCRIZIONE DELLE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE	28
1.3.1. - <i>Unità tettonica di Riu Gruppa</i>	28
Arenarie di San Vito	29
Formazione di Monte Santa Vittoria	29
Metadoleriti	31
Metarcose di Genna Mesa	31
Complesso di Sa Lilla	31
1.3.2. - <i>Unità tettonica del Gerrei</i>	33
Arenarie di San Vito	33
Metaconglomerati di Muravera	34
Formazione di Monte Santa Vittoria	35
Metarenarie e quarziti di Su Muzzioni	36
Porfiroidi (Auct.)	37
Derivati metamorfici di rocce magmatiche acide in filoni	39
Metarcose di Genna Mesa	39
Argilloscisti di Rio Canoni	40
Scisti a Graptoliti (Auct.)	41
Calcari di Villasalto (Auct.)	41
Complesso di Pala Manna	42
1.3.3. - <i>Unità tettonica di Meana Sardo</i>	44
Arenarie di San Vito	44
Metaconglomerati di Muravera	45

Formazione di Monte Santa Vittoria	45
Metadoleriti	47
Formazione di Orroledu	47
1.3.4. - <i>Unità tettonica del Sarrabus</i>	48
Arenarie di San Vito	48
Metaconglomerati di Muravera	49
Formazione di Monte Santa Vittoria	50
Porfidi Grigi del Sarrabus	50
Derivati metamorfici di magmatiti acide in masse e filoni	51
Formazione di Punta Serpeddi	52
Formazione di Tuviois	53
Scisti a Graptoliti (Auct.)	54
Complesso di Pala Manna	54
2. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO	55
2.1. - GRANITOIDI	55
Leucograniti	56
2.2. - FILONI	57
Filoni ed ammassi di porfidi granitici	57
Filoni basici	57
Filoni idrotermali prevalentemente di quarzo	58
3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA	58
Formazione di Riu su Luda	59
Rioliti	59
Andesiti	60
4. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA TERZIARIA	60
Formazione di Monte Cardiga	61
Formazione Ussana	62
5. - VULCANITI ALCALINE PLIO-QUATERNARIE	63
Neck basaltico di Rio Gironi	63
6. - DEPOSITI QUATERNARI	64
Depositi alluvionali dei terrazzi del I ordine e conoidi reicise	64
Depositi alluvionali dei terrazzi del II ordine	65
Travertini	65
Depositi eluviali	66
Depositi colluviali e di versante	66
Frane in evoluzione	66
Depositi palustri	66
Depositi di spiaggia	67
Depositi eolici	67
Depositi alluvionali in evoluzione	67
7. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA	67
Arenarie e conglomerati di spiaggia sommersa	67
Sabbie limose di piattaforma	68
Sabbie bioclastiche di piattaforma	68
Sabbie silicoclastiche litorali	68
Ghiaie poligeniche litorali	69
Sabbie limose e limi deltizi	69

III - TETTONICA	71
1. - TETTONICA EOCALEDONIANA	71
2. - TETTONICA ERCINICA	72
2.1. - CARATTERI STRUTTURALI GENERALI	72
2.1.1. - Fase collisionale (D1)	72
Unità tettonica del Sarrabus	74
Unità tettonica di Meana Sardo	76
Unità tettonica del Gerrei	76
Zona milonitica di Baccu Locci	78
Unità tettonica di Riu Gruppa	80
2.1.2. - Zone di culminazione delle unità tettoniche	81
2.1.3. - Tettonica postcollisionale	83
Pieghe	83
Pieghe di seconda fase (D2)	85
Pieghe di terza fase (D3)	88
Faglie	89
Faglie dirette	89
Faglie trascorrenti	90
3. - TETTONICA ALPINA	92
3.1. - FAGLIE N-S SULLA TERRAFERMA	92
3.2. - TETTONICA DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE	93
IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA	97
V - GEOLOGIA APPLICATA	101
1. - MINIERE	101
1.1. - METALLOGENESI E MINEROGENESI	102
1.2. - LE TIPOLOGIE DELLE MINERALIZZAZIONI	103
1.2.1. - I depositi di tipo skarnoide	104
1.2.2. - Mineralizzazioni associate a fasce cataclastico-milonitiche tra unità tettoniche differenti	105
Il Filone argentifero del Sarrabus	105
Le mineralizzazioni antimonifere di Villasalto e Ballao	105
Le mineralizzazioni a solfuri misti di Baccu Locci	106
1.2.3. - Mineralizzazioni sedimentarie	107
1.2.4. - Mineralizzazioni filoniane	107
2. - IDROGEOLOGIA	109
2.1. - GLI ACQUIFERI COSTIERI DELLA PIANA DI MURAVERA	111
3. - PEDOLOGIA	116
4. - DISSESTI	119
4.1. - FRANE	119
4.2. - EROSIONE ACCELERATA	120
4.3. - INONDAZIONI	120
VI - BIBLIOGRAFIA	123

I - INTRODUZIONE

Il Foglio “549 - Muravera” della Carta Geologica d’Italia a scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG (Legge 67/88), tramite convenzione tra il Servizio Geologico d’Italia e la Regione Autonoma della Sardegna.

Il Foglio è ubicato nella Sardegna sudorientale, ricade quasi interamente nella provincia di Cagliari e comprende sei capoluoghi comunali: Armungia, Ballao, Muravera, San Vito, Villaputzu e Villasalto; solo parte del margine settentrionale del Foglio ricade nella provincia di Nuoro.

La quasi totalità del Foglio è costituita da rocce paleozoiche deformate durante l’orogenesi ercinica ed affette da metamorfismo ercinico di basso grado. Il riconoscimento, alla fine degli anni settanta, della struttura a falde del basamento ercinico della Sardegna SE (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; NAUD & TEMPIER, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978a; CARMIGNANI *et alii*, 1979; NAUD, 1979a, 1979b) ha comportato una totale revisione della precedente cartografia geologica come rappresentata nei fogli geologici a scala 1:100.000 “227 - Muravera” e “226 - Mandas”, in cui è compreso il Foglio a scala 1:50.000 “549 - Muravera”. I rilevamenti sono stati eseguiti alla scala 1:10.000, utilizzando la Carta Tecnica della Regione Sardegna, e sono basati sul criterio litostratigrafico; alcune formazioni sono suddivise in litofacies. Le formazioni del basamento metamorfico sono raggruppate in Unità tettoniche, come in uso nella cartografia geologica delle catene a falde.

II - STUDI PRECEDENTI

Successivamente alle prime notizie geologiche di LA MARMORA (1858), gli studi condotti a scopo giacimentologico nei distretti di Monte Narba, Baccu Arrodas, Serra S'Ilixi, Villasalto, Corti Rosas e Baccu Locci rappresentano il primo contributo alle conoscenze geologiche e mineralogiche dell'area (DE CASTRO, 1890; TRAVERSO, 1890; LOVISATO, 1894; FERRARI, 1897; TOSO, 1897; LINCIO, 1918). Tra gli studi successivi sono da ricordare quelli paleontologici di GORTANI (1923c), quelli di PARNISARI & TESTA (1920) nella zona di M. Narba e di CAVINATO (1935) riguardanti la petrografia delle rocce granitoidi e del basamento.

Un importante contributo alla stratigrafia e alla tettonica dell'area viene da TEICHMÜLLER (1931), che diede un nuovo impulso alla conoscenza della successione stratigrafica del Sarrabus mediante il ritrovamento di numerose località fossilifere e un'analisi critica dei reperti fossili fino ad allora rinvenuti. Egli fornisce anche la prima descrizione dell'assetto strutturale del Sarrabus-Gerrei: individua una struttura con sinformi e antiformali di dimensioni chilometriche, riconosce che l'attuale giacitura subverticale delle formazioni affioranti nell'area di M. Narba è legata ad una piega maggiore con senso di trasporto verso S, riconosce inoltre la natura tettonica del contatto tra le metarenarie cambriane del Sarrabus e la successione siluro-devonica del Gerrei (*Villasaltosprung*), descrive infine pieghe isoclinali con senso di trasporto verso S nell'area di Ballao.

La prima moderna sintesi della geologia della Sardegna SE si deve a CALVINO, a cui si deve anche il rilevamento del Foglio 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia "227-Muravera" (CALVINO, 1956, 1959a, 1959b; 1963, 1965). Le numerose e precise osservazioni di campagna di Calvino costituiscono un fundamenta-

le contributo per chiunque si occupi della geologia della Sardegna SE. Tra le sue intuizioni, che le più recenti ricerche hanno pienamente confermato, ricordiamo: l'attribuzione al Cambriano della formazione delle Arenarie di San Vito nel Sarrabus, la correlazione tra la discordanza a tetto della serie cambriana dell'Iglesiente ("Discordanza Sarda") e quella da lui riconosciuta al tetto delle Arenarie di San Vito ("Discordanza Sarrabese"), il riconoscimento della natura effusiva e dell'età pre-ercinica delle magmatiti metamorfiche (Porfiroidi), il riconoscimento della "Faglia di Villasalto" quale fondamentale lineamento tettonico ercinico dell'area, ed il suo prolungamento fino alla costa orientale, a S di Capo San Lorenzo.

Negli anni successivi, nell'area del Foglio Muravera prevalgono soprattutto studi di carattere stratigrafico (ALBERTI, 1963; POMESANO CHERCHI, 1963; OLIVIERI, 1965; 1969; HELMCKE, 1973; 1974; MURRU, 1975; SCHNEIDER, 1975; JÄGER, 1976; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1978; BAGNOLI, 1979; BARCA & DI GREGORIO, 1979) e petrografico-giacimentologico (ZUCCHETTI, 1958a, 1958b; ANGERMEIER, 1964; VILOLO, 1966; TAMBURRINI & VALERA, 1967; CONTI-VECCHI, 1971; SCHNEIDER, 1972; DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a; VALERA, 1974; DI GENNARO & QUAGLIARELLA ASCIANO, 1975; LEHMANN, 1975; MASI *et alii*, 1975; BISTE, 1977; GREILING, 1977; CHECCHI & DUCHI, 1983).

Alla metà degli anni '70, grazie a più di un secolo di pazienti ricerche paleontologiche, erano abbastanza chiari i caratteri generali della successione paleozoica. Invece le conoscenze sulla struttura del basamento della Sardegna a NE del Campidano sono progredite assai lentamente, principalmente a causa delle concezioni autoctoniste che, pur con eccezioni (BOSELLINI & OGNIBEN, 1968), hanno prevalso fino alla fine degli anni '70.

Proprio dalla porzione di catena ercinica compresa nel Foglio Muravera presero l'avvio gli studi strutturali che negli anni '70 portarono al riconoscimento della struttura a falde del basamento della Sardegna.

Alla fine degli anni '70 due gruppi di ricercatori, uno italiano (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978a, 1979) e uno francese (NAUD & TEMPIER, 1977; NAUD, 1979a, 1979b), lavorando indipendentemente, documentarono nella Sardegna centro-orientale importanti raccorciamenti ercinici, con pieghe rovesciate chilometriche e raddoppi tettonici di importanza regionale.

L'evidenza di una pila di falde vergenti a SW e l'età ercinica del metamorfismo di medio e alto grado della Sardegna NE (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a, 1974b; DEL MORO *et alii*, 1975; FERRARA *et alii*, 1978), precedentemente spesso considerato caledoniano o precambriano, portarono rapidamente all'ipotesi di CARMIGNANI *et alii* (1979) secondo cui la struttura del basamento sardo derivava da una collisione continentale. Si sarebbe di conseguenza formata una serie di zone di taglio ensialiche, con sovrapposizione delle rocce metamorfiche di alto grado della Sardegna NE e della Corsica ercinica sulle coperture paleozoiche di basso e medio grado della Sardegna centrale.

Successivi lavori stratigrafici e micropaleontologici hanno confermato i radoppi tettonici e dimostrato che l'alloctono si estende fino a SW del Campidano (BARCA *et alii*, 1981a). Per maggiori dettagli su questa fase delle ricerche si rimanda alla "Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo" edita in occasione del 1° Centenario della Società Geologica Italiana (CARMIGNANI *et alii*, 1982a).

A partire dagli anni '80 sono stati pubblicati vari lavori che hanno portato a una sistematica revisione, tuttora in corso, della cartografia del basamento. Il Modello Strutturale del Basamento Ercinico Sardo a scala 1:500.000 edito dal C.N.R. (CARMIGNANI *et alii*, 1987) rappresenta lo stato dell'arte alla fine degli anni ottanta.

Le ricerche condotte negli ultimi dieci anni nell'area del Foglio Muravera hanno permesso di definire con maggiore precisione la stratigrafia delle unità tettoniche, la loro struttura interna e la loro evoluzione tettonica. Di seguito citiamo i lavori più significativi pubblicati in quest'ultimo periodo sulla geologia del Foglio: (CHECCHI & DUCHI, 1983; CORTECCI & OGGIANO, 1983; MAXIA, 1983; CARMIGNANI *et alii*, 1986; GATTIGLIO, 1988; CARMIGNANI *et alii*, 1989; GIMENO TORRENTE, 1989; CAROSI *et alii*, 1990; CAROSI & PERTUSATI, 1990; GATTIGLIO & OGGIANO, 1990; BARCA, 1991; BARCA & OLIVIERI, 1991; BARCA *et alii*, 1992; CARMIGNANI *et alii*, 1992; DI PISA *et alii*, 1992; GATTIGLIO & OGGIANO, 1992; LOI *et alii*, 1992a; BARCA & ELTRUDIS, 1994; CARMIGNANI *et alii*, 1994b; BARCA *et alii*, 1995; ELTRUDIS, 1996; FUNEDDA, 1996). Per quanto riguarda la copertura eocenica ricordiamo il lavoro di MATTEUCCI (1985) sulla sezione di M. Cardiga.

Una sintesi delle attuali conoscenze sul basamento paleozoico sardo è riportata nella recente Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000 (CARMIGNANI, 1996) e in una monografia sulla geologia della Sardegna in corso di stampa nelle Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia del Servizio Geologico d'Italia. Per una più estesa rassegna bibliografica si veda anche TARICCO & SOTGIA (1922), MAXIA (1941), SEGRE (1964), MARCELLO (1968), NICOSIA (1968) e BARCA *et alii* (1984a).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La Sardegna è classicamente divisa in tre complessi geologici che affiorano per estensioni circa equivalenti (Fig. 1): il basamento metamorfico ercinico, il complesso intrusivo tardo-paleozoico, le coperture sedimentarie e vulcaniche del tardo-Paleozoico, Mesozoico e Cenozoico. Il Foglio Muravera è quasi esclusivamente costituito da metamorfiti erciniche di basso grado. Il complesso intrusivo è rappresentato dalle plutoniti che affiorano limitatamente all'estremità meridionale e nord-orientale del Foglio e dal piccolissimo *stock* di granito a N di San Vito. Anche le coperture sedimentarie occupano aree molto limitate: sono essenzialmente rappresentate dai depositi eocenici di M. Cardiga e da quelli permiani a N di Ballao.

Sebbene nel basamento sardo siano note deformazioni (Fase Sarda Auct.) e magmatismo subcalcalino di età ordoviciana, l'assetto strutturale fondamentale è senz'altro da attribuire all'orogenesi ercinica che ha prodotto intense deformazioni, metamorfismo e un importante magmatismo intrusivo ed effusivo. L'età carbonifera della deformazione è ben definita sia su basi stratigrafiche (COCOZZA, 1967; OLIVIERI, 1969), che radiometriche (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a; DEL MORO *et alii*, 1975; FERRARA *et alii*, 1978). Mentre i depositi dinantiani sono deformati e metamorfosati, i sedimenti del (?) Westfaliano D-Stefaniano-Autuniano ricoprono in discordanza vari termini del basamento metamorfico.

Le fasi principali dell'orogenesi ercinica sono legate a una tettonica collisionale, mentre una tettonica estensionale caratterizzata da faglie dirette e trascorrenti è associata alle fasi finali erciniche di esumazione del basamento, all'imponente magmatismo calcalcalino tardoercinico e alla sedimentazione intracontinentale del Carbonifero superiore-Permiano.

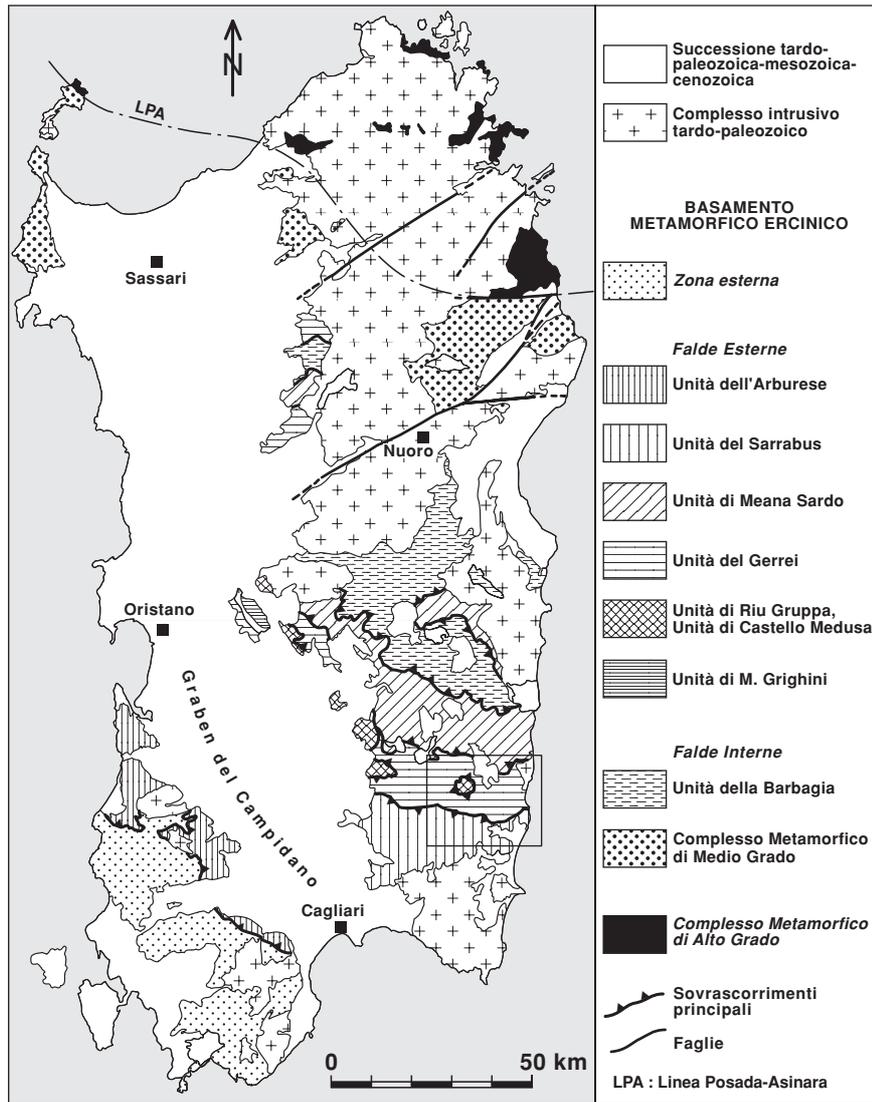


Fig. 1 - Schema tettonico del basamento paleozoico sardo. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio "549 - Muravera".

La tettonica postercinica ha limitati effetti in Sardegna. Discordanze sono note a diversi livelli della successione mesozoica e terziaria, ma fino alla fine dell'Eocene medio l'evoluzione della Sardegna sembra interessata solo da lenti movimenti verticali che determinarono vistose trasgressioni e regressioni sul penepiano ercinico. Nell'Oligocene l'orogenesi appenninica riattiva il basamento sardo con faglie trascorrenti generalmente controllate dai vecchi lineamenti ercinici e soprattutto tardo-ercinici. Nella parte NE dell'isola, alle faglie trascorrenti sono associate strutture traspressive "a fiore", con sovrascorrimenti del basamento paleozoico sopra le coperture sedimentarie alpine (M. Albo, Supramonte) e strutture trassensive. A questa tettonica terziaria seguono, nel Miocene inferiore e nel Plio-Pleistocene, fasi distensive legate all'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno meridionale, cui sono associate faglie dirette orientate N-S e NW-SE nella Sardegna orientale e occidentale rispettivamente (CARMIGNANI *et alii*, 1994a).

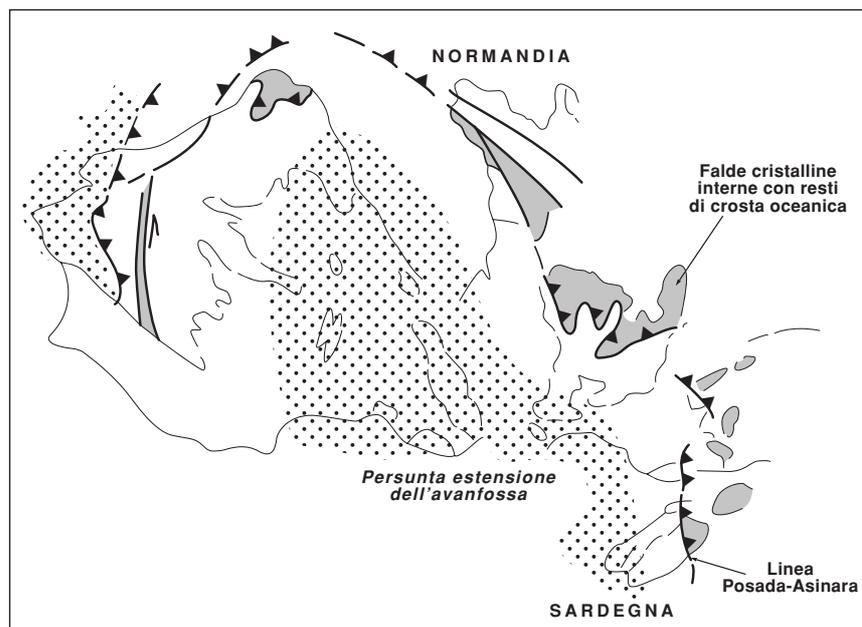


Fig. 2 - Schema della Catena ercinica sud-europea (da MATTE, 1986b e FRANKE, 1989, modificato).

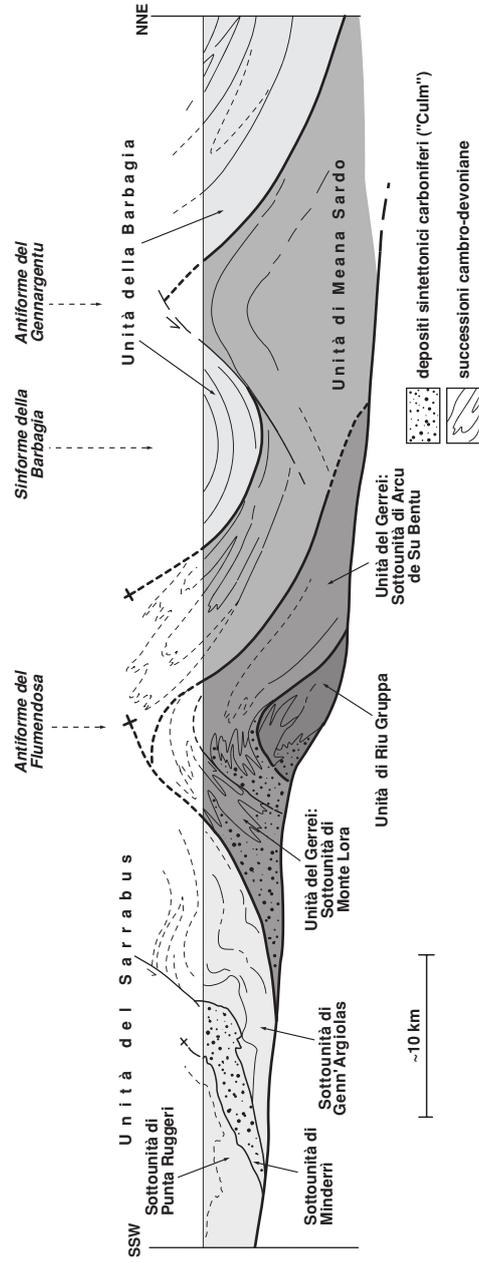


Fig. 3 - Profilo schematico attraverso la struttura a falde del basamento paleozoico della Sardegna sud-orientale.

1. - BASAMENTO METAMORFICO ERCINICO

Restauro la deriva miocenica della Sardegna, le strutture fondamentali del basamento paleozoico sardo trovano la loro prosecuzione nei Mauri, nella Montagna Nera e nel Massiccio Centrale Francese (ARTHAUD & MATTE, 1977) (Fig. 2). Il basamento sardo è infatti un segmento della catena ercinica sudeuropea, che dalla maggior parte degli autori è considerata una catena collisionale con subduzione di litosfera oceanica e metamorfismo di alta pressione a partire dal Siluriano e collisione continentale con importante ispessimento crostale, metamorfismo e magmatismo durante il Devoniano e il Carbonifero (MATTE, 1986a; 1986b; CARMIGNANI *et alii*, 1994b).

In Sardegna la geometria collisionale della catena ercinica è ancora ben riconoscibile. Secondo CARMIGNANI *et alii* (1992; 1994b), il margine armoricano sovrascorso è rappresentato dal Complesso metamorfico di alto grado che affiora nella Sardegna settentrionale (Fig. 1), mentre il margine del Gondwana subdotto è rappresentato da un Complesso metamorfico di basso e medio grado, a sua volta suddiviso in Falde interne e Falde esterne, che affiora nella Sardegna centrale e sudorientale. I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano relitti di crosta oceanica (CAPPELLI *et alii*, 1992).

La fase di collisione e ispessimento crostale è associata ad un metamorfismo di pressione intermedia e di grado variabile dalla facies scisti verdi (Sardegna centro-meridionale), a quella anfibolitica, quest'ultima sviluppata solo nella Sardegna Settentrionale in prossimità della Linea Posada-Asinara.

Il basamento del Foglio Muravera fa parte del complesso delle Falde esterne (Fig. 1). Esse affiorano tra la Barbagia e l'Iglesiente-Sulcis e sono costituite da originarie successioni sedimentarie e vulcaniche di età compresa tra il Cambriano e il Carbonifero inferiore. Queste falde costituiscono la parte più esterna della struttura a falde del basamento ercinico sardo e si sono messe in posto, con movimento da NE verso SW, nell'avanfossa della catena durante il Dinantiano. Il metamorfismo sincinemico delle Falde Esterne varia dall'anchizona alla facies scisti verdi. Metamorfismo e deformazione aumentano di intensità dalle unità geometricamente superiori a quelle inferiori. Rocce metamorfiche in facies anfibolitica affiorano solo al M. Grighini, in corrispondenza della culminazione assiale di una pronunciata antiforme di falde diretta NW-SE che si può riconoscere per una lunghezza di circa 100 km dalla zona del M. Grighini alla foce del F. Flumendosa (Antiforme del Flumendosa).

La sezione più completa dell'edificio delle Falde Esterne affiora nella bassa valle del Flumendosa (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978a) (Fig. 3, Tav. 1). In quest'area l'unità tettonica strutturalmente più profonda è l'Unità tettonica di Riu Gruppa (GATTIGLIO & OGGIANO, 1992), che affiora al nucleo dell'Antiforme del Flumendosa. Questa unità tettonica è equivalente all'Unità di Castello di Quirra di CARMIGNANI *et alii* (1979) e probabilmente correlabile con

l'Unità di Castello Medusa di CARMIGNANI *et alii* (1979). L'Unità tettonica di Riu Gruppa è ovunque sormontata dall'Unità tettonica del Gerrei, che a sua volta è sormontata, sul fianco settentrionale dell'Antiforme del Flumendosa, dall'Unità tettonica di Meana Sardo e, su quello meridionale, dall'Unità tettonica del Sarrabus (Fig. 3). Queste quattro unità tettoniche sono caratterizzate da significative differenze nella successione stratigrafica, soprattutto a livello della successione vulcanica e vulcanoclastica dell'Ordoviciano medio.

L'Unità tettonica del Gerrei è divisa in due sottounità: la Sottounità di Arcu de su Bentu e la Sottounità di M. Lora, equivalenti rispettivamente all'Unità di Arcu de su Bentu e all'Unità di M. Lora di CARMIGNANI *et alii* (1978a; 1982a). L'Unità tettonica del Sarrabus è divisa in tre sottounità: la Sottounità di Genn'Argiolas, la Sottounità di Minderrè e la Sottounità di Punta Ruggeri. La prima sottounità è equivalente all'Unità di Genn'Argiolas di CARMIGNANI & PERTUSATI (1977), le altre due sono di nuova istituzione.

Secondo CARMIGNANI *et alii* (1982b), 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 Cambriano-Ordoviciano inferiore, avrebbe completamente scavalcato l'Unità tettonica 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 l'Unità tettonica del Sarrabus è sovrapposta all'Unità tettonica di Meana Sardo, per cui la prima potrebbe essere correlata con un'unità più interna: l'Unità tettonica della Barbagia. I nuovi rilevamenti del Foglio Muravera hanno confermato che il contatto di base dell'Unità tettonica del Sarrabus (Accavallamento di Villasalto) 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 (E-W) è sensibilmente diversa da quella delle altre falde esterne (NE-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; abbiamo quindi preferito conservare la classica distinzione tra l'Unità tettonica di Meana Sardo e l'Unità tettonica del Sarrabus.

Le unità tettoniche sopra elencate sono state impilate e deformate in un cuneo di accrezione radicato sotto le Falde interne durante le fasi collisionali e di ispessimento crostale dell'orogenesi ercinica. Nel Carbonifero superiore e nel Permiano, un'importante tettonica distensiva post-collisionale si sovrappone a queste ultime strutture portando all'esumazione delle metamorfite e alla messa in posto del complesso magmatico calcocalcino tardoercinico. Questa fase distensiva è testimoniata da:

- sviluppo generalizzato nel basamento di strutture indicanti un raccorciamento verticale ed estensione orizzontale a tutte le scale. Ciò si manifesta con zone di

taglio con movimento diretto, a cui sono associate *drag fold* con scistosità localmente molto penetrativa, faglie dirette a basso angolo che spesso riattivano sovrascorrimenti della fase collisionale e, infine, faglie ad alto angolo che sistematicamente tagliano tutte le strutture precedenti;

- sviluppo di alti strutturali delimitati da faglie dirette o trassensive che portano ad affiorare le unità più profonde e metamorfiche dell'edificio a falde e che possono essere interpretati come finestre tettoniche tipo *core complex*;

- sviluppo di bacini molassici intracontinentali stefano-permiani sul basamento eroso e tettonicamente denudato, in parte contemporanei alle intrusioni dei granitoidi.

2. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

Il complesso granitoide sardo è costituito da un'associazione plutonica calcicalina metalluminosa (ORSINI, 1980) e mostra una grande eterogeneità composizionale essendovi rappresentati gabbri, dioriti, tonaliti, granodioriti, monzograniti e monzograniti a tendenza marcatamente leucocrata. Subordinatamente, sono presenti intrusioni a carattere peralluminoso (OGGIANO & DI PISA, 1988; DI VINCENZO & GHEZZO, 1992, 1996) e sieniti sodiche (BROTZU *et alii*, 1978). Nel Foglio Muravera affiorano solo leucograniti e per estensioni molto limitate. Le intrusioni di leucograniti sono considerate le più recenti della sequenza intrusiva (GHEZZO & ORSINI, 1982) che si è messa in posto fra il Carbonifero superiore e il Permiano inferiore (307-275 Ma), e pertanto contemporaneamente alla tettonica distensiva post-collisionale (OGGIANO & DI PISA, 1988; MUSUMECI, 1992).

Tutto il basamento è iniettato da filoni che comprendono termini di composizione ed età assai variabili (TRAVERSA, 1979; ORSINI, 1980; GHEZZO & ORSINI, 1982; BECCALUVA *et alii*, 1985; ATZORI & TRAVERSA, 1986; VACCARO *et alii*, 1991; TRAVERSA & VACCARO, 1992). Il quadro riguardante il campo filoniano in Sardegna appare notevolmente complesso sia per l'ampio spettro composizionale, sia per i rapporti con le rocce incassanti, con conseguente difficoltosa collocazione cronologica dei diversi corpi.

GHEZZO & ORSINI (1982) descrivono sinteticamente il complesso filoniano del basamento sardo. I principali tipi citati sono: filoni basici ad affinità calcicalina e shoshonitica (BECCALUVA *et alii*, 1981), filoni lamprofirici, filoni camptonitici (BALDELLI *et alii*, 1987), intersercanti sia il basamento cristallino che i granitoidi e le vulcaniti permiane (TRAVERSA, 1969); tutti questi filoni vengono ricondotti ad un magmatismo sub-crostante postorogenico. Numerosi sono anche i filoni a composizione intermedia e acida, per lo più associati al complesso granitoide e probabilmente ad esso geneticamente collegati.

Le orientazioni prevalenti variano progressivamente da una direzione media NE-SW, nella Sardegna settentrionale, ad una direzione N-S fino a NNW-SSE in quella meridionale. Nel Foglio prevalgono direzioni comprese tra N-S e NNW-SSE.

La scarsità di dati cronologici assoluti non consente di dare pieno significato geodinamico a tali direzioni, anche se sembra ragionevole riferirle a sistemi di fratturazione tardo-ercinici.

3. - COPERTURE TARDO-PALEOZOICHE

Con il termine “Coperture tardo-paleozoiche” ci riferiamo ai depositi dei bacini stefaniano-permiani, non interessati dalla tettonica collisionale ercinica. Questi bacini si sviluppano durante le fasi distensive dell’orogenesi ercinica, contemporaneamente alla messa in posto di parte del complesso granitoide e del suo corteo filoniano.

Successioni vulcano-sedimentarie tardopaleozoiche giacciono in discordanza sul basamento metamorfico in molte parti dell’isola. Si tratta di depositi fluvio-lacustri con associate vulcaniti prevalentemente acide, sedimentati in limitate depressioni tettoniche del basamento. Bacini analoghi si ritrovano sul basamento ercinico di buona parte dell’Europa meridionale (TRAVERSA, 1969) e generalmente iniziano nello Stefaniano. Anche in Sardegna il ciclo sedimentario relativo a questi bacini inizia con sedimenti stefaniani (COCOZZA, 1967) e forse del Westfaliano D (FONDI, 1979), anche se nei bacini della Sardegna centro-orientale i termini più antichi sono generalmente ritenuti autuniani (FONTANA *et alii*, 1982). Vulcaniti e ammassi subvulcanici sono intercalati o intrudono la successione permiana. Nel Foglio Muravera, questa successione è rappresentata solo da un limitato affioramento nell’angolo NE.

4. - COPERTURE MESOZOICHE E TERZIARIE

Nel Mesozoico la Sardegna non fu interessata da importanti fasi deformative. Durante tutto il Trias e il Lias la Sardegna era un alto strutturale in gran parte emerso che nella paleogeografia della Tetide probabilmente costituiva una propaggine del dominio Brianzonese. Questo alto strutturale è stato estesamente trasgredito solo nel Dogger, che è rappresentato da dolomie e calcari di ambiente neritico i quali ricoprono in discordanza sia il basamento paleozoico, che la successione continentale stefano-permiana. Dove la successione mesozoica è più completa (Nurra, Sulcis), è stata documentata una lacuna, talvolta associata a discordanza angolare, che comprende il Cretaceo medio.

Alla fine del Cretaceo si ha nuovamente emersione, che sembra aver interessato tutta l'isola; la lacuna comprende quasi tutto il Paleocene.

Nel Foglio Muravera non affiorano sedimenti mesozoici. Essi sono però diffusi su tutto l'altopiano immediatamente a N (Foglio 541-Jerzu). E' molto probabile che la trasgressione giurassica abbia interessato anche l'area del Foglio, ma che i relativi depositi siano stati completamente smantellati prima dell'Eocene.

Depositi trasgressivi dell'Eocene inferiore sono ben rappresentati nella Sardegna meridionale e nel Foglio Muravera: presso M. Cardiga affiora la successione più potente e completa della Sardegna orientale. Con l'Eocene medio-superiore tornano a ristabilirsi in tutta l'isola condizioni di continentalità, che perdurano per quasi tutto l'Oligocene.

Nell'Oligocene superiore-Miocene inferiore il Blocco sardo-corso subisce gli effetti dell'orogenesi appenninica, rappresentando il retropaese di questa catena collisionale. In questo periodo sia nella "Corsica ercinica" che nella Sardegna centro-settentrionale è attiva un'importante tettonica trascorrente che, attenuata, arriva ad interessare anche l'area del Foglio Muravera (CARMIGNANI *et alii*, 1994a; PAsCI, 1995). Le faglie trascorrenti seguono discontinuità del basamento e lineamenti tettonici ercinici originando (a) zone di traspressione in cui la copertura mesozoica può essere piegata, tettonicamente raddoppiata e addirittura il basamento sovrascorso sopra le coperture (es. M. Albo), e (b) zone di trazione con sviluppo di bacini di *pull-apart* riempiti da depositi prevalentemente continentali dell'Oligocene superiore-Aquitano e da vulcaniti calcocaline (OGGIANO *et alii*, 1995).

Durante il Miocene inferiore e medio, contemporaneamente alla rotazione del Blocco sardo-corso (Burdigaliano) e all'apertura del Bacino balearico e del Tirreno settentrionale, si sviluppa tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara un sistema di fosse con sedimentazione prevalentemente marina con intercalati notevoli spessori di vulcaniti calcocaline. La parte sudorientale dell'isola corrisponde ad un alto strutturale scarsamente interessato dalla dinamica trazione ed estensionale oligo-miocenica. In quest'area sono attribuiti al Miocene solo alcuni depositi che, con spessori molto modesti, affiorano anche nel Foglio Muravera.

A partire dal Miocene superiore e fino al Pliocene-Pleistocene tutta l'Isola è interessata da una nuova importante fase distensiva. Sono legate ad essa estese manifestazioni vulcaniche prevalentemente basiche, ad affinità alcalina, transizionale e tholeiitica, da riferire all'apertura del Tirreno centro-meridionale. Questa fase è testimoniata nell'area del Foglio da un *neck* basaltico (CALVINO, 1965) e da un sistema di faglie dirette orientate N-S responsabili anche del modellamento dell'attuale margine continentale sudorientale dell'isola.

5. - CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI

Il paesaggio del Foglio Muravera è caratterizzato da un altopiano a circa 600 m di quota (Fig. 4), profondamente inciso dal Fiume Flumendosa che attraversa con direzione E-W tutto il Foglio e sfocia in mare nella sua parte SE. La quota massima è raggiunta a Bruncu Adamu (777 m), nell'estremità SW del Foglio.

Le principali strade che attraversano il Foglio sono la S.S. 125 "Orientale Sarda" e la S.S. 387 "Del Gerrei". Da queste si dipartono alcune strade a fondo naturale che risalgono i maggiori corsi d'acqua (Riu Gruppa, Riu S'Acqua Callenti, Flumini Uri, Riu Ollastu e Riu Baccu Locci).

In quest'area, il clima è tipicamente mediterraneo, con estati asciutte e molto calde. Rilevamenti climatici condotti a Muravera tra il 1924 e il 1975 (ARANGINO *et alii*, 1986) hanno fornito i seguenti valori: temperatura media annua 17,6 °C, temperature medie mensili tra 10,3 °C e 26,3 °C; piovosità media annua 675 mm, con medie mensili tra 2 e 105 mm, evapotraspirazione potenziale 906 mm.

La vegetazione è rada, rappresentata da specie vegetali arbustive tipiche della macchia mediterranea e sull'altopiano da limitate zone con copertura boschiva. Le specie più comuni sono: l'oleandro e il rovo lungo i corsi d'acqua; cisto, lentischio, quercia, olivastro e corbezzolo popolano invece le basse e medie quote. L'intenso disboscamento del secolo scorso e i periodici incendi hanno fatto sì che in gran parte dell'area manchi quasi del tutto la copertura boschiva. In alcune zone (Villasalto, Armungia, Brecca, Baccu Locci, ecc.) già da vari anni sono in atto opere di rimboscamento.



Fig. 4 - L'altopiano nell'area di Villasalto - Armungia.

II - STRATIGRAFIA

La maggior parte delle formazioni distinte nel Foglio Geologico a scala 1:50.000 “549 - Muravera” non compaiono nei Fogli della Carta Geologica d’Italia 1:100.000 “227-Muravera” e “226 Mandas”. Nel Foglio “549 - Muravera” sono state distinte:

- a) “unità formali” (Formazione di Ussana, istituita da PECORINI & POMESANO CHERCHI 1969, ecc.);
- b) “unità non formali” già usate nei Fogli a scala 1:100.000 del Servizio Geologico Italiano (CARIMATI *et alii*, 1980) (Arenarie di San Vito, ecc.);
- c) “unità con nomi tradizionali” (Scisti a Graptoliti, Scisti a Tentaculiti, ecc.);
- d) “insiemi litologici” (es: Depositi alluvionali attuali, Filoni di quarzo, ecc.);
- e) “unità litostratigrafiche di nuova istituzione” (es: Formazione di Monte Cardiga) per le quali è stata proposta la formalizzazione alla Commissione Italiana di Stratigrafia.

Aderendo alle indicazioni del Comitato Geologico Nazionale, nella legenda del Foglio le formazioni del basamento metamorfico sono state raggruppate per unità tettoniche disposte dal basso verso l’alto secondo il loro ordine di sovrapposizione tettonica; la successione delle caselle formazionali entro ciascuna unità tettonica segue ovviamente l’ordine cronostatigrafico. Le unità tettoniche hanno sistematiche e rilevanti differenze nella loro successione litostratigrafica e sono infatti costituite da unità formazionali in parte differenti. Elementi tettonici alloctoni con successioni litostratigrafiche simili, e quindi costituiti dalle stesse unità formazionali, sono classificati come Sottounità tettoniche; queste sono distinte nello schema tettonico ma non sono separate nella legenda del Foglio.

Per lo spessore degli strati è stata adottata la classificazione di CAMPBELL (1967), con una modifica per gli strati con spessore superiore a tre metri, definiti “banchi”.

Per le sigle delle unità cartografate è stata adottata la convenzione accettata dal Comitato Geologico Nazionale:

- le unità litostratigrafiche formali e informali, quelle definite da un nome tradizionale o di nuova istituzione, sono distinte con tre lettere maiuscole;
- gli insiemi litologici sono invece distinti con due lettere minuscole o una lettera minuscola e un numero;
- le litofacies sono distinte aggiungendo una lettera minuscola a pedice della sigla della formazione;
- per le rocce ignee sono state usate lettere dell'alfabeto greco.

Nell'area del Foglio Muravera affiorano prevalentemente formazioni del Paleozoico metamorfosate in facies degli scisti verdi. Rocce intrusive del Paleozoico superiore e coperture sedimentarie e vulcaniche non metamorfiche sono presenti solo in limitati affioramenti.

Le formazioni distinte nel Foglio sono raggruppate in:

1. Depositi quaternari;
2. Successione sedimentaria terziaria;
3. Successione vulcano-sedimentaria tardo-paleozoica;
4. Complesso intrusivo tardo-paleozoico;
5. Basamento metamorfico ercinico.

1. - BASAMENTO METAMORFICO ERCINICO

Il basamento metamorfico affiorante nel Foglio Muravera è stato suddiviso in quattro unità tettoniche, che dal basso verso l'alto sono:

- Unità tettonica di Riu Gruppa;
- Unità tettonica del Gerrei;
- Unità tettonica di Meana Sardo;
- Unità tettonica del Sarrabus.

La stratigrafia delle unità tettoniche viene qui di seguito descritta secondo l'ordine stratigrafico, dal basso verso l'alto, a partire dall'unità tettonicamente più bassa. Alcune formazioni compaiono in più unità tettoniche; in tal caso la descrizione completa è data nell'unità dove la formazione è meglio esposta o più rappresentata, mentre nelle altre unità vengono ricordate solo le località di affioramento della formazione ed eventuali sue particolarità in questi affioramenti.

Nelle successive descrizioni delle formazioni si fa riferimento, anche senza esplicito richiamo, alle colonne stratigrafiche di Tav. 2 e Tav. 3 e allo schema sinottico di Tav. 4.

1.1. - DISCORDANZE

Le successioni stratigrafiche delle unità elencate sono interrotte da alcune discordanze. La più antica è una discordanza angolare che separa la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore dal sovrastante complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio; essa è nota in letteratura come "Discordanza sarrabese" (CALVINO, 1959a) e attribuita alla Fase sarda istituita da STILLE (1939) nell'Iglesiente. La seconda è una *non-conformity* tra il complesso vulcanico subaereo ordoviciano e la successione trasgressiva dell'Ordoviciano superiore (Trasgressione caradociana Auct.). La terza è una discordanza alla base della successione terrigena del Carbonifero inferiore. Questo contatto è quasi sempre tettonizzato e sulla sua natura mancano ancora dati certi.

Le sequenze comprese tra queste discordanze sono classificabili come "Unconformity Bounded Stratigraphic Units" o "Sintemi" (ISSC, 1994), e sono stati informalmente definiti:

- *Successione terrigena del Cambriano-Ordoviciano inferiore pre-Discordanza sarrabese;*
- *Successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio;*
- *Successione terrigena e carbonatica dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore;*
- *Depositi sintettonici tipo Culm.*

1.1.1. - *Successione terrigena del Cambriano-Ordoviciano inferiore pre-Discordanza sarrabese*

Si tratta di una potente successione di depositi arenacei e siltosi, nota in letteratura con il nome di Arenarie di San Vito nel Sarrabus e nel Gerrei (CALVINO, 1963) e Formazione di Solanas in Barbagia (MINZONI, 1975). Tali depositi hanno subito una debole deformazione nell'Ordoviciano inferiore (Fase sarda Auct.).

Sono depositi di conoidi sottomarine che rappresentano facies nettamente più distali rispetto ai depositi carbonatici coevi della Sardegna SW. La transizione da SW a NE, da un ambiente di piattaforma terrigeno-carbonatica ad un ambiente di scarpata continentale distale, suggerisce il profilo di un margine continentale passivo persistente per tutto il Cambriano, fino all'Ordoviciano inferiore, che potrebbe essere riferito al margine settentrionale del continente di Gondwana.

1.1.2. - *Successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio*

Tutte le Falde Esterne sono caratterizzate da potenti spessori di metavulcaniti e metaepiclastiti discordanti sulle metarenarie cambro-ordoviciane. Il magmatismo ordoviciano costituisce una *suite* con composizione da andesitica a riolitica. Que-

sti prodotti sono attribuiti ad un'attività di arco vulcanico su crosta continentale, riferita alla subduzione dell'Oceano Sudarmoricano al di sotto del Gondwana. Tra le diverse unità tettoniche il complesso magmatico presenta marcate variazioni di composizione, attribuite ad un'originaria zonazione dell'arco vulcanico (CARMIGNANI *et alii*, 1994b).

1.1.3. - Successione terrigena e carbonatica dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore

La trasgressione marina sugli apparati vulcanici dell'Ordoviciano medio (Trasgressione caradociana Auct.) è testimoniata da depositi detritici, anche grossolani, di ambiente costiero (Caradoc), seguiti da depositi pelitico-arenacei con intercalazioni carbonatiche di ambiente neritico (Caradoc-Ashgill). Le successioni dell'Ordoviciano superiore sono generalmente caratterizzate da una grande variabilità di facies: i prodotti dello smantellamento degli apparati vulcanici subaerei sono infatti fortemente dipendenti sia dalla locale morfologia della superficie di trasgressione che dalla natura del litotipo trasgredito. Con l'Ordoviciano superiore si verifica anche un'importante variazione dell'ambientazione geodinamica. Al diffuso vulcanismo calcalino dell'Ordoviciano medio segue infatti, nell'Ordoviciano superiore (Ashgill), una modesta attività vulcanica, caratterizzata da basalti che testimoniano una tettonica distensiva a cui è riferibile il collasso dell'arco vulcanico calcalino e la trasgressione dell'Ordoviciano superiore.

Nel dominio marino instauratosi alla fine dell'Ordoviciano si stabilisce una uniformità di sedimentazione per un lungo intervallo di tempo che arriva fino all'inizio del Carbonifero. L'ambiente della sedimentazione siluro-devoniana è, come provano le faune pelagiche, di mare aperto relativamente poco profondo, con apporti da terre emerse scarsi o assenti e frequenti condizioni riducenti sul fondo, soprattutto nel Siluriano.

1.1.4. - Depositi sintettonici tipo Culm

Nel Carbonifero inferiore l'intera successione è rapidamente coperta da depositi terrigeni sintettonici (Culm) ed è coinvolta nell'orogenesi. Questi depositi affiorano nelle unità tettoniche di Riu Grappa, del Gerrei e del Sarrabus. Generalmente sono costituiti da alternanze di metarenarie, metasiltiti e metapeliti caratterizzate da potenti intercalazioni di metaconglomerati, megabrecce, olistoliti, olistostromi e scarse metavulcaniti.

Questi metasedimenti molto probabilmente derivano dallo smantellamento delle porzioni più interne, forse già emerse, della catena.

1.2. - ATTRIBUZIONI BIOSTRATIGRAFICHE

Il progresso delle conoscenze stratigrafiche sul basamento della Sardegna centro-orientale ha dovuto superare grandi difficoltà sia a causa della complessa struttura a falde sia a causa del metamorfismo e delle intense deformazioni subiti dalle rocce. Nonostante che solo raramente sia documentata una dettagliata biostratigrafia, i dati paleontologici disponibili consentono ormai una buona sicurezza nella definizione delle grandi linee della successione stratigrafica (SERPAGLI, 1982). I dati disponibili per le varie unità litostratigrafiche cartografate sono qui di seguito sintetizzati.

L'età della *Successione terrigena del Cambriano-Ordoviciano inferiore* è stata definita nelle unità tettoniche del Sarrabus, del Gerrei e di Meana Sardo:

- nella formazione delle Arenarie di San Vito dell'Unità tettonica del Sarrabus, è stato documentato con acritarchi il Cambriano medio, il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore (Tremadoc) (BARCA *et alii*, 1981b; BARCA *et alii*, 1984b; BARCA *et alii*, 1988);

- nell'Unità tettonica del Gerrei, NAUD & PITTAU DEMELIA (1987) e BARCA *et alii* (1984b) hanno documentato con acritarchi l'esistenza del Cambriano superiore e dell'Ordoviciano inferiore;

- nell'Unità tettonica di Meana Sardo è stato documentato il Cambriano medio, il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore (Tremadoc - Arenig p.p.) (TONGIORGI *et alii*, 1982, 1984; ALBANI *et alii*, 1985; ALBANI, 1989; DI MILIA, 1991; DI MILIA & TONGIORGI, 1992, 1993).

La *Successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio* è assegnata a questo intervallo cronostatigrafico in base all'età delle formazioni sottostanti (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore) e dei sedimenti dell'Ordoviciano superiore (Caradoc - Ashgill), trasgressivi sugli apparati vulcanici.

La *Successione terrigena e carbonatica dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore* è l'intervallo meglio documentato paleontologicamente di tutto il Paleozoico del basamento metamorfico della Sardegna centrale e sud-orientale. In particolare:

- i livelli fossiliferi contenuti nei metasedimenti che marcano la Trasgressione caradociana Auct. (Formazioni di Punta Serpeddi e di Orroledu, Argilloscisti del Riu Canoni) in vari settori della zona a falde (Sarrabus, Gerrei, Sarcidano, Barbagia, Arburese) vengono assegnati al Caradoc-Ashgill in base ai numerosi studi sulla ricca associazione bentonica presente, in particolare sui brachiopodi (VINASSA DE REGNY, 1927a, b; TEICHMÜLLER, 1931; MACCAGNO, 1965; HELMCKE, 1973; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1978; NAUD, 1979a), briozoi (TEICHMÜLLER, 1931; CONTI, 1990), cistoidi, coralli (HELMCKE & KOCH, 1974);

- il Siluriano (inferiore, medio e superiore) è ben documentato negli Scisti a Graptoliti Auct. in numerose, alcune ormai classiche, località (Goni, Ballao, Armungia, Silius, Gadoni, ecc.) sulla base di graptoliti (GORTANI, 1923b, 1923c;

TEICHMÜLLER, 1931; HELMCKE, 1973; HELMCKE & KOCH, 1974; JÄGER, 1976; BARCA & JÄGER, 1989), che di conodonti studiati negli orizzonti carbonatici intercalati (BARCA *et alii*, 1992; BARCA *et alii*, 1995; CORRADINI & OLIVIERI, 1996; FERRETTI & SERPAGLI, 1996), di nautiloidei (GNOLI, 1993) e di trilobiti (CAROSI *et alii*, 1987);

- il Devoniano (inferiore, medio e superiore) è documentato soprattutto nel complesso degli argilloscisti, calcari stratificati e calcari massivi sulla base di conodonti (ALBERTI, 1963; POMESANO CHERCHI, 1963; OLIVIERI, 1965; MURRU, 1975; SPALLETTA & VAI, 1982), di tentaculiti (ALBERTI, 1963; GESSA, 1993), ma anche di graptoliti (HELMCKE, 1973; JÄGER, 1977), di trilobiti, di cefalopodi ammonoidei: climenia e goniatiti nei Calcari di Villasalto (LOVISATO, 1894; GORTANI, 1923c);

- il Carbonifero inferiore (Tournaisiano) marino è documentato nei Calcari di Villasalto sulla base dei conodonti (OLIVIERI, 1969).

I *Depositi sintettonici tipo Culm* (Formazione di Pala Manna) vengono riferiti indirettamente al Carbonifero inferiore-medio sulla base dei conodonti del Devoniano superiore (Frasniano, Famenniano) ritrovati nei ciottoli (SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA & Spalletta, 1985) e nei grandi olistoliti calcarei inclusi nel *flysch* del Gerrei e del Sarrabus (BARCA & OLIVIERI, 1991).

1.3. - DESCRIZIONE DELLE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE

1.3.1. - Unità tettonica di Riu Gruppa

E' l'unità tettonica geometricamente più profonda nell'area del Foglio. E' caratterizzata da una ricristallizzazione e una deformazione sinmetamorfica lievemente maggiori rispetto alle unità sovrastanti. Gli unici reperti paleontologici sono resti di crinoidi che si rinvencono nei marmi devoniani; le attribuzioni cronostratigrafiche sono unicamente basate sulle analogie litologiche con le formazioni delle altre unità. Con questo criterio è comunque possibile ricostruire una successione che dal Cambriano arriva al Carbonifero inferiore.

Questa unità affiora esclusivamente in tre finestre tettoniche. La principale è esposta lungo il Riu Gruppa, la seconda nella valle di Baccu Locci, mentre la terza è in prossimità della costa nella Valle del T. Quirra (Tav. 1).

La successione comprende i metasedimenti terrigeni del Cambriano-Ordoviciano inferiore, le metavulcaniti e metaepiclastiti dell'Ordoviciano medio e la relativa copertura arcuata dell'Ordoviciano superiore. Tutta la successione è rovesciata, fortemente tettonizzata e poggia in contatto tettonico sopra un complesso metamorfico anch'esso fortemente deformato, in cui sono comunemente riconoscibili le formazioni siluro-devoniane e del Carbonifero inferiore.

Per la sua posizione strutturale l'Unità tettonica di Riu Gruppa è da collocare in posizione paleogeografica più esterna rispetto alle altre unità tettoniche del Gerrei. L'Unità tettonica di Riu Gruppa presenta qualche somiglianza con le successioni dell'Unità tettonica del Gerrei, come per esempio la presenza di metarcose dell'Ordoviciano superiore, ma mostra anche marcate differenze come l'assenza di Porfiroidi. Vista la grande deformazione subita dall'unità, non si può comunque escludere che alcune formazioni siano state elise tettonicamente.

Arenarie di San Vito (CALVINO, 1959a) (SVI)

Nell'Unità tettonica di Riu Gruppa questa formazione affiora lungo il Riu Baccu Locci e l'alto corso del Riu Gruppa. La formazione è costituita da un'alternanza regolare di strati, da decimetrici a metrici, di metarenarie e metaquarzoareniti di colore grigio e grigio-verdastro, con metapeliti e metasiltiti grigie, raramente nere. Localmente nel Riu Baccu Locci e a N di Serra su Calixetta si osservano sottili intercalazioni carbonatiche di colore grigio-chiaro e livelli metrici di calcari siltosi rossastri. Sono inoltre presenti rare lenti carbonatiche. Le metasiltiti presentano spesso laminiti millimetriche, biancastre, con evidenti strutture sedimentarie quali laminazioni piano-parallele ed incrociate concave.

I caratteri litologici sono analoghi a quelli che saranno meglio descritti per le Arenarie di San Vito delle unità tettoniche del Gerrei e di Meana Sardo, dove la formazione è meno deformata e affiora più estesamente.

Cambriano medio-Ordoviciano inferiore.

Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)

Affiora in una fascia diretta NW-SE attraverso tutta la valle di Riu Gruppa; le esposizioni migliori si trovano sui versanti meridionali di Serra su Calixetta, dove forma ampie e continue fasce rocciose. Sono state distinte due litofacies:

Metaepiclastiti e metarioliti (MSVa) (Formazioni di Manixeddu e di M. Corte Cerbos Auct.): si tratta di metarenarie vulcaniche e metaconglomerati matrice-sostenuti di colore grigio chiaro, in bancate metriche. Rappresentano i derivati metamorfici di sedimenti poco selezionati a prevalenti elementi litici e subordinati clasti di quarzo e feldspato, immersi in una matrice pelitica essenzialmente quarzosa o quarzoso-feldspatica. Tra i litici, oltre ad abbondanti elementi di metavulcaniti acide (metarioliti), sono presenti clasti di metapeliti e metaquarzoareniti. I ciottoli hanno dimensioni in genere comprese tra 0,5 e 4 cm. Localmente sono presenti intercalazioni di metarioliti e metadaciti subafiriche bianco-giallastre, massive, in livelli che raggiungono i 15-20 m di spessore ed una continuità laterale di alcune centinaia di metri. Sono caratterizzate da rari

porfiroclasti millimetrici di quarzo e feldspati dispersi in una matrice quarzoso-sericitica.

Metagrovacche e metandesiti (MSVb) (Formazione di Serra Tonnai Auct.). Il litotipo più diffuso in affioramento è rappresentato da metagrovacche verdastre, massive od in strati molto spessi, a granulometria medio-grossa. Le metagrovacche sono costituite da quarzo, feldspato ed elementi di vulcaniti intermedio-basiche immersi in una matrice pelitica prevalentemente cloritico-sericitica e subordinatamente carbonatica. I carbonati costituiscono talvolta sottili vene parallele alla scistosità principale; la loro dissoluzione conferisce alle superfici di alterazione un caratteristico aspetto vacuolare. Per riduzione di grana e diminuzione della matrice si passa localmente a metareniti quarzoso-feldspatiche, ben selezionate, con scarsa matrice fillosilicatica, in strati spessi o molto spessi.

A queste metaepiclastiti sono irregolarmente intercalate delle metavulcaniti grigio-verdastre a struttura blastoporfirica, con scarsi porfiroclasti ed aggregati millimetrici di plagioclasio albitico e porfiroclasti di minerali femici (anfibioli della serie tremolite-actinolite), non di rado sostituiti da aggregati cloritico-epidotici. La matrice è composta essenzialmente da albite, clorite e sericite. In queste metavulcaniti si osservano caratteristici vacuoli millimetrici riempiti da calcite secondaria. In un piccolo affioramento in località Serra su Calixetta sono state osservate strutture a *pillow*, molto deformate, delle dimensioni di alcuni decimetri. La deformazione dei vacuoli, dei minerali femici e delle plaghe cloritico-epidotiche individuano sulle superfici di scistosità delle evidenti lineazioni d'estensione.

A causa delle intense deformazioni, gli originari rapporti stratigrafici tra la Formazione di Monte Santa Vittoria e le formazioni sovrastanti e sottostanti sono raramente conservati. In particolare, in quest'area il contatto con le sovrastanti Metarcose di Genna Mesa è chiaramente di natura tettonica.

Lo spessore apparente massimo della formazione è di 280 m.

Lungo il contatto con le Arenarie di San Vito affiorano localmente lenti di metaconglomerati di spessore variabile. Si tratta di metaconglomerati poligenici ed eterometrici, spesso anche grossolani, massivi o in grossi banchi, con clasti costituiti da originarie quarzoareniti e arenarie, probabilmente derivati dalla rielaborazione delle Arenarie di San Vito, e più raramente da vulcaniti di composizione riolitica. A parte il maggior grado di deformazione, essi sono del tutto analoghi ai metaconglomerati che marciano la Discordanza sarrabese nell'Unità tettonica del Gerrei e nell'Unità tettonica del Sarrabus (Metaconglomerati di Muravera).

Ordoviciano medio.

Metadoleriti (m β)

Nell'Unità tettonica di Riu Gruppa alcuni filoni di metadoleriti sono intrusi nelle Arenarie di San Vito nella valle di Riu Baccu Locci; un modesto *stock* di metagabbro affiora nel Riu Gruppa alla confluenza tra il Baccu su Ruaxiu e Baccu su Dottu, lungo il contatto tra le metavulcaniti dell'Ordoviciano medio e i metasedimenti cambro-ordoviciani.

Queste rocce mostrano marcate similarità con i filoni di metabasiti alcaline che tagliano le Arenarie di San Vito dell'Unità tettonica di Meana Sardo. Per la loro affinità alcalina tutte queste magmatiti sono correlabili con le metavulcaniti intercalate nei metasedimenti dell'Ordoviciano superiore. Comunque i dati disponibili provano che si tratta di un magmatismo basico posteriore a quello calcocalino dell'Ordoviciano medio (DI PISA *et alii*, 1992).

?Ordoviciano medio - superiore.

Metarose di Genna Mesa (MGM)

Affiorano in modo discontinuo lungo il contatto, quasi sempre tettonico, tra le metaepiclastiti e metavulcaniti della Formazione di Monte Santa Vittoria ed il Complesso di Sa Lilla.

La formazione è costituita da metarose e metagrovacche arcose grigio chiare e grigio-verdastre in strati da medi a molto spessi. Si tratta di originari sedimenti ben selezionati, a granulometria da fine a grossa, con elementi di quarzo, feldspati detritici e scarsi litici in una matrice quarzoso-sericitica. Localmente le metarose passano a metaquarzoareniti a grana fine, con intercalazioni da centimetriche a decimetriche di metapeliti grigio-scare. Sono inoltre presenti irregolari intercalazioni di metaconglomerati minuti ad elementi di quarziti.

Lo spessore della formazione varia da zero ad un valore massimo apparente di 80 m.

Ordoviciano superiore.

Complesso di Sa Lilla (CSA)

Affiora estesamente lungo il Riu Gruppa e limitatamente nel tratto finale della valle del T. Quirra (Castello di Quirra, Nuraghe S. Lorenzo). E' l'unità litostratigrafica che affiora al nucleo dell'Antiforme del Flumendosa. E' caratterizzata da una forte complicazione strutturale che impedisce un'obiettiva ricostruzione dell'originaria successione stratigrafica. Si tratta di una sequenza di filladi quarzifere e filladi scure o nere o, più raramente verdastre a cui localmente si intercalano caratteristici livelli di diaspri neri (liditi) in strati medi o molto

sottili. A queste filladi sono associate due litofacies tra loro tettonicamente trasposte, distinte come: Marmi grigi e venati e Metarenarie e metabrecce.

Marmi grigi e venati (CSAa): è la litofacies più caratteristica dell'Unità tettonica di Riu Grappa. Gli affioramenti hanno una continuità laterale di molte centinaia di metri e spessori variabili da 5 m fino a 100 m, formando caratteristiche cornici in rilievo sul profilo dei versanti o ampie fasce caratterizzate da una vegetazione relativamente rada. Si tratta di marmi massicci o in banchi molto spessi, di colore variabile dal grigio al grigio-chiaro e al bianco, spesso venati con sottili livelli di filladi scure.

Presentano spesso un aspetto fortemente scistoso con una foliazione definita dall'alternanza regolare di livelli centimetrici carbonatici chiari e livelli grigi ricchi in fillosilicati e ossidi. I marmi bianchi massivi hanno generalmente una grana grossa e aspetto saccaroide.

Ai marmi si intercalano irregolarmente livelli metrici di marmi dolomitici e metadolomie grigie. Nella parte sommitale del Complesso di Sa Lilla, in prossimità del contatto con l'Unità tettonica del Gerrei, affiora un livello di calcescisti ("Cipollini") verdastri, talvolta rosati.

Gli unici fossili rinvenuti nei marmi sono rari resti di crinoidi fortemente ricristallizzati. In base ai caratteri litologici ed alla posizione nella successione, questi marmi possono essere correlati con i Calcarei di Villasalto dell'Unità tettonica del Gerrei (CARMIGNANI *et alii*, 1982c).

Metarenarie e metaconglomerati (CSAb): si tratta di metaquarzoareniti grigio-scure a grana medio-grossa, in spessi strati separati da sottili livelli filladici. Ad esse sono associate metagrovacche e metarenarie litiche, metasiltiti grigio-scure con sottili lamine filladiche nerastre e metapeliti grigio-scure omogenee, con intercalazioni centimetriche di metareniti grigio-verdi a grana fine. A queste litologie sono intercalate lenti di metaconglomerati poligenici, in abbondante matrice pelitico-arenacea, costituiti da clasti da millimetrici a centimetrici di quarzo, originarie quarzoareniti, peliti, diaspri neri (liditi) e vulcaniti acide. L'intensa deformazione non consente una sicura valutazione della forma originaria dei clasti. Gli affioramenti hanno sempre scarsa continuità laterale; le intercalazioni maggiori arrivano a qualche decina di metri di spessore ed in genere non mostrano un'evidente stratificazione. In alcuni affioramenti è ancora riconoscibile una gradazione, con il passaggio, per riduzione di grana, a delle metagrovacche della medesima composizione. Nel complesso questa litofacies presenta analogie con il Complesso di Pala Manna delle Unità tettoniche del Gerrei e del Sarrabus.

?Siluriano - ?Carbonifero inferiore.

1.3.2. - *Unità tettonica del Gerrei*

Affiora estesamente dal limite occidentale del Foglio (zona di Ballao) a quello orientale (Capo S. Lorenzo). Da un punto di vista litostratigrafico questa unità tettonica è caratterizzata da un notevole spessore di metarioliti, metariodaciti e metavulcanoclastiti dell'Ordoviciano medio con struttura occhiadina (Porfiroidi), e da una caratteristica successione dell'Ordoviciano superiore. Malgrado la forte deformazione subita, esistono diverse sezioni in cui la successione originaria è ben conservata. L'Unità è divisa in due sottounità: la Sottounità di M. Lora e la Sottounità di Arcu de su Bentu. Le modeste differenze tra le successioni di queste due sottounità riguardano il complesso vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano medio e i metasedimenti dell'Ordoviciano superiore. Nel Foglio Muravera questa unità ha fornito la documentazione biostratigrafica più completa.

Arenarie di San Vito (CALVINO, 1959a) (SVI)

Nell'Unità tettonica del Gerrei questa formazione, attribuita al Cambriano-Ordoviciano inferiore sulla base di associazioni di acritarchi (NAUD & PITTAU DEMELIA, 1987), affiora a Capo S. Lorenzo, nella zona di Cuile Piringoni, nel Riu Piras, a Rocca de Nuxi e quindi, con continuità, dal Riu Flumineddu fino alla zona di Mogola Perdighones e, più a E, nella valle del Riu Baccu Locci e del Riu Corre 'e Cerbos.

Nell'alto corso del Riu Gruppa e del Riu Baccu Locci questa formazione è rappresentata da vasti affioramenti di cataclasiti foliate e miloniti derivate da protoliti silicoclastici, comprese tra l'Unità tettonica del Gerrei e l'Unità tettonica di Riu Gruppa. Questi affioramenti sono indicati in carta con un sovrassegno: l'attribuzione formazionale è in questo caso basata più su considerazioni generali (continuità strutturale, associazioni con altre formazioni) che sulla base della litologia che è profondamente trasformata dai processi deformativi.

Nelle zone non interessate da milonisi, questa formazione è costituita da metarenarie, metaquarzoareniti e, più raramente, metarenarie feldspatiche, di color grigio chiaro, grigio-verdastro o nocciola chiaro. Si tratta di rocce a granulometria fine, ben selezionate, in strati molto sottili o medi, raramente metrici, ricche in miche detritiche e con scarsa matrice cloritico-sericitica. E' presente spesso una componente litica, rappresentata da frammenti di metamorfiti.

Queste metarenarie formano regolari alternanze, da centimetriche a metriche, con metasiltiti e metapeliti grigio-verdastre e raramente metapeliti nere. Per aumento di spessore degli intervalli arenitici si passa localmente a metarenarie quarzoso-micacee in strati medi o spessi, separati da sottili lamine filladiche scure. Localmente affiorano metaquarzoareniti grigio-chiare, massive, in bancate di alcuni metri di spessore. In alcuni affioramenti presso Arcu 'e Pesu, nella zona di

Capo S. Lorenzo e nella valle di Riu Parredis si osservano metacalcari grigio-chiari e metasiltiti carbonatiche con patine di alterazione bruno-rossastre in livelli centimetrici, spesso boudinati, analoghi a quelli che si rinvennero nella stessa formazione nell'Unità di Riu Grappa.

I livelli di metasiltiti presentano spesso caratteristiche laminazioni piano-parallele ed incrociate di colore biancastro; le metarenarie presentano rare stratificazioni incrociate, strutture da carico e gradazioni. Localmente affiorano metaquarzoareniti in bancate di alcuni metri di spessore. Alcune sezioni sottili mostrano una componente litica dovuta a frammenti di metamorfiti di un basamento pre-ercinico.

A Riu Semida, Arcu 'e Pesu, Mogola Perdighones, ecc., in prossimità del contatto con i sovrastanti porfiroidi affiorano alcune intercalazioni di **metacalcari (SVIa)** grigi fortemente ricristallizzati, con sottili lamine filladiche scure, raramente associati a metacalcari siltosi bruno-rossastri. Essi hanno uno spessore di pochi metri e una buona continuità laterale. Nella carta geologica sono stati distinti come una litofacies.

La formazione delle Arenarie di San Vito affiorante nell'Unità tettonica del Gerrei si differenzia da quella dell'Unità tettonica del Sarrabus per la scarsità, nella prima, di livelli di metaconglomerati e metarenarie grossolane che invece abbondano nella seconda. Presso Rocca de Nuxi e nell'area di Mogola Perdighones, anche nelle Arenarie di San Vito dell'Unità tettonica del Gerrei è comunque intercalato un livello di metaconglomerati ad elementi di arenarie e quarzoareniti, di circa 2 m di spessore. Nelle citate zone milonitizzate l'aspetto delle rocce è profondamente modificato da processi di riduzione di grana che conferiscono loro un colore nerastro.

Lo spessore delle Arenarie di San Vito nell'Unità tettonica del Gerrei è difficilmente valutabile a causa delle intense strutture plicative isoclinali e delle laminazioni tettoniche. Il maggiore spessore apparente affiora a Riu Semida (circa 200 m), ma pieghe isoclinali e contatti tettonici minori complicano la successione.

Cambriano - Ordoviciano inferiore.

Metaconglomerati di Muravera (MRV)

Anche nell'Unità tettonica del Gerrei un metaconglomerato grossolano separa le metarenarie cambro-ordoviciane dal complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio. I migliori affioramenti sono lungo il Flumendosa nell'area di Cuile Piringoni, presso Sa Bagassa, lungo la valle del Riu Piras, nella zona di Mogola Perdighones e nell'alto corso del Riu Semida.

Presso Cuile Piringoni il metaconglomerato poggia con netta discordanza angolare sulle Arenarie di San Vito; altrove però la discordanza è meno evidente.

Riteniamo che ciò sia dovuto principalmente a fenomeni di trasposizione e che il metaconglomerato marchi in tutta la zona a falde la Discordanza sarrabese. Nella Sottounità di Monte Lora il metaconglomerato è sormontato dalle metaepiclastiti e metavulcaniti della Formazione di Monte Santa Vittoria. Nella Sottounità di Arcu de su Bentu questa formazione manca e i metaconglomerati sono sormontati direttamente dai Porfiroidi (sia a piccoli che a grandi fenocristalli).

Si tratta di originari conglomerati matrice-sostenuti (i clasti costituiscono di solito il 40-50% del totale della roccia), poligenici, eterometrici, con clasti arrotondati a bassa sfericità. I clasti sono principalmente costituiti da originarie quarzoareniti e più raramente da arenarie feldspatiche, provenienti dalla formazione delle Arenarie di San Vito; localmente sono frequenti ciottoli di quarzo e raramente di originarie rioliti. Le dimensioni massime dei ciottoli, di solito nell'intervallo 10-15 cm, raramente arrivano a 40 cm. La matrice è filladica e in sezione sottile rivela una frazione di quarzo di origine vulcanica. Localmente (Riu Antas, Capo San Lorenzo, ecc.) questa formazione è costituita da metarcosi a grana fine, con livelli di microconglomerati ad elementi di Porfiroidi. In queste stesse zone sono frequenti livelli interstratificati di metavulcaniti e clasti di metavulcanoclastiti testimonianti che i conglomerati si sono sedimentati quando il vulcanismo dell'Ordoviciano medio era già attivo.

Presso Capo San Lorenzo, Pranu Meurras e Bruncu Tumba, Pizzu Langius, ecc., i metaconglomerati sono sostituiti da **metaquazoareniti (MRVa)** biancastre a grana fine, ben stratificate in strati decimetrici, alternate a metarcosi. Talvolta contengono livelli metrici di metaconglomerati analoghi a quelli precedentemente descritti.

Lo spessore della formazione varia da 0 a 50 m; riteniamo che questa variabilità sia originaria e caratteristica di questi depositi continentali.

Ordoviciano medio.

Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)

È una formazione di nuova istituzione che nel Foglio Muravera affiora lungo il basso corso del Fiume Flumendosa e lungo le valli del Riu Piras e del Riu Perda Pertunta. È costituita da metavulcaniti a chimismo intermedio e basico, metaepiclastiti, rare metarenarie feldspatiche e metaconglomerati. Questi litotipi sono correlabili con le Formazioni di M. Corte Cerbos, Manixeddu e Serra Tonnai, distinte da BOSELLINI & OGNIBEN (1968) a S del Gennargentu.

Lungo la strada che costeggia la riva sinistra del Flumendosa, lungo il Riu Piras e a M. Maraconis, affiorano i tipi di metaepiclastite più ricorrenti: sono metaepiclastiti di color verde scuro, con rari minerali femici affetti da alterazione cloritico-epidotica, alternate a livelli decimetrici biancastri, ricchi di plagioclasti di dimensioni variabili da pochi millimetri a diversi centimetri. I plagioclasti sono

sempre molto alterati. Lateralmente e verticalmente (ad esempio in prossimità di Perda Pertunta), queste alternanze passano a metavulcaniti grigio-scure con evidenti fenoclasti di quarzo ed inclusi di originarie lave porfiriche. Lungo il Riu Piras affiorano metandesiti con pasta di fondo scura e fenocristalli di plagioclasio di dimensioni anche centimetriche. Al contatto con i soprastanti Porfiroidi, presso Bruncu Fidele, affiorano metaepiclastiti da verde scuro a grigio chiaro, con clasti di plagioclasio e vacuoli riempiti di limonite. Presso Rocca de Nuxi prevalgono metavulcaniti da grigio-verdi a verdi scure, con fenocristalli chiari di plagioclasio, talvolta alterati, che mostrano un abito prismatico primario ben conservato. Nella stessa località affiorano intercalazioni discontinue, con spessori inferiori ai 2 m, di metaconglomerati grossolani, matrice-sostenuti, ad elementi di andesiti e rioliti.

Il contatto di base con i Metaconglomerati di Muravera o, quando questo è mancante, con le Arenarie di San Vito, è netto. Ugualmente netto è il contatto di tetto con le Metarenarie e quarziti di Su Muzzioni.

L'ambiente deposizionale della parte sedimentaria è riferibile a sistemi alluvionali contemporanei all'attività vulcanica.

Ordoviciano medio.

Metarenarie e quarziti di Su Muzzioni (MUZ)

Nella Sottounità di M. Lora la formazione di Monte Santa Vittoria è separata dalle metarioliti occhiate (Porfiroidi) da depositi terrigeni e continentali per i quali abbiamo istituito una nuova formazione: le Metarenarie e quarziti di Su Muzzioni. Si tratta generalmente di una irregolare alternanza di metarenarie grossolane micacee e metasiltiti con filladi scure e nere.

La formazione affiora sia nella parte occidentale del Foglio (Ballao) che in quella orientale (Brecca, San Vito). Nella zona orientale le metarenarie e metasiltiti passano lateralmente e verticalmente a **metaconglomerati (MUZa)** con elementi costituiti da quarzoareniti derivanti dalle successioni arenacee cambro-ordoviciane. Questi metaconglomerati mostrano una grande variabilità. I tipi più grossolani hanno clasti con dimensioni massime fino a 20-30 cm e sono granulato-sostenuti; presso Riu Perda Pertunta il loro spessore apparente arriva a 10 m. I tipi più minuti hanno clasti centimetrici molto arrotondati e sono matrice-sostenuti. La matrice è filladica e sempre di colore scuro. Il contatto con la sottostante formazione di Monte Santa Vittoria è netto e spesso marcato da un livello di metaconglomerati grossolani. La formazione è sormontata con contatto netto dai Porfiroidi a piccoli fenocristalli e il suo spessore non supera i 30 m.

Sempre negli affioramenti orientali della formazione, il contatto superiore è marcato da un caratteristico orizzonte di **metaquarzoareniti (MUZb)** di colore grigio e bianco, massive (Bruncu Fidele, Riu Perda Pertunta) o grossolanamente

stratificate (Baccu Scovas). Affiorano tra Brecca e Baccu Scovas e gli affioramenti più rappresentativi sono quelli di Bruncu Fidele, Baccu Scovas, Bruncu su Pittu. Questa litofacies è il derivato metamorfico di originarie quarzoareniti molto mature, sia composizionalmente che tessitualmente: i clasti, ben selezionati e di dimensioni di ca. 1 mm, sono rappresentati quasi esclusivamente da cristalli di quarzo ben arrotondato di origine vulcanica; la matrice è anch'essa quarzosa. Lo spessore massimo osservato è di ca. 15 m presso Genna Flumini.

Questa formazione deriva da una profonda elaborazione dei prodotti dello smantellamento in ambiente continentale della successione sedimentaria cambro-ordoviciano inferiore e delle vulcaniti acide durante l'Ordoviciano medio.

Ordoviciano medio.

Porfiroidi (Auct.) (PRF)

Queste metavulcaniti caratterizzano l'Unità tettonica del Gerrei. Affiorano nella valle del Riu Parredis, tra Cuile Piringoni e Nuraghe Piricocco e, più estesamente, tra Arcu 'e Cannas (N di San Vito), M. Ferru, Baccu Scovas e Brecca, ed inoltre sull'altopiano del Salto di Quirra e nella valle del Riu Baccu Locci, dove sono più intensamente deformate.

Si tratta di originali tufi, ignimbriti, rioliti e riodaciti, con struttura marcatamente occhiadina (Fig. 5) conferita da porfiroclasti di K-feldspato e quarzo con dimensioni massime di 1 cm, in una massa di fondo sericitico-cloritica. Hanno giacitura massiva e colori variabili dal verdastro, al bianco o al rosa chiaro a seconda del tipo e del grado di alterazione. Talvolta contengono livelli di metarcosi, riconoscibili per la grana più minuta e per l'aumento delle proporzioni modali del quarzo rispetto ai feldspati.

La potenza di questa formazione mostra una notevole variabilità, riconducibile sia a cause tettoniche, sia a variazioni primarie di spessore degli edifici vulcanici. A Bruncu su Pittu, dove affiora senza raddoppi tettonici, lo spessore si riduce a circa 50 m. In un limitato tratto, poco a W di M. Perdosu (San Vito) e per un tratto molto maggiore nella zona di Ballao, i Porfiroidi mancano nella successione della Sottounità di M. Lora. I depositi trasgressivi dell'Ordoviciano superiore poggiano direttamente sulla formazione di Monte Santa Vittoria, evidenziando una chiara discordanza (*disconformity*) tra i depositi trasgressivi del Caradoc e il complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio (Trasgressione caradociana Auct.). La messa in posto delle originarie vulcaniti acide è avvenuta in ambiente subaereo, come lave o flussi ignimbritici.

Una particolare litofacies, i **Porfiroidi a grossi fenocristalli (PRFa)** (CALVINO, 1972), è caratterizzata da una struttura marcatamente occhiadina per la presenza di grossi porfiroclasti di feldspato potassico con originario abito euedrale, che raggiungono dimensioni massime di 10 cm e di porfiroclasti di quarzo di dimen-

sioni da millimetriche a centimetriche. Questa litofacies affiora esclusivamente nella Sottounità di Arcu de su Bentu, tra Bruncu Gairesu e Su Perdoso. Passaggi laterali tra i due tipi di Porfiroidi, con progressiva e graduale variazione delle dimensioni dei porfiroclasti di feldspato potassico, si osservano a Bruncu Gairesu e lungo il Riu Parredis. La presenza dei grossi fenocristalli di feldspato potassico indica una fase di cristallizzazione intratellurica nelle originarie vulcaniti; le lave, molto viscosi, potrebbero essere state portate a giorno come cupole di ristagno.

Presso Arcu de su Bentu lo spessore misurato è di circa 45 m. I contatti di tetto e di letto della formazione sono sempre netti.

Ordoviciano medio.



Fig. 5 - Formazione dei Porfiroidi nell'Unità del Gerrei, in prossimità del contatto tettonico con l'Unità di Riu Grappa (Baccu Muflone Langius). Questa formazione è caratterizzata, in tutta l'Unità tettonica del Gerrei, dallo sviluppo di marcate lineazioni di estensione.

Derivati metamorfici di rocce magmatiche acide in filoni (mp)

Questi prodotti intrusivi ordoviciani sono interpretati come gli equivalenti intrusivi delle vulcaniti dell'Ordoviciano medio (CALVINO, 1972). Nell'Unità tettonica del Gerrei essi formano due affioramenti nella valle del Riu Piras. Si tratta di corpi filoniani intrusi lungo il contatto tra le Arenarie di San Vito e le sovrastanti metaepiclastiti dell'Ordoviciano medio. Hanno spessore di poco superiore alla decina di metri e lunghezza inferiore al centinaio di metri. Presentano struttura e composizione analoga a quelle dei Porfiroidi.

Ordoviciano medio.

Metarcose di Genna Mesa (MGM)

Questa formazione è di nuova istituzione. I principali affioramenti nell'Unità tettonica del Gerrei si trovano a Bruncu su Pittu, a Capo S. Lorenzo lungo il versante orientale della valle di Baccu de Cannas e presso M. de Forru, a Genna Mesa, da Cuile Utzeri fino al Riu Piras, a N di Arcu s'Arricelu, nell'area di Nuraghe Piricocco.

I termini basali della formazione sono rappresentati da metarenarie e metaconglomerati quarzosi massivi, grigio-chiari, costituiti quasi esclusivamente da quarzo vulcanico, proveniente dal rimaneggiamento dei sottostanti Porfiroidi. Verso l'alto si passa a metarcose e metagrovacche arcosiche stratificate o massive. In alcuni affioramenti vicino a Cuile Utzeri e Su Telaxiu sono presenti esigui livelli di metaconglomerati bianchi, o grigio-chiari, con clasti di dimensioni di circa 1 cm. A tutte queste litologie si accompagnano spesso livelli decimetrici di metaquarzoareniti ben stratificate e metasiltiti scure.

Lo spessore è variabile tra 30 m (Bruncu su Pittu) e 50 m (Arcu de Cannas).

La formazione è discordante sulla successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio, marcando così la Trasgressione caradociana Auct. nell'Unità tettonica del Gerrei. Lungo questo contatto non è stata riconosciuta discordanza alla scala dell'affioramento, ma essa è bene evidente alla scala cartografica, sia a S di M. de Forru che nella zona di Ballao, dove le Metarcose di Genna Mesa poggiano in successione stratigrafica a luoghi sui Porfiroidi e a luoghi sulla formazione di Monte Santa Vittoria. Analogamente, nella zona di Ballao e a N di Arcu s'Arricelu, le metarcose poggiano sia sui Porfiroidi che sulla Formazione di Monte Santa Vittoria. Verso l'alto la formazione passa, per alternanze, agli Argilloscisti di Rio Canoni.

I sedimenti originari della formazione sono chiaramente derivati dallo smantellamento dei sottostanti edifici vulcanici, in condizioni probabilmente da subaeree a marine costiere, come testimoniano gli articoli di crinoidi rinvenuti localmente.

Ordoviciano superiore.

Argilloscisti di Rio Canoni (NAUD, 1979a)(ACN)

La formazione è ben esposta a N di Brecca. Alla base affiorano circa 15 m di metasiltiti e filladi grigio-verdi, che verso l'alto passano a circa 10 m di metasiltiti talvolta carbonatiche, in strati di 40-50 cm di spessore, di colore da grigio a nocciola, ricche in fossili. Si tratta della tipica fauna caradociana descritta nella Sardegna SE da GIOVANNONI & ZANFRÀ (1978), NAUD (1979a) e BARCA & DI GREGORIO (1979), comprendente soprattutto resti di briozoi, crinoidi, brachiopodi, gasteropodi e trilobiti. Un aspetto caratteristico di questa formazione è dato dai vacuoli con limonite presenti nelle metasiltiti, originati da dissoluzione di fossili (N di Arcu Arricelu, Pitzixeddu). Presso Bruncu su Pittu, alle metasiltiti sono associati dei metacalcari chiari, con resti di crinoidi e cistoidi, in strati di circa 50 cm per un totale di 6-7 m di spessore. Nella zona di Capo S. Lorenzo e di Arcu su Moddizzi affiorano metacalcari micritici alternati a metasiltiti da grigie a nocciola, con resti di fossili limonitizzati.

A S di Brecca, per un tratto molto limitato, affiorano **metacalcari silicizzati (ACNa)** di aspetto del tutto simile a quelli della formazione di Tuviois dell'Unità tettonica del Sarrabus. Sempre nell'area di Brecca sono presenti in questa unità litostratigrafica intercalazioni di vulcaniti basiche.

Lo spessore della formazione varia generalmente da 15 a 25 m; solo a S di Brecca essa raggiunge valori maggiori.

La formazione poggia in concordanza sulle Metarcose di Genna Mesa, con passaggio graduale o per alternanze; il contatto superiore con i metasedimenti siluriani è generalmente netto.

Gli Argilloscisti di Rio Canoni sono riferibili ad un ambiente di piattaforma terrigena, o mista silicoclastica-carbonatica, poco profonda, che si instaura dopo gli eventi vulcanici e dopo la sedimentazione continentale dell'Ordoviciano medio.

In base all'associazione fossilifera e a correlazioni con le facies più studiate di M. Orri e di Portixeddu nella Sardegna sud-occidentale (MACCAGNO, 1965; SERPAGLI, 1970; LAUFELD, 1973; HAVLICEK *et alii*, 1986; CONTI, 1990; FERRETTI & SERPAGLI, 1991; LEONE *et alii*, 1991, 1994), questa formazione è attribuita al Caradoc o al limite Caradoc-Ashgill (COCOZZA *et alii*, 1974; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1978; NAUD, 1979a) e rappresenta uno dei migliori capisaldi cronostatigrafici del basamento sardo.

Ordoviciano superiore.

Scisti a Graptoliti (Auct.) (SGA)

Nell'Unità tettonica del Gerrei gli Scisti a Graptoliti affiorano a N della cornice carbonatica di M. Lora, di Villasalto e di Armungia. Altri affioramenti importanti si trovano a P.ta is Pinettas nella zona di Brecca, a Ballao, a Baccu Scottis presso Villaputzu. All'interno di questa formazione sono state distinte due litofacies: i Metacalcari (SGAa) e gli Scisti a Tentaculiti Auct. (SGAb).

Gli Scisti a Graptoliti sono costituiti da argilloscisti carboniosi neri, con rari graptoliti e con pirite framboideale, alternati a livelli di metasiltiti grigie e scure. Alla base sono frequenti livelli di diaspri neri (liditi). Lo spessore originario era probabilmente di alcune decine di metri, ma gli spessori affioranti sono assai variabili per motivi tettonici. La formazione poggia con contatto netto e concordante sulla formazione degli Argilloscisti di Riu Canoni. Il limite superiore è spesso tettonico. Nella parte occidentale del Foglio la formazione è sormontata dai Calcari di Villasalto, con contatto netto (ma quasi sempre tettonizzato). L'ambiente deposizionale è pelagico, di mare relativamente basso, spesso con condizioni riducenti sul fondo.

Nella parte medio-alta degli Scisti a Graptoliti si intercalano lenti discontinue di **metacalcari (SGAa)** di colore scuro, con crinoidi ed orthoceratidi, e livelli di metacalcari nodulari (*Ockerkalk* Auct.), chiari o nocciola, talvolta con tentaculiti. Lo spessore delle lenti può variare da 1-2 m fino a 15 m. Gli affioramenti sono frequenti nella zona di Ballao, a N della cornice carbonatica di M. Lora e presso Pizzu Agus, lungo la S.S. 125.

Nella fascia compresa tra l'altopiano di Villasalto e il Flumendosa e a N di M. Lora, gli Scisti a Graptoliti passano verso l'alto ad una successione caratterizzata da un'alternanza centimetrica regolare di metapeliti più o meno carbonatiche e metacalcari grigi, nota in letteratura come **Scisti a Tentaculiti (SGAb)**. Localmente la componente carbonatica può diventare abbondante (versante SW di Serra Maiori). A SW di Arcu s'Arricelu affiorano metacalcari finemente listati contenenti crinoidi e briozoi. Questa litofacies presenta spessori apparenti di alcune centinaia di metri, mentre lo spessore reale è molto difficile da stabilire a causa dell'intenso piegamento.

Siluriano - Devoniano medio.

Calcari di Villasalto (Auct.) (VLL)

Si tratta di metacalcari talora nodulari, di colore grigio, massicci o in banchi decimetrici, cui sono talvolta intercalati sottili livelli di argilloscisti grigio-scuro o neri, carboniosi.

Affiorano estesamente a N dell'Accavallamento di Villasalto, tra M. Lora e Villasalto, e attorno all'abitato di Armungia. Lo spessore apparente a M. Lora

arriva a qualche centinaio di metri; ripetizioni tettoniche sembrano molto probabili.

Si tratta di originari depositi di piattaforma pelagica. Contengono crinoidi, orthoceratidi, cefalopodi ammonioidei (clymenie), tentaculiti, conodonti, ecc. (LOVISATO, 1894; TARICCO, 1913; GORTANI, 1923a, 1923b, 1923c; POMESANO CHERCHI, 1963; OLIVIERI, 1965; 1969; MURRU, 1975; CORRADINI, 1998).

Devoniano medio - Carbonifero inferiore (Tournaisiano inferiore).

Complesso di Pala Manna (PMN)

La formazione di Pala Manna è stata istituita nel Sarrabus orientale (BARCA, 1981; BARCA & MAXIA, 1982) per indicare limitati affioramenti di metacalcari, metasiltiti e metarenarie del Sarrabus SW, dubitativamente attribuiti al Carbonifero inferiore. Questa unità litostratigrafica è stata successivamente ridefinita, comprendendo anche litologie che affiorano estesamente in tutto il Sarrabus meridionale e che precedentemente erano state attribuite al Gruppo di Serra S'Ilixi e ritenute di età siluriana (BARCA & DI GREGORIO, 1979; BARCA, 1981; BARCA & JÄGER, 1989). I nuovi rilevamenti hanno confermato che questa unità litostratigrafica comprende depositi terrigeni grossolani, rocce vulcaniche acide e basiche ed olistoliti e olistostromi della successione precedente. La complessità dei rapporti tra litologie differenti, dovuta sia a cause sindeposizionali (eventuale presenza di olistoliti, olistostromi, etc.) che alle ripetute deformazioni e al metamorfismo, rende praticamente impossibile la ricostruzione dell'originaria successione. In accordo con la definizione di "Complesso" della *International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS* (ISSC, 1994), abbiamo cambiato il rango di questa unità litostratigrafica da formazione a complesso, senza alterare la parte geografica del suo nome.

Nella Sottounità tettonica di M. Lora il Complesso di Pala Manna affiora in diverse posizioni strutturali. In un piccolo affioramento presso Villasalto poggia con contatto stratigrafico sui Calcari di Villasalto. Nella bassa valle del Flumineddu, sul versante sinistro del Riu Spigulu, alla confluenza tra il Riu Gruppa e il Flumendosa, ed infine a Bruncu Bonifacio, affiora a nucleo di sinclinali. L'affioramento più esteso di questa unità litostratigrafica è compreso tra Ballao e il Riu Gruppa e appartiene alla Sottounità di Arcu de su Bentu.

L'affioramento di Villasalto fu attribuito al Carbonifero inferiore già da TEICHMÜLLER (1931) e questa attribuzione è stata confermata da lavori più recenti (SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA & SPALLETTA, 1985). A Villasalto è particolarmente bene esposto il contatto di base di questo Complesso. Si tratta di una successione di pochi metri di spessore costituita da un'alternanza di metasiltiti, metarenarie e metaconglomerati poligenici grossolani. I clasti sembrano provenire da varie formazioni della successione dell'Unità tettonica del Gerrei. Si pos-

sono riconoscere originari calcari nodulari, quarzoareniti, arenarie simili a quelle delle Arenarie di San Vito e rioliti. Il contatto inferiore è erosivo e discordante sui Calcari di Villasalto.

Per primo MAXIA (1983; 1987) segnalò che i depositi del Carbonifero inferiore affioravano estesamente anche nella bassa valle del Flumendosa. Il rilevamento del Foglio Muravera ha confermato la grande estensione degli affioramenti della successione terrigena carbonifera che sono stati per la prima volta cartografati interamente con il rilevamento di questo Foglio.

Nella valle del Flumineddu e sull'altopiano il Complesso di Pala Manna è rappresentato da una potente successione silicoclastica costituita prevalentemente da un'irregolare alternanza decimetrica di metasiltiti grigie e scure con intercalazioni di metarenarie a grana fine. Per incremento della frazione detritica grossolana la successione passa ad un'alternanza decimetrica di metarenarie micacee, metarcose a grana fine di color nocciola, metaquarzoareniti scure a grana media e fine, e metasiltiti micacee grigio-scure.

Nelle metarenarie sono state osservate varie strutture sedimentarie quali *flute-cast* (versante destro del Riu Spigulu), laminazioni convolute e incrociate. Talvolta è possibile riconoscere porzioni di sequenze torbiditiche ed altre strutture di risedimentazione testimoniate da *mud-flow*, *debris flow*, *slumping*, ecc.



Fig. 6 - Elemento di calcare devoniano risedimentato nei conglomerati della Formazione di Pala Manna dell'Unità tettonica del Gerrei. Località Sa Canna, Est di Armungia.

Assieme a queste litologie sono presenti, sia pure in affioramenti con scarsa continuità laterale, livelli di metaconglomerati e metabrecce poligeniche ad elementi di liditi, metaquarzoareniti, metarenarie e raramente marmi e metacalcari nodulari (Fig. 6), con spessori che possono arrivare ad alcune decine di metri. Anche le dimensioni dei clasti sono molto variabili, da 1 cm ad alcune decine di cm; la matrice pelitico-arenacea è solitamente abbondante. E' probabile che gli elementi carbonatici fossero molto più abbondanti di quanto si possa rilevare attualmente; sono presenti, infatti, numerose cavità probabilmente dovute alla completa dissoluzione di clasti calcarei. Gli affioramenti più importanti, come quelli situati sulla destra orografica del Flumendosa, tra il Riu Baccu Mmaxianedda e Gutturu Sa Pira, sono stati cartograficamente distinti come **metaconglomerati e metabrecce a liditi (PMNa)**.

Caratteristici sono blocchi di liditi di dimensioni variabili da alcuni metri ad alcune decine di metri. I blocchi sono interpretati come olistoliti, ma le loro dimensioni non sono mai tanto grandi da poter essere cartografati, come invece è possibile per gli olistoliti e gli olistostromi dello stesso complesso che affiorano nel Sarrabus.

Lo spessore del complesso è difficile da stimare a causa degli effetti della tettonica ercinica e dei contatti tettonici che spesso lo delimitano al tetto e alla base; lo spessore apparente è di almeno 200 m.

I contatti del Complesso di Pala Manna sono sempre tettonici, ad eccezione del citato affioramento di Villasalto che rappresenta attualmente l'unica sicura testimonianza degli originari rapporti tra il Complesso di Pala Manna e il resto della successione paleozoica.

Carbonifero inferiore.

1.3.3. - Unità tettonica di Meana Sardo

Affiora nella parte settentrionale del Foglio, a E dell'altopiano del Salto di Quirra, in un vasto *klippe* sul versante destro del Riu Corr 'e Cerbos e nella zona di Bruncu Nieddu.

Arenarie di San Vito (CALVINO, 1959a) (SVI)

Questa formazione affiora alla base dell'Unità tettonica di Meana Sardo ed è riferita al Cambriano-Ordoviciano inferiore in base ad associazioni di acritarchi (TONGIORGI *et alii*, 1982; 1984; DI MILIA & TONGIORGI, 1993). E' nota nella letteratura geologica recente (CARMIGNANI *et alii*, 1982a; 1992) come Formazione di Solanas, distinta da MINZONI (1975) in Barbagia. Tutti i lavori degli ultimi venti anni hanno confermato la sostanziale identità litologica tra la Formazione di Solanas

e le Arenarie di San Vito e le numerose ricerche biostratigrafiche mediante acritarchi hanno evidenziato anche una buona correlazione biostratigrafica tra le due formazioni. Pertanto, in accordo con le indicazioni della normativa stratigrafica internazionale, per ragioni di priorità abbiamo ritenuto opportuno indicare con lo stesso nome formazionale di “Arenarie di San Vito” tutte le successioni arenacee cambro-ordoviciane che costituiscono la base stratigrafica delle Unità tettoniche del Sarrabus, del Gerrei e di Meana Sardo.

Si tratta di irregolari alternanze da decimetriche a metriche di metarenarie micacee, quarziti grigie e metagrovacche di colore grigio-verdastro e metasiltiti grigie. Negli orizzonti a granulometria più fine sono frequenti laminazioni parallele, ondulate e convolute, mentre alla base degli orizzonti a granulometria più grossolana si possono osservare *ripple*, *flute-cast*, *load-cast* e canali d'erosione.

La base di questa formazione non è mai esposta. Essa poggia tettonicamente sopra l'Unità del Gerrei ed è ricoperta con discordanza dai Metaconglomerati di Muravera o dalla Formazione di Monte Santa Vittoria.

L'ambiente di sedimentazione corrisponde a sistemi di conoidi con processi di sedimentazione di tipo torbiditico.

Cambriano -Ordoviciano inferiore.

Metaconglomerati di Muravera (MRV)

Anche nell'Unità tettonica di Meana Sardo un metaconglomerato grossolano separa le Arenarie di San Vito dalla successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio. I principali affioramenti si trovano presso Spuntone Sa Contissa, Bruncu S'Arrettori e a NE di Brecca.

Si tratta di conglomerati poligenici eterometrici, spesso grossolani, in matrice quarzo-arenitica. I clasti sono costituiti da originarie arenarie, quarzoareniti e vulcaniti acide. La matrice presenta un importante apporto di quarzo d'origine vulcanica.

La formazione è molto discontinua e lo spessore può variare da zero a un massimo di 50 m. Tale geometria è indicativa di depositi canalizzati di un ampio sistema fluviale-alluvionale.

Ordoviciano medio.

Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)

In gran parte della letteratura geologica degli ultimi venticinque anni la successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio dell'Unità tettonica di Meana Sardo è classicamente divisa in tre unità litostratigrafiche informali descritte in Barbagia da BOSELLINI & OGNIBEN (1968). Dal basso verso l'alto esse

sono: la Formazione di Monte Corte Cerbos (metarioliti afiriche), la Formazione di Manixeddu (metaepiclastiti derivate principalmente dallo smantellamento di vulcaniti acide) e la Formazione di Serra Tonnai (metagrovacche vulcaniche e metandesiti). Questi litotipi costituiscono anche la parte inferiore della successione vulcano-sedimentaria ordoviciana dell'Unità tettonica del Gerrei e dell'Unità tettonica di Riu Gruppa.

Tuttavia, nel Foglio Muravera questa successione è raramente completa e anche l'ordine di sovrapposizione non è sempre quello descritto in Barbagia. In particolare, tra i derivati metamorfici dei prodotti del rimaneggiamento di vulcaniti acide (cfr. Formazione di Manixeddu) e a chimismo intermedio (cfr. Formazione di Serra Tonnai) esistono spesso passaggi laterali rapidi o ripetute alternanze a tutte le scale. Pertanto, non essendo questi termini cartografabili con la sicurezza richiesta dal rango di formazione, si è preferito procedere a una ridefinizione di queste unità litostratigrafiche attraverso la formalizzazione di una nuova formazione che può essere distinta sia nell'Unità tettonica del Gerrei che nell'Unità tettonica di Meana Sardo. In quest'ultima unità tettonica i diversi litotipi sono distinti con tre litofacies, in buona parte corrispondenti alle tre formazioni stabilite in Barbagia da BOSELLINI & OGNIBEN (1968). La suddivisione in litofacies, invece che in formazioni, per associazioni litologiche cartografabili che mostrano frequenti passaggi laterali, è consigliata anche dalla normativa stratigrafica internazionale.

Nel Foglio Muravera questa formazione affiora limitatamente al nucleo di alcune sinclinali situate alla base della cornice delle arenarie eoceniche, sul versante destro del Torrente Quirra, a Bruncu S'Arrettori, a Brecca e nella zona di Bruncu Nieddu.

Sono state distinte le due seguenti litofacies:

Metaepiclastiti (MSVa) (cfr. Formazioni di Manixeddu e di Monte Corte Cerbos di BOSELLINI & OGNIBEN, 1968). Si tratta principalmente di metaepiclastiti a prevalente matrice vulcanica, di varia granulometria, con clasti di dimensioni massime di circa 5 cm, ma che nell'area di Bruncu S'Arrettori possono arrivare fino a 15 cm. Spesso si osservano intercalazioni di metaquarzogrovacche e metarenarie. Particolarmente abbondanti sono dei metaconglomerati a prevalenti ciottoli di quarzo, ben classati, e metaconglomerati a ciottoli riolitici di dimensioni centimetriche, ben selezionati e arrotondati. Si tratta dei derivati metamorfici di prodotti rimaneggiati di originarie rocce effusive ed esplosive acide e, in minor misura, di prodotti di attività vulcanica esplosiva. Localmente sono presenti sottili livelli di metarioliti afiriche biancastre.

Metagrovacche e metandesiti (MSVb) (cfr. Formazione di Serra Tonnai di BOSELLINI & OGNIBEN, 1968). Si tratta di metaepiclastiti verdastre, prevalentemente metagrovacche, massive o in bancate di alcuni metri di spessore, a cui si intercalano metavulcaniti grigio-verdastre di composizione da andesitica a basaltica, in livelli spessi al massimo 20-30 m. Nelle vulcaniti è riconoscibile una struttura

blastoporfirica, con glomeroblasti di plagioclasio albitico e aggregati cloritico-epidotici pseudomorfi su originari minerali femici. Sono caratterizzate dalla presenza di caratteristici vacuoli da millimetrici a centimetrici riempiti da calcite e avvolti da clorite, che GATTIGLIO & OGGIANO (1990) riconducono ad una alterazione di tipo spilitico; localmente si osservano strutture interpretabili come *pillow* deformati.

Nell'area di Bruncu S'Arrettori il passaggio stratigrafico tra le Metagrovacche e metandesiti e le Metaepiclastiti è marcato da alcuni metri di metarenarie micacee di colore nocciola.

Nel Foglio Muravera lo spessore apparente della formazione non supera i 200 m (Forru Intra).

Ordoviciano medio.

Metadoleriti (m β)

Si tratta di metabasiti alcaline in giacitura filoniana o in ammassi intrusi nelle Arenarie di San Vito. I migliori affioramenti si rinvengono nel Rio S. Giorgio nell'adiacente Foglio Jerzu, mentre nell'area del Foglio Muravera sono frequenti a Serra is Istibus e a M. is Crabus dove, oltre agli effetti del metamorfismo regionale, registrano anche quelli del termometamorfismo legato alle intrusioni dei leucograniti tardopaleozoici.

Spesso sono ancora ben osservabili i caratteri di un'originaria tessitura intersertale, marcata da relitti di plagioclasio in una massa di fondo cloritico-epidotica pseudomorfa su minerali femici. Si osservano inoltre abbondanti ossidi metallici (prevalentemente ilmenite). Nelle facies gabbroidi sono presenti anche relitti di orneblenda.

Queste rocce sono correlabili con il piccolo ammasso di gabbro affiorante nel Riu Grappa e che taglia le metavulcaniti dell'Ordoviciano medio.

?Ordoviciano medio-superiore

Formazione di Orroledu (BOSELLINI & OGNIBEN, 1968) (ORR)

La formazione affiora estesamente solo nella zona di Bruncu Nieddu.

Si tratta di un'alternanza di metarenarie, metarenarie grossolane e filladi, con frequenti intercalazioni di metaconglomerati minuti in strati decimetrici e metrici, costituiti da quarzo e frammenti litici, talora poco selezionati, in matrice quarzoso-sericitico-cloritica. Fra i frammenti litici si riconoscono metaquarzoareniti, metarenarie quarzose, metasiltiti, metaepiclastiti e metavulcaniti. Vi sono rari livelli di **metaconglomerati (ORRa)** grossolani eterometrici, ad elementi subarrotondati di metaquarzoareniti. A NW di Bruncu Nieddu, a Bruncu Spangas

ed in altre località, la formazione contiene metarenarie e metasiltiti con brachiopodi, briozoi e resti di crinoidi. Presso Bruncu Nieddu nelle metarenarie sono intercalate delle **metabasiti (ORRb)** a composizione basaltica nelle quali GATTIGLIO & OGGIANO (1990) segnalano strutture a *pillow*. Sono riferibili al vulcanismo alcalino basico frequentemente intercalato nella parte alta della successione dell'Ordoviciano superiore.

A Bruncu Spangas lo spessore apparente di questa formazione è di circa 200 m.

Ordoviciano superiore.

1.3.4. - Unità tettonica del Sarrabus

Questa unità tettonica occupa tutta la parte meridionale del Foglio Muravera a S dell'Accavallamento di Villasalto. E' l'unità strutturalmente più elevata nell'edificio di falde del basamento della Sardegna SE ed è quella con minore deformazione e più basso grado metamorfico. In questa unità tettonica i caratteri primari delle unità litostratigrafiche sono quasi sempre conservati.

Arenarie di San Vito (CALVINO, 1959a) (SVI)

Questa è la formazione che affiora più estesamente nel Foglio Muravera.

E' una potente successione terrigena costituita da irregolari alternanze, da decimetriche a metriche, di metarenarie micacee e metaquarzoareniti, di colore variabile dal grigio chiaro al verdastro, al nocciola e al grigio scuro, con metasiltiti e metapeliti grigio-nerastre, talora verdi o violacee. Le metaquarzoareniti sono generalmente ben classate, con quarzo, feldspati e muscovite come componenti fondamentali, mentre subordinati sono tormalina, epidoti, ossidi, ecc. Negli intervalli a granulometria più fine sono frequenti laminazioni parallele, ondulate e convolute, *slumping*. Alla base degli intervalli a granulometria più grossolana talvolta possono essere conservati *ripple*, *flute-cast*, *load cast*, canali d'erosione e stratificazione gradata. Sono diffusi strati metrici e lenti di metaconglomerati minuti, più raramente grossolani, con prevalenti ciottoli di quarzo, originarie quarzoareniti e arenarie.

Uno spessore di 460 m è stato misurato presso Rio S'Acqua Callenti; esso rappresenta uno spessore minimo poiché la base della formazione non affiora mai. La formazione poggia infatti tettonicamente sopra l'Unità tettonica del Gerrei (Accavallamento di Villasalto). Il contatto stratigrafico al tetto è bene osservabile a E di Genn'Argiolas (Su Scoffoni) e lungo il Riu Ollastu. Esso è rappresentato dalla discordanza angolare alla base dei Metaconglomerati di Muravera e, ove

questo è assente, alla base delle metavulcaniti ordoviciane. La discordanza angolare è spesso molto grande e può arrivare a 90°.

L'ambiente di sedimentazione corrisponde ad un sistema deltizio sottomarino, con sedimentazione anche di tipo torbido (BARCA & DI GREGORIO, 1979; BARCA & MAXIA, 1982). I litotipi della parte alta della formazione hanno spesso colorazioni violacee che indicano una tendenza regressiva del bacino, probabilmente connessa con l'inizio dei movimenti dell'Ordoviciano inferiore (Fase Sarda Auct.).

Cambriano - Ordoviciano inferiore.

Metaconglomerati di Muravera (MRV)

La Discordanza Sarrabese è marcata dai Metaconglomerati di Muravera, già dettagliatamente descritti da CALVINO (1959a) come "Conglomerato basale", successivamente da NAUD (1981) e da BARCA & MAXIA 1982 ("Conglomerato di Rio Ceraxa").

Si tratta di un originario conglomerato matrice-sostenuto, poco selezionato, poligenico, con elementi da arrotondati a sub-arrotondati di dimensioni medie di 5-10 cm e con elementi fino a 30 cm. I clasti sono composti principalmente da originarie arenarie listate e quarzoareniti delle sottostanti Arenarie di San Vito. La matrice generalmente è rappresentata da una metarenaria a granulometria media o grossolana, con apporto subordinato di materiale vulcanico, probabilmente legato alla rielaborazione dei primi prodotti effusivi del vulcanismo dell'Ordoviciano medio. Alle bancate di metaconglomerati sono intercalati livelli di metarenarie micacee e metapeliti. Questa formazione è molto discontinua e lo spessore può variare da zero a qualche decina di metri in un'area molto ristretta; circa 40 m è lo spessore massimo misurato nell'area del Foglio. Riteniamo che questa variabilità sia originaria ed indicativa di depositi canalizzati.

Il limite con la formazione sottostante, come già detto, è marcato da una netta discordanza angolare. I Metaconglomerati di Muravera possono essere ricoperti sia dalla formazione del Monte Santa Vittoria, che dalla formazione dei Porfidi Grigi del Sarrabus. Il contatto è netto quando il conglomerato è ricoperto da lave, ed è talvolta marcato da un banco di metaquarzoarenite bianca potente circa 10 m (es. a q. 449 a NE di Bruncu su Sparau), mentre è graduale quando è ricoperto dalle metaepiclastiti della suddetta formazione. In quest'ultimo caso il limite è stato posto in corrispondenza della scomparsa dei ciottoli arrotondati di quarzite che generalmente coincide con la comparsa di una matrice quasi esclusivamente vulcanica. I Metaconglomerati di Muravera sono riconducibili ad un ambiente deposizionale continentale ed indicano un'importante fase di erosione.

Ordoviciano medio.

Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)

E' stata attribuita a questa formazione una successione discontinua e non molto potente di metaepiclastiti e metarioliti, che in parte corrispondono ai "Porfidi quarziferi bianchi in masse e filoni, loro tufi e agglomerati" distinti da CALVINO (1963).

Si tratta di rioliti debolmente metamorfiche di colore bianco e giallastre, generalmente afanitiche, oppure con rari fenocristalli di quarzo e feldspati immersi in una pasta di fondo microcristallina quarzoso-feldspatica. La parte sommitale è caratterizzata da livelli di metarenarie vulcaniche e originari tufi e tufiti grigio-verdi. Le metaepiclastiti derivano dai prodotti del rimaneggiamento delle rioliti afanitiche e talvolta possono poggiare direttamente sui Metaconglomerati di Muravera. Una situazione di questo tipo è bene esposta a Bruncu su Sparau, dove metarenarie grossolane e metaconglomerati derivati dal rimaneggiamento delle rioliti, poggiano direttamente sui Metaconglomerati di Muravera.

La formazione affiora in modo discontinuo e con spessori molto variabili, da zero fino ad un massimo di alcune decine di metri, soprattutto nell'area a SW di Muravera e lungo la costa presso Porto Corallo. La base è marcata dai Metaconglomerati di Muravera; il tetto è rappresentato dal contatto con i Porfidi Grigi. Quest'ultimo contatto è molto graduale, avvenendo in genere tra i prodotti del rimaneggiamento delle due formazioni.

Ordoviciano medio.

Porfidi Grigi del Sarrabus (CALVINO, 1956)(PGS)

Questa formazione affiora in modo quasi continuo, ma con spessori molto variabili, in tutta la parte meridionale del Foglio. Sono stati distinti da CALVINO (1963) come "Porfidi quarziferi grigi in masse e filoni, tipici del Sarrabus" e successivamente catalogati da CARIMATI *et alii* (1980) come Porfidi Grigi del Sarrabus; nome che è stato qui adottato.

La formazione è caratterizzata da giacitura massiva, colore grigio scuro ed evidente struttura porfirica. Si tratta prevalentemente di metarioliti, originari tufi e tufiti di composizione riolitica, e metariodaciti con abbondanti porfiroclasti millimetrici di quarzo globulare e feldspato alcalino idiomorfo. Frequenti sono anche porfiroclasti di plagioclasio e biotite e frammenti litici generalmente costituiti da originarie epiclastiti e arenarie. In questa formazione sono stati riconosciuti frammenti di filladi a muscovite e a biotite che mostrano evidenze di un metamorfismo pre-ercinico e rappresentano l'unica testimonianza di un basamento metamorfico sottostante e più antico delle Arenarie di S. Vito (Fig. 7). A queste vulcaniti calcalcaline sono spesso intercalati i derivati lievemente metamorfici



Fig. 7 - Formazione dei Porfidi Grigi del Sarrabus, NE di Genn'Argiolas, Unità tettonica del Sarrabus, Sottounità di Genn'Argiolas. Si noti la presenza di un frammento di fillade (indicato dalla freccia) derivato da un basamento metamorfico più antico della Formazione delle Arenarie di S. Vito.

dei prodotti del loro rimaneggiamento subaereo, in particolare livelli di metaconglomerati e di metarenarie.

Conveniamo con CALVINO (1972) che questa formazione sia correlabile con i Porfiroidi dell'Unità tettonica del Gerrei, dai quali si differenziano sostanzialmente solo per una minore deformazione.

Lo spessore di questa formazione è molto variabile; presso Genn'Argiolas è di 260 m.

Ordoviciano medio.

Derivati metamorfici di magmatiti acide in masse e filoni (mp)

Si tratta di derivati metamorfici da rocce magmatiche a composizione riolitica, con giacitura in filoni ed ammassi intrusi nelle Arenarie di San Vito. Conservano una struttura porfirica, caratterizzata dalla presenza di fenocristalli di quarzo, feldspati e biotite completamente alterata, in massa di fondo microcristallina quarzo-feldspatica.

I filoni cartografati hanno spessori massimi di circa 10 m. Essi sono intrusi nelle Arenarie di San Vito, con giacitura talvolta discordante rispetto alla stratificazione ma più spesso parallela ad essa.

Poichè tagliano le Arenarie di San Vito e non attraversano la successione dell'Ordoviciano superiore-Siluriano, essi vengono attribuiti al magmatismo dell'Ordoviciano medio.

Ordoviciano medio.

Formazione di Punta Serpeddi (BARCA & DI GREGORIO, 1979) (PSR)

Affiora estesamente nel settore compreso tra Genn'Argiolas e Muravera. La parte basale della formazione è costituita da alcune decine di metri di alternanze di strati spessi di metarenarie grossolane e microconglomerati. I clasti sono ben selezionati e arrotondati, con dimensioni comprese tra 3 e 6 mm e sono costituiti quasi esclusivamente da quarzo di origine vulcanica, più raramente feldspati. Verso l'alto segue una potente successione di metarenarie e metaquarzoareniti grigio-nerastre in strati con spessore tra 1 e 2 m, alternate a subordinati livelli decimetrici di metarenarie arcose di colore grigio chiaro. I componenti detritici principali sono quarzo, feldspati, muscovite e biotite. Nelle metarenarie sono spesso osservabili strutture sedimentarie quali gradazioni, laminazioni piano-parallele ed incrociate, spesso evidenziate da addensamenti di minerali pesanti quali rutilo, leucocoxene, ilmenite, zircone, monazite, tormalina, ecc. (LOI *et alii*, 1992a, 1992b). La parte sommitale della formazione è caratterizzata da metarenarie fini e metasiltiti di colore grigio chiaro. L'apporto di materiale vulcanico diminuisce verso l'alto della successione.

Nel Foglio Muravera questa formazione ha uno spessore massimo misurato di 95 m, poggia sui Porfidi Grigi e il contatto di base è discordante. La formazione è seguita in tutto il Sarrabus dalla Formazione di Tuviois. Ove quest'ultima è costituita da calcari silicizzati, il contatto è netto e facilmente cartografabile. Ove la base della Formazione di Tuviois è invece costituita da metarenarie e metasiltiti, il passaggio è graduale e il limite può essere incerto.

La formazione ha carattere trasgressivo alla base (Trasgressione caradociana Auct.), mentre la sua parte superiore testimonia l'instaurazione di ambienti litorali e di piattaforma neritica a sedimentazione terrigena. Lo spessore è variabile, probabilmente a causa delle irregolarità morfologiche degli apparati vulcanici su cui la formazione trasgredisce. L'abbondante presenza di muscovite e biotite detritica testimonia anche l'erosione di un basamento metamorfico pre-ercinico (forse lo stesso da cui derivano i frammenti di filladi rinvenute nei Porfidi Grigi).

La parte superiore della formazione contiene una ricca associazione bentonica a brachiopodi, crinoidi, briozoi, trilobiti, gasteropodi, cistoidi, ecc. (CALVINO, 1959a; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1978; BARCA & DI GREGORIO, 1979) (Fig. 8).

Ordoviciano Superiore.

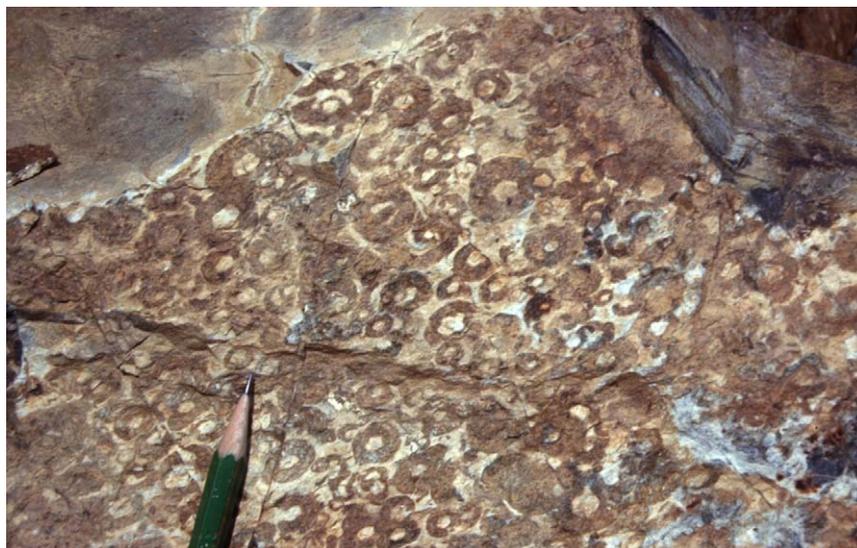


Fig. 8 - Articoli di crinoidi in arenarie della formazione di Punta Serpeddi, S di Bruncu Adamu.

Formazione di Tuviois (BARCA & DI GREGORIO, 1979) (TUV)

Affiora nella parte meridionale della Sottounità di Genn'Argiolas, nell'area tra Genn'Argiolas e Muravera e nella zona di Serra S'Ilixi, a N della Faglia di Bruncu is Istrias.

La parte basale è costituita da un'alternanza di livelli centimetrici di metarenarie fini e metasiltiti micacee, di colore grigio. Localmente sono presenti livelli metrici di metarenarie grossolane in grossi banchi. Verso l'alto questa formazione è caratterizzata dalla presenza di **calcarei silicizzati (TUVa)**, noti in letteratura come "Quarziti del Sarrabus" (DE CASTRO, 1890; TRAVERSO, 1890; CAVINATO, 1933; GIMENO, 1990), di colore variabile dal grigio ceruleo al grigio-nerastro. L'intensa silicizzazione rende molto spesso difficoltoso in campagna il riconoscimento della stratificazione e degli altri caratteri sedimentologici originari.

Lo spessore massimo misurato è di circa 370 m, ma generalmente lo spessore non supera un centinaio di metri.

La formazione poggia con concordanza sulla Formazione di Punta Serpeddi ed è ricoperta, ancora in concordanza, dagli Scisti a Graptoliti. L'associazione fossilifera è costituita da crinoidi, cistoidi, briozoi, brachiopodi e trilobiti.

Anche questa unità è riferibile ad un ambiente di piattaforma, più distale rispetto alla Formazione di Punta Serpeddi, come testimonia la prevalente sedimentazione pelitico-carbonatica con limitato apporto terrigeno grossolano.

Ordoviciano superiore.

Scisti a Graptoliti (Auct.) (SGA)

Nell'Unità del Sarrabus compresa nel Foglio Muravera questa formazione costituisce alcuni limitati affioramenti nella Sottunità di Genn'Argiolas, tra Genn'Argiolas e Muravera, quasi sempre fortemente tettonizzati o in scaglie all'interno di livelli cataclastici spesso mineralizzati (Filone Argentifero Auct.).

Si tratta dei tipici argilloscisti carboniosi neri con rari resti di graptoliti, di ambiente euxinico, nei quali sono intercalati livelli centimetrici di liditi nere e subordinati livelli quarzoarenitici. Lo spessore massimo affiorante è di alcune decine di metri.

Siluriano-Devoniano inferiore.

Complesso di Pala Manna (PMN)

Questa unità litostratigrafica affiora estesamente nell'Unità tettonica del Sarrabus e costituisce la Sottunità di Minderrì, affiorante nella estremità meridionale del Foglio.

La maggior parte di questa unità litostratigrafica è costituita da metasiltiti omogenee di colore grigio-nerastro con patine d'alterazione giallo-ocra, ben stratificate in strati decimetrici e metrici, talvolta con stratificazione convoluta, impronte di fondo e laminazioni incrociate (Cuile Istrias). Talvolta le metasiltiti passano a una irregolare alternanza decimetrica di metasiltiti e metarenarie micacee e metaquarzoareniti scure. Questo tipo di successione è bene esposto nell'area di Bruncu is Istrias-Minderrì.

Nella successione arenacea e in quella siltitica sono intercalati livelli da metrici fino a decametrici di metaconglomerati grossolani a elementi di metaquarzoareniti e metarenarie in abbondante matrice pelitico-psammitica e livelli di breccie con elementi di liditi. Queste intercalazioni sono state cartografate come **metaconglomerati e metabreccie a liditi (PMNa)**. Per incremento della frazione detritica grossolana la successione passa spesso ad un'alternanza decimetrica di metarenarie micacee, metarosi a grana fine di color nocciola, metaquarzoareniti scure e metasiltiti micacee grigio scure. Le facies più arenacee che sembrano occupare la parte superiore della successione sono state distinte come **metarenarie (PMNb)** (Bruncu su Tuveraxiu, Arcu 'e Mauru, ecc.)

Alle metasiltiti sono intercalati livelli da metrici a decametrici di **metabasiti (PMNc)**, derivate da originari basalti da alcalini a transizionali (DI PISA *et alii*, 1992), che talvolta conservano strutture a *pillow* (Cuile Beranu, Bruncu su Tuveraxiu) e diaspri neri sottilmente stratificati distinti in carta come **liditi (PMNd)**

Sia nelle metasiltiti che nelle metarenarie si ritrovano porzioni con assetto caotico e blocchi isolati di dimensioni da decimetriche a ettometriche di liditi associate a scisti carboniosi con graptoliti, di calcari silicizzati del tutto analoghi

a quelli della Formazione di Tuviois, di metarioliti analoghe a quelle della formazione dei Porfidi Grigi del Sarrabus e di calcari nodulari grigi con orthoceratidi (Riu su Sinzulu, Costa de Istrias, Bruncu Berritta, Riu Minderrì, Arcu 'e Mauru, ecc). Questi corpi, in cui sono stati documentati sulla base di graptoliti e conodonti vari piani del Siluriano fino al Devoniano superiore (Famenniano) (HELMCKE, 1973; JÄGER, 1976; BARCA *et alii*, 1986; BARCA & JÄGER, 1989; BARCA & OLIVIERI, 1991), sono interpretati come olistostromi.

Gli olistostromi di maggiori dimensioni sono stati cartografati e distinti con le seguenti sigle:

pgs - metarioliti;

tuv - calcari silicizzati;

sga - liditi e metapeliti carboniose con graptoliti;

vll - calcari nodulari fossiliferi con orthoceratidi.

Non è possibile stabilire lo spessore reale del complesso, in quanto i contatti alla base e al tetto sono tettonici. La mancanza di sicuri livelli stratigrafici di riferimento impedisce di accertare la presenza di importanti raddoppi o di grandi elisioni tettoniche nella successione. Uno spessore maggiore di 400 m è ipotizzabile.

Questa formazione viene interpretata come un complesso di depositi sinorogenici depositi nell'avanfossa al fronte della catena ercinica (BARCA, 1991).

Carbonifero inferiore.

2. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

Il magmatismo post-collisionale ercinico comprende una grande varietà di prodotti magmatici intrusivi ed effusivi che si misero in posto tra il Carbonifero superiore e il Permiano, contemporaneamente al sollevamento, al collasso e allo spianamento della catena ercinica.

2.1. - GRANITOIDI

Il complesso granitoide sardo-corso mostra una variabilità composizionale con litotipi riconducibili essenzialmente a granodioriti, monzograniti e leucograniti e subordinatamente gabbro-dioriti e tonaliti. Il quadro strutturale è di complessità variabile ed è essenzialmente legato alle modalità ed alla cronologia di messa in posto delle singole intrusioni.

Il carattere calcalalino dell'associazione plutonica sarda è stato messo in evidenza da tempo ed è riscontrabile attraverso i caratteri petrografici, mineralogici e geochimici (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; GUASPARRI *et alii*, 1984; POLI *et alii*, 1989).

Leucograniti (γ^3)

Le plutoniti presenti nel Foglio sono tutte classificabili come leucograniti, ed affiorano in quattro zone distinte. Nell'angolo SW il Foglio comprende parte dell'intrusione leucogranitica di M. Genis: un corpo sub-circolare affiorante per una decina di chilometri quadrati che intrude le metamorfiti di basso grado dell'Unità tettonica del Sarrabus. Un'altra piccolissima intrusione (circa un chilometro quadro) affiora poco a N di San Vito, all'interno delle metamorfiti dell'Unità tettonica del Gerrei, non lontano dall'Accavallamento di Villasalto. Altri due affioramenti sono situati lungo la costa nell'angolo NE del Foglio e all'estremità meridionale del Foglio, a S di Muravera. Questi ultimi due affioramenti rappresentano le estreme propaggini dei grandi batoliti dell'Ogliastra e del Sarrabus.

Tutte queste plutoniti presentano alcuni caratteri comuni. Esse sono marcatamente isotrope, tagliano tutte le strutture plicative delle metamorfiti e talvolta producono un'importante aureola di contatto nell'incassante (CAVINATO, 1935; GIOBBI ORIGONI *et alii*, 1987). I caratteri giacitureali delineano la loro natura di intrusioni tardive (post-tettoniche). I dati geocronologici disponibili indicano un'età riferibile al Carbonifero superiore-Permiano inferiore (DEL MORO *et alii*, 1975; COCHERIE, 1985; CASTORINA & PETRINI, 1989). I dati petrografici (BRALIA *et alii*, 1981; POLI *et alii*, 1989) e lo studio delle inclusioni fluide (FREZZOTTI, 1990; 1992) concordano nell'indicare che i leucograniti del basamento sardo si sono messi in posto a livelli alto-crosta dopo l'esumazione delle metamorfiti in un regime tettonico distensivo.

Il leucogranito di M. Genis è caratterizzato da grana medio-fine (2-4 mm) e struttura ipidiomorfa. La paragenesi consiste di K-feldspato, quarzo, plagioclasio e biotite; frequenti accessori sono apatite e magnetite. Caratteristiche sono le cavità miarolitiche millimetriche, con fluorite idrotermale. Per questo plutone viene ipotizzato un raffreddamento isobarico abbastanza rapido (FREZZOTTI, 1992).

Gli altri leucograniti del Foglio sono abbastanza omogenei. Il colore è roseo o biancastro, come nel caso del granito di San Vito, la grana è medio-grossa. La struttura varia da equigranulare a inequigranulare, con quarzo globulare, che conferisce un aspetto tendenzialmente porfirico alla roccia, e con fenocristalli subedrali di plagioclasio e K-feldspato. La biotite, unico minerale femico, è sempre presente in proporzioni modali non superiori al 5%. Facies marginali porfiriche, talvolta più ricche in biotite, e facies microgranitiche affiorano spesso lungo i contatti con l'incassante.

Tutte le masse granitiche hanno indotto più o meno estese aureole metamorfiche. Nel Foglio sono indicate con un sovrassegno solo le aree nelle quali gli effetti del termometamorfismo sono più evidenti. L'aureola termometamorfica più importante è esposta tra il T. Quirra e la costa. In quest'area le rocce carbonatiche sono completamente silicizzate e le rocce con originaria composizione pelitico-arenacea sono spesso trasformate in cornubianiti ad andalusite. Nelle aree marcate con il sovrassegno del metamorfismo di contatto, ed in particolare in tutta

l'area tra i leucograniti di Quirra e il rilievo su cui sorge il Castello di Quirra, l'attribuzione formazionale è spesso incerta.

Carbonifero superiore - Permiano.

2.2. - FILONI

I filoni presenti nel Foglio sono costituiti da porfidi quarziferi, filoni basici e filoni quarzosi di genesi idrotermale. Essi presentano direzioni abbastanza costanti, comprese tra NW-SE e N-S. Rari sono i filoni con direzione NNE-SSW, generalmente rappresentati da filoni idrotermali. Le inclinazioni sono sempre molto elevate (>70°).

Filoni ed ammassi di porfidi granitici (fy)

Costituiscono i maggiori corpi filoniani del Foglio. Il sistema filoniano che si sviluppa a E di M. Genis e che taglia l'angolo SW del Foglio comprende corpi con spessori di quasi un chilometro, che si estendono anche fuori dal Foglio, per una lunghezza complessiva di alcune decine di chilometri. La maggioranza è comunque costituita da filoni con spessori generalmente non superiori a qualche decina di metri. Numerosi sono i filoni che sviluppano nell'area di Riu Gruppa che sono ritenuti associati alle mineralizzazioni skarnoidi a solfuri misti di Sa Lilla e Parredis.

I filoni di porfidi hanno colore tipicamente rosso mattone o ocraceo. La struttura varia da afirica a porfirica per la presenza di fenocristalli di feldspati alcalini, quarzo e subordinata biotite. Questi minerali sono generalmente anche i componenti della pasta di fondo. La struttura è isotropa, e solo localmente orientata in corrispondenza delle salbande.

Queste manifestazioni in diverse località fuori del Foglio tagliano i depositi autuniani mentre non interessano la successione mesozoica.

Carbonifero superiore - Permiano.

Filoni basici (fv)

I filoni basici hanno spessore molto modesto, non superiore a qualche metro, e pertanto solo raramente sono cartografabili. Sono fortemente alterati, mostrano una struttura subafirica o debolmente porfirica.

Si tratta generalmente di filoni dioritici a carattere sub-alciano e filoni basici a carattere alcalino. La netta prevalenza dei secondi è responsabile della notazione di "lamprofiri" utilizzata in passato per questo tipo di filoni.

I filoni dioritici sub-alcalini mostrano in sezione sottile tessitura intersertale per cristallizzazione essenzialmente eutettica di plagioclasio ed orneblenda con subordinato ortopirosseno, rari fenocristalli di plagioclasio e pirosseno. Talvolta è presente scarsa biotite trasformata in clorite+epidoto+titanite.

I filoni a carattere alcalino mostrano tessiture variabili da porfiriche a doleritiche. I caratteri più costanti riscontrabili in sezione sottile sono: tessitura doleritica debolmente porfirica (PI<5) per microfenocristalli (<1 mm) di olivina e plagioclasio. La mesostasi presenta struttura ofitica con plagioclasio idiomorfo, clinopirosseno da pecilitico ad interstiziale, ilmenite da subedrale ad interstiziale, piccoli cristalli di olivina nella mesostasi. Il clinopirosseno è spesso zonato con nucleo marcatamente titanifero. Quasi costante è la presenza di solfuri ignei (>1%) come fase interstiziale o concresciuti con clinopirosseno.

Carbonifero superiore - Permiano.

Filoni idrotermali prevalentemente di quarzo (fq)

I principali filoni idrotermali di quarzo tagliano le Arenarie di San Vito a S dell'Accavallamento di Villasalto. Oltre al quarzo essi possono contenere barite, che può divenire dominante, fluorite, calcite e piccole quantità di solfuri metallici, soprattutto galena. Sono stati cartografati solo quelli più potenti e continui, e quelli che sono stati oggetto di ricerche o coltivazioni minerarie.

Un filone a barite taglia le arenarie eoceniche a M. Cardiga. Secondo CALVINO (1972), anche i filoni a quarzo e barite che tagliano il leucogranito di Quirra sarebbero da riferire al Terziario. Probabilmente si tratta di fenomenologie idrotermali legate alle faglie dirette N-S sulle quali si è impostato il vulcanismo plio-pleistocenico della costa orientale.

Per ulteriori notizie sui filoni metalliferi si rimanda al capitolo sui giacimenti minerari.

Carbonifero superiore - Permiano.

3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA

La successione vulcano-sedimentaria permiana affiora solo alla sommità dei rilievi nell'angolo NW del Foglio e poggia con netta discordanza sul basamento metamorfico. Questi affioramenti costituiscono l'estrema propaggine meridionale di uno dei più vasti affioramenti di rocce permiane della Sardegna: il Bacino di Escalaplano. Poco più a N, nel Foglio Jerzu, questa successione è a sua volta ricoperta in discordanza da depositi triassici.

Formazione di Riu su Luda (LUD)

Nel Foglio la formazione è divisa in due litofacies: il Conglomerato poligenico e le Epivulcanoclastiti varicolori.

Conglomerato poligenico (LUDa). La successione permiana inizia con un conglomerato che nel Foglio affiora con buona continuità. Si tratta di conglomerati poligenici eterometrici, con clasti scarsamente elaborati di metamorfiti (metarenarie, filladi, ecc.) e, in subordine, di quarziti e metavulcaniti: la composizione del conglomerato è legata alle litologie del basamento immediatamente sottostante. In genere hanno aspetto massiccio e minute strutture canalizzate. La matrice è costituita da arenarie fini, di colore da grigio-verde a rosso-violaceo, limonitico-ematitiche. Sono presenti sottili livelli siltosi, con rari resti di vegetali (RONCHI, 1997). Lo spessore varia da 0 a 15 m.

Il conglomerato poligenico copre in discordanza (*non conformity*) il basamento metamorfico e passa verso l'alto con concordanza al resto della successione permiana.

Poco a N del Foglio sono state rinvenute flore fossili: presso Escalaplano PECORINI (1973) ha rinvenuto tracce di *Lebachia (Walchia) piniformis* Florin (Schlot. pars) e *Callipteris* sp., e presso M. Tacchixeddu è segnalata la presenza di *Cordaites* sp. (J. BROUTIN, com. pers., 1996). L'età è definita comunque in base alle flore fossili rinvenute nei sedimenti soprastanti, attribuiti all'Autuniano (MAXIA, 1938; BROUTIN *et alii*, 1996).

VARDABASSO (1965) denominò questi depositi "Verrucano sardo"; tale denominazione è stata in seguito riservata solo ai depositi clastici permo-triassici che marciano l'inizio del ciclo sedimentario alpino (FAZZINI *et alii*, 1974; CASSINIS *et alii*, 1979; GASPERI & GELMINI, 1979)

Epivulcanoclastiti varicolori (LUDb). Il conglomerato poligenico basale è seguito da una successione costituita da un'alternanza decimetrica di arenarie e peliti rosso scure, tufiti cineritiche riolitico-riodacitiche e marne grigio-verdastre. Raramente si rinvencono resti vegetali. La parte superiore della successione comprende peliti, arenarie fini marnose, con noduli carbonatici, tufi stratificati di colore rosso scuro e ialoclastiti.

Permiano inferiore (Autuniano).

Rioliti (ρ)

Nelle Epivulcanoclastiti varicolori è intercalato un livello di ignimbriti, di composizione riolitica. Il colore è rosato, con fenocristalli di quarzo, sanidino, plagioclasio e biotite, in pasta di fondo vitrofirica a struttura eutaxitica e vitroclastica, con marcate strutture pseudofluidali (ignimbrite). Sono inoltre presenti livelli di cineriti riolitiche stratificate, talora silicizzate, con intercalati strati

di calcari lacustri. Lo spessore di questa unità litostratigrafica può arrivare a 20-25 m.

Permiano inferiore (Autuniano).

Andesiti (α)

Sono note in letteratura anche come Porfiriti Auct. Si tratta di breccie a composizione da dacitica ad andesitica, intercalate alle Epivulcanoclastiti varicolori. I frammenti di lava sono caratterizzati da porfiricità media fino ad elevata, con fenocristalli di plagioclasio e biotite. Cristalli di quarzo molto corroso sono subordinati. Le lave andesitiche sono meno diffuse e presentano generalmente porfiricità da elevata a molto elevata, spesso con aggregati glomeroporfirici. Questi aggregati sono costituiti da plagioclasti fortemente zonati, orneblenda, pirosseno e subordinata biotite. Zirconio e apatite sono fasi accessorie. In tutte le andesiti i minerali femici sono sempre completamente alterati.

Permiano inferiore (Autuniano).

4. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA TERZIARIA

Nel Foglio Muravera non è conservata traccia né del ciclo sedimentario triassico, né di quello giurassico, che sono invece ben rappresentati poco a N del Foglio (Escalaplano, Jerzu, ecc.). Sull'altopiano a N del Flumendosa è invece ben conservata parte della copertura dell'Eocene inferiore (Fig. 9). Limitati affioramenti si ritrovano fino all'estremità occidentale (LIPPARINI, 1938; FERRARA *et alii*, 1992) e sud-occidentale del Foglio, presso Genn'Arasili (BARCA & DI GREGORIO, 1978). Pertanto si può senz'altro ritenere che nell'Eocene l'area del Foglio sia stata completamente sommersa e coperta da sedimenti terziari.

In Sardegna la sedimentazione marina si interrompe nell'Eocene medio, per riprendere alla fine dell'Oligocene e soprattutto nel Miocene con lo sviluppo, tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara, di bacini in cui si sono depositati oltre 1000 m di sedimenti ("Rift sardo" Auct). Fuori da questo bacino, in corrispondenza di alti morfostrutturali, le condizioni di continentalità non sono state interrotte. Nell'area del Foglio sono riferiti dubitativamente all'Oligocene superiore - Miocene inferiore solo alcuni limitati affioramenti di depositi continentali correlati con la Formazione di Ussana (Oligocene superiore - Aquitaniano inferiore) (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CHERCHI, 1985).



Fig. 9 - La successione eocenica del Salto di Quirra, panorama da M. Cardiga verso SE.

Formazione di Monte Cardiga (FMC)

La successione eocenica più completa affiora a M. Cardiga dove raggiunge uno spessore di circa 280 m. Essa è stata distinta come formazione di M. Cardiga, una unità litostratigrafica di nuova istituzione la cui sezione tipo è stata definita in corrispondenza di tale rilievo.

Nel Foglio Muravera la formazione affiora estesamente sull'altopiano del Salto di Quirra e sul versante sinistro del Flumineddu. La trasgressione avviene sempre direttamente sul basamento paleozoico.

La successione sedimentaria eocenica è costituita alla base da arenarie e conglomerati trasgressivi; nella parte mediana prevalgono invece sedimenti carbonatici, con macroforaminiferi, che al M. Cardiga sono ricoperti da conglomerati e arenarie arcosiche. Si tratta di un ciclo trasgressivo-regressivo, caratterizzato da depositi costieri e deltizi con forti apporti terrigeni. La parte intermedia più carbonatica rappresenta probabilmente il momento di maggiore ingressione del mare eocenico. Il ciclo è chiuso dalle facies regressive della sommità del M. Cardiga.

Le ricerche biostratigrafiche hanno confermato che questa successione è da riferire all'Ypresiano (CHERCHI, 1985; MATTEUCCI, 1985).

Come già fece CALVINO (1963) per il Foglio "227- Muravera" a scala 1:100.000, sono state cartografate tre litofacies che, dal basso verso l'alto, sono:

- Arenarie e puddinghe,
- Calcari,
- Arcose.

Arenarie e puddinghe (FMCa). La parte basale della successione eocenica affiora estesamente sia nel Salto di Quirra che lungo la sinistra orografica del Riu Flumineddu.

Si tratta di una alternanza irregolare di arenarie a cemento carbonatico o siliceo ben stratificate, con conglomerati poligenici grossolani in grossi strati, a prevalenti elementi ben elaborati del basamento paleozoico. Tra i clasti abbondano quarzo, liditi e “porfidi”. I clasti sono ben classati, la matrice è arenacea e abbondante. Le arenarie sono talvolta gradate, e presentano laminazioni piano-parallele, incrociate e *burrow*. Alle arenarie localmente si intercalano, soprattutto verso la base, livelli marnosi di circa 0,5 m di spessore, contenenti frammenti di gasteropodi (ceritidi), lamellibranchi e abbondanti frustoli vegetali.

Lo spessore di questa litofacies varia tra 15 e 30 m.

Calcari (FMCb). Questa litofacies affiora, come la precedente, sia nel Salto di Quirra che nella valle del Riu Flumineddu. E' costituita da una alternanza di banchi da metrici a decametrici di calcari, calcari arenacei o conglomeratici fino a calcareniti, e calcari prevalentemente argillosi fino a marnosi, bioclastici, con sottili intercalazioni di marne. Localmente si intercalano lenti di conglomerati poligenici con abbondante matrice arenacea. La formazione è particolarmente ricca di macroforaminiferi (nummulitidi, assilinidi, orbitoidi) e resti di echinidi, bivalvi, ostreidi, litotamnidi e coralli. Tra Escalaplano e Perdasdefogu si rinven-gono, in alcuni livelli calcareo-arenacei della porzione medio-basale della sequenza, anche gasteropodi (ceritidi) e cefalopodi nautiloidei. L'ambiente di deposizione di questa unità è neritico, con apporti terrigeni, e corrisponde alla fase di massima ingressione marina eocenica.

La potenza massima affiorante di questa litofacies è di circa 130 m.

Arcose (FMCc). Affiorano esclusivamente sulla sommità del M. Cardiga. Si tratta di arenarie feldspatiche grossolane in grossi banchi con stratificazioni incrociate. A queste sono intercalati livelli di conglomerati poligenici a ciottoli di rocce paleozoiche.

Lo spessore affiorante è di circa 40 m.

Eocene inferiore.

Formazione Ussana (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) (USS)

Affiora nell'area di Monte Genis e poco a S di Ballao. Si tratta di conglomerati eterometrici poligenici, costituiti da clasti di rocce paleozoiche (“porfidi”, granitoidi, metaquarzoareniti, ecc.) e subordinatamente di calcari mesozoici ed eocenici, con scarsa matrice sabbiosa. Nel Foglio questi depositi poggiano direttamente sul basamento paleozoico. Solo nella zona di M. Genis questi conglomerati raggiungono uno spessore significativo (10 - 30 m) e sono associati ad arenarie poco cementate ed argille, spesso fortemente arrossate. Si tratta di depositi flu-

viali conservati in paleovalle seguibili da M. Genis per molti chilometri verso N, fino a S. Nicolò Gerrei (poco ad W del Foglio).

?Oligocene superiore - ?Miocene inferiore.

5. - VULCANITI ALCALINE PLIO-QUATERNARIE

Un vulcanismo essenzialmente basaltico marca la ripresa dell'attività vulcanica nel Plio-Quaternario. E' un vulcanismo intraplacca, connesso con la diffusa tettonica distensiva che interessa l'area sardo-tirrenica durante il Pliocene e il Quaternario. I suoi prodotti sono essenzialmente lave basiche, da alcaline a subalcaline.

Neck basaltico di Rio Gironi

Nel Foglio Muravera è presente un unico piccolo affioramento di basalti alcalini plio-quatarnari, descritto per la prima volta da CALVINO (1965). L'affioramento è visibile presso l'ex Casa Cantoniera di Rio Gironi, al km 110 della strada statale n° 125 "Orientale sarda", poco a N dell'abitato di Villaputzu. Attualmente l'affioramento è ridotto a pochi m² e non si eleva al di sopra della morfologia circostante, risultando quindi di non facile rinvenimento. Rispetto al periodo della sua prima segnalazione è probabile che sia stato oggetto di estrazione, probabilmente per ottenere inerti per edilizia. Data la limitata estensione dell'affioramento esso è indicato nella Carta geologica solamente con il simbolo di "neck di basalto".

La roccia è di colore marrone scuro, molto compatta e tenace ed è caratterizzata da fratture di raffreddamento subverticali. Alla scala del campione è possibile riconoscere una struttura microporfirica con fenocristalli millimetrici di pirosseno e olivina. Sulla base dell'analisi petrografica è classificabile come un basalto olivino-titanaugitico, con analcime nelle facies periferiche e con marcata tendenza alcalina.

Allo stato attuale è difficile poter determinare il tipo di giacitura della roccia in questione, ma secondo CALVINO (1965) si tratta di un *neck* che intrude il basamento metamorfico ercinico, qui costituito dalla Formazione delle Arenarie di San Vito.

Un'età plio-pleistocenica viene proposta per questa roccia in base alle analogie litologiche, composizionali, giacitureali e di affinità chimica con gli altri affioramenti della costa sudorientale dell'Isola (Dorgali, Baunei, Barisardo, Capo Ferrato) datati radiometricamente (BECCALUVA *et alii*, 1985). Si tratta quindi di un prodotto magmatico connesso con l'ambiente geodinamico distensivo legato all'apertura del Tirreno meridionale durante il Plio-Pleistocene.

L'affioramento è situato lungo la Faglia di Gennarrela, che si estende in direzione N-S parallelamente alla costa orientale. Questo dimostra come la faglia, attiva già durante il tardo paleozoico, sia stata riattivata anche durante il Cenozoico.
Pliocene.

6. - DEPOSITI QUATERNARI

I depositi quaternari cartografati nell'area del Foglio sono generalmente poco rilevanti, eccezione fatta per i depositi delle pianure in corrispondenza delle foci del F. Flumendosa e del T. Quirra (PALOMBA & ULZEGA, 1984). In particolare, per la piana del F. Flumendosa, grazie a indagini geognostiche e per ricerche idriche sono stati accertati depositi quaternari fino a -90 m s.l.m.. Nell'area immediatamente a NE dell'abitato di Muravera, mediante sondaggi geognostici e sondaggi elettrici verticali è stata individuata una successione composta, dall'alto verso il basso, da depositi sabbiosi (fino a -20 m s.l.m.), depositi argillosi (fino a -50 s.l.m.) e depositi ghiaioso-sabbiosi (fino a -80 m s.l.m.) (ARDAU, 1995).

Indagini geognostiche compiute dall'ANAS per la costruzione del nuovo tracciato della S.S. 125, hanno incontrato nell'alveo del Flumini Uri in località Sa Conserva depositi ghiaiosi con sottili intercalazioni limo-argillose fino a -60 s.l.m.. Ricerche geognostiche in prossimità di Nuraghe Scrocca, in corrispondenza dell'ampia ansa del F. Flumendosa a N di San Vito, hanno individuato una coltre alluvionale con spessore di oltre 40 m, mentre è di circa 20 m a Arcu Is'Arena alla confluenza tra il F. Flumendosa ed il Riu Gruppa.

Depositi alluvionali dei terrazzi del I ordine e conoidi reincidenti (t_1)

Sono stati distinti due ordini di terrazzi, indicati con le sigle t_1 per il più antico e t_2 per il più recente.

I depositi dei terrazzi più antichi (t_1) sono costituiti da alluvioni cementate, ossidate e reincidenti che si raccordano verso monte a fasce detritiche pedemontane e conoidi alluvionali coevi (conoidi di Pranubonis, Badu de Gedomu, ecc.). Gli orli di questi terrazzi mediamente raggiungono un'altezza di 5-6 m sul fondovalle, e solo raramente un'altezza di 15 m (Margini Mannu a S di San Vito, Riu Mannu a S di Muravera).

Affiorano con una certa continuità lungo le sponde del Flumendosa e dei suoi affluenti principali (Flumineddu, Riu Gruppa, Riu S'Acqua Callenti, ecc.) e nel tratto terminale del Torrente Quirra.

Sono costituiti da livelli di conglomerati grossolani, ben cementati, con matrice argilloso-arenacea scarsa, alternati con rari, sottili livelli di sabbie argillose

rossastre. I clasti sono talvolta embriciati, hanno dimensioni assai variabili da pochi cm fino ai blocchi di 50-70 cm di diametro. Il deposito è caratterizzato da una colorazione rossastra, più o meno intensa, per la presenza di ossidi e idrossidi di ferro, che formano patine sui ciottoli o sono accumulati in sottili livelli e tasche.

Le zone pedemontane di raccordo e i conoidi inattivi reinciati sono caratterizzati da livelli di conglomerati ancora ben cementati, con clasti poco o affatto elaborati, alternati a livelli con clasti ben elaborati e arrotondati.

Lungo il Flumendosa la composizione dei clasti è molto varia, essendo presenti praticamente tutti i litotipi del basamento metamorfico e delle coperture mesozoiche e terziarie. Lungo i corsi d'acqua minori le litologie dipendono dalle rocce affioranti nel bacino: quasi solo Arenarie di San Vito nei depositi di Riu s'Acqua Callenti e Flumini Uri; metavulcaniti, graniti e ignimbriti nelle alluvioni del T. Quirra, ecc.

Pleistocene.

Depositi alluvionali dei terrazzi del II ordine (t₂)

I depositi dei terrazzi più recenti (t₂) occupano gran parte dei fondovalle e le pianure costiere dei maggiori corsi d'acqua. Essi hanno un'altezza media sull'alveo attuale di 2.5 m e un'altezza massima e minima rispettivamente di 3.5 m e 0.5 m.

Si tratta di conglomerati grossolani, con matrice sabbioso-argillosa di colore bruno quantitativamente prevalente sui ciottoli. Questi sono ben elaborati, con grado di arrotondamento elevato e modesta classazione. Il diametro medio dei ciottoli è di 3-4 cm, con valori massimi attorno ai 30 cm. Talvolta hanno una marcata disposizione embriciata, mentre la stratificazione non sempre è evidente.

Olocene.

Travertini (tr)

Depositi di travertino in genere compatto, localmente di aspetto spugnoso, con abbondanti resti vegetali, affiorano ai bordi delle coperture eoceniche in particolare a E di M. Cardiga. Si formano in prossimità di piccoli salti lungo le principali linee di corrivazione dando origine alle tipiche morfologie a terrazze.

Olocene.

Depositi eluviali (el)

Si tratta di materiali derivati dal disfacimento *in situ* delle rocce. Sono frequenti nelle zone depresse dell'altopiano, ove in genere sono interessati da processi pedogenetici. Gli affioramenti maggiormente estesi sono a S di Villasalto e nell'altopiano del Salto di Quirra.

Olocene.

Depositi colluviali e di versante (dt)

I depositi colluviali sono rappresentati da coperture detritiche derivate da alterazione *in situ* delle rocce in seguito mobilizzate da processi di versante. Sono costituiti da clasti eterometrici di varia litologia in matrice pelitica e sabbiosa e sono diffusi in tutta l'area del Foglio.

I depositi di versante sono costituiti da detriti spigolosi e a varia granulometria accumulati essenzialmente per gravità alla base dei versanti rocciosi più ripidi. Gli affioramenti più estesi si rinvergono a S di Villasalto, al piede delle pareti carbonatiche di M. Lora, alla base delle cornici eoceniche nella zona di M. Cardiga, oppure in corrispondenza dei maggiore filoni ed ammassi di "porfidi".

Olocene.

Frane in evoluzione (fe)

Sono stati distinti come frane in evoluzione accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei con evidenze di movimenti in atto.

Corpi di frana sufficientemente estesi per essere cartografati risultano solamente quelli del versante SW di M. Lora e quello lungo il Riu Cannachili, lungo la strada per Villasalto. Si tratta in entrambi i casi di fenomeni di crollo alla base di pareti carbonatiche devoniane.

Olocene

Depositi palustri (pa)

Sono i depositi degli stagni costieri delle pianure del T. Quirra e del Flumendosa (stagno di Sa Praja). Si tratta di limi argillosi con una discreta frazione sabbiosa, di colore grigio-nerastro per la presenza di materiale organico.

Olocene.

Depositi di spiaggia (sp)

Sono presenti lungo le spiagge prospicienti le pianure del Flumendosa e del T. Quirra. La granulometria di questi depositi varia dalla sabbia fine ai grossi ciottoli. La spiaggia della pianura del Flumendosa presenta granulometrie più fini, soprattutto in prossimità della foce del fiume. I depositi di spiaggia della pianura del T. Quirra sono più grossolani.

Olocene.

Depositi eolici (eo)

Sono presenti lungo il litorale della pianura del T. Quirra, dove formano piccole dune sabbiose allungate parallelamente alla costa.

Olocene.

Depositi alluvionali in evoluzione (al)

Si tratta di ghiaie e sabbie mal classate, localmente con grossi blocchi, attualmente mobilizzate lungo i corsi d'acqua maggiori, in particolare durante gli eventi alluvionali più intensi. Nelle valli principali affiorano alluvioni sabbiose e ghiaiose reincise da eventi di piena. L'altezza di questi depositi sugli alvei attuali è al massimo di 1 m.

Olocene.

7. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA**Arenarie e conglomerati di spiaggia sommersa (br)**

Conglomerati ed arenarie di spiaggia sono stati rilevati in spiaggia sommersa alla foce del T. Quirra; gli affioramenti sono organizzati in due allineamenti principali, secondo linee parallele alla linea di riva, alla profondità di -3 e -5 m. Le bancate presentano una debole inclinazione verso il largo (5-10°) e sono interessate da fratturazione subortogonale. Sulla testata principale, verso terra, si distinguono un livello basale microconglomeratico a composizione prevalentemente quarzosa ed un livello sommitale a ciottoli eterometrici e poligenici in matrice arenacea quarzoso-feldspatica; quest'ultima facies contiene livelli e lenti a bioclasti. Il cemento è carbonatico e presenta due generazioni di precipitazione,

la prima in ambiente marino-litorale e la seconda in ambiente subaereo. La potenza complessiva delle bancate è di circa 1,5 m.

Questi affioramenti presentano tutti i caratteri distintivi delle *beach-rock* s.s.; sono quindi interpretabili quali linee di riva, in facies deposizionale, relative alla ultima risalita del livello marino olocenico.

Olocene medio

Sabbie limose di piattaforma (sl)

Questi sedimenti di piattaforma distale rappresentano il limite superiore del prisma di progradazione del bordo; si tratta quindi, per il settore interessato dalla cartografia, di un cuneo a limitato spessore, spesso inferiore al metro, che si espande verso il largo. La componente prevalente è terrigena a tessitura sabbioso-limosa, con netto incremento della frazione fine verso il largo. Il prisma di progradazione si è impostato durante lo stazionamento basso del livello marino corrispondente all'ultimo periodo freddo del Pleistocene superiore ed ha seguito in piattaforma la trasgressione versiliana assumendo gradualmente facies condensate; attualmente i tassi deposizionali di questi sedimenti sono bassissimi.

Olocene superiore

Sabbie bioclastiche di piattaforma (sb)

Si tratta dei sedimenti più profondi della piattaforma prossimale; sono distinguibili due facies: la prima si estende dal piede delle praterie a *Posidonia oceanica* verso il largo ed è rappresentata da frammenti di organismi ad esoscheletro carbonatico che vivono in associazione con le fanerogame marine (briozoi, foraminiferi, echinidi e lamellibranchi); la seconda è la facies più profonda, costituita in prevalenza da bioclasti e ciottoli biogenici legati all'attività di alghe rosse, a scheletro calcareo in particolare dei generi *Peyssonelia* e *Lithophyllum*. La fascia di distribuzione è irregolare ed è interessata da mega strutture sedimentarie a dune di selezione granulometrica. Lo spessore di questi sedimenti è irregolare ed è compreso tra 2 e 10 m.

Olocene superiore.

Sabbie silicoclastiche litorali (sa)

Questi depositi di spiaggia sommersa sono rappresentati da sabbie medie e grossolane con frequenti passaggi a ghiaie; la composizione mineralogica è prevalentemente quarzoso feldspatica, subordinata la componente litica e bioclastica concentrata nella frazione ghiaiosa.

La fascia di distribuzione delle sabbie litorali si estende per circa un chilometro verso il largo dalle piane costiere del F. Flumendosa e del T. Quirra, mentre in corrispondenza delle coste alte la dispersione è limitata dalle cornici delle piattaforme di abrasione in roccia. Lo spessore di questo corpo sedimentario è modesto e limitato in genere a pochi metri.

Olocene superiore.

Ghiaie poligeniche litorali (sg)

Rappresentano i termini grossolani dei depositi di spiaggia sommersa e sono propri delle baie particolarmente esposte alle massime ondate che per quest'area provengono da NE come nel caso di Porto Tramatzu, o da SE, come in corrispondenza della Baia di Torre Murtas.

La composizione litologica è in genere poligenica e la tessitura eterometrica; lo spessore è estremamente variabile e riprende l'irregolarità del substrato, superando raramente i 2 m di potenza.

Olocene superiore.

Sabbie limose e limi deltizi (sd)

Costruiscono gli apparati di delta sommerso del F. Flumendosa e del T. Quirra; si tratta di depositi eterogenei ove dominano i termini sabbioso-limosi e limo-sabbiosi ma che comprendono livelli rudistici organizzati in lenti; è comune netta la gradazione tessiturale, con i termini più fini verso il largo. La struttura e la dinamica del corpo sedimentario deltizio, interdigitata con i sedimenti litorali, rende estremamente variabile la distribuzione areale di questi depositi. La potenza del cuneo sedimentario varia da circa 10 m, in corrispondenza della foce, a pochi decimetri al largo per il delta del Flumendosa, mentre molto più limitati sono gli spessori dei sedimenti deltizi del Rio di Quirra.

Olocene superiore.

Nell'area del Foglio Muravera sono state rilevate praterie a fanerogame (**pf**), essenzialmente rappresentate dalla *Posidonia oceanica* che si estende ininterrottamente secondo una fascia compresa tra -10 e -35 m. Nelle aree colonizzate dalla *Posidonia* il substrato viene mascherato dalla biocostruzione a rizzomi *mattes* che per l'area rilevata assume lo spessore medio di 1,5-2 m. La *Posidonia oceanica* con le proprie biocostruzioni riveste un ruolo chiave nella stabilità dei litorali in quando limita la dispersione verso il largo dei sedimenti di spiaggia sommersa.

In particolari condizioni non è possibile riconoscere e campionare in immersione il substrato roccioso. Questo avviene soprattutto quando una superficie

in roccia si presenta suborizzontale e mascherata dalle biocostruzioni a fanerogame o a coralligeno di piattaforma (*Pseudolithophyllum expansum*). Nell'area del Foglio come substrato roccioso indifferenziato (S) è stata indicata la superficie di abrasione a -30 m, al largo di Porto Tramatzu.

III - TETTONICA

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 tettonica del Sarrabus separa la successione sedimentaria del Cambriano-Ordoviciano inferiore dal sovrastante complesso vulcanico dell’Ordoviciano medio (CALVINO, 1959a);
- b) l’importante vulcanismo calcalalino 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 di effetti metamorfici e deformazioni penetrative dei successivi piegamenti ercinici, sovrascorrimenti e metamorfismo pre-ercinici non sono mai stati riconosciuti con certezza. Gli effetti deformativi eocaledoniani possono essere correlati con i coevi eventi ordoviciani chiaramente documentati nella Sardegna sud-occidentale (Fase Sarda Auct.).

E’ ancora da chiarire il contesto geodinamico in cui questa deformazione si sviluppa. Secondo alcuni autori (GARBARINO *et alii*, 1981; CARMIGNANI *et alii*, 1994b) essa sarebbe connessa con un processo di subduzione e conseguente sviluppo di un arco vulcanico che avrebbe indotto sul paleocontinente di Gondwana una tettonica trascorrente o distensiva (MARTINI *et alii*, 1991).

2. - TETTONICA ERCINICA

2.1. - CARATTERI STRUTTURALI GENERALI

Come già esposto sinteticamente nella prima parte delle Note Illustrative, il basamento della Sardegna centrale è costituito da una pila di falde di ricoprimento che, anche nel Foglio Muravera, rappresentano l'elemento strutturale fondamentale e il contributo più innovativo di questa carta rispetto alla cartografia geologica ufficiale precedente (Tav. 5).

Il basamento del Foglio conserva una buona registrazione dell'evoluzione tettonica ercinica. Questa è fondamentalmente caratterizzata da due eventi con caratteri strutturali, metamorfici e magmatici che sono stati riconosciuti in tutto il basamento della Sardegna (CARMIGNANI *et alii*, 1994b):

1 - Un'importante tettonica compressiva probabilmente diacrona che ha interessato la Sardegna SE nel Viscaiano-Namuriano. Questo evento, correlato con la collisione continentale ercinica, ha determinato l'impilamento delle successioni paleozoiche e un metamorfismo sincinemato progrado, di tipo barroviano, connesso con l'ispessimento crostale (Fase D1);

2 - una pervasiva tettonica distensiva tardorogenica che probabilmente si sviluppa nel Westafaliano - ?Permiano inferiore. Questo evento è stato correlato con il collasso della catena alla fine delle fasi di ispessimento crostale (fase distensiva postcollisionale). Esso determina fenomeni di denudazione tettonica con esumazione delle metamorfite e sviluppo del magmatismo calcalkalino. La deformazione si è realizzata durante la risalita e il raffreddamento delle metamorfite 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), faglie dirette poco inclinate, faglie dirette molto inclinate e faglie trascorrenti.

2.1.1. - Fase collisionale (D1)

Durante questa fase si ha la messa in posto delle unità tettoniche che compongono il basamento metamorfico del Foglio; dall'alto verso il basso esse sono (Tav. 1, Tav. 5):

- a) Unità tettonica del Sarrabus, suddivisa in Sottounità di Genn'Argiolas, Sottounità di Minderrì e Sottounità di Punta Ruggeri;
- b) Unità tettonica di Meana Sardo;

c) Unità tettonica del Gerrei, suddivisa in Sottounità di Arcu de su Bentu e Sottounità di Monte Lora;

d) Unità tettonica di Riu Gruppa.

Le unità geometricamente più profonde affiorano in zone di culminazione tettonica (Antiforme di Armungia, Antiforme di Riu Gruppa, Antiforme di Baccu Locci, Tav. 1). Queste culminazioni sono state interpretate come *antiformal stack* sviluppatesi 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*, 1992). Queste strutture non possono quindi essere attribuite a pieno titolo né alla fase D1 né alla tettonica distensiva postcollisionale e saranno descritte separatamente.

La Fase D1 è caratterizzata da pieghe isoclinali coricate, fortemente non-cilindriche, da una scistosità penetrativa di piano assiale (S1) che rappresenta la superficie strutturale più evidente alla scala dell'affioramento, e da marcate lineazioni mineralogiche e di estensione (L1). 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 sincinemato di basso grado (scisti verdi): deformazione interna e metamorfismo aumentano, sia pur lievemente, dall'unità più superficiale (Unità tettonica del Sarrabus) alla più profonda (Unità tettonica di Riu Gruppa).

Il senso di trasporto della prima fase deformativa e la direzione di messa in posto delle falde risulta essere verso SSW o verso SW per l'Unità tettonica del Gerrei e l'Unità tettonica di Meana Sardo e da E verso W per l'Unità tettonica del Sarrabus. Esso è stato dedotto 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 tettonica del Sarrabus ha in prima fase un'evoluzione almeno in parte indipendente rispetto alle unità tettoniche sottosanti (CONTI & PATA, 1998; CONTI *et alii*, 1999).

Nell'Unità tettonica del Sarrabus la prima fase deformativa porta allo sviluppo di tre sottounità tettoniche: la Sottounità di Genn'Argiolas, la Sottounità di Minderrè e la Sottounità di Punta Ruggeri.

L'Unità tettonica del Gerrei è stata suddivisa in due sottounità: la Sottounità di Arcu de su Bentu e la Sottounità di Monte Lora, distinte anche da alcune differenze nella successione litostratigrafica.

L'Unità tettonica di Riu Gruppa è la più profonda dell'edificio a falde; il tetto è rappresentato da un contatto tettonico di prima fase marcato da un importante livello milonitico (Zona milonitica di Baccu Locci).

La descrizione delle principali strutture del Foglio procederà per unità tettoniche, partendo da quelle che occupano la posizione strutturale più elevata.

Unità tettonica del Sarrabus

Nell'Unità tettonica del Sarrabus la deformazione interna è sensibilmente minore rispetto alle altre unità ed è minore anche il grado di ricristallizzazione metamorfica. Durante la prima fase si sviluppano comunque anche in questa unità pieghe coricate e sovrascorrimenti.

Pieghe D1 sono sviluppate a tutte le scale e in tutta l'Unità tettonica del Sarrabus; queste strutture hanno un profilo con cerniera ispessita, assi orientati N-S e, dove le deformazioni successive non sono state importanti, piani assiali suborizzontali. A W di Porto Corallo è presente un'anticlinale coricata di dimensioni chilometriche nelle Arenarie di San Vito, con direzione assiale circa N-S. In quest'area nelle Arenarie di San Vito sono presenti strutture indicanti la polarità stratigrafica, che unitamente all'analisi dei rapporti stratificazione/scistosità permette di definire un senso di trasporto tettonico per la fase D1 verso i quadranti occidentali (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977).

Nell'Unità del Sarrabus il metamorfismo associato a questa fase deformativa 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. Benché il grado metamorfico permanga basso, è possibile riconoscere un lieve aumento del grado di ricristallizzazione e della deformazione interna durante la fase D1 lungo un profilo E-W: a W di San Vito si ha crescita di sericite senza (o con una debole) orientazione preferenziale; a E di San Vito, ed in modo particolare nell'area di Porto Corallo, si ha invece crescita di muscovite isorientata lungo superfici di scistosità, assieme ad evidenze di deformazione di bassa temperatura nel quarzo (estinzione ondulata, ricristallizzazione per rotazione).

Durante la prima fase si sviluppano importanti sovrascorrimenti interni all'Unità tettonica del Sarrabus riconoscibili, nella parte meridionale del Foglio, a S di Muravera e di Genn'Argiolas e nella zona mineraria di M. Narba e Baccu Arroddas. In quest'area è sviluppata una complicata struttura a scaglie che interessa tutte le formazioni della successione paleozoica, dal Cambriano al Carbonifero. Le superfici di sovrascorrimento sono piegate secondo una struttura chilometrica di seconda fase, rovesciata verso S (Profilo A-A'), per cui i raddoppi di prima fase hanno una giacitura da fortemente immergente verso S (a S di Genn'Argiolas), a subverticale (M. Narba), ad immergente verso N (S di Muravera). Gli indicatori cinematici su questi contatti tettonici sono coerenti con la vergenza delle pieghe D1 e indicano un senso di trasporto da E verso W. I sovrascorrimenti corrono preferenzialmente in corrispondenza della formazione siluriana degli Scisti a Graptoliti, sicuramente quella a minore competenza.

Nel Foglio il lineamento strutturale più importante della fase D1 è l'Accavallamento di Villasalto. Lungo questa superficie le Arenarie di San Vito della Sottounità di Genn'Argiolas sovrascorrono l'Unità tettonica del Gerrei. Anche

gli indicatori cinematici lungo questo sovrascorrimento indicano un senso di trasporto verso W dell'Unità tettonica 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 cataclasiti talvolta foliate (Fig. 10). Le cataclasiti prevalentemente si sviluppano a spese della formazione degli Scisti a Graptoliti e al loro interno contengono elementi tettonici 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. L'evidenza che frammenti di rocce in cui il quarzo è deformato in modo plastico siano ora "boudinatis" nella cataclasite, implica una variazione del meccanismo deformativo che agiva durante i movimenti lungo l'Accavallamento di Villasalto: ad uno stadio iniziale, in cui prevaleva deformazione plastica con sviluppo di miloniti, è seguita una deformazione essenzialmente per flusso cataclastico.

E' facile rilevare, lungo l'Accavallamento di Villasalto e lungo tutti i contatti tettonici della fase D1, superfici di faglia con strie che indicano movimenti diretti e/o trascorrenti. I sovrascorrimenti sono stati infatti spesso riattivati durante le fasi postcollisionali.

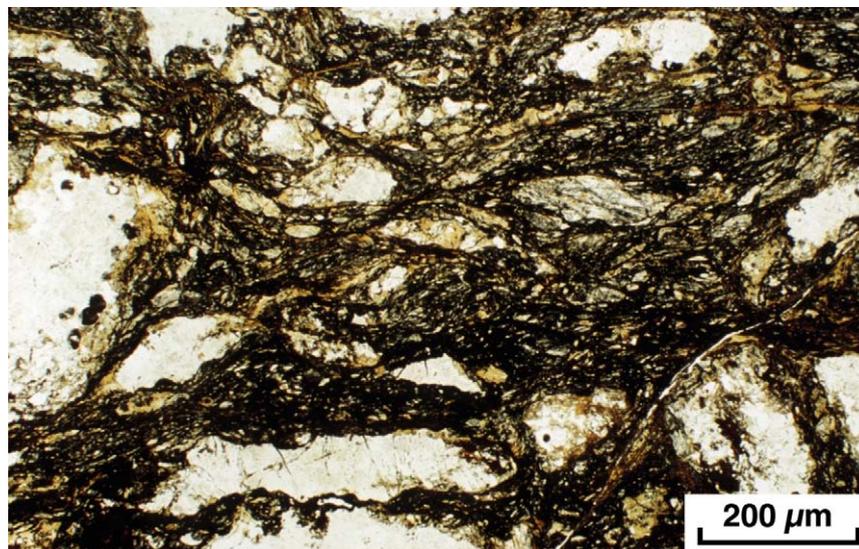


Fig. 10 - Cataclasite lungo l'Accavallamento di Villasalto (sezione sottile).

Unità tettonica di Meana Sardo

L'Unità tettonica di Meana Sardo affiora nella parte settentrionale del Foglio Muravera, al di sotto della successione eocenica e in tre *klippe* a N di Villaputzu. Essa è sovrapposta all'Unità tettonica del Gerrei, sia alla Sottounità di Monte Lora che alla Sottounità di Arcu de su Bentu. Sono attribuiti all'Unità tettonica di Meana Sardo anche i *klippe* dell'area di Bruncu s'Arrettori e di Bruncu Nieddu (GATTIGLIO & OGGIANO, 1990), noti in letteratura con il nome di Unità di Bruncu Nieddu. Questa unità è internamente molto deformata; la scistosità S1 è penetrativa in tutti i tipi litologici e gli assi A1 sono molto dispersi, con una evidente tendenza alla riorientazione verso la direzione di massima estensione.

Il sovrascorrimento alla base dell'Unità tettonica di Meana Sardo è bene esposto a N di Ballao, lungo il Riu Flumineddu, a N di Riu Antas e lungo i versanti E e W del T. Quirra. Spesso il contatto tettonico è marcato da una milonite in facies scisti verdi che può arrivare ad una decina di metri di spessore e che può inglobare scaglie pluridecametriche di Arenarie di San Vito e di Porfiroidi (Nuraghe Marcialis).

L'analisi microstrutturale ha evidenziato, soprattutto in prossimità dell'accavallamento di base dell'unità, la presenza 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 (S1, S1a). Questa complessa struttura della prima fase è caratteristica di tutta l'Unità di Meana Sardo (CAROSI & PERTUSATI, 1990) ed è interpretata come il risultato della importante deformazione progressiva di taglio che hanno subito le rocce in prossimità dei contatti tra le unità tettoniche principali.

Unità tettonica del Gerrei

Nell'Unità tettonica del Gerrei la fase D1 ha prodotto un intenso piegamento, con pieghe isoclinali a tutte le scale e relativa scistosità di piano assiale molto penetrativa (S1, Fig. 11). Lineazioni mineralogiche e di estensione (L1) si sviluppano in quasi tutte le litologie, ma più evidenti risultano nelle metavulcaniti acide ordoviciane (Fig. 5), nelle metavulcaniti basiche e nei metaconglomerati. Le lineazioni di estensione sono mediamente orientate NE-SW. Le pieghe D1 sono fortemente non cilindriche; questo carattere è acquisito durante la fase D1 e non durante piegamenti successivi. Il trasporto tettonico associato a questo piegamento è verso SW. Grandi pieghe isoclinali si radicano sul fianco settentrionale dell'Anticlinale del Flumendosa e affiorano a *tête plongeante* (anticlinali sinformi) sul fianco meridionale dell'antiforme (Profilo B-B' e Profilo C-C' di Tav. 6).

Tutta l'Unità tettonica di Arcu de su Bentu, immediatamente sottostante l'Accavallamento di Meana Sardo, è interessata da un'intensa deformazione, documentata sia da una maggiore deformazione interna nei Porfiroidi, sia da un

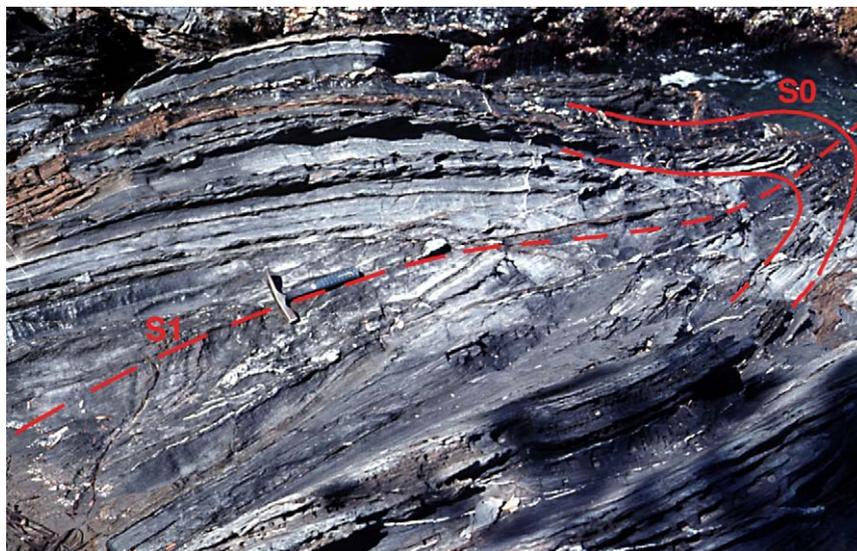


Fig. 11 - Piega D1 nella formazione degli Scisti a Graptoliti, loc. Su Franzesu (Unità del Gerrei). Ben sviluppata è la scistosità di piano assiale.

maggior grado di ricristallizzazione nei calcari. La deformazione delle rocce aumenta avvicinandosi al sovrascorrimento. Essa si accompagna allo sviluppo progressivo di una scistosità (S1a), subparallela alla superficie del sovrascorrimento, che si sovrappone alla scistosità regionale S1 legata alle strutture plicative D1. In quest'area la S1a è la foliazione più evidente in affioramento e ha generalmente una giacitura meno inclinata rispetto alla S1.

Nella Sottounità di Arcu de su Bentu la maggiore anticlinale della fase D1 è quella di Arcu 'e Pesu (Tav. 1), che si radica a SW di M. Cardiga e termina a *tête plongeante* (anticlinale-sinforme) nella valle del Flumendosa, dopo aver completamente ricoperto l'Unità di Riu Gruppa. E' un'anticlinale con nucleo di metarenarie cambro-ordoviciane, il cui fianco rovesciato è separato dall'Unità di Riu Gruppa da una spessa fascia di miloniti (Zona milonitica di Baccu Locci). A S dell'Antiforme del Flumendosa il nucleo dell'anticlinale di Arcu 'e Pesu affiora presso Cuile Piringoni, dove le Arenarie di San Vito, i Metaconglomerati di Muravera e i Porfiroidi sono ripiegati in un'anticlinale a *tête plongeante* isoclinale e con piano assiale immergente verso S.

A N dell'Anticlinale di Arcu 'e Pesu ed in prossimità del contatto con l'Unità tettonica di Meana Sardo, si sviluppa la Sinclinale di Riu Semida, una struttura con a nucleo gli Argilloscisti di Riu Canoni complicata da sovrascorrimenti e numerose strutture plicative di ordine inferiore. Verso E tutte queste strutture

sono ricoperte dai sedimenti eocenici dell'altopiano del Salto di Quirra e tornano ad affiorare ancora sotto il sovrascorrimento dell'Unità di Meana Sardo nel versante sinistro di Riu Corr 'e Cerbu (Baccu Locci), a S di Bruncu Spucciu Mannu.

La Sottounità di Monte Lora affiora quasi esclusivamente nel fianco meridionale dell'Antiforme del Flumendosa. La continuazione della sottounità a N dell'antiforme è rappresentata solo da pochi lembi di Porfiroidi che affiorano sul versante destro di Riu Baccu Olione, per cui la maggior parte della sottounità è costituita da anticlinali sinformi e sinclinali antiformi con piani assiali immergenti a S e SSW. Questo assetto è probabilmente acquisito durante la fase D1 con l'impilamento delle unità: *foreland dipping duplex* (McCLAY, 1992). Le strutture più complesse affiorano tra Brecca e Baccu Scovas. Si tratta di pieghe isoclinali con piani assiali diretti WNW-ESE, che ripiegano la successione cambro-ordoviciana e i vari termini del complesso vulcanico ordoviciano. Le pieghe sono marcatamente non cilindriche fino a vere e proprie *sheath fold* (Riu Perda Pertunta). Queste strutture sono ripiegate dalla fase D2 e danno luogo a interferenze complesse nella zona di Baccu Scovas, di Brecca, ecc. (Profilo F-F' di Tav. 6). Altri esempi di anticlinali sinformi della Sottounità di Monte Lora affiorano tra Monte Perdosu e Monte Ferru e ad E di Ballao.

Zona milonitica di Baccu Locci

Il contatto tra l'Unità tettonica del Gerrei e la sottostante Unità tettonica di Riu Gruppa è caratterizzato da una fascia di metamorfiti fortemente deformate, la Zona milonitica di Baccu Locci. 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. Si tratta di quarzo-miloniti nerastre a granulometria molto fine, deformate in facies scisti verdi, con all'interno lenti di rocce e porzioni di serie molto meno deformate, appartenenti alle successioni delle unità tettoniche sovrastanti e sottostanti (CONTI *et alii*, 1998). Lineazioni mineralogiche e di estensione sono orientate NNE-SSW; gli indicatori cinematici mostrano un senso di trasporto verso SSW.

Carattere principale della Zona milonitica di Baccu Locci è la presenza, a tutte le scale di osservazione, di una foliazione milonitica molto penetrativa. Nelle formazioni di origine vulcanica si assiste ad una ricristallizzazione della matrice e ad una concentrazione di cristalli di mica attorno ai porfiroclasti di maggiori dimensioni. In sezione sottile è frequente sia deformazione plastica di bassa temperatura e basso *strain* nel quarzo (*dislocation glide*), testimoniata da estinzione ondulata e *deformation band*, sia effetti di ricristallizzazione dinamica di più alta temperatura (*dislocation creep*) testimoniati da formazione di subgrani e grani ricristallizzati per rotazione (Fig. 12a). A *strain* ancora maggiori la ricristallizzazione plastica interessa volumi sempre maggiori della roccia e porta alla progressiva

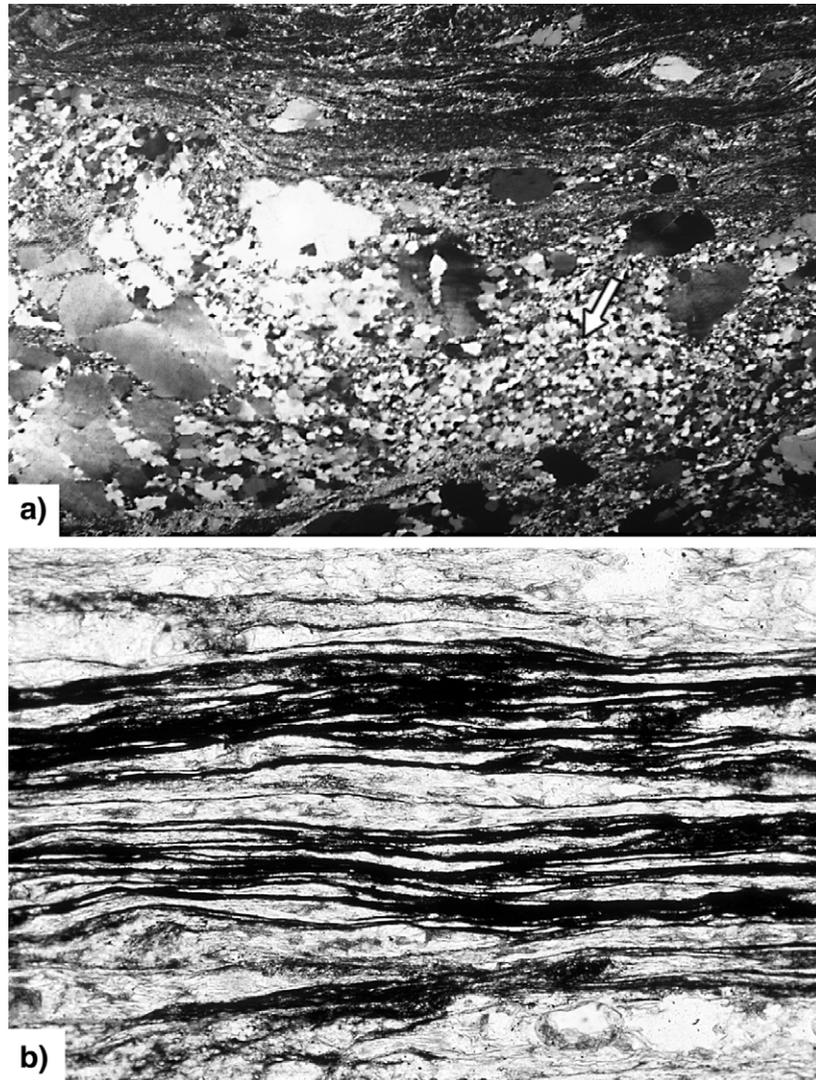


Fig. 12 - (a) Porfiroclasti di quarzo nella formazione dei Porfiroidi nella Zona milonitica di Baccu Locci. I porfiroclasti di quarzo vulcanico di forma inizialmente globulare sono ora allungati parallelamente alla foliazione e definiscono una lineazione d'estensione. Parti del cristallo originario sono circondate da zone in cui la ricristallizzazione dinamica per rotazione ha portato ad una sensibile diminuzione di grana (freccia). Sezione sottile, ingrandimento 63x. (b) Milonite della Zona milonitica di Baccu Locci. La ricristallizzazione plastica ha obliterato ogni carattere originario della roccia, producendo una quarzo-milonite con foliazione molto penetrativa. Sezione sottile, ingrandimento 63x.

obliterazione dei caratteri primari del protolite. La foliazione milonitica è solitamente evidenziata dall'alternanza di livelli di quarzo ricristallizzato dinamicamente per rotazione e livelli fillosilicatici (Fig. 12b). I porfiroclasti feldspatici non mostrano evidenze di ricristallizzazione ma sono sottoposti ad una forte alterazione.

Durante la formazione della Zona milonitica di Baccu Locci si hanno continue variazioni microstrutturali che riflettono il cambiamento del principale meccanismo deformativo operante durante il processo di milonitizzazione (CONTI *et alii*, 1998). Nelle zone di più basso *strain* e negli stadi iniziali della deformazione si assiste ad una diffusa ricristallizzazione plastica solo nelle rocce ricche in quarzo (quarziti, metarioliti, ecc.) e solo nelle frazioni a granulometria più fine. All'aumentare della deformazione si ha localizzazione dello *strain* in livelli di quarzo completamente ricristallizzati per rotazione e contemporanea alterazione dei feldspati presenti nella roccia. Reazioni sintettoniche con alterazione dei feldspati portano ad un aumento della percentuale dei fillosilicati presenti nella roccia e ad una generale diminuzione della granulometria. Entrambe queste variazioni portano ad un cambiamento, nelle zone maggiormente deformate, del meccanismo deformativo operante nelle quarzo-miloniti: la maggior parte dello *strain* non viene accomodato da una deformazione intracristallina plastica nel quarzo, ma dal movimento relativo dei singoli cristalli di mica. Poiché questo tipo di deformazione è favorito in livelli ricchi in fillosilicati a grana molto fine, e siccome il processo deformativo si accompagna a reazioni sintettoniche che producono sericite, ne risulta una marcata localizzazione della deformazione sia a scala cartografica che della sezione sottile, con lo sviluppo di quarzo-miloniti a grana molto fine e ricche in fillosilicati.

La Zona milonitica di Baccu Locci conserva tracce di un'evoluzione complessa durante la fase D1 in quanto: a) la foliazione milonitica mostra spesso piegamenti isoclinali polifasici con assi variamente orientati, b) lenti e corpi meno deformati di spessore metrico all'interno della milonite contengono una scistosità S1 discordante rispetto alla foliazione milonitica, c) il contatto di base della Zona milonitica di Baccu Locci nell'area del Riu Grappa taglia sovrascorrimenti e piani assiali D1 della Sottounità di Riu Grappa. Questi elementi suggeriscono per queste miloniti uno sviluppo in vari stadi durante la fase D1.

Unità tettonica di Riu Grappa

L'Unità tettonica di Riu Grappa (GATTIGLIO & OGGIANO, 1992) è l'unità più profonda di tutto l'edificio a falde presente nel Foglio. Essa affiora in tre finestre tettoniche, delle quali la principale è nella valle del Riu Grappa, la seconda, molto meno estesa, nella valle di Baccu Olione e la terza corrispondente al rilievo del Castello di Quirra, nella bassa valle del T. Quirra.

Questa unità è caratterizzata da un'intensa deformazione polifasica e dal fatto che la deformazione interna e la ricristallizzazione sono chiaramente più intense rispetto a quelle della sovrastante Unità tettonica del Gerrei. Tutte le litologie sono interessate da fenomeni di milonizzazione, con formazione di scistosità molto penetrativa, lineazioni di estensione prevalentemente orientate NE-SW e da complicate strutture a scaglie. Pieghie isoclinali metriche sono diffuse in tutte le unità litostratigrafiche. La maggiore ricristallizzazione non avviene comunque a temperature sensibilmente superiori rispetto a quelle che hanno interessato l'unità sovrastante; lo studio delle paragenesi metamorfiche e l'applicazione del geotermometro calcite/dolomite (CAROSI *et alii*, 1990; FRANCESCHELLI *et alii*, 1992) indicano anche per l'Unità tettonica di Riu Gruppa un metamorfismo ancora riferibile alla facies degli scisti verdi di bassa temperatura.

Gli affioramenti sono sufficientemente estesi solo nel Riu Gruppa. Il tetto dell'Unità di Riu Gruppa nella zona di Dispensa Carradori è marcato da numerose scaglie tettoniche alla base della Zona milonitica di Baccu Locci (Profilo D-D', Tav. 6). In questa struttura a scaglie sono implicate le Arenarie di San Vito, la Formazione di Monte Santa Vittoria e le Metarose di Genna Mesa. I loro rapporti sono quasi sempre tettonici, ma comunque, nel complesso, queste formazioni sono organizzate in una successione rovesciata in cui si riconoscono tutti i termini dal Cambriano fino almeno all'Ordoviciano superiore (GATTIGLIO & OGGIANO, 1992). Al di sotto di questo fianco rovesciato e fortemente tettonizzato, la deformazione aumenta producendo un'intensa milonizzazione nel Complesso di Sa Lilla. Dal punto di vista tettonico, questo complesso è caratterizzato da una completa trasposizione dei contatti stratigrafici lungo una scistosità milonitica composita e molto penetrativa. I caratteri primari delle rocce sono riconoscibili solo raramente nelle litologie più competenti; tutti i livelli carbonatici sono infatti trasformati in marmi.

In sezione sottile i marmi non mostrano evidenze di deformazione plastica. Essi hanno sempre una caratteristica struttura granoblastica, priva di orientazioni preferenziali sia di forma che cristallografiche. La ricristallizzazione statica che ha prodotto questa struttura granoblastica e la formazione dei marmi è avvenuta dopo l'evento deformativo che ha prodotto l'intensa deformazione milonitica nella Unità di Riu Gruppa. Le relazioni tra le microstrutture permettono di collocare l'acme termico del metamorfismo all'interno della fase D1 (CONTI *et alii*, 1998).

2.1.2. - *Zone di culminazione delle unità tettoniche*

Uno degli elementi strutturali più vistosi del Foglio sono gli alti strutturali delimitati da zone di taglio dirette e faglie dirette variamente inclinate. In corrispondenza di questi alti strutturali, che indicheremo con i nomi di Antiforme di Armungia, Antiforme di Riu Gruppa e Antiforme di Baccu Locci (Tav. 1), affio-

rano in finestra tettonica le unità geometricamente più profonde. L'insieme di queste strutture costituisce la maggiore zona di culminazione delle falde del basamento della Sardegna, nota come Antiforme del Flumendosa. 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.

Il nucleo dell'Antiforme di Armungia è costituito da metarenarie carbonifere che affiorano al di sotto delle formazioni siluro-devoniane o cambro-ordoviciane della Sottounità di M. Lora lungo le valli di Riu Spigulu. Il contatto a tetto del Carbonifero è sempre tettonico, marcato da cataclasi e piccole scaglie tettoniche di Porfiroidi e di formazioni dell'Ordoviciano superiore. Il fianco meridionale, poco inclinato, è costituito dal vasto affioramento di metacalcari devonici esposti a SE di Armungia, a loro volta sormontati dalle Arenarie di San Vito dell'Unità del Sarrabus. La zona di cerniera è ben individuabile al limite occidentale del Foglio (versante destro del Riu Bintinoi), mentre più ad E, sulla trasversale di Armungia, la zona di cerniera è ampia e dolcemente ondulata. L'antiforme sembra terminare nella zona di Villasalto, in corrispondenza della grande interruzione della cornice dei Calcari di Villasalto. Il fianco settentrionale dell'antiforme sulla trasversale di Ballao è costituito da una grande monoclinale di elementi tettonici della Sottounità di Monte Lora, immergenti verso N sotto alle Arenarie di San Vito dell'Unità tettonica di Meana Sardo, che affiorano nell'angolo NW del Foglio a N di M. Maraconis. Sulla trasversale di Armungia il fianco settentrionale dell'antiforme è abbassato dalla Faglia di Bruncu Bonifacio, che in questo tratto è diretta NW-SE. La placca di calcari devoniani di Armungia sembra scollata lungo una faglia diretta, poco inclinata, che taglia la faglia citata. La zona abbassata dal tratto più orientale della faglia di Bruncu Bonifacio separa l'antiforme di Armungia da quella di Riu Gruppa.

L'Antiforme di Riu Gruppa è l'antiforme di falde più pronunciata del Foglio. Il suo fianco settentrionale è mediamente inclinato e interessato da ondulazioni minori parallele al piano assiale della struttura principale: questa, oltre all'Unità di Riu Gruppa, comprende la Sottounità di Arcu de su Bentu e l'Unità di Meana Sardo affiorante al bordo settentrionale del Foglio. Il fianco meridionale dell'Antiforme di Riu Gruppa comprende oltre all'Unità del Gerrei anche l'Unità del Sarrabus; esso è tagliato da una serie di faglie dirette che ne abbassano il lato meridionale. Verso W l'antiforme è troncata dal sistema di faglie che seguono la valle del Flumineddu e che abbassano il suo lato occidentale.

L'Antiforme di Baccu Locci è un'antiforme che porta ad affiorare in finestra l'Unità di Riu Gruppa. A SE è troncata anch'essa dalla faglia di Riu Corr 'e Cerbo. La sua terminazione nordorientale è coperta dai depositi eocenici.

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: 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 postcollisionale, 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. 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.

2.1.3. - Tettonica postcollisionale

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 riconducibili a 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, che si è deformato in livelli strutturali progressivamente sempre più superficiali.

Gli elementi strutturali più comuni e caratteristici della fase postcollisionale 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 tuttavia 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, ma pure sempre in modo discontinuo (Fig. 13). La blastesi sincinematica è minima (quarzo, sericite,



Fig. 13 - *Piegia D2 con superficie di taglio parallela al piano assiale. Litofacies "Scisti a Tentaculiti" della formazione degli Scisti a Graptoliti, a N di M. s'Arbanedda, Villasalto.*

clorite) o assente (Fig. 14). Le uniche lineazioni sono per 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 mediamente diretti NW-SE, e una terza fase (D3) con assi (A3) con direzione media circa ortogonale ai precedenti (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* costrizionale o comunque riconducibili a processi di deformazione progressiva. Di seguito perciò con "seconda fase" e "terza fase" ci riferiremo a fasi deformative caratterizzate rispettivamente da direzioni assiali NW-SE e NE-SW, sottintendendo che i numeri non corrispondono sempre all'ordine di sovrapposizione.

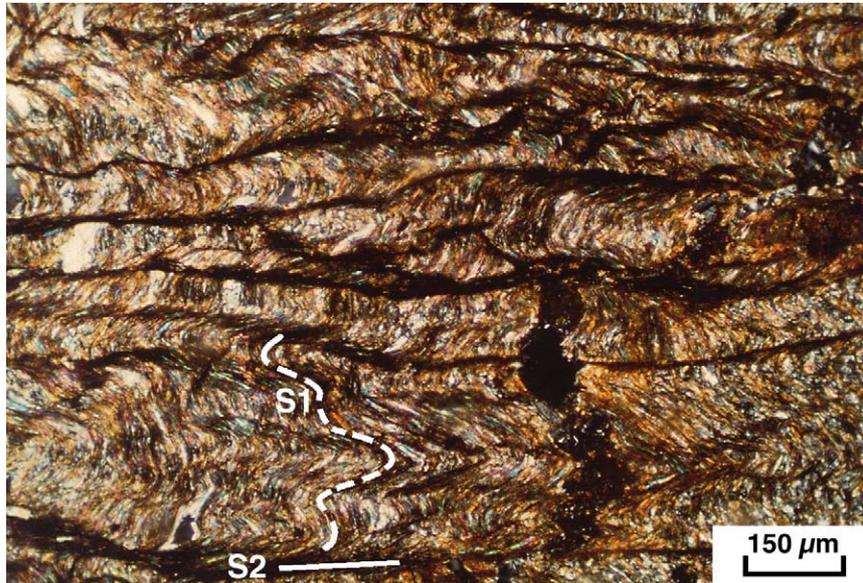


Fig. 14 - Scistosità di crenulazione di seconda fase (S2) nella formazione delle Arenarie di San Vito, Unità tettonica del Gerrei, loc. Arcu 'e Pesu. Solo raramente si ha blastesi di nuovi minerali lungo la S2; solitamente essa è definita dall'allineamento di fianchi di micropieghe o di superfici di dissoluzione. Sezione sottile, la foto è larga 1.26 mm.

Pieghe di seconda fase (D2)

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 giacitura del piano assiale si distinguono i seguenti tipi di pieghe (Fig. 15):

a) Pieghe con piano assiale da poco inclinato a suborizzontale, da asimmetriche a rovesciate e di solito chiaramente associate a zone di taglio diretto (*drag folds*, B in Fig. 15). 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



Fig. 15 - Pieghe D2 simmetriche a piano assiale molto inclinato (A) e pieghe D2 asimmetriche a piano assiale poco inclinato (B). I due sistemi di pieghe, sebbene con piani assiali subortogonali tra loro, sono riferiti alla medesima direzione di raccorciamento. Litofacies "Scisti a Tentaculiti" della formazione degli Scisti a Graptoliti, a S di Capo S. Lorenzo, Unità del Gerrei.

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 sui due fianchi delle maggiori antiformali. La loro simmetria è sistematicamente coerente con *drag folds* in zone di taglio dirette che delimitano i nuclei antiformali.

b) Pieghe con piano assiale molto inclinato, da simmetriche a debolmente asimmetriche, anch'esse disarmoniche e spesso limitate superiormente e inferiormente da piani di scollamento (A in Fig. 15). Anche queste pieghe sono riconducibili a una globale cinematica distensiva tramite i modelli di "trasferimento dello spostamento" descritti anche da RYKKELID & FOSSEN (1992).

La maggiore piega della fase D2 del Foglio è senza dubbio la piega rovesciata di M. Narba. Tra Genn'Argiolas e Muravera, la successione paleozoica dell'Unità del Sarrabus e i sovrascorrimenti D1 sono deformati da una piega chilometrica D2 rovesciata verso SW (con asse orientato NW-SE e piano assiale immergente verso NE; Profilo A-A' in calce alla carta geologica). Questo piegamento determina la verticalizzazione e il rovesciamento dei sovrascorrimenti D1 nell'area. Restaurando la struttura pre-D2, la zona a scaglie D1 risulta sovrastante alla successione diritta che costituisce il massiccio di Genn'Argiolas. La Sottounità di Punta Ruggeri è quindi sovrastante alla Sottounità di Minderrì che a sua volta sovrascorre la Sottounità di Genn'Argiolas.

Altre grandi pieghe di questo tipo affiorano nell'Unità tettonica del Gerrei nella valle di Baccu Locci, dove una sinclinale di prima fase a nucleo di Porfiroidi è deformata in una zona di taglio NE-vergente. Ancora sul fianco settentrionale dell'Antiforme del Flumendosa, lungo Riu Semida, pieghe NE-vergenti rovesciate ripiegano la sinclinale di prima fase a nucleo di Argilloscisti di Riu Canoni e i sovrascorrimenti D1 che affiorano a N di M. S'Ollasteddu, nel Riu Piscinili (Profilo C-C' e D-D', Tav. 4). Tra le pieghe rovesciate verso S e SW delle zone di taglio del versante meridionale dell'Antiforme del Flumendosa ricordiamo quella di Bruncu Bullai che ripiega l'Accavallamento di Villasalto (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977) e la struttura di Cuile Piringoni, in cui una anticlinale sinforme a nucleo di arenarie cambro-ordoviciane è ripiegata da una piega di seconda fase rovesciata verso S (Profilo C-C', Tav. 6).

Pieghe di seconda fase alla scala dell'affioramento, con piano assiale molto inclinato, riferibili a trasferimento dello spostamento in zone di taglio distensive, affiorano numerose nelle arenarie cambro-ordoviciane lungo il Riu Semida, nell'Unità tettonica del Gerrei.

Pieghe di terza fase (D3)

Le pieghe di terza fase sono generalmente più aperte di quelle della seconda fase. In profilo esse hanno generalmente 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 e 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 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.

I piani assiali di queste pieghe e i loro assi formano un grande angolo con quelli della fase D2; di conseguenza strutture di interferenza di "tipo 1" a "duomi e bacini" (RAMSAY, 1967) sono osservabili a diverse scale. Una strutturazione di questo tipo è presente a N di Bruncu sa Croccoriga (NE di Arcu Gennarrela), dove anche il contatto tettonico tra l'Unità tettonica del Gerrei e l'Unità tettonica di Meana Sardo, piegato in fase D2, è ripiegato ulteriormente da pieghe D3 con asse circa N40E, presso Bruncu Nieddu e Bruncu s'Arrettori.

Nella parte orientale del Foglio, a partire da Brecca, diventano importanti pieghe chilometriche della fase D3, con piano assiale subverticale e assi mediamente immergenti verso N40E. Procedendo verso E, da Brecca a Capo S. Lorenzo, queste strutture mostrano una diminuzione della lunghezza d'onda e diventano progressivamente più chiuse.

Come sarà discusso anche più avanti, la Faglia di Genna Cresia, che taglia con direzione N-S tutto il margine orientale del Foglio, ha riattivato una zona di taglio tardo-paleozoica. L'orientazione delle pieghe di terza fase rispetto alla faglia e la presenza di strutture S-C, che indicano movimento sinistro nei Porfiroidi poco a N di Arcu Gennarrela, fanno ritenere che la Faglia di Genna Cresia si sia imposta su una importante zona di taglio sinmetamorfica sinistra. L'incremento della deformazione di terza fase in prossimità di tale zona di taglio suggerisce che le pieghe di terza fase potrebbero essere attribuite a fenomeni di transpressione lungo faglie di trasferimento durante la tettonica estensiva postcollisionale. Questo potrebbe anche rendere conto della sostanziale contemporaneità tra le pieghe di seconda e terza fase.

Faglie

La tettonica postcollisionale è caratterizzata da numerose faglie e zone di taglio, 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 sembra controllata da zone di taglio trascorrenti. Deformazione duttile e fragile post-collisionali sono quindi l'espressione dello stesso campo deformativo a livelli strutturali differenti.

Faglie dirette

Gli elementi più caratteristici della tettonica postcollisionale sono zone di taglio dirette e grandi faglie a basso angolo che elidono grandi spessori di successione, determinando localmente la diretta sovrapposizione di termini devoniani o carboniferi su quelli cambriani. Esse sono spesso marcate da cataclasiti foliate, miloniti (Fig. 16) e da scaglie tettoniche di dimensioni da decametriche ad ettometriche. L'ultima espressione della distensione post-collisionale sono faglie



Fig. 16 - Calcite-milonite lungo una faglia diretta postcollisionale ercinica a basso angolo; Complesso di Sa Lilla, Riu Grappa. Il senso di taglio, sinistro nella foto, indica un movimento verso S del tetto, cioè dell'Unità tettonica del Gerrei, rispetto alla sottostante Unità tettonica di Riu Grappa.

dirette ad alto angolo che tagliano tutta la strutturazione precedente. Le direzioni prevalenti di queste faglie 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-permiane che i loro rigetti, incompatibili con i movimenti terziari e quaternari, provano una loro età tardoercinica. In molti casi è in effetti possibile dimostrare la loro età paleozoica: infatti faglie dirette sia poco inclinate che molto inclinate sono sigillate dai sedimenti eocenici (e fuori dal foglio da sedimenti giurassici) 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 della carta.

Un chiaro esempio di faglia diretta tardoercinica è rappresentato dalla Faglia di Bruncu Istrias, che corre con direzione circa E-W per oltre 12 km tra Genn'Argiolas e la zona di Pala Manna, nell'adiacente Foglio 558 - Burcei (Tav. 1, Tav. 5), separando la Sottounità di Genn'Argiolas dalla Sottounità di Minderrì. Questa faglia è tagliata nella zona di Serra s'Ilixi da un filone di "porfido" quarzifero permiano orientato circa N-S che conferma l'età ercinica della faglia. Localmente, lungo queste faglie si sviluppano cataclasiti e cataclasiti foliate, come ben osservabile lungo la Faglia di Bruncu Istrias presso le miniere di Serra s'Ilixi. Lungo la Faglia di Bruncu Istrias sono presenti inoltre numerose scaglie tettoniche: lenti della formazione degli Scisi a Graptoliti affiorano presso Serra s'Ilixi, scaglie chilometriche della formazione di P.ta Serpeddi e di Tuviois affiorano presso Bruncu Matta s'Abis.

Allo stesso sistema sono attribuite anche le faglie di direzione WNW-ESE o ENE-WSW frequenti lungo l'Antiforme del Flumendosa. Tra queste ricordiamo la Faglia di Arcu Antoni Santu, la Faglia di Riu Corr'e Cerbo, ecc.

Faglie trascorrenti

Un sistema di faglie paleozoiche diretto N-S è ben sviluppato in tutto il Foglio ed è parallelo al principale sistema di filoni ercinici. Queste faglie sono state sicuramente attive durante il Terziario come faglie trascorrenti contemporanee alla collisione nordappenninica e, durante il Plio-Pleistocene, come faglie dirette legate all'apertura del Tirreno meridionale: i sedimenti eocenici sono infatti chiaramente rigettati secondo tali faglie. 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 (Tav. 1), che si sviluppa con direzione meridiana dalla zona di Genn'Argiolas fino al Flumendosa, ed è iniettata da "porfidi" permiani a N di M. Lora. Altro esempio è la faglia di Riu Monte Mannu (Tav. 1) che taglia con direzione N-S la

zona di Riu Gruppa: 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 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 pò 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 postcollisionale. 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. Questa distribuzione delle faglie è coerente con l'interpretazione delle faglie trascorrenti come faglie di trasferimento e dell'Antiforme del Flumendosa come zona di denudazione tettonica simmetrica durante la tettonica distensiva postcollisionale.

Altre faglie N-S iniettate da filoni paleozoici interessano la parte SW del Foglio, in prossimità di M. Genis. A SW di Muravera e a N di Villaputzu faglie N-S, evidenziate da filoni idrotermali di quarzo, sono sede di mineralizzazioni a fluorite. Una di queste faglie, quella situata tra Muravera e M. Narba, taglia verso S il granito del Sarrabus immediatamente a S di Arcu Ruggeri, fuori dal Foglio Muravera (Foglio 558 - Burcei), nella Valle del Riu sa Sarmentedda .

Un sistema di faglie e zone di taglio N-S di particolare importanza taglia tutta la parte orientale del Foglio lungo la costa (Faglia di Genna Cresia, Faglia di Gennarrela, ecc.). Anche in questo caso si tratta di disgiunzioni paleozoiche riattivate con movimenti differenti (talvolta opposti) nel post-Paleozoico. Si tratta di un lineamento molto importante in corrispondenza del quale sembra terminare, o comunque descrivere una profonda depressione assiale, l'Antiforme del Flumendosa. In corrispondenza di questa fascia, le metamorfite sono deformate secondo strette antiformali e sinformali a piano assiale subverticale, orientate NNE-SSW. A S del Riu Antas, in corrispondenza di questo lineamento, le metamorfite cambiano progressivamente direzione, e la S1 da direzioni NNW-SSE passa gradualmente a N-S. Strutture con gli stessi caratteri e dimensioni si ritrovano almeno altre due volte lungo lo stesso lineamento poco più a N nel Foglio Jerzu. Il lineamento ha giocato come sistema trascorrente destro durante il Terziario e come sistema normale durante il Plio-Pleistocene. In quest'ultima fase il lato orientale della zona di taglio è stato abbassato dalla gradinata di faglie che modella il margine SE dell'isola e adesso è sotto al livello marino. Una delle poche zone in cui questo sistema di faglie N-S non è ricoperto da alluvioni quaternarie è la zona di Arcu Gennarrela. Nei Porfiroidi di Monte Ordini, in corrispondenza della Faglia di Gennarrela, sono presenti strutture S-C indicanti un movimento trascorrente sinistro. L'insieme di tutti gli elementi citati fa supporre per questo lineamento movimenti trascorrenti sinistri tardo-paleozoici. E' comunque difficile valutare l'importanza di questa zona di taglio: tutta la sua parte orientale è

sotto al livello marino e a N di Arcu Gennarella il lineamento è obliterato dalle intrusioni dei granitoidi di Quirra. Probabilmente questa è la maggiore struttura trascorrente paleozoica del Foglio e l'unica che taglia completamente l'Antiforme del Flumendosa.

3. - TETTONICA ALPINA

Nell'area rilevata la tettonica postercinica ha prodotto poche modificazioni alla struttura acquisita nel Paleozoico superiore. Una valutazione precisa della tettonica alpina nel Foglio Muravera è comunque fortemente ostacolata dalla scarsa estensione delle coperture mesozoiche e terziarie. La maggiore manifestazione della tettonica post-ercinica nell'area è rappresentata da un sistema di faglie N-S ben noto sia sulla terraferma che nella piattaforma continentale della Sardegna SE.

3.1. - FAGLIE N-S SULLA TERRAFERMA

Un sistema di faglie N-S, subverticali, di età sicuramente alpina è presente nella parte orientale del Foglio (valle del T. Quirra, Arcu Gennarella), lungo il Riu Flumineddu, nel Riu Gruppa e nel versante S di M. Cardiga (CALVINO 1961). Le faglie del Riu Flumineddu e del versante destro del Riu Gruppa sono faglie dirette. Le prime abbassano il settore orientale di 200 m e le seconde di circa 100 m. Complessivamente queste due faglie hanno creato un rigetto di 300 m tra l'altopiano del Salto di Quirra e la zona ad E del Flumineddu. Come vedremo, faglie dirette N-S attribuibili al Miocene superiore-Pliocene sono state evidenziate dalla sismica nella piattaforma continentale antistante al Foglio Muravera, per cui l'altopiano del Salto di Quirra come struttura pliocenica ha il significato di un *horst* diretto N-S parallelo alla costa. Anche l'andamento N-S della linea di costa di questa parte dell'isola è molto probabilmente legato a questo sistema di faglie.

Come già discusso, esistono nell'area faglie e filoni ad andamento meridiano di età permo-carbonifera, ma l'attività alpina di queste faglie è testimoniata dalle dislocazioni che esse producono nella copertura eocenica e nei graniti; il rigetto è molto variabile, fino a qualche centinaio di metri. Si è quindi verificata una riattivazione degli antichi lineamenti ercinici durante il Terziario e molto probabilmente anche durante il Pliocene-Quaternario, come testimoniato dalla presenza di un *neck* di basalto olivin-titanaugitico del vulcanismo plio-pleistocenico lungo la Faglia di Gennarella (CALVINO, 1965).

Per alcune faglie, il senso di movimento durante il Terziario è diverso (talvolta opposto) rispetto a quello durante le fasi tardo-erciniche. La dislocazione

dell'Eocene lungo la Faglia di Riu Monte Mannu, a N di Riu Gruppa, implica un abbassamento del blocco occidentale della faglia. Se si considerano invece i contatti del basamento, è evidente un movimento trascorrente sinistro pre-eocenico, probabilmente paleozoico. Questi movimenti sono ancora più evidenti nella prosecuzione della stessa faglia nell'adiacente Foglio 541 - Jerzu.

Come già ricordato, indizi di una storia cinematica complessa si hanno anche lungo la Faglia di Gennarrela. Abbiamo già descritto le prove di una cinematica trascorrente sinistra per la zona di taglio sin-metamorfica tardo-paleozoica ripresa dalla Faglia di Genna Cresia e dalla Faglia di Gennarrela. Ad Arcu Gennarrela strie su calcite indicano un movimento trascorrente destro che sembra coerente con il sistema trascorrente di età Oligocene superiore-Aquitano che interessa tutta la Sardegna NE (CARMIGNANI *et alii*, 1994a); inoltre il *neck* di basalto della cantoniera di Riu Gironi (CALVINO, 1965) testimonia che il lineamento è stato riattivato, probabilmente come faglia diretta, durante la fase distensiva plio-pleistocenica.

Nella valle del T. Quirra, l'interferenza tra la faglia tardo-ercinica di Riu Corr 'e Cerbo e le faglie terziarie di Genna Cresia, di Gennarrela, di Porto Santoru, ecc. (Tav. 1), hanno individuato un'area a prevalente estensione (*pull-apart*); è al centro di quest'area che affiorano nuovamente, delimitati da faglie dirette, i Marmi dell'Unità tettonica di Riu Gruppa.

3.2. - TETTONICA DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE

Per le implicazioni sull'interpretazione della tettonica recente del Foglio Muravera è importante analizzare la struttura della piattaforma continentale antistante al Foglio (Fig. 17a). Il margine continentale della Sardegna orientale è un margine passivo giovane (circa 9 Ma), con una sottile copertura sedimentaria il cui stile di deformazione è tuttora oggetto di discussione (KASTENS *et alii*, 1988; LAVECCHIA & STOPPA, 1990; MASCLE & REHAULT, 1990).

FABRETTI *et alii* (1995), tramite profili sismici *offshore* eseguiti lungo il margine continentale della Sardegna SE, hanno evidenziato che la struttura della scarpata continentale antistante al Foglio Muravera è caratterizzata da due principali faglie dirette che abbassano il lato orientale. Queste hanno direzione circa N-S (parallele a questo tratto della costa sarda) e profilo listrico (Fig. 17b).

La faglia occidentale è situata a circa quindici chilometri dalla costa e individua un bacino (Bacino Sardo) con geometria tipo *half-graben* e una profondità di 1000-1500 m. Il Bacino Sardo si estende fino a circa 40 km dalla costa ed è formato da rocce del basamento paleozoico (SARTORI *et alii*, 1990). Ancora più a E, un'altra gradinata di faglie porta il fondo marino a 2500-2800 m di profondità (Terrazzo del Cornaglia), caratterizzato da una crosta transizionale al passaggio con la crosta oceanica del Tirreno meridionale. Lo sviluppo del margine conti-

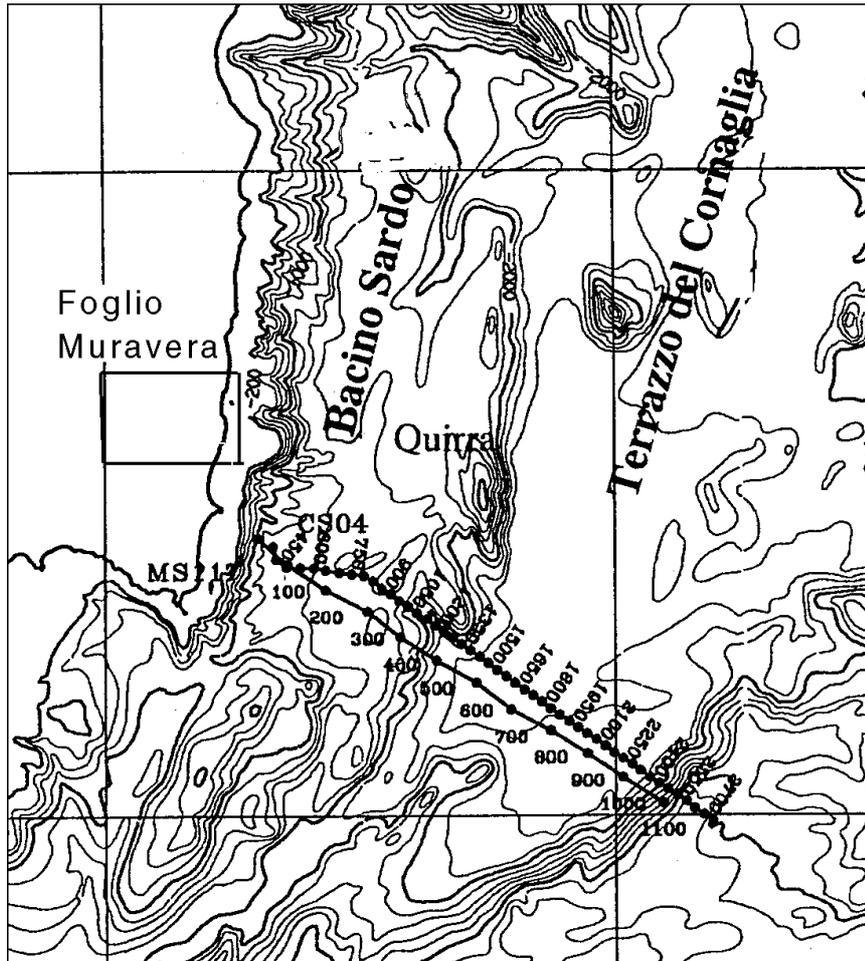


Fig. 17a - Batimetria del margine orientale della Sardegna e traccia del profilo sismico di Fig. 17b, (da FABRETTI *et alii*, 1995).

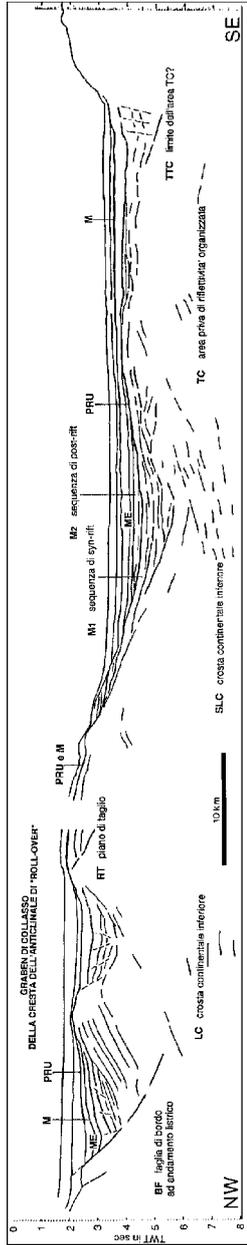


Fig. 17b - Interpretazione del profilo sismico multicandale CS-04. PRU=post-rift unconformity, ME=facies evaporitiche messiniane, M=top delle facies e delle discontinuità legate alla crisi di salinità messiniana (da FABRETTI et alii, 1995).

mentale sudorientale sardo inizia al Tortoniano superiore e l'assottigliamento crostale procede verso E (KASTENS *et alii*, 1988; SARTORI, 1989; MASCLE & REHAULT, 1990).

Questi elementi confermano che il sistema di faglie orientato N-S, che interessa il Foglio Muravera tagliando i depositi eocenici, è stato riattivato recentemente come faglie dirette ed è probabilmente responsabile del ringiovanimento plio-pleistocenico che ha conferito l'attuale morfologia accidentata alla regione.

IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA (F. DI GREGORIO)

I tratti geomorfologici salienti del Foglio Muravera sono dati da estese superfici sub-orizzontali (Fig. 4 e Fig. 9) a quote relativamente modeste, incise dalle valli del F. Flumendosa, ad andamento circa meridiano e, nella parte NE del Foglio, dal T. Quirra, ad andamento N-S. Corsi d'acqua minori, affluenti dei precedenti, incidono questi altopiani, formando valli con versanti molto acclivi, che conferiscono al paesaggio un aspetto aspro (Riu Flumineddu, Riu s'Acqua Callenti, Riu Gruppa, Riu Piras, Riu Bacci Locci, Flumini Uri, Baccu Arroddas). Solo l'angolo SW del Foglio non appartiene ai bacini imbriferi dei due sopracitati corsi d'acqua principali, essendo attraversato dal Riu Ollastu, affluente del Rio Picocca.

Tale aspetto è fortemente connesso con l'evoluzione tettonica plio-quadernaria dell'area. Tutta l'area, come già discusso, ha subito durante il Pliocene un generale sollevamento, legato a movimenti lungo faglie N-S connesse con l'apertura del bacino tirrenico. Si sviluppa quindi un *horst* tra il *graben* del Campidano, a W, e la piattaforma continentale a E.

La più estesa e caratteristica delle superfici morfologiche pianeggianti è quella modellata sulla copertura eocenica del Salto di Quirra, conservata tra la valle del T. Quirra ad E e quella del Flumendosa a SW. Si tratta di una superficie sub-strutturale coincidente con la superficie di stratificazione eocenica. L'altopiano si sviluppa prevalentemente intorno ai 500 m di altitudine, dominato dal caratteristico rilievo tipo "*mesa*" di M. Cardiga (673 m).

La continuità di tale superficie, che ad E si affaccia sulla valle del T. Quirra con il Pranu Edidu, a SW e a S su quella del Flumendosa, nei pressi di Ballao con Pranu 'e Lettus e di San Vito con il Pranu su Pirastru, è talora interrotta da faglie N-S che dislocano la copertura eocenica abbassandone i lembi occidentali. Le

incisioni operate dagli affluenti dei due corsi d'acqua conferiscono ai suoi margini un andamento estremamente frastagliato, talora formando piccoli affioramenti isolati (*mesas*) che risaltano sui più regolari versanti scistosi del basamento per i loro orli a gradinata o subverticali.

Nel settore SW del Foglio le superfici ad altopiano sono meno estese e presentano una più ampia varietà di caratteri. La loro genesi è infatti riconducibile ad una più complessa evoluzione del rilievo che ha portato alla riesumazione dell'antica superficie di erosione coincidente con il penepiano permo-triassico, a seguito della tettonica oligo-miocenica e plio-pleistocenica, ed al conseguente smantellamento, quasi completo, della copertura eocenica, qui presente solo in piccoli lembi residui. La più estesa superficie di spianamento è l'altopiano di Villasalto a quota 550-600 m, modellato nelle metamorfite paleozoiche e nei potenti calcari devoniani ("Tacchi" di Villasalto), che si estende verso S nel Sarrabus, dove poi è interrotto dai più elevati rilievi di Porfidi grigi del Sarrabus di Bruncu Adamu (777 m), dal porfido permo-carbonifero di Rocca Arricelli (701 m) e dal rilievo granitico di M. Genis.

Questa antica superficie subisce un'erosione regressiva operata dalle profonde incisioni vallive, talora vere e proprie forre, dei torrenti affluenti di destra del Flumendosa, tra Ballao, Armungia e Villasalto fino a San Vito e Muravera (Rio Spigolu, Rio Tolu, Rio Cannachili, Rio Domueu, Rio s'Acqua Callenti, etc.).

Il settore orientale del Foglio ad E della valle del T. Quirra e verso S oltre Arcu Gennarrela sino alla piana del F. Flumendosa, non presenta invece tracce evidenti dell'antico penepiano: esso è pressoché obliterato dall'intensa erosione innescatasi a seguito della tettonica plio-pleistocenica lungo faglie N-S.

Nel settore NE del Foglio forme particolarmente aspre e rupestri caratterizzano i rilievi granitici compresi tra la valle del T. Quirra e la costa orientale e fra Torre de Murtas a S e Punta sa Figu a N, culminanti a Punta is Tubbius a quota 545 m. Qui la valle tettonica del Rio Longu, rettilinea e ad andamento N-S, limita a E la dorsale di Serra Longa, culminante alla quota 375 m di M. Santu e con versanti orientali precipiti sul mare.

Il complesso reticolato idrografico del foglio mostra valli quasi sempre molto incassate, con prevalente andamento N-S (T. Quirra, Riu Flumineddu, Flumendosa nei pressi di San Vito, Riu Longu, etc.) e NW-SE (Flumendosa, Riu de is Tuvarai, Riu Murdega). Alcuni corsi d'acqua presentano un caratteristico andamento a meandri, ereditati nel basamento paleozoico per la sovrapposizione a seguito dell'asportazione delle coperture sedimentarie mesozoiche e terziarie o, in qualche caso, influenzati dalla litologia (Rio s'Acqua Callenti, Riu Ollastu, tratto terminale del Flumineddu, Flumendosa). La forma delle valli è in genere a V nei corsi d'acqua minori e a fondo piatto in quelli principali per la presenza di più o meno consistenti depositi alluvionali terrazzati di diversa generazione che denotano una genesi policiclica delle valli con alternati cicli erosivi e di sedimentazione. Particolari sono poi le vallecole embrionali, talora cieche o morte, a fondo piatto

che solcano, secondo un prevalente andamento strutturale N-S o NW-SE, l'altopiano del Salto di Quirra. Sempre nello stesso altopiano è caratteristica la presenza di doline tondeggianti o irregolari, di caverne e di una idrografia sotterranea ramificata (CALVINO & BARROCCU, 1964; BARTOLO *et alii*, 1980) che poi affiora nella stagione invernale, ai margini dell'altopiano (sorgente di Nuraghe Cresia).

I versanti vallivi modellati negli scisti paleozoici sono solo localmente asimmetrici (ad es. F. Flumendosa nei pressi di M. Perdosu, M. Lora e Armungia, e Riu Flumineddu a N di Ballao) e verso l'alto, in corrispondenza delle coperture terziarie, diventano invece complessi, a gradinata o sub-verticali.

Una pianura stretta e allungata è presente in tutta la valle N-S del T. Quirra, il quale poi, deviando bruscamente ad E, forma nei pressi della foce un'ampia piana costiera percorsa da canali di foce abbandonati, riattivati durante le piene. In questa pianura piccoli stagni ed aree palustri sono separati dal mare da una lunga e stretta falcatura sabbiosa. Poco più a S, analoga situazione si presenta nella fertile piana alluvionale del Flumendosa, con i vari canali Flumini Becciu, Foxi Bau Obilu e Foxi Padrionnas, chiusi da un lungo lido sabbioso.

V - GEOLOGIA APPLICATA

1. - MINIERE

Il Foglio è situato al centro del distretto minerario del Sarrabus-Gerrei che, dopo quello del Sulcis-Iglesiente, è quello che in Sardegna ha rivestito maggiore importanza sia scientifica che economica.

Le mineralizzazioni non solo sono numerose ma, rispetto a quelle di altre zone minerarie dell'isola, presentano una maggiore varietà di metalli: oltre a piombo, zinco e rame, comuni anche in altri distretti, sono presenti antimonio, argento, wolframio, molibdeno, oro. Grande quindi continua ad essere l'interesse giacimentologico offerto dai corpi minerari o anche dai semplici indizi disseminati in tutto il Foglio. Enumerare qui le centinaia di piccole gallerie e trincee di ricerca sarebbe impossibile, d'altra parte un archivio di pubblica consultazione degli indizi minerari con l'ubicazione delle ricerche è stato approntato dall'Ente Minerario Sardo (Regione Autonoma della Sardegna - Cagliari).

In questa sede ci limiteremo a descrivere i giacimenti che, dalla fine dell'ottocento fino agli anni '70 del novecento, in qualche misura hanno dato luogo ad attività estrattiva (Fig. 18).

La cessazione definitiva delle attività estrattive risale agli anni sessanta e la chiusura dell'ultimo impianto produttivo (Villasalto) agli anni settanta. La fine di queste attività tuttavia non ha coinciso con la fine delle ricerche minerarie: numerose campagne di sondaggi, promosse dalla PROGEMISA S.p.A. del gruppo Ente

Minerario Sardo, hanno indagato i corpi minerali più consistenti nella prima metà degli anni '80. Purtroppo i quantitativi di minerale stimati non hanno consentito l'avvio di imprese di qualche rilevanza economica.

1.1. - METALLOGENESI E MINEROGENESI

I giacimenti minerali sardi sono stati oggetto di studio fin dalla nascita della moderna geologia. Nel corso degli anni le ricerche hanno individuato diverse epoche e provincie metallogeniche, a partire dal Cambriano sino all'Oligo-Miocene (SALVADORI *et alii*, 1982; MARCELLO *et alii*, 1994), e cercato di inquadrare i giaci-

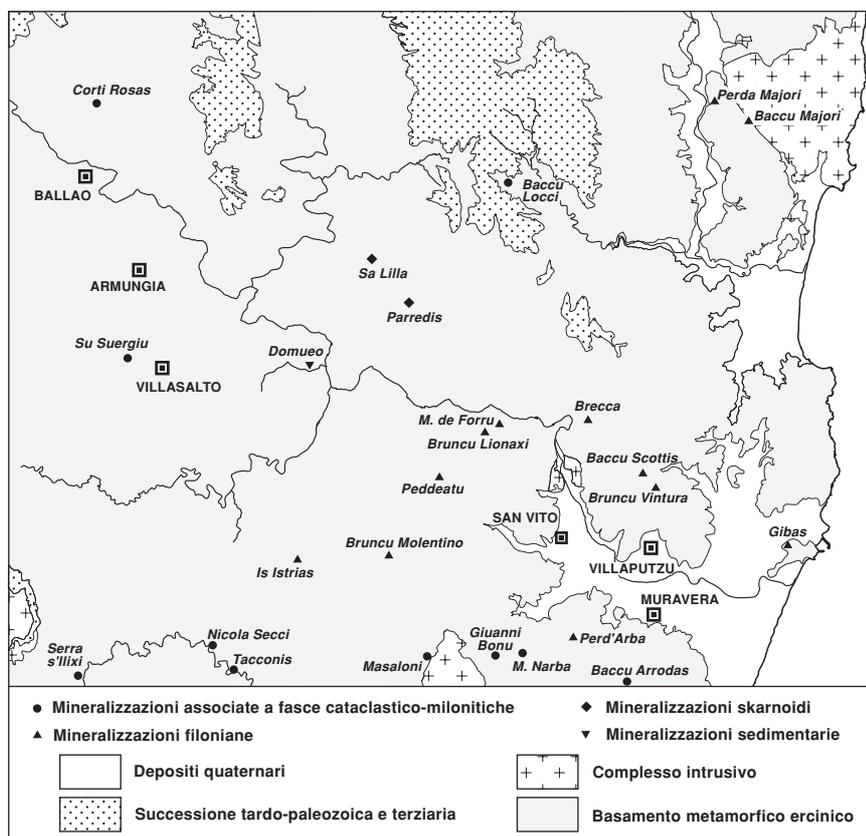


Fig. 18 - Miniere presenti nell'area del Foglio Muravera, con tipologia della mineralizzazione. Tutte le miniere sono attualmente inattive.

menti del basamento paleozoico sulla base di criteri genetici. A partire dagli anni '60 quasi tutti i giacimenti non manifestamente filoniani, anche nell'area del Foglio Muravera, venivano inquadrati in tipologie sinsedimentarie (ANGERMEIER, 1964; MAUCHER, 1965) o, quanto meno, associati a unità litostratigrafiche tra le quali gli argilloscisti neri siluriani rappresentavano la principale (LEHMANN, 1975; BISTE, 1977). A partire dagli anni settanta il rapido impulso nelle conoscenze della tettonica ercinica ha consentito anche di stabilire relazioni più precise tra mineralizzazioni ed evoluzione stratigrafica e strutturale del basamento paleozoico. Tali conoscenze, unitamente alle indagini sulla composizione isotopica dei minerali, hanno consentito di stabilire legami tra la genesi dei giacimenti, le principali strutture erciniche e le varie unità metasedimentarie del Paleozoico.

E' stato chiarito che sono rari, nel basamento del Gerrei, i giacimenti effettivamente sedimentari (CORTECCI & OGGIANO, 1983), che non esiste un vulcanismo siluriano cui imputare eventuali genesi effusivo-sedimentarie dei giacimenti all'interno di argilloscisti siluriani e che la maggior parte di essi sono da ascrivere a processi da meso- a epitermali in gran parte controllati da strutture tettoniche erciniche (CARMIGNANI *et alii*, 1978b; CHECCHI & DUCHI, 1983; CORTECCI *et alii*, 1987). In particolare è stato attribuito un importante ruolo alla tettonica estensionale legata al collasso della catena. Infatti, anche alla luce dei dati emersi da questo rilevamento, è stato verificato che alcune mineralizzazioni meso- ed epitermali sono ospitate all'interno di fasce cataclastico-milonitiche originatesi lungo i principali sovrascorrimenti e/o faglie dirette, che hanno subito successivamente una riattivazione come zone di taglio normali. In questo modo si prospetta anche nella zona a falde della catena ercinica sarda l'opportunità di utilizzare le zone di taglio estensionali come guida ai giacimenti idrotermali e, viceversa, considerare alcuni giacimenti a bassa termalità, come quelli di antimonio, significativi *markers* dell'estensione tardo-ercinica a livelli altocroscali (CONTI *et alii*, 1999), analogamente a quanto documentato in altri settori della catena ercinica sud-europea (MUNOZ *et alii*, 1992).

1.2. - LE TIPOLOGIE DELLE MINERALIZZAZIONI

Prescindendo da considerazioni genetiche, possono essere individuate le seguenti tipologie:

- a) mineralizzazioni skarnoidi a solfuri misti generalmente, ma non necessariamente, associate alle successioni siluro-devoniche e quasi sempre concordanti con le scistosità regionali (es. Sa Lilla);
- b) mineralizzazioni associate a fasce cataclastico-milonitiche al contatto tra unità tettoniche differenti (es. Villasalto, M. Narba, ecc.);
- c) mineralizzazioni sedimentarie a barite, interstratificate negli argilloscisti siluriani (Domueu);

d) mineralizzazioni filoniane a barite, fluorite, galena e blenda discordanti attraverso tutte le successioni paleozoiche (es. Is Crabus, Bruncu Molentinu ecc.), di età tardo paleozoica o anche cenozoica (es. Monte Cardiga, Santoru).

1.2.1. - I depositi di tipo skarnoide

I depositi skarnoidi più importanti sono certamente quelli della miniera di Sa Lilla (Riu Gruppa), costituiti da lenti di solfuri misti in ganga calcosilicatica con blenda, galena, pirite, calcopirite prevalenti. La miniera, situata al nucleo dell'Antiforme di Riu Gruppa, ha dato luogo in passato ad importanti coltivazioni (VIOLO, 1966). La produzione di solfuri metallici negli anni '60 era inferiore soltanto a quella delle più importanti miniere dell'Iglesiente-Arburese, ma superava per quantità e valore le produzioni di importanti miniere quali Nebida. Gli *skarn* si sviluppano principalmente al contatto tra le rocce di derivazione carbonatica e quelle di derivazione terrigena; essi sono generalmente concordanti con la scistosità lungo la quale sono trasposti livelli decametrici di marmi devonici, argilloscisti neri siluriani e metaderivati dei depositi clastici del Carbonifero inferiore. Non di rado, comunque, gli adunamenti skarnoidi sono discordanti rispetto alla scistosità e ai contatti litologici trasposti lungo di essa. Spesso, infatti, essi si dispongono paralleli ai contatti intrusivi dei "porfidi" a composizione granitica che, con un corteo filoniano di direzione NNE e giacitura sub-verticale, tagliano le strutture erciniche.

Da ricordare, nelle immediate vicinanze, è la miniera di Parredis, anch'essa attiva dal secolo scorso con corpi mineralizzati a galena argentifera, sfalerite, pirite e arsenopirite (OLMI *et alii*, 1996).

Tra gli altri depositi skarnoidi di minore importanza vanno ricordati:

- quelli che si sviluppano al contatto tra l'intrusione leucogranitica di San Vito e i metaderivati dei calcari ordoviciani e siluriani (GIOBBI ORIGONI *et alii*, 1987). In quest'area esistono alcune trincee che hanno messo in vista lenti a solfuri con composizione simile a quelle di Sa Lilla, con in più molibdenite;
- quelli di Riu Gironi, ricchi di solfosali di rame;
- quelli di Serra d'Istibus, a solfuri misti con blenda prevalente, nei limiti settentrionali del Foglio, non lontani dal contatto con l'intrusione leucogranitica di Quirra. Alcuni di questi *skarn* si sono formati anche a spese di prasiniti derivate da dicchi doleritici.

1.2.2. - Mineralizzazioni associate a fasce cataclastico-milonitiche tra unità tettoniche differenti

Sono queste le mineralizzazioni che hanno dato luogo alle produzioni minerarie più importanti; ricordiamo il “Filone argentifero del Sarrabus”, la miniera di solfuri misti a prevalente arsenopirite di Baccu Locci e la miniera di antimonite di Villasalto.

Il Filone argentifero del Sarrabus

Buona parte del “Filone argentifero del Sarrabus” affiora nella parte meridionale del Foglio. Sono ivi localizzate le miniere di Monte Narba, Giovanni Bonu, Baccu Arroddas e Serra s'Ilixi che, tra la fine dell'ottocento e gli inizi del novecento, erano le più importanti tra le numerose che interessavano il “Filone”. I primi tentativi di coltivazione del “Filone argentifero” sembrano risalire al XVII secolo, ma solo a partire dal 1870 le coltivazioni acquistarono importanza industriale, con produzioni massime alla fine degli anni '80 dell'ottocento, di 500 tonnellate/anno di minerali argentiferi a Monte Narba, e di oltre 1.000 a Giovanni Bonu. Sempre in questo periodo inizia l'interesse scientifico per queste mineralizzazioni (TRAVERSO, 1881, 1890, 1898; DE CASTRO, 1890). A partire da questa data gli studi sul “Filone” sono stati numerosi, anche in epoca più recente (VALERA, 1966, 1972, 1973, 1974; SCHNEIDER, 1972; MASI *et alii*, 1975; CHECCHI & DUCHI, 1983; BELKIN *et alii*, 1984; CORTECCI *et alii*, 1987; BAKOS *et alii*, 1991; STARA *et alii*, 1993). Queste ricerche, oltre ad indicare ipotesi sulla genesi delle mineralizzazioni, hanno permesso di individuare numerosissime specie di minerali: oltre a galena, blenda, calcopirite, fluorite e barite, che sono di gran lunga dominanti, ricordiamo argento nativo, stefanite, argentite, pirargirite e proustite, ulmanite, wulfenite e niccolite.

Le conclusioni degli autori sulla genesi della mineralizzazione non sempre convergono su un'unica ipotesi. Si può affermare che, anche alla luce dei dati emersi da questo rilevamento, il “Filone argentifero” è costituito da un corteo filoniano di mineralizzazioni mesotermali, confinato all'interno di una fascia cataclastico-milonitica costituita in prevalenza da argilloscisti del Siluriano di potenza variabile, che all'interno dell'Unità tettonica del Sarrabus separa la Sottunità di Genn'Argiolas dalla Sottunità di Minderrì.

Le mineralizzazioni antimonifere di Villasalto e Ballao

L'area compresa tra Villasalto e Ballao, in passato, ha costituito il più importante distretto antimonifero d'Italia. La produzione di ottima antimonite si sviluppò già nell'ottocento, e consentì l'apertura di una fonderia a bocca di mi-

niera nel cantiere di Su Suergiu a Villasalto (LINCIO, 1918). Anche per quest'ultimo giacimento, come per il "Filone argentifero", sono numerosi gli studi giacimentologici. Fin dall'ottocento si è sviluppato il dibattito sulla natura sedimentaria o "magmatica" del giacimento (FERRARI, 1897; TOSO, 1897); i lavori degli anni '60, ad opera di autori tedeschi, accreditavano per il giacimento una genesi sinsedimentaria all'interno degli argilloscisti siluriani; solo negli anni '70 fu evidenziato come l'antimonio non sia ospitato all'interno di un'orizzonte stratigrafico, ma di una cataclasite alla base di un accavallamento che, oltre alla mineralizzazione, contiene elementi rappresentativi di tutta la successione dell'Unità tettonica del Gerrei (CARMIGNANI *et alii*, 1978b). La miniera più importante si trova in prossimità dell'abitato di Villasalto e, come detto, si trova all'interno di una imponente fascia cataclastico-milonitica che marca l'accavallamento delle Arenarie di S.Vito, appartenenti all'Unità del Sarrabus, sopra i calcari devono-tournaisiani dell'Unità del Gerrei. La mineralizzazione si sviluppa lungo un tratto di due chilometri in direzione E-W. E' costituita da antimonite microcristallina, associata a rara scheelite, che spesso sostituisce *boudin* e lenti di calcari devonici, di dimensioni decimetriche, nella cataclasite. Il minerale appare deformato dalle fasi tardive, probabilmente già estensionali, della tettonica ercinica.

A Ballao, nella miniera Corti Rosas, seconda località per importanza nella produzione di antimonio, la mineralizzazione ad antimonite è insediata lungo una faglia diretta a basso angolo immergente verso S, che in superficie mette a contatto la formazione degli Argilloscisti di Rio Canoni con la successione siluro-devonica, mentre in profondità prosegue all'interno di metavulcaniti dell'Ordoviciano medio. L'antimonite, in cristalli ben formati esenti da evidenti deformazioni, riempie le fratture che interessano tutte le formazioni a cavallo della faglia, generando uno *stockwork*.

Le mineralizzazioni a solfuri misti di Baccu Locci

La miniera di Baccu Locci è stata sfruttata in passato come miniera di arsenico per la presenza prevalente, tra i vari solfuri e solfosali, di arsenopirite e galena. Altri minerali, come blenda, calcopirite, solfosali di Ag e Sb, sono presenti in quantità accessorie (ZUCCHETTI, 1958a, 1958b; PASERO & PERCHIAZZI, 1989; STARA *et alii*, 1991). Le coltivazioni si sviluppavano su un'altezza di oltre 300 metri, con gallerie di accesso situate sulle sponde dell'omonimo corso d'acqua e sono state attive fino agli anni '60. I depositi interessano tutta la Zona milonitica di Baccu Locci.

Sono presenti due tipi di depositi: uno in lenti concordanti con la scistosità ed uno in filoni discordanti. I depositi discordanti sono in alcuni casi rimobilizzati al contatto con lamprofiri ad essi successivi. Secondo BAKOS *et alii* (1990) il processo metallogenico è di tipo multistadiale, con rame, argento, antimonio e oro legati agli ultimi stadi ipotermali dell'evento mineralizzante.

1.2.3. - Mineralizzazioni sedimentarie

Nel Foglio Muravera mancano le concentrazioni di alteriti a ossidi e idrossidi di ferro residuali legate al periodo di continentalità cui fu sottoposto il basamento ercinico prima della trasgressione giurassica, così come sono assenti depositi stefano-autuniani di antracite. Quindi l'unico giacimento sicuramente sinsedimentario è rappresentato da una lente di barite intercalata alla base della successione silurica nella valle del Rio Domueu (CORTECCI & OGGIANO, 1983). La natura sinsedimentaria si manifesta sia nelle caratteristiche macro- e microscopiche (colore nero, presenza dei caratteristici sferuliti, di stratificazione trasposta dalla scistosità ercinica, associazione con noduli di fosforite), che in quelle geochimiche e isotopiche (tenore in BaSO₄ prossimo al 99%, composizione isotopica dello zolfo riconducibile a quella del solfato marino al Siluriano e rapporti ³⁴S/³²S tipici di barite precipitata da acqua marina). Sebbene le dimensioni del deposito siano state stimate in poche migliaia di tonnellate, esso, oltre a documentare singolari condizioni sedimentarie (di tipo almirolitico) nel bacino degli argilloscisti siluriani, rappresenta l'unico esempio di giacimento sinsedimentario siluriano nell'area del Foglio.

1.2.4. - Mineralizzazioni filoniane

I depositi idrotermali in giacitura filoniana sono decisamente i più numerosi; molti di essi attraversano tutte le formazioni paleozoiche del basamento e in alcuni casi i granitoidi, i porfidi permiani e le coperture eoceniche. E' quindi possibile, come già fatto notare da CALVINO (1961), distinguere mineralizzazioni di età terziaria da altre tardo-paleozoiche.

Le direttrici tettoniche lungo le quali si sviluppano i filoni mineralizzati sono varie, ma con una netta predominanza delle direzioni intorno a N-S ed E-W, cioè, sub-parallele alle faglie dirette e trascorrenti tardoerciniche precedentemente descritte. Le mineralizzazioni terziarie interessano le faglie ad andamento N-S, parallele alla costa.

Oltre ai filoni idrotermali, nel settore N-orientale del foglio, è presente una manifestazione pegmatitico-pneumatolitica connessa con il leucogranito di Quirra.

I minerali più comuni nei filoni idrotermali sono la barite e la fluorite, con minori quantità di blenda, galena e calcopirite (SALVADORI & VALERA, 1972).

Tra i giacimenti filoniani di importanza economica presenti nel Foglio ricordiamo:

- Bruncu Molentinu, a barite, quarzo, fluorite calcite e dolomite, con quantità accessorie di galena, blenda e calcopirite. Il giacimento è incassato nelle Arenarie di San Vito, a S di M. Lora. Si sviluppa in direzione N-S per circa 2 km; la potenza media è di circa 2 m, quella massima supera la decina di metri.

- Is Crabus, non distante da Bruncu Molentinu, è costituito da un sistema filoniano con almeno quattro corpi minerari principali con direzione da N-S a N20, incassati nelle Arenarie di San Vito (BAKOS, 1972). I minerali presenti sono: fluorite, quarzo e calcite e, tra i metallici, galena, blenda, pirite e marcassite.

- Perd'Arda (a E di P.ta is Crabus, a SE di Muravera), è un filone lungo una faglia orientata circa NNE-SSW con mineralizzazioni a galena, sfalerite, pirite e calcopirite, in una ganga a quarzo, barite e fluorite.

- Bruncu Vintura, immediatamente a N dell'abitato di Villaputzu, è un importante filone a prevalente fluorite che si sviluppa per circa tre chilometri in direzione NNE.

- Santoru, Baccu Majori e Monte Cardiga. Di queste mineralizzazioni solo le prime due hanno dato luogo a modeste coltivazioni. A Baccu Majori è stato coltivato in trincea qualche centinaio di tonnellate di minerale negli anni '80, mentre la terza non ha rilevanza mineraria. Le citiamo insieme perché rappresentano le più significative manifestazioni filoniane di età alpina presenti nel foglio.

Il filone di Santoru è costituito da uno sciame filoniano, legato alla presenza di una faglia terziaria ad andamento N-S, mineralizzato a barite e fluorite, incassato prevalentemente nel leucogranito porfirico di Quirra (CALVINO, 1961). Il suo maggiore sviluppo (circa 12 Km) interessa il Foglio Jerzu dove sono cospicui i lavori minerari, mentre nel Foglio Muravera si sviluppa per circa quattro chilometri ed è interessato da modesti lavori minerari a Sa Galleria e, più a N, lungo il Riu Longu. Le mineralizzazioni hanno andamento discontinuo con potenza da alcuni decimetri fino a 10 m.

La mineralizzazione di Baccu Majori, a prevalente barite con fluorite e galena subordinate, si trova all'interno di una zona di faglia ad orientazione NNW, lungo la quale vengono a contatto i leucograniti di Quirra con le metarenarie cambro-ordoviciane dell'Unità di Meana; esso si sviluppa per circa un chilometro con potenza massima di tre metri.

La mineralizzazione di Monte Cardiga è costituita in prevalenza da fluorite e calcedonio che si sviluppano in coccarde intorno agli elementi di una breccia di una faglia ad andamento meridiano, larga circa un metro e seguibile per qualche centinaio. Le rocce incassanti sono costituite da arenarie arcosiche e da calcari nummulitici dell'Eocene medio.

Tra le mineralizzazioni filoniane va infine citato il filone pegmatitico-pneumatolitico di Perda Majori, che negli anni '40 e '50 è stato oggetto di ricerche in galleria. Si tratta di una manifestazione filoniana perimagmatica ad andamento N40, incassata in metapeliti e metarenarie cambro-ordoviciane, legata all'intrusione leucogranitica di Quirra. Tra i minerali metallici significativi sono segnalati wolframite, molibdenite, pirite, bismutinite e bismuto nativo; tra i non metallici quarzo, feldspati, fluorite, andalusite, topazio e tormalina (DESSAU, 1956; BAKOS, 1968; VENERANDI, 1968).

In corrispondenza dell'intrusione di M. Genis, nell'angolo SW del Foglio, sono presenti filoni a fluorite e barite. Le principali mineralizzazioni filoniane legate a questo plutone sono comprese nell'adiacente Foglio 548-Senorbì (Boi *et alii*, 1982; CALDERONI *et alii*, 1985).

2. - IDROGEOLOGIA

Il principale corso d'acqua del Foglio è il Flumendosa, il secondo fiume della Sardegna per portata, lunghezza ed ampiezza del bacino imbrifero (1810 km²). Ha portate massime invernali e lunghi periodi di magra estive e annuali e, attraverso diversi sbarramenti, alimenta gran parte delle utenze della Sardegna meridionale. Gli altri corsi d'acqua (T. Quirra, Riu Flumineddu, Riu Gruppa, Riu s'Acqua Callenti, Riu Baccu Locci, Flumini Uri, ecc.) hanno carattere torrentizio, determinato dalla scarsità delle precipitazioni, e sono praticamente asciutti nella stagione estiva.

La natura del terreno è nel complesso sfavorevole alla ritenzione delle acque meteoriche, sia per la configurazione orografica del territorio, sia per lo stato di degrado del suolo.

A causa dell'asperità dei pendii e della distruzione sistematica della vegetazione arborea operata dai periodici incendi, il terreno vegetale manca quasi del tutto su molti rilievi. Questo fatto è particolarmente evidente dove affiorano i graniti, i porfidi, i Porfiroidi e le metarenarie del Paleozoico.

Le cause principali del degrado del suolo del Sarrabus-Gerrei sono in sintesi le seguenti:

- (a) un regime pluviometrico caratterizzato da elevata intensità e da una concentrazione stagionale delle piogge;
- (b) l'eccesso di pascolamento anche in aree non adatte al pascolo;
- (c) gli incendi ripetuti che determinano la rarefazione della copertura vegetale esponendo il suolo all'erosione.

La distruzione della vegetazione modifica sostanzialmente il processo di infiltrazione delle acque meteoriche e il regime dei deflussi superficiali e sotterranei.

L'impermeabilità del bacino e l'acclività dei versanti, la concentrazione stagionale delle piogge, determinano deflussi unitari che si possono classificare fra i maggiori di tutti i corsi d'acqua della Sardegna.

La distribuzione degli afflussi meteorici nell'anno segue l'andamento tipico del clima mediterraneo e nella stagione piovosa è irregolare e variabile. Le prime piogge dopo la siccità estiva si verificano nei mesi di settembre-ottobre, con caratteristiche di acquazzoni estivi, mentre il normale periodo piovoso si estende da novembre-dicembre ad aprile, interrotto quasi sempre da periodi asciutti che generalmente iniziano in gennaio ed hanno nel mese una breve durata, ma che a

volte si prolungano sino a febbraio ed oltre. Le piogge insistenti e continue sono rare ed insolite, mentre sono frequenti le precipitazioni violente ed abbondanti, come quelle che provocarono le alluvioni del 1940, 1951, 1971, 1986 e 1993.

Da un punto di vista idrogeologico le formazioni del Foglio possono essere divise in tre gruppi.

1 - Basamento. E' costituito da rocce massive semipermeabili in grande per fessurazione (porfiroidi, porfidi, cornubianiti, metarenarie, granitoidi) e rocce impermeabili (filladi, metapeliti). I marmi e i metacalcri non costituiscono corpi sufficientemente grandi e continui per influire significativamente sulla circolazione delle acque sotterranee. Complessivamente la permeabilità del basamento metamorfico è scarsa, come scarsa è la permeabilità dei granitoidi che peraltro affiorano molto limitatamente nel Foglio. Solo le zone più fratturate e "arenizzate" del granito della piana di Quirra costituiscono importanti vie di drenaggio.

2 - Coperture sedimentarie. Le coperture permiane sono costituite da litotipi a permeabilità medio-bassa, sia per fessurazione che per porosità e affiorano in aree molto limitate. L'unica formazione permeabile che affiora estesamente e con rilevanti spessori è la formazione eocenica di Monte Cardiga. La sua permeabilità medio-alta è dovuta sia alla porosità delle arenarie che alla permeabilità per fratturazione e carsismo delle rocce carbonatiche intercalate nella parte mediana della successione (CALVINO & BARROCCU, 1964).

3 - Depositi quaternari. Salvo che nella piana costiera di Muravera, la cui idrogeologia è brevemente trattata nel capitolo seguente, i depositi quaternari occupano aree molto limitate e raggiungono spessori significativi solo lungo i corsi d'acqua maggiori. Le alluvioni attuali e terrazzate recenti hanno permeabilità medio-alta e sono di solito sede di una falda freatica di subalveo. La permeabilità delle alluvioni terrazzate antiche (t_1) è invece, nell'insieme, medio-bassa; ciò è dovuto alla forte componente argillosa presente sia in livelli che come matrice dei conglomerati. Spesso questi depositi sono fortemente cementati e permettono solo una modesta circolazione per fessurazione.

La modesta permeabilità delle rocce si riflette nella scarso numero e sulla modesta portata delle sorgenti in tutto il Foglio. Le sorgenti perenni sono molto scarse; le più importanti si trovano al limite orientale dell'altopiano del Salto di Quirra, lungo il contatto tra il basamento e la copertura eocenica. L'emergenza è chiaramente determinata dalla debole inclinazione verso E di questo contatto in tutto l'altopiano del Salto di Quirra. Alcune sorgenti (alto corso del Riu Budidorgiu) emergono tra i calcari e le puddinghe e arenarie basali; sono sorgenti carsiche con portate molto variabili che danno origine a piccoli torrenti sotterranei ("Angurtidorgius") (CALVINO & BARROCCU, 1964; BARTOLO *et alii*, 1980). Altre hanno una portata più costante e sono captate per l'acquedotto di Villaputzu (Sorgente presso Cuile sa Maista e la Sorgente Spaulatzus). I livelli marnosi localmente suddividono la formazione eocenica in sistemi idrogeologicamente indipendenti che danno luogo a numerose piccole sorgenti di contatto e ad alcune

sorgenti perenni, come a E di M. Cardiga (Sorgente Conchedda, Funtana Corre Pruna, Funtana Sessinargiu).

2.1. - GLI ACQUIFERI COSTIERI DELLA PIANA DI MURAVERA (F. ARDAU, G. BARBIERI E G. BARROCCU)

Da diversi anni gli acquiferi costieri della piana di Muravera, in particolare le aree in riva destra del Flumendosa a valle dell'abitato stesso, sono interessati da diffusi fenomeni di salinazione che hanno provocato l'accumulo di sali anche negli orizzonti superficiali del suolo, con perdita irreversibile di terreni a tradizionale vocazione agricola.

Attualmente l'unico sistema di approvvigionamento idrico dell'intera area, sia per scopi irrigui che idropotabili è costituito dai numerosi pozzi, per lo più scavati, costruiti in numero sempre crescente nella piana. Lo sfruttamento incontrollato delle falde, soprattutto nei mesi estivi, quando maggiore è la richiesta idrica, ha alterato il regime di equilibrio acqua dolce-acqua salata, favorendo il progressivo avanzamento delle acque salate verso l'entroterra.

E' infatti possibile individuare, nella potente coltre di sedimenti sabbio-ghiaiosi e argillo-limosi quaternari della piana a valle dell'abitato di Muravera, la presenza di due acquiferi sovrapposti (Fig. 19):

(a) un acquifero superficiale, impostato nella formazione sabbiosa (I acquifero sabbioso), generalmente freatico, caratterizzato da bassa soggiacenza (1 - 2 m), fortemente produttivo e tradizionalmente sfruttato dagli agricoltori con pozzi a largo diametro, profondi non più di 4 - 6 m dal piano di campagna. Tale acquifero, al quale attingono i vecchi pozzi realizzati dall'ESAF per l'approvvigionamento idrico degli abitati di Muravera, San Vito e Villaputzu, è presente in tutta la piana con potenze decrescenti da 15-20 m a monte sino a 4 - 5 m in prossimità del mare. Sulla base di prove di emungimento effettuate in alcuni pozzi sono stati calcolati valori di trasmissività $T=2,4 \cdot 10^{-4}$ - $4,2 \cdot 10^{-3}$ m²/s e del coefficiente di immagazzinamento $S = 12,85 \cdot 10^{-2}$ (BARBIERI *et alii*, 1983);

(b) un acquifero profondo, in pressione, costituito da sabbie e ghiaie (II acquifero sabbioso), confinato a tetto da un orizzonte argilloso che lo separa idraulicamente dal sovrastante acquifero freatico. In particolare, le prospezioni geofisiche hanno rilevato l'esistenza continua dell'orizzonte argilloso in corrispondenza di un profilo elettrico, lungo circa 3 Km, ubicato nel centro della piana, in direzione NW - SE (Fig. 19). Tale orizzonte presenta potenze variabili da un massimo di oltre 30 m, a monte, sino ad un minimo di una decina di metri, al centro della piana; lo spessore dello strato argilloso cresce poi nuovamente sino a 10-15 m in prossimità del mare. Una prova effettuata in uno dei pochi pozzi profondi della piana ha fornito valori di trasmissività $T = 1,0 \cdot 10^{-2}$ m²/s e del coefficiente di immagazzinamento $S = 5,5 \cdot 10^{-3}$.

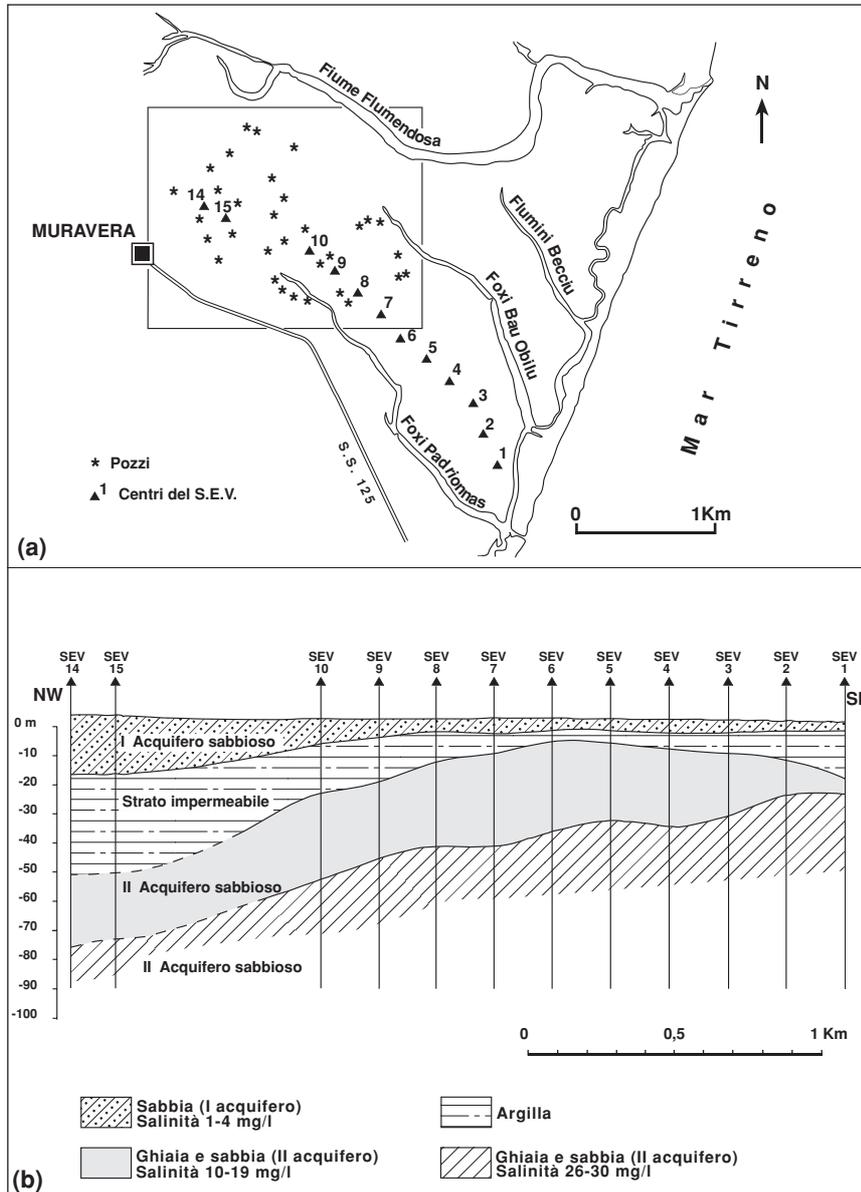


Fig. 19 - (a) Planimetria dei pozzi della rete di monitoraggio della falda superficiale e dei centri dei sondaggi elettrici verticali (S.E.V.). (b) Sezione idrogeologica.

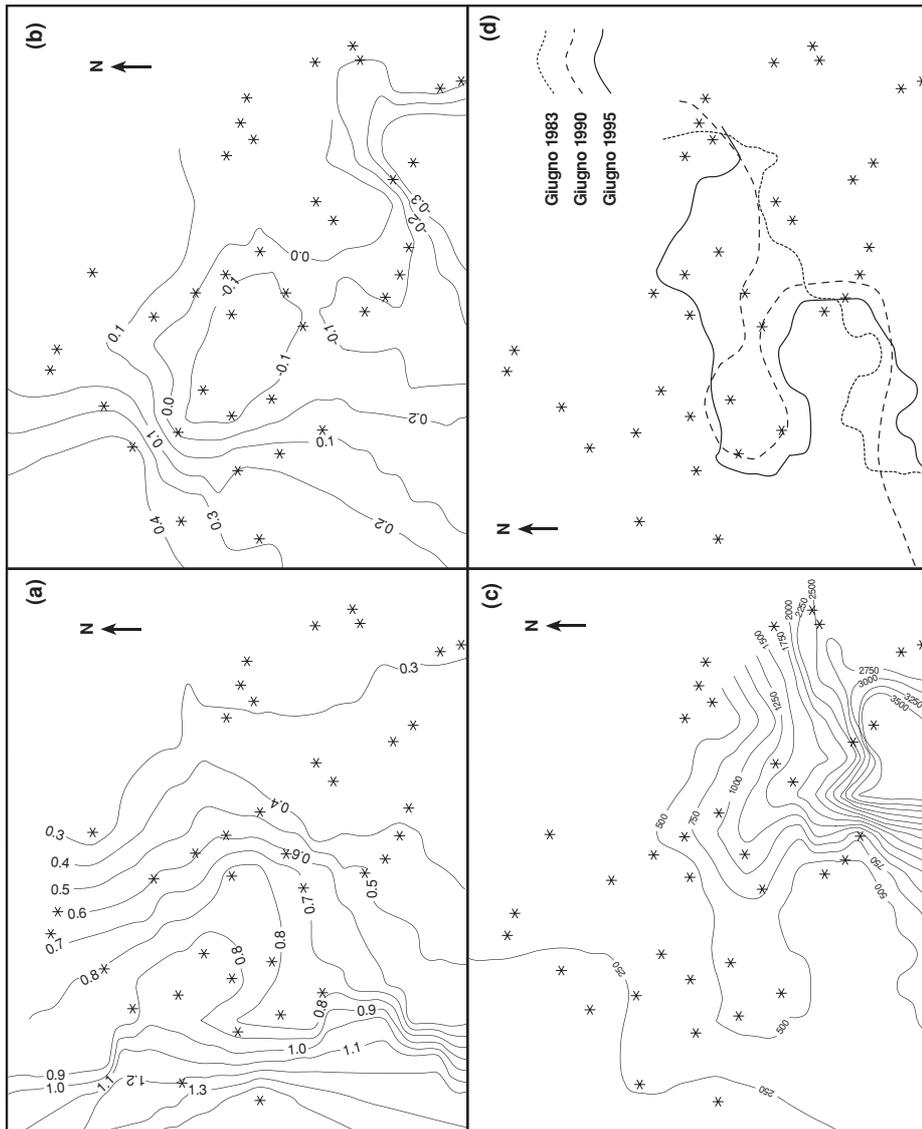


Fig. 20- (a) Carta delle isoidroipse (m.s.l.m.) dell' acquifero superficiale (l' acquifero sabbioso), Agosto 1995. (b) Carta delle isoidroipse (m.s.l.m.) dell' acquifero superficiale (l' acquifero sabbioso), Agosto 1995. (c) Carta delle isocloro (mg/l Cl) dell' acquifero superficiale (l' acquifero sabbioso), Giugno 1995. (d) Variazioni nel tempo della isocloro 500 mg/l Cl. Gli asterischi indicano pozzi e sondaggi.

Il monitoraggio della qualità delle acque sotterranee ha consentito di rilevare sia nell'acquifero superficiale che in quello profondo diffusi e intensi fenomeni di salinazione delle acque (Fig. 20).

L'acquifero superficiale è risultato attualmente contaminato da acque salmastre, con valori di salinità sino a 2000 - 4000 mg/l e punte anche superiori a 5000 mg/l, in tutta l'area che si estende dal mare sino all'altezza dell'abitato di Muravera.

Particolarmente colpita dai fenomeni di salinazione è la zona compresa tra le Foxi Bau Obilu e Foxi Padriionnas, dove peraltro le carte delle isodropse relative ai mesi estivi e autunnali individuano aree di massima depressione della superficie piezometrica, con quote inferiori a quelle del livello del mare, in netto contrasto con l'andamento della piezometrica nei mesi invernali e primaverili, nei quali i livelli si mantengono sempre al di sopra del livello del mare (Fig. 20a, b).

In Fig. 20c è rappresentato lo stato attuale della contaminazione salina dell'acquifero superficiale espressa in mg/l di Cl^- . Dal confronto delle isocloro attuali (1995) con quelle relative agli anni 83-86 e 89-90 (Fig. 20d), si è individuato un *trend* evolutivo del fenomeno di salinazione con progressivo avanzamento del fronte salino verso l'interno della piana e valori di salinità in sensibile aumento nei singoli pozzi (BARBIERI *et alii*, 1986; ARDAU & BARBIERI, 1994; ARDAU, 1995).

Anche l'acquifero profondo è contaminato da acque salate per un'estensione areale che la scarsa presenza di pozzi profondi non ha sinora consentito di individuare con chiarezza. Tale acquifero è risultato certamente salato nella stessa area in cui sono stati rilevati i fenomeni di salinazione dell'acquifero superficiale, ma con valori di salinità decisamente superiori, che mostrano anche bruschi aumenti di salinità con la profondità sino a valori superiori a 13000 - 16000 mg/l.

Le cause dirette e indirette che hanno determinato la progressiva salinazione delle falde e dei suoli della piana di Muravera sono molteplici e generalmente riconducibili ad un sensibile abbassamento della superficie piezometrica della falda stessa.

La sistemazione idraulica e l'arginatura del tratto terminale del Fiume Flumendosa hanno drasticamente limitato le esondazioni del corso d'acqua che esercitava un'azione di ricarica naturale degli acquiferi.

Tra le cause indirette predisponenti dei fenomeni di salinazione degli acquiferi della piana va annoverata la costruzione dei grandi serbatoi di ritenuta sul Flumendosa che, accumulando le acque del fiume per scopi di produzione energetica e di approvvigionamento idrico di parte della provincia di Cagliari, non consentono più un'adeguata azione di ricarica delle falde vallive e costiere.

In questi ultimi anni la situazione si è ulteriormente aggravata per effetto di una sistematica riduzione degli apporti meteorici che ha interessato non solo la piana di Muravera e il bacino del Flumendosa, ma l'intera Sardegna.

La causa diretta e determinante dei fenomeni di ingressione marina nella falda superficiale va tuttavia ricercata nell'eccessivo ed incontrollato sfruttamento della falda, sia per scopi idropotabili che, soprattutto, per scopi irrigui: le estese colture agrumicole e risicole della piana sono infatti irrigate esclusivamente da acque prelevate dai numerosissimi pozzi scavati nella zona. L'emungimento massiccio degli acquiferi effettuato per lo più nei mesi estivi ed autunnali, quando più limitati sono gli apporti naturali alla falda, provoca un progressivo abbassamento della superficie piezometrica e l'inversione del gradiente idraulico con conseguente richiamo di acqua dal mare.

Un ruolo non indifferente nel delicato equilibrio tra acqua di falda e acqua di mare giocano infine, oltre al Flumendosa, alcuni canali naturali, localmente denominati foxi (Foxi Padrionnas, Foxi Bau Obilu, ecc.) che si protendono dal mare verso l'interno della piana e corrispondono a vecchi bracci abbandonati del Flumendosa. Tali foxi, le cui bocche a mare sono state aperte in tempi recenti per regolare le attività di acquacoltura che in esse si sono sviluppate, risentono in modo diretto, anche nei tratti più interni, dell'azione del mare e delle maree, come dimostrano le registrazioni idrometrografiche effettuate in testa alla Foxi Padrionnas a circa 3 Km dalla linea di costa. D'altra parte, le misure di conducibilità elettrica effettuate sistematicamente lungo l'asse longitudinale di tutte le foxi e nel tratto terminale del Flumendosa mettono in evidenza come, almeno nei mesi estivi, tali acque siano caratterizzate, anche a notevole distanza dal mare stesso, da elevati valori di salinità che le rendono affini all'acqua di mare.

Poiché le carte delle isoidropse della falda superficiale mostrano che le depressioni piezometriche più estese e profonde si manifestano in corrispondenza delle aree irrigue comprese tra le foxi e prossime al fiume, è possibile che direttamente dalle foxi e dal Flumendosa, più che dal mare, vengano richiamate le acque salate che contaminano la suddetta falda. Un'ulteriore conferma dell'ipotesi che la salinazione delle acque della falda superficiale sia dovuta all'ingressione di acque marine provenienti direttamente o indirettamente dal mare, attraverso il Flumendosa e le Foxi, si è avuta dalle analisi chimiche delle acque dei pozzi superficiali che hanno mostrato un rapporto rBr/rCl e rSr/rCl sensibilmente costante e prossimo a quello misurato nelle acque del mare.

Per quanto riguarda l'acquifero profondo, il rinvenimento di acque salate anche a notevole distanza dal mare (oltre 3 Km dalla linea di costa), il basso tasso di sfruttamento di questo acquifero, iniziato peraltro in tempi recenti, e la presumibile mancanza di comunicazione idraulica con le foxi induce ad escludere che ci si trovi in presenza di un cuneo di intrusione di acque salate richiamate dalle vicine foxi e/o dal mare lontano. Si ritiene più probabile che la salinità delle acque sotterranee profonde sia piuttosto il retaggio dell'ambiente marino che ha

interessato la piana di Muravera, presumibilmente durante la trasgressione del Tirreniano (Quaternario), e che ancora oggi sia in corso il naturale processo di miscelamento e sostituzione di tali acque per effetto del lento flusso delle acque dolci di ricarica.

3. - PEDOLOGIA (S. VACCA & M.A. DESSENA)

Nel Foglio Muravera assumono rilevante importanza i problemi di degrado dei suoli e della vegetazione, soprattutto in relazione all'azione antropica perpetrata con incendi e con un'intensa attività pascoliva. Localmente è da segnalare anche la presenza dei complessi minerari che fino agli anni '20 hanno contribuito al depauperamento dell'area a macchia-foresta. Lo dimostrano il profilo continuamente ringiovanito e gli orizzonti diagnostici poco marcati, la scarsa fertilità e la bassa percentuale di sostanza organica che soltanto in zone di macchia densa o negli impluvi, dove cresce abbondante la vegetazione, presenta una percentuale più rilevante.

Suoli dei paesaggi dei metasedimenti arenacei e siltitici del Paleozoico

I paesaggi delle metamorfite paleozoiche manifestano una grande complessità. Si riscontrano suoli a vario grado di evoluzione sia su forme aspre con pendenze superiori al 50%, dove domina la roccia affiorante e i suoli nudi cacuminali, sia su quelle collinari o subpianeggianti, a tratti rimodellate dalle formazioni detritiche (Fig. 21a).

Sulle prime si originano suoli di qualche decimetro di spessore. La loro tessitura è franca o franco-sabbiosa ed il drenaggio normale. La scarsità di vegetazione e la presenza di estese aree a pascolo determinano forti squilibri nei processi evolutivi dei suoli. Dove le forme si addolciscono compaiono forme diversificate di vegetazione, come qualche resto di macchia-foresta, bosco misto o a leccio e sughera, e gli usi del suolo e gli impatti antropici sul territorio risultano più intensi (pascoli ovini e caprini, rimboschimenti, seminativi non irrigui, frutteti e vigneti). Laddove pascolamento ed incendi risultano molto intensi si riscontrano segni evidenti dell'avvio dei processi di desertificazione.

Nelle aree nelle quali la degradazione presenta minori intensità, i suoli possono anche superare i 70-80 cm di profondità e manifestare una discreta fertilità ed una media o buona capacità di ritenzione idrica.

Suoli dei paesaggi delle vulcaniti paleozoiche

I suoli di questa unità si sono sviluppati su aree con forme generalmente aspre, prevalentemente prive di copertura arbustiva ed arborea ma con tratti di copertura boschiva con leccete e pascoli naturali. Le pendenze possono anche superare il 50%.

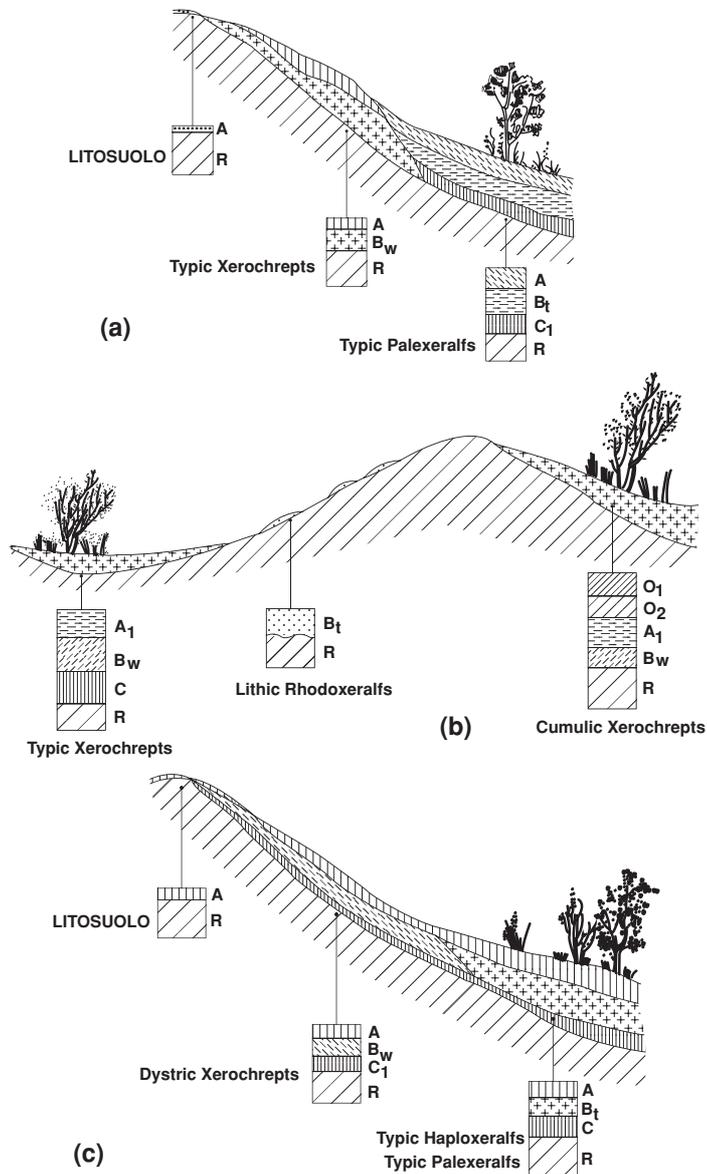


Fig. 21 - (a) Morfosequenza dei suoli dei paesaggi in metasedimenti arenacei, argillitici e siltitici del Paleozoico: da suoli a minimo spessore e poco evoluti delle sommità a suoli evoluti e molto evoluti sui colluvi e sui depositi di versante. (b) Morfosequenza dei suoli dei paesaggi dei metacalcari e calcari del Paleozoico e del Terziario. (c) Morfosequenza dei suoli dei paesaggi del basamento intrusivo granitico. Da ARU et alii (1991).

I suoli presentano in generale un grado di evoluzione molto basso ed hanno un profilo del tipo A-C o A-R. La profondità è variabile ma è sempre molto modesta; la tessitura varia da argillosa a franco-argillosa; presentano una relativamente alta saturazione in basi ed un'alta capacità di ritenzione idrica. I maggiori rischi per la conservazione di questi suoli sono rappresentati dal pericolo di erosione e dagli incendi.

Suoli dei paesaggi dei metacalcari e calcari del Paleozoico e del Terziario

Il paesaggio dei calcari è costituito da una serie di rilievi sia a morfologia tendenzialmente tabulare, derivante da superfici strutturali, sia ondulata o più aspra (Fig. 21b).

I rilievi sono interrotti da valli immature che conferiscono alle forme profili ripidi grazie anche alla scarsità di depositi di versante. Le sommità e i fianchi dei rilievi presentano spesso orli di scarpata molto ripidi con tipiche cenge e torrioni isolati che caratterizzano il paesaggio assieme alla presenza di aree boschive (M. Cardiga, M.Lora).

Alcune di queste aree sono tendenzialmente instabili essendo fortemente impoverite nella copertura vegetale. I fenomeni di erosione conseguenti hanno troncato il profilo del suolo e, nel tempo, ne hanno ridotto la capacità evolutiva. In tal modo la ripresa vegetativa risulta difficoltosa soprattutto nel breve periodo.

I suoli in generale hanno subito diverse fasi di involuzione del profilo, ma dove si è conservato il bosco originario o la macchia-foresta si riscontrano suoli con una fase evolutiva superiore, anche se le profondità non sono mai elevate (a causa delle forti acclività e dei processi di ruscellamento sui versanti). Tra questi si ritrovano le cosiddette "terre rosse", tipiche del clima mediterraneo e caratterizzate dalla presenza nel complesso di alterazione di una certa quantità di sesquiossidi di alluminio e ferro allo stato libero.

Il profilo può essere del tipo A-Bt-C o A-Bw-C nelle forme che hanno mantenuto una certa maturità o A-C e A-R in corrispondenza di creste e di aree in pendenza o soggette a pascolamento eccessivo, incendi e disboscamento.

Suoli dei paesaggi del basamento intrusivo granitico

Le forme sui graniti sono aspre o collinari ad esclusione delle fasce detritiche che provvedono a livellare le acclività e le rotture di pendio (Fig. 21c). Le pendenze sono elevate e spesso superano il 60%. In generale vi si ritrova una macchia densa alternata a zone nelle quali prevale la roccia affiorante (linee di cresta ed aree in pendenza). Nei versanti più acclivi, dove maggiore è l'erosione, i profili dei suoli sono del tipo A-C o A-R con spessori molto limitati e tessiture sabbiose o sabbioso-franche.

Dove la morfologia lo permette, i suoli presentano profili più evoluti del tipo A-Bw-C e A-Bt-C e profondità generalmente superiori ai 50 cm. Solitamente, per l'inerzia chimica dei costituenti minerali e per la scarsità di sostanza

organica e la bassa capacità di ritenzione idrica, questi suoli non hanno un'elevata fertilità. Forme di degrado sono legate al pascolamento nonostante i suoli non presentino spiccate attitudini a questo tipo di attività.

Dove si ritrovano i maggiori complessi forestali i suoli hanno orizzonti profondi e sono ben conservati.

Suoli dei paesaggi delle alluvioni antiche e recenti

I paesaggi dei depositi alluvionali dei principali corsi d'acqua della zona (Flumendosa, S'Acqua Callenti, T. Quirra) sono costituiti da suoli generalmente ciottolosi, in matrice argillosa o sabbiosa e talvolta limosa e presentano, in rapporto all'età, alla morfologia ed al grado di evoluzione, profili del tipo A-Bt-C e A-Btg-Cg, oppure A-Bw-C e A-C.

Solitamente i suoli pianeggianti sono coltivati a seminativi, foraggiere, vigneti e nelle aree più prossime alla foce, nelle quali prevalgono i suoli sui depositi alluvionali recenti a tessiture fini e franche, sono fortemente sviluppate le colture irrigue erbacee ed arboree di alto reddito.

4. - DISSESTI (F. DI GREGORIO)

4.1. - FRANE

L'area del Foglio è interessata da fenomeni franosi diffusi, per lo più frane per crollo in genere di piccola entità; si tratta di fenomeni in atto e potenziali che in genere vengono innescati da eventi piovosi violenti e persistenti. In carta sono stati distinti solo i corpi di frana sufficientemente estesi per essere cartografati: presso Riu Cannachili e nel versante SW del rilievo di M. Lora.

Fenomeni di crollo, con possibili colamenti detritici lungo canali, interessano le pareti a strapiombo di M. Lora ed i versanti W e S nei marmi di Castello di Quirra. Ad esempio del tipo di dissesto che interessa le cornici dei rilievi carbonatici siluro-devonici presenti nel foglio può essere citata la situazione di M. Nieddu-Riu Cannachili, a N di Villasalto. Qui un'analisi dettagliata svolta dal Laboratorio Geotecnico della Amministrazione Provinciale di Cagliari (1992) ha messo in evidenza un dissesto potenziale dovuto a: distacco di blocchi aggettanti, ribaltamento di blocchi colonnari, cedimento per flessione di lame di roccia e scivolamento di blocchi lungo giunti continui.

Analoghi fenomeni di crollo e di distacco o per scalzamento erosivo alla base, lungo livelli pseudocoerenti, sono possibili lungo gli orli sudorientali dei

rilievi eocenici tabulari di Su Pranu, nel Salto di Quirra, smembrati dall'erosione regressiva operata dal Riu Baccu Locci e dagli affluenti del Rio di San Giorgio.

Fenomeni di distacco e caduta massi possono verificarsi anche nei versanti costituiti da Porfiroidi a N di Brecca, a valle di Bruncu sa Murigada, e nei versanti a N di Genn'Argiolas, a S di Baccu Scovas, nel Riu Piras e nelle balze rocciose granitiche di Monte Perdosu e Monte Arrubio nell'angolo NE del Foglio.

Piccoli smottamenti, scivolamenti e scoscendimenti possono inoltre verificarsi a spese delle coperture detritiche o dello strato di alterazione, sui versanti scistosi più acclivi, in occasione di eventi piovosi molto intensi, soprattutto dove la copertura vegetale non è in grado di adempiere compiutamente alla sua funzione di regimazione delle acque superficiali e antierosiva, ma nessuno di questi ha una superficie cartografabile. Questi smottamenti possono talvolta riattivare accumuli di frana esistenti. E' questo il caso della sopracitata frana di crollo a N di Villasalto, dove corpi di frana sono riattivati sia a causa dell'incisione fluviale, operata dal Riu Cannachili, che per gli scavi effettuati per la realizzazione della strada provinciale.

4.2. - EROSIONE ACCELERATA

Il fenomeno dell'erosione accelerata, che si riscontra quando la parte di suolo che viene asportato dai processi erosivi supera quella di neoformazione, è abbastanza diffuso in tutto il territorio del Foglio in esame ed interessa quasi tutte le litologie per la mancanza di una copertura vegetale in grado di offrire un adeguato ostacolo all'azione del ruscellamento diffuso e a causa dei tagli indiscriminati effettuati in passato, dei ricorrenti incendi e dell'accentuata acclività dei versanti. Inoltre, acquiscono il fenomeno erosivo anche le arature ed i dissodamenti su versanti molto acclivi e l'eccessivo sfruttamento dei pascoli a fini zootecnici. Al fenomeno contribuisce sensibilmente il regime pluviometrico della regione caratterizzato da ricorrenti eventi piovosi estremi, concentrati in un ristretto arco di tempo.

4.3. - INONDAZIONI

L'area del basso Flumendosa e della bassa valle del T. Quirra è storicamente nota per le frequenti e disastrose alluvioni. Queste sono strettamente dipendenti da eventi piovosi violenti e prolungati che insistono su bacini imbriferi caratterizzati da rocce poco o nulla permeabili e da una morfologia con valli strette e versanti molto acclivi. Queste caratteristiche, insieme a quelle viste nel paragrafo precedente sull'erosione del suolo, determinano tempi di corrivazione molto bas-

si che non permettono agli alvei fluviali di canalizzare tutta l'acqua che vi perviene. In realtà la vulnerabilità del territorio al rischio alluvioni è dovuta, come spesso accade, più che ad eventi imprevedibili ad una eccessiva antropizzazione delle aree che sono per loro natura destinate ad accogliere le acque di piena. Ora, grazie alle opere di sistemazione idraulica e di arginamento del Flumendosa ed alle numerose opere di regolazione (dighe dell'Alto e Medio Flumendosa, diga del L. Mulargia, diga del Flumineddu) realizzate nel suo bacino, le alluvioni catastrofiche sono state contenute. Tuttavia i vari affluenti minori sono ancora causa di eventi alluvionali nell'area di Muravera e San Vito, dove i piccoli corsi d'acqua che attraversano o lambiscono i centri abitati (Riu Mannu, Riu di Bruncu Padenteddu, Riu Baccu Nuedda, Flumini Uri) periodicamente esondano. Lo stesso accade nell'abitato di Villaputzu ad opera dei piccoli bacini imbriferi sopra l'abitato. Più rilevanti, come magnitudo degli eventi, sono le inondazioni ad opera del T. Quirra e dei suoi affluenti lungo la sua bassa valle e nella sua pianura costiera, anche se i danni risultano contenuti per la scarsa antropizzazione che determina una più contenuta vulnerabilità territoriale (DI GREGORIO & MURGIA, 1993). In passato anche il Riu Bintinoi è stato causa di inondazioni per l'abitato di Ballao, da esso attraversato prima di immettersi nel Flumendosa. Una serie di briglie e traverse nel suo bacino, insieme ad alcuni interventi di sistemazione idraulica del canale che attraversa il centro abitato, hanno evitato sinora il ripetersi di eventi calamitosi per far fronte ai quali tutto il Sarrabus ed il Gerrei attendono ancora interventi risolutivi.

VI - BIBLIOGRAFIA

- ALBANI R. (1989) - *Ordovician (Arenigian) Acritarchs from the Solanas Sandstone Formation, Central Sardinia, Italy*. Boll. Soc. Paleont. It., **28**: 3-37, Modena.
- ALBANI R., DI MILIA A., MINZONI N. & TONGIORGI M. (1985) - *Nuovi dati palinologici e considerazioni geologiche sulla età delle Arenarie di Solanas (Cambro-Ordoviciano-Sardegna Centrale)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **91**: 1-20, Pisa.
- ALBERTI G. (1963) - *Sul Devonico inferiore e medio nella Sardegna meridionale*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., **34**: 553-559, Roma.
- ANGERMEIER H.-O. (1964) - *Die Antimonit-Scheelit-Lagerstätten des Gerrei (Südostsardinien, Italien) und ihr geologischer Rahmen*. Dissertation, Universität München.
- ARANGINO F., ARU A., BALDACCINI P. & VACCA S. (1986) - *I Suoli delle Aree Irrigabili della Sardegna*, pp. 135, Regione Autonoma della Sardegna - Ente Autonomo del Flumendosa, Cagliari.
- ARDAU F. (1995) - *Studio dei fenomeni di salinazione delle acque sotterranee nella piana di Muravera (Sardegna sud-orientale)*. Tesi di Dottorato, Università di Cagliari.
- ARDAU F. & BARBIERI G. (1994) - *Evolution of salt water intrusion phenomena in the coastal plain of Muravera (South-eastern Sardinia)*. XIII Salt Water Intrusion Meeting, Villasimius.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977) - *Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals*. Geol. Soc. Am. Bull., **88**: 1305-1320, Boulder.

- ARU A., BALDACCINI P., VACCA A., DELOGU G., DESSENA M.A., MADRAU S., MELIS R.T. & VACCA S. (1991) - *Nota Illustrativa alla Carta dei Suoli della Sardegna*, pp. 85, Regione Autonoma della Sardegna - Università di Cagliari, Dipartimento di Scienze della Terra, Cagliari.
- ATZORI P. & TRAVERSA G. (1986) - *Post-granitic permo-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus pp., Barbagia, Mandrolisai, Goceano, Baronie and Gallura)*. Period. Min., **55**: 203-231, Roma.
- BAGNOLI G. (1979) - *Conodonti del Devoniano inferiore di Monte Corongiu Melas (Gerrei, Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 315-321, Roma.
- BAKOS F. (1968) - *Osservazioni geologico-minerarie sul giacimento a molibdenite e wolframite di Perda Majori*. Res. Ass. Min. Sarda, **73**: 5-66, Iglesias.
- BAKOS F. (1972) - *Le mineralizzazioni fluoritiche di Is Crabus (Sarrabus- Sardegna Sud-orientale)*. Atti della Giornata di Studio su "Le Fluoriti Italiane", cap. 3/2, Torino.
- BAKOS F., CARCANGIU G., FADDA S., MAZZELLA A. & VALERA R. (1990) - *The gold mineralization of Bacchu Locci (Sardinia, Italy): origin, evolution and concentration processes*. Terra Nova, **2**: 232-237, Oxford.
- BAKOS F., GARBARINO C., MAZZELLA A., VALERA R.G. & PANI E. (1991) - *Mineral association in the Sarrabus, SE Sardinia, Italy, gold silver lode and its genetic relevance*. In: E.A. LADEIRA (Ed.) «*The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Proceedings of the Symposium Brazil Gold '91*», 515-522, Belo Horizonte.
- BALDELLI C., BIGAZZI G., ELTER F.M. & MACERA P. (1987) - *Description of a Permo-triassic alkaline lamprophyre embedded into the micaschists of garnet-staurolite-kyanite grade of north-eastern Sardinia island*. I.G.C.P. No. 5 Newsletter, **7**: 8-10, Padova.
- BARBIERI G., BARROCU G., POLEDRINI C. & URAS G. (1983) - *Salt intrusion phenomena in the South East coast of Sardinia*. VIII Salt Water Intrusion Meeting, Bari.
- BARBIERI G., BARROCU G. & RANIERI G. (1986) - *Hydrogeological and geophysical investigations for evaluating salt intrusion phenomena in Sardinia*. IX Salt Water Intrusion Meeting, Delft.
- BARCA S. (1981) - *Contributo alla stratigrafia del Siluriano-Devoniano del Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 85-98, Roma.
- BARCA S. (1991) - *Phénomènes de resédimentation et flysch hercynien à faciès Culm dans le "synclinal du Sarabus" (SE de la Sardaigne, Italie)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **313**: 1051-1057, Paris.
- BARCA S., CARMIGNANI L., ELTRUDIS A., GATTIGLIO M. & PALA L. (1992) - *Relationship between foredeep deposits and Hercynian nappe building in southeastern Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements*», IGCP No. 276, NEWSLETTER, 33-44, Siena.

- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981a) - *Discovery of lower Ordovician Acritarchs in the "Postgotlandiano" sequence of southwestern Sardinia (Italy): Age and tectonic implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 377-392, Roma.
- BARCA S., COCOZZA T. & SALVADORI I. (1984a) - *Storia delle ricerche geologiche nel Massiccio Sardo*. «Cento Anni di Geologia Italiana», Vol. Giub. I Centenario Società Geologica Italiana: 315-352, Bologna.
- BARCA S., CORRADINI C., FERRETTI A., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1995) - *Conodont biostratigraphy of the "Ockerkalk" (Silurian) from southeastern Sardinia*. Riv. It. Paleont. Strat., **100**: 459-476, Milano.
- BARCA S., DEL RIO M., MINZONI N. & PITTAU DEMELIA P. (1984b) - *Presenza di Tremadociano ad Acritarchi in unità tettoniche erciniche a Sud del Lago di Mulargia (Sardegna centrale)*. Riv. It. Paleont. Strat., **89**: 315-334, Milano.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981b) - *Acritarchs in the "Arenarie di San Vito" of South-East Sardinia: stratigraphical and geological implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 369-375, Roma.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1988) - *New geological and stratigraphical data and discovery of Lower Ordovician acritarchs in the San Vito Sandstone of the Genn'Argiolas Unit (Sarrabus, Southeastern Sardinia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 339-360, Milano.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1978) - *Nuovo affioramento eocenico nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 367-372, Roma.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1979) - *La successione ordoviciano-siluriana inferiore nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 189-202, Roma.
- BARCA S. & ELTRUDIS A. (1994) - *Attribution à l'Éocarbonifère de flysch des nappes inférieures «à marbles» du Sud-Est de la Sardaigne (Italie)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **319**: 1407-1414, Paris.
- BARCA S., GNOLI M., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1986) - *New stratigraphic data and evidence of Lower and Upper Devonian based on Conodonts in Sarrabus area*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 299-320, Milano.
- BARCA S. & JÄGER H. (1989) - *New geological and biostratigraphical data on the Silurian in SE Sardinia. Close affinity with Thuringia*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 565-580, Roma.
- BARCA S. & MAXIA M. (1982) - *Assetto stratigrafico e tettonico del Paleozoico del Sarrabus occidentale*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico sardo.», Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 87-93, Cagliari.
- BARCA S. & OLIVIERI R. (1991) - *Age and source of calcareous blocks resedimented into Hercynian flysch type sediments of Sarrabus (southeastern Sardinia)*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **122**: 49-66, Modena.

- BARCA S. & SPALLETTA C. (1985) - *Nuove osservazioni sul conglomerato di Villasalto*. G. Geol., **46**: 25-32, Bologna.
- BARTOLO G., DORE M. & LECIS A. (1980) - *Is Angurtidorgius*, pp. 61, Gia Editrice, Cagliari.
- BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G.P. & RICCI C.A. (1985) - *Geochronology in Sardinia: results and problems*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**: 57-72, Milano.
- BECCALUVA L., LEONE F., MACCIONI L. & MACCIOTTA G. (1981) - *Petrology and tectonic setting of the paleozoic basic rocks from Iglesias-Sulcis (Sardinia-Italy)*. N. Jb. Miner. Abh., **140**: 184-201, Stuttgart.
- BELKIN H.E., DE VIVO B. & VALERA R. (1984) - *Fluid inclusion study of some Sarrabus fluorite deposits, Sardinia, Italy*. Economic Geology, **79**: 409-414, El Paso.
- BISTE M. (1977) - *Stratabound polymetallic and F-Ba deposits of the Sarrabus-Gerrei region, SE-Sardinia. V. Report: The hypothermal Cu-As mineralization with occurrence of wolframite-scheelite near Muravera, SE Sardinia*. N. Jb. Miner. Mh., **12**: 548-558, Stuttgart.
- BOI M., MAXIA M., BROTZU P., MACCIONI L., SALVADORI I. & VALERA R. (1982) - *The vein deposit of Monte Genis (SE Sardinia) in the framework of sardinian F-Ba mineralizations*. Bull. B.R.G.M., **3**: 303-307, Paris.
- BOSELLINI A. & OGNIBEN G. (1968) - *Ricoprimenti ercinici nella Sardegna centrale*. Ann. Univ. Ferrara, **1**: 1-15, Ferrara.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 701-764, Milano.
- BROUTIN J., CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., RONCHI A. & SARRIA E. (1996) - *Research in progress on the Permian deposits of Sardinia (Italy)*. Newsletter, Permophiles, **28**: 45-48.
- BROTZU P., MORBIDELLI L. & TRAVERSA G. (1978) - *Caratteri petrografici e chimici delle sieniti del Sarrabus meridionale*. Period. Min., **47**: 83-98, Roma.
- CALDERONI G., FERRINI V., GARBARINO C., MASI U., NICOLETTI M. & PADALINO G. (1985) - *Geochemistry of the fluorite and barite vein mineralization from Monte Genis (Sardinia, Italy)*. Mineralogica et Petrographica Acta, **29**: 13-23, Bologna.
- CALVINO F. (1956) - *I Porfidi grigi del Sarrabus. Primi risultati delle ricerche sui loro rapporti con le altre formazioni eruttive*. Boll. Soc. Geol. It., **78**: 265-272, Roma.
- CALVINO F. (1959a) - *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **81**: 489-556, Roma.
- CALVINO F. (1959b) - *Primi risultati di uno studio stratigrafico e tettonico della Sardegna Sud-Orientale*. Atti Mem. Acc. Patavina Sci. Lett. Arti, **71**: 1-14, Padova.
- CALVINO F. (1961) - *Mineralizzazioni filoniane di età alpina in Sardegna (barite di Santoru e fluorite di M. Cardiga)*. Rend. Ass. Min. Sarda, **65**: 14-32, Iglesias.

- CALVINO F. (1963) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 227-Muravera*, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CALVINO F. (1965) - *I basalti di Riu Girone (Villaputzu): nuova manifestazione di magmatismo recente presso la costa orientale sarda*. Ric. Sci., **35**: 1218-1243, Roma.
- CALVINO F. (1972) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 227 - Muravera*, pp. 60, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CALVINO F. & BARROCCU G. (1964) - *Notizie sulle prime esplorazioni degli "Angurtidorgius", con osservazioni geologiche sull'idrografia carsica ipogea del Salto di Quirra*. L'Universo, **44**: 865-908, Firenze.
- CAMPBELL C.V. (1967) - *Lamina, laminaset, bed and bedset*. Sedimentology, **8**: 7-26, Amsterdam.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1992) - *A Hercynian suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence*. Geodinamica Acta, **5**: 101-118, Paris.
- CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **101**: 343-542, Roma.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCIS S. (1994a) - *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement*. Boll. Geof. Teof. Appl., **36**: 45-62, Trieste.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1994b) - *The Hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta, **7**: 31-47, Paris.
- CARMIGNANI L., CHERCHI A. & RICCI C.A. (1989) - *Basement structure and Mesozoic-Cenozoic evolution of Sardinia*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): «*The Lithosphere in Italy*», The Lithosphere in Italy, Atti dei Convegni Lincei : 63-92, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982a) - *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, Guide Reologiche Regionali, pp. 215, Società Geologica Italiana, Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982b) - *Lineamenti del basamento sardo*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*», Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 11-23, Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1986) - *Guide-Book to the Excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia*. IGCP Project n. 5, Newsletter, Special Issue, pp. 102, Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1987) - *Structural Model of the Hercynian Basement of Sardinia*, Stabilimento L. Salomone, Roma.

- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1978a) - *Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a Nord-Est del Campidano*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 501-510, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1979) - *E' la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna?* Mem. Soc. Geol. It., **20**: 47-55, Roma.
- CARMIGNANI L., CORTECCI G., DESSAU G., DUCHI G., OGGIANO G., PERTUSATI P. & SAITTA M. (1978b) - *The antimony and tungsten deposit of Villasalto in South-Eastern Sardinia and its relationship with Hercynian tectonics*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **58**: 163-188, Zürich.
- CARMIGNANI L., COSTAGLIOLA C., GATTIGLIO M., LEGLISE H., OGGIANO G., MAXIA M., NAUD G. & PERTUSATI P.C. (1982c) - *Lineamenti geologici della Bassa Valle del Flumendosa (Sardegna Sud-Orientale)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*», Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 95-107, Cagliari.
- CARMIGNANI L. & PERTUSATI P.C. (1977) - *Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 339-364, Roma.
- CARMIGNANI L., PERTUSATI P.C., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G. & OGGIANO G. (1992) - *Struttura della Catena Ercinica in Sardegna. Guida all'Escursione*, pp. 177, Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Siena.
- CARMIGNANI L. (ED.) (1996) - *Carta Geologica della Sardegna*, Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- CAROSI R., ELTER F.M. & FONDI R. (1987) - *Fossiliferous metapelites with Denckmannites (Phacopida, Trilobita) in the Gerrei geological complex near Ballao (Cagliari, south-eastern Sardinia)*. I.G.C.P. No. 5 Newsletter, **7**: 30-33, Padova.
- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1990) - *Le Unità di Castello Medusa e Monte Grighini (Sardegna centro-meridionale) nell'evoluzione tettonica del basamento ercinico*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 643-654, Roma.
- CAROSI R. & PERTUSATI P.C. (1990) - *Evoluzione strutturale delle unità tettoniche erciniche nella Sardegna centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 325-335, Roma.
- CASSINIS G., ELTER G., RAU A. & TONGIORGI M. (1979) - *Verrucano: a tectofacies of the Alpine-Mediterranean southern Europe*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 135-149, Roma.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1989) - *Radiometric geochronology: some constraints to the isochron method by an iterative least-square approach*. Geochemical Journal, **23**: 100-101, Nagoya.

- CAVINATO A. (1933) - *Contributo alla conoscenza petrografica della Sardegna: sulle cosiddette "Quarziti del Sarrabus"*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **17**: 236-241, Roma.
- CAVINATO A. (1935) - *Studi Petrografici nella Sardegna Sud-Orientale*, pp. 284, Società Cooperativa Tipografica, Padova.
- CHECCHI F. & DUCHI G. (1983) - *Rapporti tra tettonica ercinica e mineralizzazioni nel Sarrabus orientale (Sardegna)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **90**: 111-140, Pisa.
- CHERCHI A. (1985) - *Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book*. 19th European Micropaleontological Colloquium, Sardinia, 338.
- COCHERIE A. (1985) - *Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calcoalcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygene)*, Doc. B.R.G.M., **90**, pp. 246, Orleans.
- COCOZZA T. (1967) - *Il Permo-Carbonifero del Bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna Sud Occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 607-642, Roma.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R. & SALVADORI I. (1974) - *Schema stratigrafico-strutturale del Massiccio Sardo-Corso e minerogenesi della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 85-186, Roma.
- CONTI S. (1990) - *Upper Ordovician Bryozoa from Sardinia*. Palaentol. It., **77**: 85-165, Pisa.
- CONTI P., FUNEDDA A. & CERBAI N. (1998) - *Mylonite development in the Hercynian basement of Sardinia (Italy)*. Journ. Struct. Geol., **20**: 2/3, 121-133, Oxford.
- CONTI P. & PATA E.D. (1998) - *Large scale Hercynian W-directed tectonics in southeastern Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta, **11**: 217-231, Paris.
- CONTI P., CARMIGNANI L., OGGIANO G., FUNEDDA A. & ELTRUDIS A. (1999) - *From thickening to extension in the Variscan belt - kinematic evidence from Sardinia (Italy)*. Terra Nova, **11**: 93-99, Oxford.
- CONTI-VECCHI G. (1971) - *La variscite di Villaputzu*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **41**: 7-13, Cagliari.
- CORRADINI C. & OLIVIERI R. (1996) - *Conodont biostratigraphy of some supplementary sections in the Sardinian "Ockerkalk" (Upper Silurian)*. Boll. Soc. Nat. Piemonte, **in stampa**: Torino.
- CORRADINI C. (1998) - *Famennian conodonts from two section near Villasalto*. Sardinia Field-trip Guide-Book, ECOS VII, Bologna, Giornale di Geologia, **60**, Spec. Issue: 122-135.
- CORTECCI G. & OGGIANO G. (1983) - *Studio genetico di un affioramento di barite sinsedimentaria nel Siluriano di Riu Domueo, Gerrei, Sardegna Sud-Orientale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **90**: 263-274, Pisa.
- CORTECCI G., REYES E., LEONE G. & TURI B. (1987) - *Sulfur, oxygen, carbon and strontium isotope geochemistry of the Sarrabus-Gerrei Mining District, southeastern Sardinia, Italy*. Economic Geology, **82**: 1592-1610, El Paso.

- DE CASTRO C. (1890) - *Descrizione geologico-mineraria della zona argentifera del Sarrabus (Sardegna)*, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 5, pp. 68, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian Batholith*. N. Jb. Miner. Abh., **126**: 28-44, Stuttgart.
- DESSAU G. (1956) - *Cenni sul giacimento di tungsteno e molibdeno di Perda Majori (Sardegna)*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 239-254, Roma.
- DI GENNARO A. & QUAGLIARELLA ASCIANO F. (1975) - *Antimonpearceite di Serra S'Ilixi*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**: 1193-1199, Milano.
- DI GREGORIO F. & MURGIA C. (1993) - *Valutazione e mappatura del rischio idrogeologico nella media valle del Rio Quirra (Sardegna SW)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **63**: 87-118, Cagliari.
- DI MILIA A. (1991) - *Upper Cambrian Acritarchs from the Solanas sandstone Formation, Central Sardinia, Italy*. Boll. Soc. Paleont. It., **30**: 127-152, Modena.
- DI MILIA A. & TONGIORGI M. (1992) - *Reworked palynomorphs in the Solanas sandstone (central Sardinia)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements», IGCP No. 276, NEWSLETTER, 461-463, Siena.
- DI MILIA A. & TONGIORGI M. (1993) - *Tremadocian acritarch assemblages from the Solanas Sandstone Formation (nappe zone of central Sardinia)*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 193-204, Roma.
- DI PISA A., GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1992) - *Pre-Hercynian magmatic activity in the nappe zone (internal and external) of Sardinia: evidence of two within plate basaltic cycles*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements», IGCP No. 276, NEWSLETTER, 107-116, Siena.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974a) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico nella Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**: 979-1068, Milano.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974b) - *Notes on the Paleozoic magmatism and metamorphism of Sardinia*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 161-164, Roma.
- DI VINCENZO G. & GHEZZO C. (1992) - *Enclaves in a peraluminous Hercynian granite from central-eastern Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement», Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement, IGCP No. 276, NEWSLETTER, : 465-467, Siena.
- DI VINCENZO G. & GHEZZO C. (1996) - *Geochemistry and Rb/Sr geochronology of the Hercynian peraluminous Sos Canales pluton (central Sardinia, Italy)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **319**: 783-790, Paris.

- ELTRUDIS A. (1996) - *Studio geologico-strutturale dell'Antiforme ercinica del Flumendosa, nei settori del Lago di Mulargia e di Ballao-Villasalto*. Tesi di Dottorato, Università di Cagliari, Cagliari.
- FABRETTI P., SARTORI R., TORELLI L., ZITELLINI N. & BRANCOLINI G. (1995) - *La struttura profonda del margine orientale della Sardegna dall'interpretazione di sismica a riflessione ed a rifrazione*. in stampa.
- FAZZINI P., GASPERI G. & GELMINI R. (1974) - *Ricerche sul verrucano. 2. Le successioni basali dei "Tacchi" tra Escalaplano e Jerzu (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 221-243, Roma.
- FERRARA C., MELIS R.T. & MURRU M. (1992) - *Presence of continental deposits underlying the sardinian Eocene marine sequence*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements*», IGCP No. 276, NEWSLETTER, 123-126, Siena.
- FERRARA G., RICCI C.A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contr. Min. Petr., **68**: 99-106, Berlin.
- FERRARI A. (1897) - *Sulla regione antimonifera del Gerrei*. Rend. Ass. Min. Sarda, **2**: 8-11, Iglesias.
- FERRETTI A. & SERPAGLI E. (1991) - *First record of Ordovician conodonts from Southwestern Sardinia*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**: 27-34, Milano.
- FERRETTI A. & SERPAGLI E. (1996) - *Geological outline, community sequence and paleoecology of the Silurian of Sardinia*. Riv. It. Paleont. Strat., **102**: 353-362, Milano.
- FONDI R. (1979) - *Orme di Microsauri nel Carbonifero superiore della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 347-356, Roma.
- FONTANA D., GELMINI R. & LOMBARDI G. (1982) - *Le successioni sedimentarie e vulcaniche carbonifere e permotriassiche della Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*», Società Geologica Italiana - Guide Geologiche Regionali: 183-192, Cagliari.
- FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PANNUTI F. & FADDA S. (1992) - *Illite crystallinity in pelitic rocks from the external and nappe zone of the Hercynian chain of Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements*», IGCP No. 276, NEWSLETTER, 127-135, Siena.
- FRANKE W. (1989) - *Variscan plate tectonics in central Europe - current ideas and open questions*. Tectonophysics, **169**: 221-228, Amsterdam.
- FREZZOTTI M.L. (1990) - *Genesi ed evoluzione delle fasi fluide in plutoniti orogeniche: inclusioni fluide e vetrose nei graniti ercinici della Sardegna*. Tesi di Dottorato, Università di Siena, Siena.

- FREZZOTTI M.L. (1992) - *Magmatic immiscibility and fluid phase evolution in the Mount Genis granite (southeastern Sardinia, Italy)*. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **56**: 21-33, Oxford.
- FUNEDDA A. (1996) - *Studio geologico-strutturale dell'Antiforme ercinica del Flumendosa (Sardegna SE). Settore tra M. Cardiga e Capo S. Lorenzo*. Tesi di Dottorato, Università di Cagliari, Cagliari.
- GARBARINO C., MACCIONI L., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1981) - *Le mineralizzazioni stratiformi di solfuri misti della Sardegna centrale quale prodotto di un vulcanismo di margine continentale di età ordoviciana: proposta di un modello geodinamico e genetico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **22**: 145-150, Roma.
- GASPERI G. & GELMINI R. (1979) - *Ricerche sul Verrucano. 4. Il Verrucano della Nurra*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **20**: 215-231, Roma.
- GATTIGLIO M. (1988) - *Confronti tra il Basamento ercinico sardo e il Basamento paleozoico delle Alpi Apuane*. Tesi di Dottorato, Università di Pisa.
- GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1990) - *L'unità tettonica di Bruncu Nieddu e i suoi rapporti con le unità della Sardegna sud-orientale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**: 547-555, Roma.
- GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1992) - *Stratigraphical and structural outline of the Riu Grappa tectonic unit (Southeastern Sardinia)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement», Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement, IGCP No. 276, NEWSLETTER , : 143-146, Siena.
- GESSA S. (1993) - *Nouvelles données sur les Tentaculites du Devonien inférieur de la Sardaigne meridionale (Italie)*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **117**: 241-253, Paris.
- GHEZZO C. & ORSINI J.B. (1982) - *Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico Sardo-Corso in Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico sardo.», Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 165-182, Cagliari.
- GIMENO D. (1990) - *“Le Quarziti del Sarrabus”; caratterizzazioni di rocce paleozoiche come prodotti vulcanici vetrosi tramite studio della giacitura, strutture macro- e mesoscopiche, petrografia e geochimica*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**: 965-970, Roma.
- GIMENO TORRENTE D. (1989) - *Estudio geologico y metalogenico de los materiales de la cuenca paleozoica de la region del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia). Aplicacion de los modelos elaborados en la prospeccion de recursos minerales en el ambito del Mediterraneo Noroccidental*. Tesi di Dottorato, Universitat de Barcelona - Facultat de Ciències Geològiques, Barcellona.
- GIOBBI ORIGONI E., FERRARIS M.R. & SCOLA V. (1987) - *Contribution to the petrographic and petrochemical knowledge of the granite and “porphyroids”*

- of the San Vito area (Southern Flumendosa valley). Petrography of the thermal metamorphism.* I.G.C.P. No. 5 Newsletter, **7**: 167-176, Siena.
- GIOVANNONI M.A. & ZANFRÀ S. (1978) - *Studio di brachiopodi ordoviciani della Sardegna meridionale.* Boll. Serv. Geol. d'It., **99**: 85-232, Roma.
- GNOLI M. (1993) - *Occurrence of middle-late Silurian nautiloids from San Basilio area (Gerrei, SE Sardinia).* Boll. Mus. Reg. Piemonte, **10**: 265-269, Torino.
- GORTANI M. (1923a) - *Faune paleozoiche della Sardegna. Parte I. Le Graptoliti di Goni.* Palaentol. It., **28**: 51-67, Pisa.
- GORTANI M. (1923b) - *Faune paleozoiche della Sardegna. Parte II. Graptoliti della Sardegna orientale.* Palaentol. It., **28**: 85-112, Pisa.
- GORTANI M. (1923c) - *Osservazioni sul Paleozoico della Sardegna.* Boll. Soc. Geol. It., **41**: 362-371, Roma.
- GREILING R. (1977) - *Die Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei (SE-Sardinien/Italien) und ihr geologischer Rahmen.* Europäische Hochschulschriften: Reihe 17, Erdwissenschaften, pp. 145, Francoforte.
- GUASPARRI G., RICCOBONO F. & SABATINI G. (1984) - *Leucogranites of the sardinian batholith: petrologic aspects and their relevance to metallogenesis.* Period. Min., **53**: 17-52, Roma.
- HAVLICEK V., KRIZ J. & SERPAGLI E. (1986) - *Upper Ordovician brachiopod assemblages of the Carnic Alps, middle Carinthia and Sardinia.* Boll. Soc. Paleont. It., **25**: 277-311, Modena.
- HELMCKE D. (1973) - *Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. II. Bericht: Zur Stratigraphie des Silur und Unterdevon der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei.* N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1973**: 529-544, Stuttgart.
- HELMCKE D. & KOCH G. (1974) - *Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. III. Bericht: Zur Altersstellung der Porphyroide in der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei.* Z. dt. geol. Ges., **125**: 92-97, Stuttgart.
- ISSC - INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION OF IUGS (INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY) (1994) - *International Stratigraphic Guide*, pp. 214, The International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America, Boulder.
- JÄGER H. (1976) - *Das Silur und Unterdevon von thüringischen Thypus in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung.* Nova Acta Leopoldina, **45**: 263-299, Leipzig.
- JÄGER H. (1977) - *The Silurian boundary in Turingia and Sardinia.* In: A. MARTINSSON (Ed.) «*The Silurian-Devonian boundary*», The Silurian-Devonian boundary, Series A, Int. Union Geol. Sci.: 117-125, Stuttgart.
- KASTENS K., MASCLE J. & OTHERS (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution.* Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 1140-1156, Boulder.

- LA MARMORA A. (1858) - *Voyage en Sardaigne: Troisième Partie. Description Géologique et Paléontologique*, pp. 707 & 782, Bocca Impr. Royale, 2 voll., Torino.
- LABORATORIO GEOTECNICO - PROVINCIA DI CAGLIARI (1992) - *Relazione geologico-technica su lavori di sistemazione e bitumatura della S.P. 6.13 - Villasalto*, pp. 28, Cagliari.
- LAUFELD S. (1973) - *Ordovician Chitinozoan from Portixeddu, Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **12**: 3-7, Modena.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1990) - *The Tyrrhenian zone: a case of lithosphere extension control of intra-continental magmatism*. Earth Planet. Sci. Lett., **99**: 336-350, Amsterdam.
- LEHMANN B. (1975) - *Stratabound polymetallic and F-Ba-deposits of the Sarrabus-Gerrei region, SE-Sardinia. IV Report: Initial Variscan magmatism in SE-Sardinia*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975**: 460-470, Stuttgart.
- LEONE F., HAMMAN W., LASKE R., SERPAGLI E. & VILLAS E. (1991) - *Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the post-sardic Ordovician sequence in south-west Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **30**: 201-235, Modena.
- LEONE F., MENGHI L., SERPAGLI E. & STORCH P. (1994) - *Late Ordovician Graptolites from Sardinia: a preliminary record*. Boll. Soc. Paleont. It., **32**: 411-414, Modena.
- LINCIO G. (1918) - *Il giacimento di stibina e la pirite epigenica di nautiloidi (Ortoceratidi) di Su Suergiu (Villasalto, Gerrei)*. Rend. Ass. Min. Sarda, **7**: 237-254, Iglesias.
- LIPPARINI T. (1938) - *Il Potamides tricarinatus Lmk. e la trasgressione mesonummulitica nel Sarrabus*. Boll. Soc. Geol. It., **57**: 287-292, Roma.
- LOI A., BARCA S., CHAUVEL J.J., DABARD M.P. & LEONE F. (1992a) - *Analyse de la sédimentation post-phase sarde: les dépôts initiaux à placers du SE de la Sardaigne*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, **315**: 1357-1364, Paris.
- LOI A., BARCA S., CHAUVEL J.J., DABARD M.P. & LEONE F. (1992b) - *Storm deposits (placers and rhythmites) in the Caradocian transgressive sediments of the Sarrabus area (SE Sardinia - Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements», IGCP No. 276, NEWSLETTER, 159-161, Siena.
- LOVISATO D. (1894) - *Il Devoniano nel Gerrei (Sardegna)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., **3**: 131-135, Roma.
- MACCAGNO A.M. (1965) - *Contributo alla conoscenza della fauna ordoviciana della Sardegna. Gli echinodermi di Portixeddu*. Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, **5**: 149-195, Napoli.
- MARCELLO A. (1968) - *Bibliografia geo-mineraria del Cambrico-Ordoviciano inferiore della Sardegna*, pp. 252, Stab. Edit. Fossataro, Cagliari.

- MARCELLO A., PRETTI S. & SALVADORI I. (1994) - *Introduction to the minerogenesis and the economic geology of Sardinia*. In: L. CARMIGNANI, C. GHEZZO, A. MARCELLO, P.C. PERTUSATI, S. PRETTI, C.A. RICCI & I. SALVADORI (Eds.): «*16th General Meeting of the International Mineralogical Association, Pisa, Italy. Guide-book to the field excursion: Petrology, geology and ore deposits of the Palaeozoic basement of Sardinia*», 37-43, Pisa.
- MARTINI I.P., TONGIORGI M., OGGIANO G. & COCOZZA T. (1991) - *Ordovician alluvial fan to marine shelf transition in SW Sardinia, Western Mediterranean Sea: tectonically ("Sardic phase") influenced clastic sedimentation*. *Sedimentary Geology*, **72**: 97-115, Amsterdam.
- MASCLE J. & REHAULT J.P. (1990) - *A revised stratigraphy of the Tyrrhenian sea: implications for the basin evolution*. In: K.A. KASTENS & J. MASCLE (Eds.): «*Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*», *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, : 617-636, College Station, TX.
- MASI U., TURI B. & VALERA R. (1975) - *Composizione isotopica del quarzo e della calcite di ganga del "giacimento argentifero" del Sarrabus (Sardegna sud-orientale) e sue implicazioni genetiche*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **31**: 467-485, Milano.
- MATTE P. (1986a) - *La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère*. *Bull. Soc. géol. France*, **8**: 9-24, Paris.
- MATTE P. (1986b) - *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe*. *Tectonophysics*, **126**: 329-374, Amsterdam.
- MATTEUCCI R. (1985) - *Ilerdian of Monte Cardiga (Perdasdefogu)*. In: A. CHERCHI (Ed.) «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book. 19th European Micropaleontological Colloquium*», 195-199, Cagliari.
- MAUCHER A. (1965) - *Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik*. *Freib. Forschungshefte*, **186**: 173-188, Freiburg.
- MAXIA C. (1938) - *Alcune osservazioni sulla flora autuniana di Perdasdefogu e sul Paleozoico recente della Sardegna*. *Riv. It. Paleont.*, **44**: 107-126, Milano.
- MAXIA C. (1941) - *Bibliografia Mineraria della Sardegna*, pp. 248, Istituto per gli Studi Sardi, Cagliari.
- MAXIA M. (1983) - *Segnalazioni di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **6**: 21-24, Roma.
- MAXIA M. (1987) - *The problem of lydite-bearing Breccias (and conglomerates) in the Paleozoic of central- southern Sardinia*. *I.G.C.P. No. 5 Newsletter*, **7**: 68- 70, Padova.
- McCLAY K.R. (1992) - *Glossary of thrust tectonics terms*. In: K.R. McCLAY (Ed.) «*Thrust Tectonics*», Chapman & Hall: 419-433, London.

- MINZONI N. (1975) - *La serie delle formazioni paleozoiche a Sud del Gennargentu*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 347-365, Roma.
- MUNOZ M., COURJAULT-RADÉ P. & TOLLON F. (1992) - *The massive stibnite veins of the French Palaeozoic basement: a metallogenic marker of the Late Variscan brittle extension*. Terra Nova, **4**: 171-177, Oxford.
- MURRU M. (1975) - *Primi risultati biostratigrafici sul Siluriano-Devoniano del M. Lora (Sardegna sud-orientale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **45**: 325-331, Cagliari.
- MUSUMECI G. (1992) - *Ductile wrench tectonics and exhumation of Hercynian metamorphic basement in Sardinia: Monte Grighini Complex*. Geodinamica Acta, **5**: 119-133, Paris.
- NAUD G. (1979a) - *Les shales de Rio Canoni, formation-repère fossilifère dans l'Ordovicien supérieur de Sardaigne orientale. Conséquences stratigraphiques et structurales*. Bull. Soc. géol. France, **21**: 155-159, Paris.
- NAUD G. (1979b) - *Tentative de synthèse sur l'évolution géodynamique de la Sardaigne antépermienne*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 85-96, Roma.
- NAUD G. (1981) - *Confirmation de l'existence de la discordance angulaire anté-ordovicienne dans le Sarrabus (Sardaigne sud-orientale): conséquences géodynamiques*. C. R. Acad. Sci. Paris, **292**: 1153-1156, Paris.
- NAUD G. & PITTAU DEMELIA P. (1987) - *Première découverte d'acritarches du Cambrien moyen à supérieur basal et du Tremadoc-Arenigien dans la basse vallée du Flumendosa: mise en évidence d'un nouveau témoin de la Phase Sarde en Sardaigne orientale*. I.G.C.P. No. 5 Newsletter, **7**: 85-86, Padova.
- NAUD G. & TEMPIER C. (1977) - *Schema stratigraphique et tectonique des formations paléozoïques de Sardaigne sud-orientale*. 7. Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Lyon, 384, Lione.
- NICOSIA M.L. (1968) - *Bibliografia del Paleozoico italiano*, pp. 210, CNR, Roma.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988) - *I graniti peralluminiferi sin-tettonici nell'area di Aggius-Trinità D'Agultu e loro rapporti con le metamorfite di alto grado della Bassa Gallura (Sardegna Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 471-480, Roma.
- OGGIANO G., PASCI S. & FUNEDDA A. (1995) - *Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura trastensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 465-475, Roma.
- OLIVIERI R. (1965) - *L'aspetto della fauna a Conodonti nel Devoniano superiore del Gerrei (Sardegna)*. Boll. Soc. Paleont. It., **4**: 28-63, Modena.
- OLIVIERI R. (1969) - *Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna)*. Boll. Soc. Paleont. It., **8**: 63-152, Modena.
- OLMI F., RIZZO R., SABELLI C. & STARA P. (1996) - *Contributo alla conoscenza della storia mineraria e della mineralogia di Parredis (SE Sardegna) con*

- particolare riferimento alla recente scoperta di rari minerali di alterazione. Atti del Congresso Internazionale per il Centenario dell'Associazione Mineraria Sarda, Iglesias 12-13 Ottobre 1996, 103-110, Iglesias.*
- ORSINI J.-B. (1980) - *Le batholite Corso-Sarde: anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne Varisque française.* Ph.D. thesis, Université de Aix-Marseille, Marsiglia..
- PALOMBA M. & ULZEGA A. (1984) - *Geomorfologia dei depositi quaternari del Rio Quirra e della piattaforma continentale antistante (Sardegna occidentale).* Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **54**: 109-121, Cagliari.
- PARNISARI C. & TESTA L. (1920) - *Rilevamento geologico a Monte Narba (Sarrabus).* Res. Ass. Min. Sarda, **25**: 14-18, Iglesias.
- PASCI S. (1995) - *La tettonica terziaria della Sardegna centro-settentrionale.* Tesi di Dottorato, Università di Cagliari, Cagliari
- PASERO M. & PERCHIAZZI N. (1989) - *Chalcomenite from Baccu Locci, Sardinia, Italy; mineral data and structure refinement.* N. Jb. Miner. Mh., **1989**: 551-556, Stuttgart.
- PECORINI G. (1973) - *Nuove osservazioni sul Permo-Trias di Escalaplano (Sardegna sud-orientale).* Boll. Soc. Geol. It., **93**: 931-999, Roma.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna).* Mem. Soc. Geol. It., **8**: 421-451, Roma.
- POLI G., GHEZZO C. & CONTICELLI S. (1989) - *Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: Implication for magma genesis.* Lithos, **23**: 247-266, Amsterdam.
- POMESANO CHERCHI A. (1963) - *I primi conodonti della Sardegna nei calcari neodevonic del Gerrei.* Pubbl. Ist. Geol. Univ. Cagliari, **7**: 1-11, Cagliari.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and Fracturing of Rocks*, pp. 568, McGraw-Hill, New York.
- RONCHI L.A. (1997) - *I prodotti sedimentari e vulcanici dei bacini permiani di Escalaplano e Perdasdefogu nella Sardegna sudorientale: stratigrafia e loro inquadramento nell'evoluzione tardo-paleozoica del settore sudeuropeo.* Tesi di Dottorato, Università di Parma.
- RYKKELID E. & FOSSEN H. (1992) - *Composite fabrics in mid-crustal gneisses: observation from the Øygarden Complex, West Norway Caledonides.* J. Struct. Geol., **14**: 1-9, Amsterdam.
- SALVADORI I., URAS I. & ZUFFARDI P. (1982) - *I giacimenti minerali del Paleozoico sardo.* In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo», Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 55-63, Cagliari.
- SALVADORI I. & VALERA R. (1972) - *Principi e metodi di ricerca delle mineralizzazioni fluoritico-baritiche nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale).*

- Atti della Giornata di Studio su "Le Fluoriti Italiane", Cap. 4-5, Associazione Mineraria Subalpina, Torino, 533-548, Torino.
- SARTORI R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. G. Geol., **51**: 1-39, Bologna.
- SARTORI R., MASCLE G., BOUILLIN J.P., GIRAULT J., NAUD G., PASINI M. & PIBOULE M. (1990) - *Types and sources of large rock clasts and of heavy minerals from the ODP sites 652, 653, and 655 in the Tyrrhenian Sea: implications about the nature of the East Sardinia passive continental margin*. In: K. KASTENS, J. MASCLE & ET AL. (Eds.): «*Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*», Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, , : 29-35, College Station, TX.
- SCHNEIDER H.H. (1975) - *Lithostratigraphy of the San Vito Formation at San Nicolò Gerrei (SE-Sardinia) and some tectonic consideration on the Villasalto Fault*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 927-936, Roma.
- SCHNEIDER H.-J. (1972) - *Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. I. Bericht: Zur Lagerstättenkunde und Geologie*. N. Jb. Miner. Mh., **1972**: 529-541, Stuttgart.
- SEGRE A.G. (1964) - *Bibliografia Geologica d'Italia: Sardegna*. pp. 387, Roma.
- SERPAGLI E. (1970) - *Ordovician Conularids of Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **8**: 1-8, Modena.
- SERPAGLI E. (1982) - *Le conoscenze paleontologiche del Paleozoico sardo*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*», Società Geologica Italiana-Guide Geologiche Regionali: 25-32, Cagliari.
- SPALLETTA C. & VAI G.B. (1982) - *Contatto Devoniano pelagico-flysch ercinico a Villasalto (Gerrei)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*», Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 117-118, Cagliari.
- STARA P., ASTOLFI M. & PANI F. (1991) - *Nuovi ritrovamenti nella miniera di Bacchà Locci - Sardegna*. Rivista Mineralogica Italiana, **14**: .
- STARA P., RIZZO R. & BRIZZI G. (1993) - *Sarrabus, Miniere e Minerali*, pp. 208, Stige Milano s.r.l., Milano.
- STILLE H. (1939) - *Bemerkungen betreffend die "sardische Faltung" und den Ausdruck "ophiolitisch"*. Z. dt. geol. Ges., **91**: 771-773, Stuttgart.
- TAMBURRINI D. & VALERA R. (1967) - *Su una mineralizzazione stratoide di "regione Barazzi" (Gerrei, Sardegna sud-orientale)*. Rend. Ass. Min. Sarda, **72**: 107-118, Iglesias.
- TARICCO M. (1913) - *Il Gothlandiano in Sardegna*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **22**: 109-115, Roma.
- TARICCO M. & SOTGIA T. (1922) - *Bibliografia geologica, paleontologica, mineralogica e mineraria della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **41**: 373-437, Roma.

- TEICHMÜLLER R. (1931) - *Zur Geologie des Thyrrhenisgebietes. Teil I: Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien*. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Nachrichten, **3**: 857-950, Göttingen.
- TONGIORGI M., ALBANI R. & DI MILA A. (1984) - *The Solanas sandstones of Central Sardinia: New paleontological data (Acritarchs) and an attempt of geological interpretation (a "post-sardinian" molasse?)*. Bull. Soc. géol. France, **26**: 665-680, Paris.
- TONGIORGI M., BELLAGOTTI E., DI MILA A. & TRASCIATTI M. (1982) - *Prima datazione su basi paleontologiche (Acritarchi) della Formazione di Solanas (Tremadociano-Arenigiano) (Meana Sardo, Sardegna Centrale)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo», Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 127-128, Cagliari.
- TOSO P. (1897) - *Note sul giacimento di antimonio di Su Suergiu*. Rend. Ass. Min. Sarda, **2**: 11-15, Iglesias.
- TRAVERSA G. (1969) - *Sulla giacitura ed età di alcuni filoni basici nelle vulcaniti ignimbratiche permiane della Gallura (Sardegna settentrionale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 149-155, Milano.
- TRAVERSA G. (1979) - *Permian volcanism in Sardinia*. I.G.C.P. No. 5 Newsletter, **1**: 127-140, Padova.
- TRAVERSA G. & VACCARO C. (1992) - *REE distribution in the late Hercynian dykes from Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements», IGCP No. 276, NEWSLETTER, 215-226, Siena.
- TRAVERSO G.B. (1898) - *Sarrabus e i suoi minerali. Note descrittive sui minerali del Sarrabus facenti parte della collezione di minerali italiani presso il Museo Civico di Genova*, pp. 73, Tip. Sasoldi, Alba.
- TRAVERSO S. (1881) - *Giacimenti a minerali d'argento del Sarrabus*. Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova, **16**: 493-522, Genova.
- TRAVERSO S. (1890) - *Nota sulla Geologia e sui Giacimenti Argentiferi del Sarrabus*, pp. 59, Editore F.lli Casanova, Torino.
- VACCARO C., ATZORI P., DEL MORO A., ODDONE M., TRAVERSA G. & VILLA I. (1991) - *Geochronology and Sr isotope geochemistry of late-hercynian dykes from Sardinia*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **71**: 221-230, Zurigo.
- VALERA R. (1966) - *Considerazioni sul campo di frattura del "Filone Argentifero" del Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Res. Ass. Min. Sarda, **71**: 73-83, Iglesias.
- VALERA R. (1972) - *Mineralizzazioni a fuorite del Sarrabus (Sardegna sud-orientale). Nota I: Il "Giacimento Argentifero"*. Atti della Giornata di Studio su "Le Fluoriti Italiane", Cap. 3-18a, Associazione Mineraria Subalpina, Torino, 405-426, Torino.

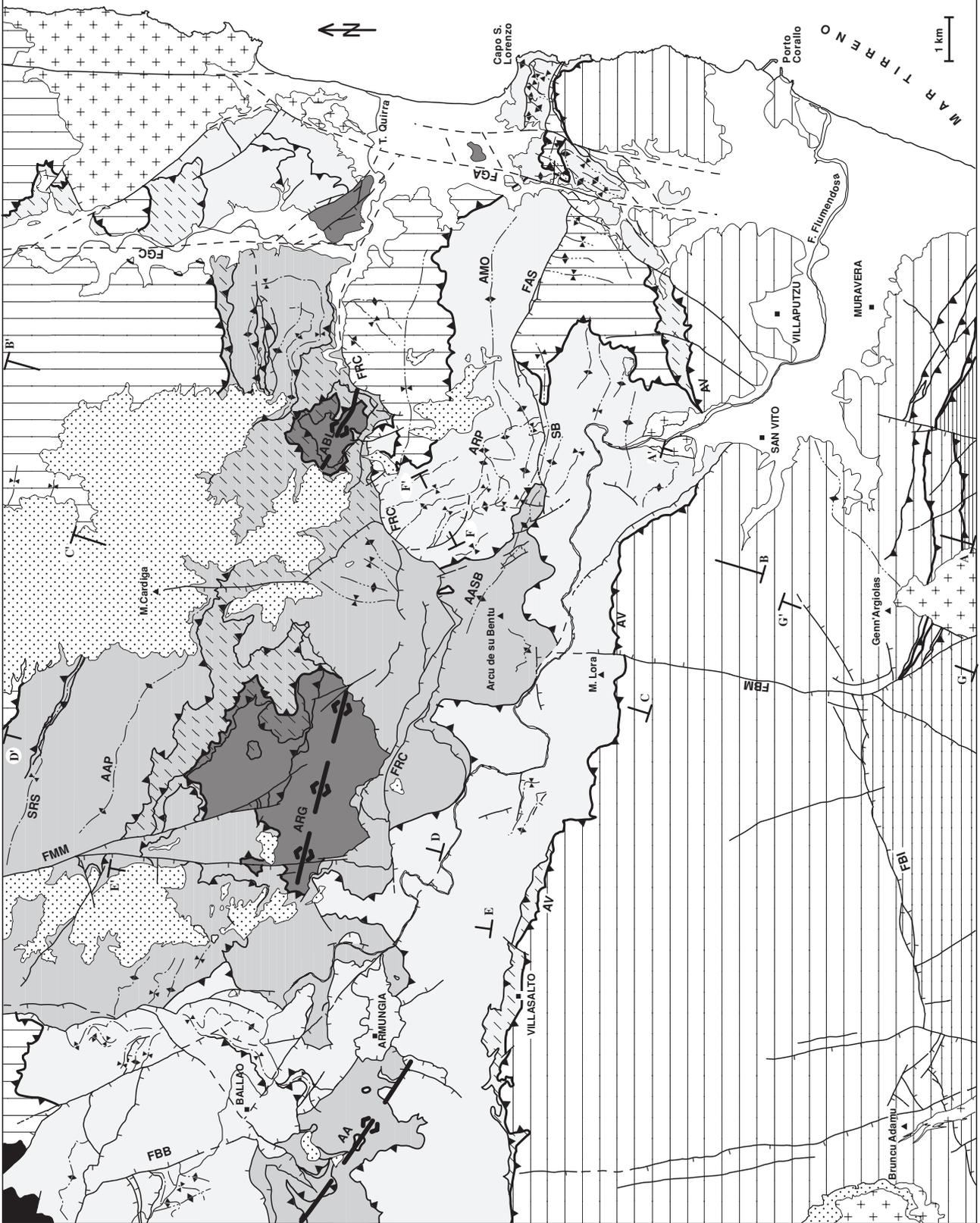
- VALERA R. (1973) - *Processi di rimobilizzazione e riconcentrazione in alcuni giacimenti del Sarrabus (Sardegna Sud-Orientale)*. Atti Facoltà Ing. Univ. Cagliari, **1**: 65-71, Cagliari.
- VALERA R. (1974) - *Genesi ed evoluzione delle mineralizzazioni del Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**: 1081-1108, Milano.
- VARDABASSO S. (1965) - *Il Verrucano Sardo*. «Atti Symposium sul Verrucano - Pisa Settembre 1965», Società Toscana Scienze Naturali: 293-310, Pisa.
- VENERANDI I. (1968) - *Il giacimento a molibdenite e wolframite di Perda Majori (studio micrografico)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., A, **102**: 678-716, Milano.
- VINASSA DE REGNY (1927a) - *Fossili ordoviciani sardi. Parte I*. Mem. Reale Acc. Lincei, **62**: 437-496, Roma.
- VINASSA DE REGNY (1927b) - *Fossili ordoviciani sardi. Parte II*. Mem. Acc. d'Italia, **12**: 1025-1055, Roma.
- VIOLO M. (1966) - *Contributo alla conoscenza dei giacimenti stratoidi polimetallici, in area metamorfica. Il giacimento di Sa Lilla (San Vito, Cagliari-Sardegna)*. Res. Ass. Min. Sarda, **71**: 5-110, Iglesias.
- ZUCCHETTI S. (1958a) - *Il caratteristico deposito a solfuri di piombo e arsenico di Baccu Locci (Sardegna)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **80**: 275-301, Roma.
- ZUCCHETTI S. (1958b) - *The lead-arsenic-sulfide ore deposit of Baccu Locci (Sardinia-Italy)*. Economic Geology, **53**: 867-876, El Paso.

**SCHEMA TETTONICO
FOGLIO 549-MURAVERA**

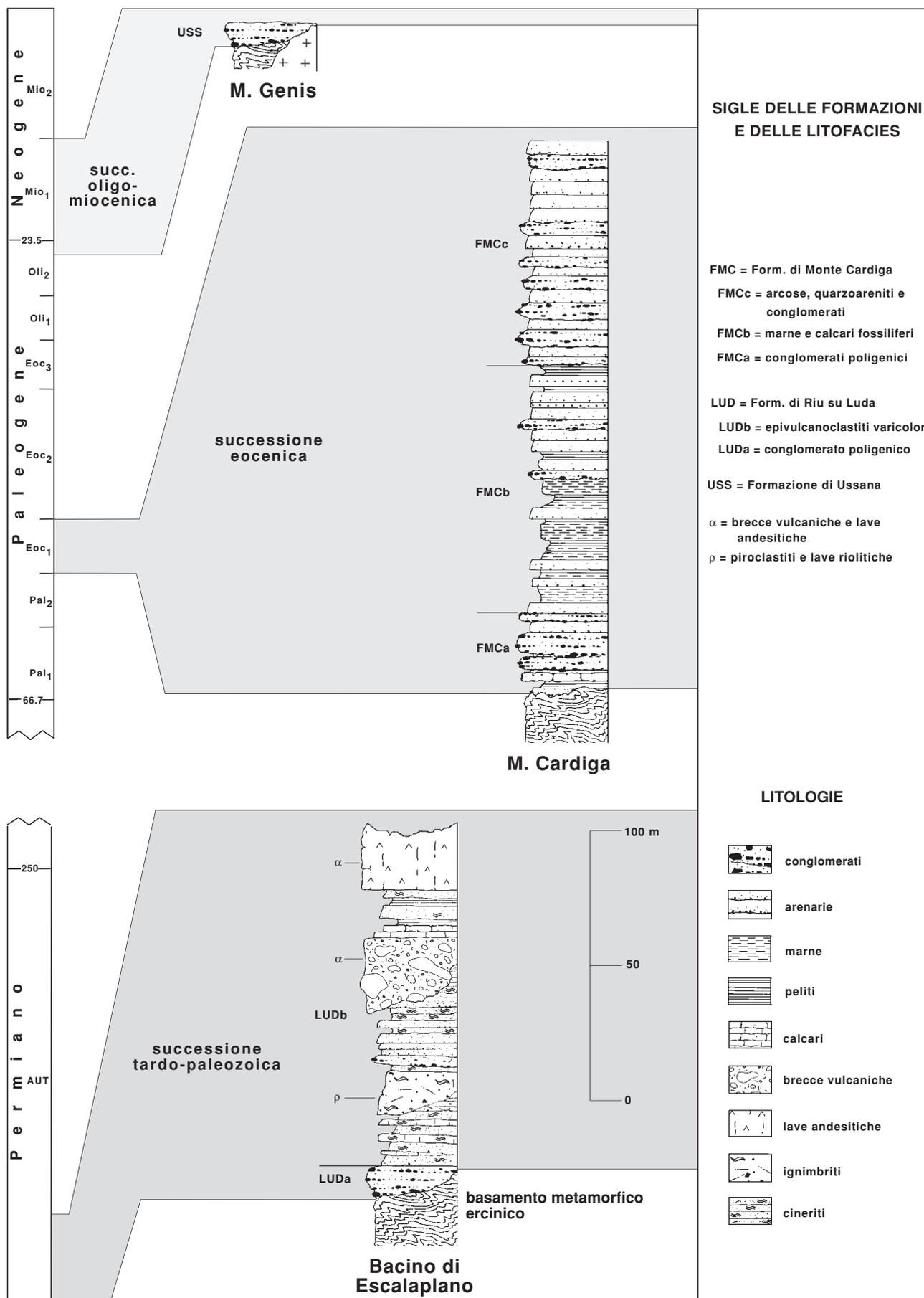
- Planis assiali D1
- Planis assiali D2
- Planis assiali D3
- Zone di culminazione delle unità tettoniche
- Sovrascorrimenti principali
- Sovrascorrimenti secondari
- Faglie
- Tracce delle sezioni geologiche
- Depositi quaternari
- Successione terziaria
- Successione tardo-paleozoica
- Complesso intrusivo tardo-paleozoico

- BASAMENTO MATAMORFICO ERCINICO**
- UNITA' DEL SARRABUS**
- Sottunità di Genn'Argiolas
 - Sottunità di Minderrì
 - Sottunità di Pita Ruggeri
 - UNITA' DI MEANA SARDO
- UNITA' DEL GERREI**
- Sottunità di M. Lora
 - Sottunità di Arcu de su Bentu
- UNITA' DI RIU GRUPPA**

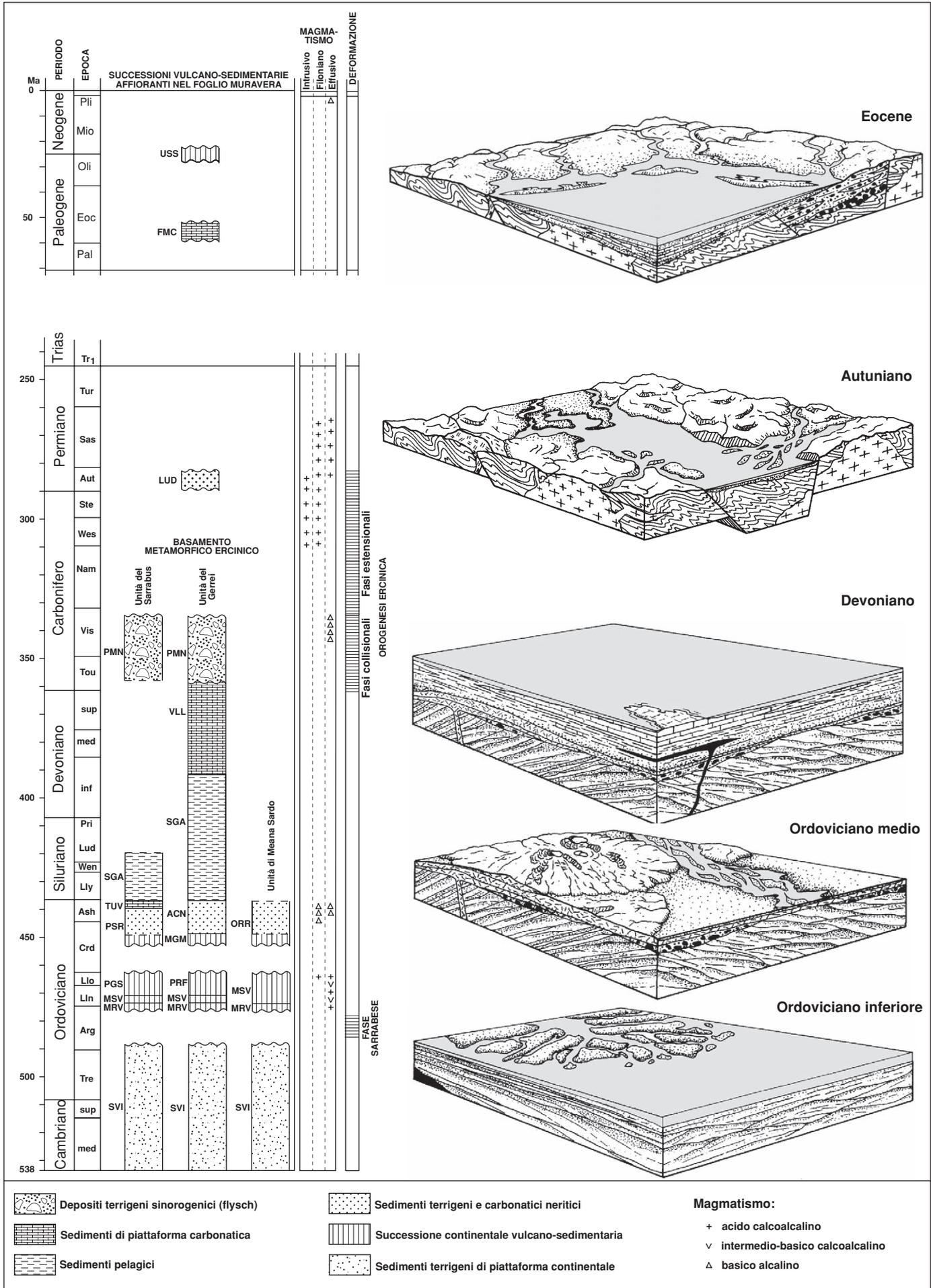
- Cataclasisiti, miloniti
- AA:** Antiforme di Armungia;
- AAP:** Anticlinale di Arcu e Pesu;
- AASB:** Antiforme di Arcu de su Bentu;
- ABL:** Anticlinale di Baccu Locci;
- ACP:** Anticlinale di Cullis Piringoni;
- AMO:** Antiforme di M. Ordini;
- ARG:** Antiforme di Riu Grappa;
- ARP:** Antiforme di Riu Piras;
- AV:** Accavallamento di Villasalto;
- FAS:** Faglia di Arcu Antoni Santu;
- FBB:** Faglia di Bruncu Bonifacio;
- FBI:** Faglia di Bruncu Istrias;
- FBM:** Faglia di Bruncu Molentinu;
- FGA:** Faglia di Gennarella
- FGC:** Faglia di Gennarella
- FMM:** Faglia di Riu Monte Mannu;
- FRC:** Faglia di Riu Corri e Cerbo;
- SB:** Sinforme di Brecca;
- SRS:** Sinclinale di Riu Semida.



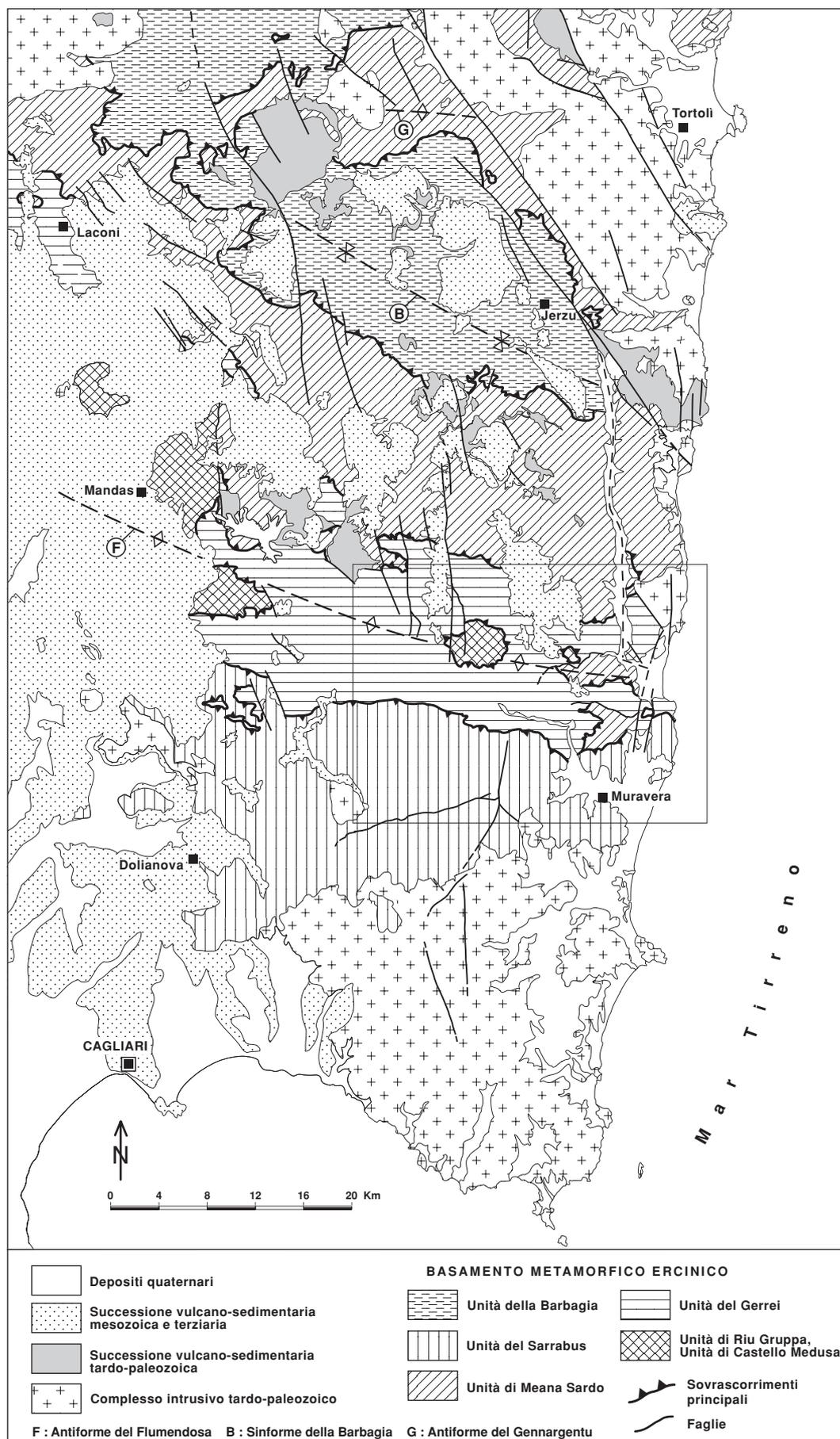
Tav. 1 - Schema tettonico del Foglio 549 - Muravera. Le tracce si riferiscono alle sezioni geologiche di Tav. 6; le sezioni A-A' e B-B' sono riportate in calce alla carta geologica.



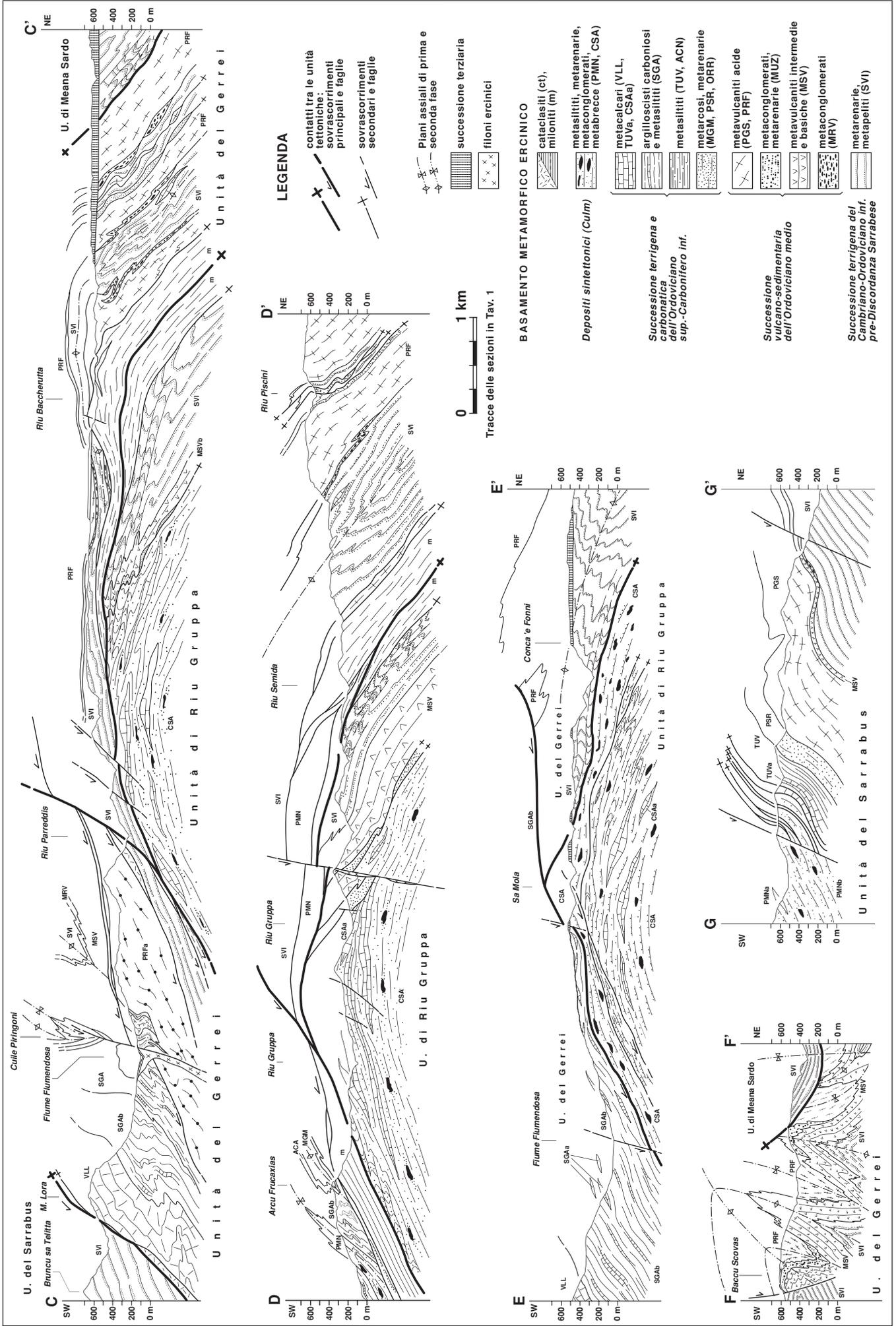
Tav. 3 - Schema litostratigrafico delle successioni tardo-paleozoiche e terziarie affioranti nell'area del Foglio 549 - Muravera.



Tav. 4 - Schema sinottico delle successioni vulcano-sedimentarie affioranti nel Foglio 549- Muravera.



Tav. 5 - Schema tettonico del basamento metamorfico ercinico della Sardegna sud-orientale. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 549 - Muravera.



Tav. 6 - Sezioni geologiche attraverso il Foglio 549 - Muravera.