



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

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

foglio 548 SENORBI

A cura di:

**A. Funedda⁽¹⁾, L. Carmignani⁽²⁾, P.C. Pertusati⁽³⁾, A. Forci⁽⁴⁾,
P. Calzia⁽⁴⁾, F. Marongiu⁽⁵⁾, G. Pisanu⁽⁴⁾, M. Serra⁽⁵⁾**

Hanno collaborato:

Geomorfologia e stratigrafia del Quaternario: **M. Coltorti⁽⁶⁾**;

Vulcanismo miocenico: **M. Rosi⁽³⁾ e A. Selis⁽³⁾**;

Biostratigrafia del Miocene: **D. Cosentino⁽⁷⁾ e P. Cipollari⁽⁷⁾**;

Geocronologia dei carbonati miocenici: **F. Castorina⁽⁸⁾**;

Petrografia delle rocce metamorfiche e magmatiche erciniche: **C. Ghezzi⁽⁶⁾**;

Biostratigrafia del Siluriano-Devoniano: **E. Serpagli⁽⁹⁾ e C. Corradini⁽¹⁾**;

Idrogeologia: **A. Pala⁽¹⁾**;

Pedologia: **A. Aru⁽¹⁾, M.A. Dessena⁽¹⁰⁾ e D. Tomasi⁽¹⁾**.

(1) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari; (2) - Centro di Geotecnologie, Università di Siena;
(3) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa; (4) - Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Dipartimento
Specialistico Regionale Geologico, Cagliari; (5) - Regione Autonoma della Sardegna, Libero Professionista; (6) - Dipartimento di
Scienze della Terra, Università di Siena; (7) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma Tre; (8) - Dipartimento di
Scienze della Terra, Università di Roma La Sapienza; (9) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena; (10) - Ente
Autonomo del Flumendosa.

Ente realizzatore



Regione Autonoma della Sardegna

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. CAMPOBASSO

***Responsabile del Progetto CARG per Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. GALLUZZO***

***Responsabile del Progetto CARG per la Regione Autonoma della Sardegna:
P. BOTTA***

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

D. Berti, R. Graciotti, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), F. Pilato

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V. Campo, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, F. Pilato

PER LA REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA

Allestimento editoriale e cartografico:

E.A. Sarria (coord.), A. Lai (foglio), O. Pilloni (note)

M.E. Sitzia, A. Lavena, P. Manca, E. Melis, A. Pintus, V. Piras

(ARPAS - Dipartimento Specialistico Regionale Geologico)

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

E.A. Sarria (coord.), A. Lai, M.E. Sitzia

(ARPAS - Dipartimento Specialistico Regionale Geologico)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla banca Dati
a cura di **ARPAS - Dipartimento Specialistico Regionale Geologico** (Cagliari)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (*Servizio Geologico d'Italia - ISPRA*)

E.A. Sarria (*Responsabile del Progetto CARG per ARPAS*)

O. Pilloni (*Segretaria del Responsabile di Progetto*)

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 7
1.	- CARATTERI GENERALI DEL FOGLIO.....»	7
2.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....»	8
II	- STUDI PRECEDENTI»	11
1.	- PALEOZOICO.....»	11
2.	- TERZIARIO.....»	13
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO»	15
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO.....»	15
2.	- COMPLESSO MAGMATICO E VULCANO-SEDIMENTARIO TARDO-PALEOZOICO.....»	16
3.	- SUCCESSIONI TERZIARIE.....»	19
IV	- STRATIGRAFIA»	21
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO.....»	21
1.1.	- UNITÀ TETTONICA DI RIU GRUPPA.....»	22
1.1.1.	- <i>Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)</i>»	22
1.1.2.	- <i>Metarcose di Genna Mesa (MGM)</i>»	24
1.1.3.	- <i>Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)</i>»	25
1.1.4.	- <i>Formazione di Pala Manna (PMN)</i>»	26
1.2.	- UNITÀ TETTONICA DEL GERREI.....»	26
1.2.1.	- <i>Arenarie di San Vito (SVI)</i>»	27
1.2.2.	- <i>Metaconglomerati di Muravera (MRV)</i>»	28
1.2.3.	- <i>Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)</i>»	29
1.2.4.	- <i>Porfiroidi Auct. (PRF)</i>»	29
1.2.5.	- <i>Metarcose di Genna Mesa (MGM)</i>»	32
1.2.6.	- <i>Argilloscisti di Rio Canoni (ACN)</i>»	34
1.2.7.	- <i>Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)</i>»	35
1.2.8.	- <i>Calcari di Villasalto (VLL)</i>»	39
1.2.9.	- <i>Formazione di Pala Manna (PMN)</i>»	39
1.3.	- UNITÀ TETTONICA DI MEANA SARDO.....»	42
1.3.1.	- <i>Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)</i>»	43
1.3.2.	- <i>Formazione di Orroeledu (ORR)</i>»	44
1.3.3.	- <i>Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)</i>»	44
1.4.	- UNITÀ TETTONICA DEL SARRABUS.....»	44
1.4.1.	- <i>Arenarie di San Vito (SVI)</i>»	45
1.4.2.	- <i>Metaconglomerati di Muravera (MRV)</i>»	48
1.4.3.	- <i>Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)</i>»	48
1.4.4.	- <i>Porfidi grigi del Sarrabus (PGS)</i>»	48

1.4.5.	- <i>Formazione di Punta Serpeddi (PSR)</i>	Pag. 50
1.4.6.	- <i>Formazione di Tuviois (TUV)</i>	51
2.	- COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO	» 52
2.1.	- GABBRI DI CASA CARDO (URD)	» 52
2.2.	- GRANODIORITI DI RIU PIREDDU (PDU)	» 52
2.3.	- MONZOGRANITI DI BARRALI (RRL)	» 55
2.4.	- LEUCOGRANITI DI MONTE GENIS (GEI)	» 56
2.5.	- CORTEO FILONIANO	» 57
2.5.1.	- <i>Porfidi granitici (fp)</i>	» 57
2.5.2.	- <i>Filoni intermedio-basici (fi)</i>	» 58
2.5.3.	- <i>Filoni idrotermali (fq)</i>	» 60
3.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO PALEOZOICA	» 60
3.1.	- FORMAZIONE DI RIO SU LUDA (LUD)	» 60
3.2.	- PIROCLASTITI DI SA FOSSADA (PFD)	» 61
3.3.	- ANDESITI DI MATARACUI (MTR)	» 62
4.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TERZIARIA... » 62	
4.1.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA	» 64
4.1.1.	- <i>Formazione di Monte Cardiga (FMC)</i>	» 64
4.1.2.	- <i>Formazione del Cixerri (CIX)</i>	» 67
4.2.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA OLIGO-MIOCENICA	» 68
4.2.1.	- <i>Successione vulcanica oligo-miocenica</i>	» 70
4.2.1.1.	- Andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN)	» 70
4.2.1.2.	- Ignimbrite di Monte Ibera (MIR)	» 72
4.2.1.3.	- Andesiti di Monte Zara (ZAR)	» 73
4.2.2.	- <i>Depositi del I ciclo miocenico</i>	» 74
4.2.2.1.	- Formazione di Ussana (USS)	» 74
4.2.2.2.	- Formazione di Nurallao (NLL)	» 76
4.2.2.3.	- Calcari di Villagrecia (VLG)	» 79
4.2.2.4.	- Formazione della Marmilla (RML)	» 81
4.2.2.5.	- Formazione di Aragixi (ARX)	» 83
4.2.3.	- <i>Depositi del II ciclo miocenico</i>	» 83
4.2.3.1.	- Marne di Gesturi (GST)	» 83
4.3.	- BASALTI DELLE GIARE (BGR)	» 85
5.	- DEPOSITI QUATERNARI	» 87
5.1.	- DEPOSITI PLEISTOCENICI	» 88
5.1.1.	- <i>Sintema di Portovesme (PVM)</i>	» 88
5.1.1.1.	- Subsintema di Portoscuso (PVM ₂)	» 89
5.2.	- DEPOSITI OLOCENICI	» 91
5.2.1.	- <i>Depositi di frana (a₁, a_{1a})</i>	» 91
5.2.1.1.	- Corpi di frana antichi (a _{1a})	» 91
5.2.1.2.	- Corpi di frana (a ₁)	» 92
5.2.2.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati (b_n)</i>	» 92

5.2.3.	- Depositi palustri (e_3).....	Pag. 93
5.2.4.	- Depositi di versante (a).....	» 94
5.2.5.	- Coltri eluvio-colluviali (b_2).....	» 94
5.2.6.	- Depositi di stagni e paludi attuali (e_5).....	» 94
5.2.7.	- Depositi alluvionali (b).....	» 95
5.2.8.	- Depositi antropici (h)	» 96

V	- TETTONICA.....	» 97
1.	- TETTONICA PALEOZOICA	» 97
1.1.	- TETTONICA “EO-CALEDONICA”	» 98
1.2.	- TETTONICA ERCINICA	» 98
1.2.1.	- Fase deformativa di raccorciamento D1	» 100
1.2.1.1.	- Unità di Riu Gruppa	» 104
1.2.1.2.	- Unità del Gerrei	» 104
1.2.1.3.	- Unità di Meana Sardo	» 111
1.2.1.4.	- Unità del Sarrabus.....	» 112
1.2.2.	- Fase deformativa tardo-collisionale D1t. Culminazioni antiformali	» 115
1.2.3.	- Fase deformativa d’estensione. Strutture D2 e D3.....	» 117
1.2.3.1.	- Pieghie	» 118
1.2.3.2.	- Faglie	» 120
2.	- TETTONICA MESO-CENOZOICA.....	» 122
2.1.	- LE STRUTTURE	» 122
2.1.1.	- Faglie NW-SE	» 123
2.1.2.	- Faglie N-S	» 125
2.1.3.	- Faglie E-W	» 125
2.1.4.	- Pieghie	» 125
2.2.	- STRUTTURAZIONE MESOZOICA-PALEOGENICA.....	» 127
2.3.	- STRUTTURAZIONE DEI BACINI OLIGO-MIOCENICI	» 127
2.3.1.	- I ciclo	» 128
2.3.2.	- II ciclo	» 130
2.4.	- TETTONICA PLIOCENICA	» 131

VI	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA.....	» 133
1.	- DEPRESSIONE DEL CAMPIDANO	» 133
2.	- FASCIA COLLINARE PEDEMONTANA	» 134
3.	- RILIEVI VULCANICI, PLATEAU E MORFOLOGIE LAVICHE	» 134
4.	- ALTOPIANO DEL GERREI	» 135
5.	- VALLI FLUVIALI	» 136

VII	- GEOLOGIA APPLICATA	» 139
1.	- GIACIMENTI MINERARI.....	» 139

1.1.	- MINIERA DI SILIUS	Pag. 140
1.1.1.	- <i>Aspetti giacimentologici e tecniche di coltivazione</i>	» 142
1.2.	- MINIERA DI BRUNCU MANNU	» 145
1.3.	- MINIERA DI S'ORTU BECCIU	» 146
1.4.	- MINIERA DI SU CAPPUCCIU	» 147
1.5.	- MANIFESTAZIONI MINERARIE MINORI	» 147
2.	- CAVE	» 149
3.	- IMPATTO AMBIENTALE DELLE ATTIVITÀ ESTRATTIVE	» 151
4.	- IDROGEOLOGIA	» 151
4.1.	- IDROGRAFIA	» 152
4.2.	- CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE	» 154
4.2.1.	- <i>Permeabilità medio-alta</i>	» 154
4.2.2.	- <i>Permeabilità media</i>	» 155
4.2.3.	- <i>Permeabilità medio-bassa</i>	» 155
4.2.4.	- <i>Permeabilità da bassa a molto bassa</i>	» 156
4.3.	- IDROGEOLOGIA DELLE FALDE ACQUIFERE	» 157
4.3.1.	- <i>Falda freatica</i>	» 157
4.3.2.	- <i>Falda profonda</i>	» 158
4.4.	- PARAMETRI IDRODINAMICI	» 159
4.5.	- EMERGENZE IDRICHE	» 160
4.6.	- BILANCIO IDROLOGICO	» 161
5.	- PEDOLOGIA	» 162
5.1.	- SUOLI SUI LITOTIPI METASEDIMENTARI E METAVULCANICI PALEOZOICI	» 162
5.2.	- SUOLI SUI LITOTIPI CARBONATICI PALEOZOICI E TERZIARI	» 163
5.3.	- SUOLI SUI LITOTIPI GRANITICI TARDO-PALEOZOICI	» 163
5.4.	- SUOLI SUI LITOTIPI VULCANICI OLIGO-MIOCENICI	» 164
5.5.	- SUOLI SUI LITOTIPI TERRIGENI EOCENICI E OLIGOCENICI	» 164
5.6.	- SUOLI SUI LITOTIPI TERRIGENI MIOCENICI	» 164
5.7.	- SUOLI SUI LITOTIPI VULCANICI PLIOCENICI	» 165
5.8.	- SUOLI SUI DEPOSITI ALLUVIONALI PLEISTOCENICI	» 166
5.9.	- SUOLI SUI DEPOSITI CLASTICI OLOCENICI	» 166
6.	- DISSESTO IDROGEOLOGICO	» 167

BIBLIOGRAFIA	» 169
---------------------------	-------

EXTENDED ABSTRACT	» 183
--------------------------------	-------

LEGEND GEOLOGICAL MAP	» 191
------------------------------------	-------

I - INTRODUZIONE

1. - CARATTERI GENERALI DEL FOGLIO

Queste note illustrative descrivono i risultati del rilevamento della Carta Geologica del Foglio 548 “Senorbì” in scala 1:50.000, realizzato nell’ambito del Progetto CARG (Legge 438/95) tramite convenzione tra Servizio Geologico d’Italia e Regione Autonoma della Sardegna.

I rilevamenti sono stati eseguiti in scala 1:10.000 durante gli anni 2000-2002 utilizzando come base topografica la Carta Tecnica della Regione Sardegna (aggiornata al 1997).

Rispetto alle precedenti edizioni della Carta geologica ufficiale in scala 1:100.000 realizzate dal Servizio Geologico d’Italia, l’area del Foglio Senorbì ricade interamente nel Foglio 226 “Mandas” (CAVINATO & BENE0, 1959).

La scala geocronologica di riferimento, utilizzata sia nella legenda della carta che nelle presenti note illustrative è quella pubblicata sul n°1 della serie III dei Quaderni del Servizio Geologico d’Italia, sulla base della *Global Stratigraphic Chart* dell’IUGS (1989), della *Geologic Time Scale* di HARLAND *et alii* (1990) e della *Echelle numérique des temps géologiques* di ODIN & ODIN, 1990 adottata dalla Società Geologica Francese.

Durante il lavoro di rilevamento è stata condotta un’estesa campionatura con analisi petrografiche, sedimentologiche, paleontologiche (micropaleontologiche su rocce siluro-devoniche e oligo-mioceniche) e datazioni radiometriche sui sedimenti miocenici e sulle rocce vulcaniche terziarie.

L'ubicazione delle località citate nel testo è talvolta identificata utilizzando le ultime tre cifre delle coordinate chilometriche *UTM*, tralasciando le cifre di designazione di Roma e del quadrato di cento chilometri di lato (ad es. 32SNJ 20746701 diventa 207-670).

Riguardo all'impianto colori utilizzato per la stampa del Foglio, il coordinatore scientifico Prof. L. Carmignani ed il direttore di rilevamento Dott. A. Funedda fanno presente che l'attribuzione di colori diversi rispetto all'adiacente Foglio 549 "Muravera", edito nel 2001, potrebbe creare confusione nella lettura delle due carte messe a contatto. In particolare l'uso di colori diversi, per le stesse formazioni, potrebbe impedire di cogliere la continuità dell'assetto geologico stratigrafico e strutturale, invero notevolmente complesso, dell'area a contatto tra il Foglio Muravera ed il Foglio Senorbì.

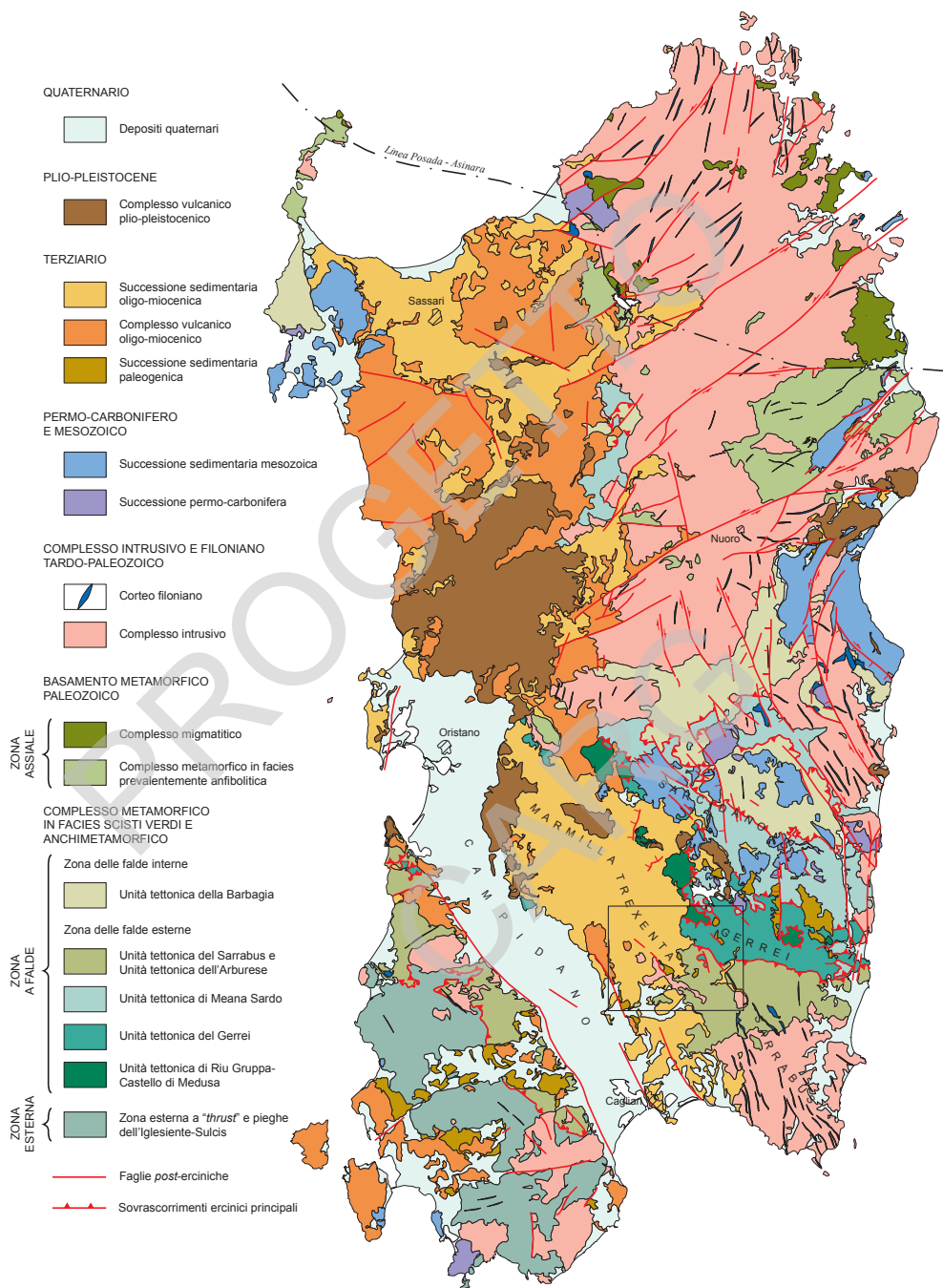
D'altro canto, in fase di definizione dell'impianto colori il Settore Cartografico dell'ISPRA ha ritenuto di non accettare una iniziale proposta di impianto conforme con l'adiacente Foglio Muravera mentre ha espressamente richiesto l'applicazione del Manuale Cromatico, pubblicato nel 2002 successivamente alla stampa del Foglio Jerzu, e a cui dovranno adeguarsi anche i Fogli della Regione Sardegna ancora da stampare, nel rispetto delle procedure di cui ai punti 1.10 del Quaderno 2 e 4.5, del Quaderno 11 (Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III).

È evidente che tale scelta, nonostante si sia cercato, per quanto possibile, di minimizzare i problemi relativi all'attacco dei due Fogli, ha tuttavia reso impossibile ripetere colori identici a quelli del Foglio Muravera, difformità di cui si dovrà tener conto nella lettura e nel raffronto dei due Fogli. Peraltro la stessa scelta è stata operata, senza particolari problemi, negli attacchi con altri fogli pubblicati prima del Manuale. La determinazione finale adottata, che tuttavia per i motivi suddetti non soddisfa gli autori, è stata assunta con i criteri della Nota Conclusiva cap. 8.3 del Quaderno 11 concordata con la Regione Sardegna in specifica sessione.

2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio 548 "Senorbì" è ubicato nella Sardegna centro-meridionale (tav.1), ricade nella provincia di Cagliari, e comprende i seguenti capoluoghi comunali: Senorbì (il centro più importante), Nuraminis, Samatzai, Pimentel, Guasila, Guamaggiore, Selegas, Suelli, Ortacesus, Donori, Barrali, Sant'Andrea Frius, San Nicolò Gerrei, Silius, Goni, San Basilio e Siurgus Donigala al limite con il Foglio 540 "Mandas".

Le principali vie di comunicazione sono: la S.S.131 che attraversa il bordo SW, la S.S.128 che attraversa il Foglio nella parte centrale in senso meridiano, la S.S.387 che collega gli abitati delle aree più montuose della parte orientale.



Tav. 1 - Schema geologico-strutturale della Sardegna. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 548 "Senorbi". Da Progemisa S.p.A., 2009.

Esistono inoltre alcune strade provinciali ed una ferrovia a scartamento ridotto che collegando Cagliari con il Porto di Arbatax in Ogliastra, attraversa i centri abitati di Donori, Barrali, Senorbì e Suelli.

Il paesaggio è caratterizzato da una morfologia pianeggiante e collinare nella parte occidentale, corrispondente alla regione della Trexenta, dove affiorano principalmente le coperture mioceniche e quaternarie. La parte orientale, coincidente con la regione del Gerrei, presenta una morfologia più aspra, in corrispondenza degli affioramenti di rocce del basamento cristallino paleozoico, metamorfiti e granitoidi, con un'elevazione media intorno ai 500 m s.l.m. La quota massima è raggiunta dal rilievo del M. Genis, con 979 m.

II - STUDI PRECEDENTI

1. - PALEOZOICO

Le prime notizie sulla geologia dell'area ricadente nel Foglio 548 "Senorbi", come per il resto della Sardegna, si devono ad Alberto Ferrero De LA MARMORA (1857) che nel suo volume "*Voyage en Sardaigne, Troisieme partie*" segnala livelli fossiliferi a graptoliti (fig.1), crinoidi e ortoceratidi a Goni, Silius e San Nicolò Gerrei, in livelli di scisti neri e calcari cui attribuisce una generica età siluriana.

Successivamente il progresso delle conoscenze si deve essenzialmente ai rilevatori del Foglio 226 "Mandas" alla scala 1:100.000 (CAVINATO & BENEÒ, 1959), che nella prima metà del secolo scorso

apportano sostanziali conoscenze soprattutto sulla petrografia delle metamorfiti di origine magmatica (CAVINATO, 1935).



Fig. 1 - Disegno dei campioni di "Scisti neri a Graptoliti" studiati da Meneghini riportati nelle tavole del "*Voyage en Sardaigne*" di LA MARMORA (1857). Le dimensioni sono circa la metà della grandezza reale.

Alla fine degli anni '50 e nei primi anni '60 del secolo scorso i più importanti contributi si devono a POMESANO CHERCHI (1960), che comincia a descrivere con più dettaglio le caratteristiche litologiche del basamento paleozoico tra Silius e San Basilio, riconoscendo gli stretti rapporti stratigrafici tra le vulcaniti metamorfiche e la loro copertura sedimentaria.

Negli stessi anni CALVINO (1961) individua tra M. Ixi e San Basilio la prosecuzione verso W della cosiddetta "Faglia di Villasalto", già individuata da TEICHMÜLLER (1931), attribuendole un'importanza di carattere regionale. Successivamente, a causa della crescente rilevanza del polo fluoritico di Silius, NATALE (1969) illustra il contesto geologico e giacimentologico dell'area delle miniere, mettendo in relazione il giacimento di tipo filoniano con la tettonica tardo-ercinica.

In seguito, tranne sporadici richiami agli aspetti petrografici delle rocce di origine magmatica presenti nel Foglio (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a), si assiste ad una certa stasi nelle ricerche sino a quando, nella seconda metà degli anni '70, tutta la Sardegna sud-orientale viene fatta oggetto di numerose nuove campagne di rilevamento stratigrafico-strutturale da parte di studiosi appartenenti a diversi gruppi di ricerca. In aree limitrofe vengono riconosciute, infatti, grandi traslazioni tettoniche di età ercinica (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; NAUD & TEMPIER, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978a; 1978b; 1978c; NAUD, 1979a; 1982). Alcuni di questi studi (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977) permettono tra l'altro di reinterpretare la "Faglia di Villasalto" come un importante sovrascorrimento ercinico a trasporto occidentale e di definire uno schema strutturale i cui indizi erano stati evidenziati in precedenza nella Sardegna centrale (BOSELLINI & OGNIBEN, 1968).

Negli anni seguenti le ricerche riguardano più direttamente le aree del Foglio 548 "Senorbì", dove presso San Basilio, NAUD (1979a) riconosce negli affioramenti fossiliferi, in parte già segnalati da CALVINO (1959) e POMESANO CHERCHI (1962), un importante *marker* stratigrafico dell'Ordoviciano Superiore che gli consente di correlare le formazioni presenti con altre già note della Sardegna meridionale, arrivando alla conclusione che anche questo settore è caratterizzato da unità tettoniche sovrapposte le une sulle altre (NAUD, 1982).

Negli anni '80 si assiste ad una sistematica revisione della cartografia del basamento metamorfico a scala regionale. Queste ricerche, in parte promosse dall'Ente Minerario Sardo, e numerose pubblicazioni scientifiche a carattere stratigrafico e strutturale, hanno permesso di produrre, almeno per alcuni settori, una cartografia geologica e una suddivisione stratigrafica in chiave moderna (BARCA & MAXIA, 1982; CARMIGNANI *et alii*, 1982b; BARCA & ARGIOLAS, 1985; BARCA *et alii*, 1986; CAROSI *et alii*, 1992). Tutto questo ha prodotto anche una significativa revisione dell'interpretazione della tettonica paleozoica dell'area, riconoscendo un'evoluzione complessa avvenuta durante l'orogenesi ercinica (v. cap. III).

Dal punto di vista paleontologico, oltre ai pionieristici studi sui graptoliti di Goni portati avanti da MENECHINI (1880) sui campioni raccolti da La Marmora, importanti contributi sulle formazioni siluriane e devoniane si devono a GORTANI (1923a; 1923b) per i graptoliti siluriani e ad ALBERTI (1963) per quanto riguarda i trilobiti devoniani.

Più recentemente si sono moltiplicati i lavori specifici che hanno riguardato nuovamente i graptoliti (BARCA & JÄGER, 1990; ŠTORCH & PIRAS, 2009; ŠTORCH *et alii*, 2009) e soprattutto i microfossili delle sequenze terrigene cambro-ordoviciane (BARCA *et alii*, 1982b; 1988).

Ultimamente diversi studiosi si sono dedicati ad una dettagliata analisi biostratigrafia dei metasedimenti carbonatici tra San Basilio, Silius e San Nicolò Gerrei, proseguendo gli studi intrapresi da diversi ricercatori (POMESANO CHERCHI, 1963; OLIVIERI, 1965; 1970; MURRU, 1975; BARCA & SPALLETTA, 1985) in aree immediatamente attigue, rinvenendo associazioni di conodonti e tentaculiti che vanno dall'Ordoviciano Superiore (FERRETTI *et alii*, 1998) al Devoniano Medio - Carbonifero Inferiore, (GESSA, 1993; CORRADINI, 1998b; BARCA *et alii*, 2000; CORRADINI *et alii*, 2003).

2. - TERZIARIO

I primi studi geologici sulla successione terziaria del Foglio furono eseguiti da LA MARMORA (1857), che si soffermò brevemente sui rapporti dei depositi terziari trasgressivi sul basamento metamorfico tra Siurgus Donigala, S. Basilio e S. Andrea Frius. Successivamente, per circa un secolo, gli studi geologici che riguardano direttamente l'area del foglio sono scarsi se si eccettuano i lavori di SCHEU (1923) sulla paleo-linea di costa miocenica a rias della Sardegna meridionale, quelli petrografici di CAVINATO (1935) sulle vulcaniti del bordo orientale del Campidano, e di BENEIO (1942) sulla tettonica terziaria del Gerrei, studi poi ripresi da POMESANO CHERCHI (1962). Gran parte degli studiosi (LOVISATO, 1885; 1901; 1902; 1914; FALQUI, 1907; FOSSA MANCINI, 1926; MINUCCI, 1935; MORETTI, 1937; 1943) era infatti impegnata su altri settori del bacino terziario sardo che, per le migliori condizioni di esposizione e completezza degli affioramenti, si prestavano a migliori analisi di tipo paleontologico e stratigrafico.

Solo nel secondo dopoguerra, in contemporanea o negli anni immediatamente successivi alla pubblicazione del foglio geologico 226 "Mandas" alla scala 1:100.000 (CAVINATO & BENEIO, 1959), si assiste ad una certa ripresa degli studi da parte soprattutto degli studiosi dell'Università di Cagliari. Tra i lavori, che verranno in parte citati durante la descrizione della stratigrafia, si segnalano per importanza quelli di Pecorini, che permettono di supporre una comunicazio-

ne tra i bacini marini eocenici del Sulcis e del Gerrei - Salto di Quirra (PECORINI, 1963), e di attribuire correttamente all'Oligocene - Miocene Inferiore le manifestazioni vulcaniche del bordo orientale del Campidano (PECORINI, 1966; fig.2), sino a quel momento ritenute di età infra-miocenica (CAVINATO, 1933; CALVINO, 1956) o pliocenica (LA MARMORA, 1857; VARDABASSO & GRIMALDI, 1935). Di particolare rilievo per i contenuti fortemente innovativi è da considerare il lavoro di PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) che formalizzano molte formazioni oligo-mioceniche sino a quel momento attribuite in parte persino ad un generico "Permo-Trias" (CAVINATO & BENEIO, 1959).

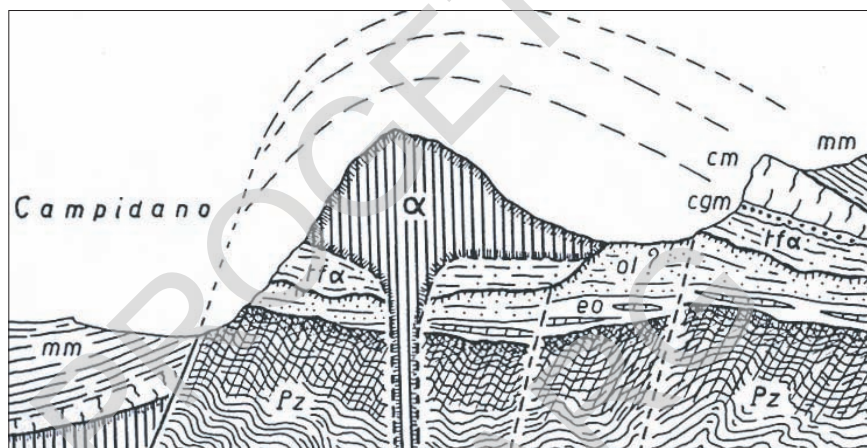


Fig. 2 - Sezione geologica del bordo orientale del Campidano all'altezza di Villagrecia. Da PECORINI (1966): (mm) - marne arenacee (Miocene); (cm) - calcari a coralli (Miocene); (cgm) - conglomerati a ciottoli di andesite (Miocene); (α) - andesiti e trachianandesiti in colate e in cupole (Oligocene); (tfa) - tufi e breccie piroclastiche (Oligocene); (ol?) - arenarie e argille violacee o bruno-rossastre "arenarie della Valle del Cixerri" (Oligocene?); (eo) - calcari a Nummuliti, Alveoline, Miliolidi, Ostree, Cerizi ed altri Molluschi, intercalati a marne, argille e talora arenarie (Eocene); (Pz) - scisti probabilmente siluriani.

In anni più recenti sono da ricordare i lavori di CHERCHI (1974; 1985b) per una sintesi del quadro biostratigrafico, CHERCHI & MONTADERT (1982) per una proposta dell'evoluzione geodinamica terziaria, MATTEUCCI (1985a; 1985b) e MATTEUCCI *et alii* (1985) per le datazioni delle serie eoceniche di Monte Cardiga e Nuraghe Sioccu, MATTEUCCI & MURRU (1988), MURRU (1990), MURRU & FERRARA (1999) per le ricostruzioni paleoambientali e paleoclimatiche.

Da un punto di vista cartografico moderno l'unico dettaglio disponibile è quello riguardante l'area di Monastir-Serrenti (ASSORGIA *et alii*, 1993) con particolare riguardo al ciclo calcareo oligo-miocenico.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il quadro geologico generale cui riferire il Foglio 548 “Senorbi” è del tutto simile agli adiacenti fogli 541 “Jerzu”, 549 “Muravera” e 540 “Mandas”, caratterizzato da due principali insiemi: il basamento metamorfico ercinico sardo, in particolare la Zona a falde esterne (CARMIGNANI *et alii*, 1987), con il connesso complesso magmatico intrusivo, e la successione vulcano-sedimentaria oligo-miocenica (tav.2), mentre non affiorano le coperture carbonatiche mesozoiche.

1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

In Sardegna è stata da tempo riconosciuta una strutturazione ercinica che ha fortemente influenzato l'assetto geologico attuale, anche per la ripetuta riattivazione di lineamenti tettonici ercinici durante il Mesozoico ed il Cenozoico (CARMIGNANI *et alii*, 2001c).

Il prodotto dell'orogenesi ercinica e tardo-ercinica, protrattasi dal Carbonifero Inferiore al Permiano, è riconoscibile in un basamento con una zonazione tettono-metamorfica tipica delle catene collisionali, con direzione di trasporto prevalentemente da NNE verso SSW. Nella catena sono individuabili una Zona assiale a N (Gallura, Asinara, Anglona), una Zona a falde nella Sardegna centrale e meridionale (Barbagia, Goceano, Ogliastra, Gerrei, Sarrabus, Arburese) ed una Zona esterna nella Sardegna sud-occidentale (Sulcis-Iglesiente). Il metamorfismo regionale, di tipo barroviano, è progrado da SSW verso NNE (tav.3).

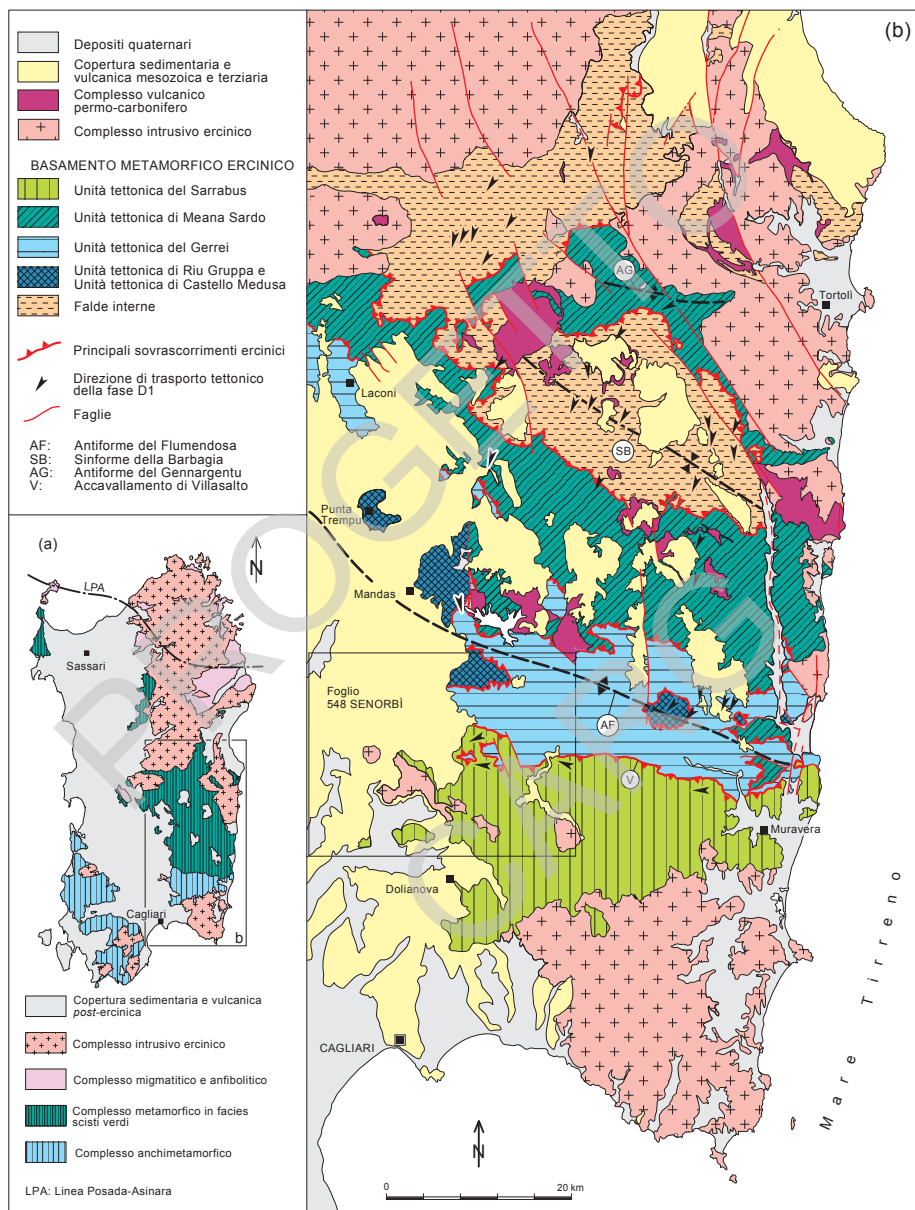
In tutta la Sardegna la fase collisionale è caratterizzata da pieghe isoclinali plurichilometriche, falde di ricoprimento, scistosità e sovrascorimenti. CARMIGNANI *et alii* (1982a; 1987; 1994b) distinguono le “falde interne”, caratterizzate da un grado metamorfico leggermente più alto e da una successione litostratigrafica paleontologicamente poco definita, che si estende dalla Barbagia fino al Goceano ed alla Baronia. Queste sovrascorrono le cosiddette “falde esterne”, affioranti nel Foglio Senorbi, in cui viene riconosciuta una successione litostratigrafica che va dal Cambriano medio al Carbonifero Inferiore, caratterizzata da pieghe sin-sciostose e sovrascorimenti, con un metamorfismo in facies degli scisti verdi. Queste ultime, a loro volta si accavallano sulla Zona esterna del Iglesiente-Sulcis.

Il cuneo orogenico ispessito formatosi a seguito di una tettonica tangenziale durante la fase collisionale, subisce un riequilibrio isostatico durante una fase estensionale tardo-orogenica, testimoniata da strutture compatibili con un raccorciamento verticale, ed il sollevamento dei nuclei metamorfici più importanti. Questa fase, nella zona a falde della Sardegna centrale, esaspera le strutture antiformali tardo-collisionali (Antiforme del Flumendosa) originando delle culminazioni tettoniche (CAROSI & PERTUSATI, 1990; CONTI *et alii*, 1999).

Alla scala dell'intero segmento della catena ercinica affiorante in Sardegna, l'età della deformazione collisionale è stata stabilita su basi stratigrafiche, in base all'età dei depositi più recenti coinvolti nella deformazione, d'età Carbonifero Inferiore (Tournaisiano) (BARCA *et alii*, 2000), ed in base ai depositi più antichi non coinvolti, affioranti nella Zona esterna e attribuiti al Westfaliano-D (COCOZZA, 1967). Su basi radiometriche fanno fede le età intorno ai 350 Ma trovate nel Complesso metamorfico d'alto grado e migmatitico nella zona assiale da diversi autori (DEL MORO *et alii*, 1975; DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; FERRARA *et alii*, 1978; DI VINCENZO *et alii*, 2004). La fase estensionale tardo-orogenica è datata radiometricamente nella zona assiale a circa 300 Ma, ma non è chiaro se tale età sia isocrona per tutta la catena ercinica sarda, e probabilmente rappresenta solo uno stadio nell'estensione successiva alla fase collisionale che potrebbe essere cominciata prima (DI VINCENZO *et alii*, 2004). Nel Monte Grighini, sul prolungamento occidentale della culminazione tettonica dell'Antiforme del Flumendosa (fig.3), dei graniti sincinemati con una zona di taglio duttile transtensiva (MUSUMECI, 1992) sono stati datati a 307 ± 5 Ma (LAURENZI *et alii*, 1991).

2. - COMPLESSO MAGMATICO E VULCANO-SEDIMENTARIO TARDO-PALEOZOICO

Tutta l'isola è caratterizzata dalla presenza di un batolite composito, con affinità prevalentemente calcalcalina (DEL MORO *et alii*, 1975; DI SIMPLICIO



Tav. 3 - a) zonazione metamorfica del basamento ercinico sardo; b) schema tettonico del basamento ercinico della Sardegna sud-orientale (da CONTI et alii, 1998 modificato).

et alii, 1975; ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; TOMMASINI *et alii*, 1995) con subordinati graniti peralluminosi (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974; OGGIANO & DI PISA, 1988; SECCHI *et alii*, 1991; DI VINCENZO & GHEZZO, 1992;) e monzosieniti sodiche (BROTZU *et alii*, 1978). I dati radiometrici indicano un'età di raffreddamento compresa tra i 310 e i 275 Ma (DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; BROTZU *et alii*, 1982; CARMIGNANI *et alii*, 1982a; BECCALUVA *et alii*, 1985; COCHERIE, 1985; DEL MORO *et alii*, 1991; CASTORINA & PETRINI, 1992; BROTZU *et alii*, 1994). Alcuni di questi autori suggeriscono che la messa in posto dell'intero batolite sia correlabile agli eventi *post*-collisionali, e la presenza di plutoniti foliate sarebbe in accordo con questa ipotesi. La presenza di graniti sincinematici come quelli citati del M. Grighini suggerisce un'evoluzione più complessa, non puramente estensionale.

Nel Foglio 548 "Senorbì" i granitoidi affiorano in maniera estesa nel bordo meridionale, con litotipi che passano dai monzograniti ai leucograniti di Monte Genis.

Il batolite è intruso da un corteo filoniano molto diffuso, con chimismo sia basico sia acido, a composizione variabile (ATZORI & TRAVERSA, 1986). Fondamentalmente si riconoscono un corteo filoniano a composizione riolitica ed un altro a composizione da andesitica a basaltica, ambedue con un'età compresa tra il Carbonifero superiore e il Permiano Inferiore. Il contesto geodinamico è connesso al collasso della catena ercinica ed a una fase di *rifting* continentale precoce che prelude all'apertura della Tetide.

Nell'angolo nord-orientale del Foglio affiora infine una piccola parte della successione vulcano-sedimentaria del Permiano Inferiore, caratterizzata da depositi clastici continentali e da vulcaniti e loro rimaneggiati, che affiora più estesamente nei limitrofi Fogli 540 "Mandas", 541 "Jerzu" e 549 "Muravera".

3. - SUCCESSIONI TERZIARIE

In assenza delle coperture mesozoiche, che affiorano estesamente nell'adiacente Foglio Mandas, all'interno del Foglio Senorbì i primi depositi *post*-paleozoici riconosciuti sono attribuiti all'Eocene Inferiore, e sono costituiti da una successione da terrigena a carbonatica con fauna a prevalenti macroforaminiferi che si estendeva in varie parti dell'Isola dal Gerrei e Sarcidano fino alle Baronie (MATTEUCCI, 1985a).

L'aspetto geodinamico più significativo che ha interessato l'Isola nel Terziario è sicuramente la sua rotazione antioraria (solidale con la Corsica e fino a quel momento con il margine sud-europeo) che ha comportato l'apertura del Bacino Ligure-provenzale. Le principali strutture tettoniche sono prevalentemente faglie

trascorrenti, sicuramente attive nell'Oligocene superiore - Miocene Inferiore, sia nella Sardegna centro-settentrionale che nella Corsica meridionale (PACI, 1997; OGGIANO *et alii*, 2009). Al sistema di faglie trascorrenti sono associate sia zone di transpressione con raddoppi tettonici (ad es. M. Albo) che strutture transtensive, queste ultime caratterizzate da associati bacini di *pull-apart* riempiti da potenti depositi continentali dell'Oligocene superiore - Aquitaniano coevi con una importante attività vulcanica (OGGIANO *et alii*, 1995).

L'interpretazione di questa strutturazione tettono-sedimentaria (datata da diversi Autori all'Aquitano - Langhiano) a scala della provincia geodinamica mediterranea non è unanime. Alcuni (CHERCHI & MONTADERT, 1982; CASULA *et alii*, 2001) individuano un'evoluzione tettonica sempre estensionale a partire dall'Oligocene superiore con impostazione di una fossa tettonica orientata circa N-S che attraversa l'Isola dal Golfo dell'Asinara a quello di Cagliari. Altri (CARMIGNANI *et alii*, 1994a; CARMIGNANI *et alii*, 1995; OGGIANO *et alii*, 2009) ipotizzano che nell'Oligocene superiore - Aquitaniano Inferiore il Blocco sardo-corso costituisca il retropaese della collisione tra Margine sud-europeo e Margine apulo che originò l'Appennino settentrionale. I bacini aquitanici secondo questi autori sarebbero perciò connessi con l'evoluzione collisionale appenninica, mentre i successivi bacini burdigaliani corrisponderebbero alla rotazione antioraria del Blocco sardo-corso e relativa apertura del bacino balearico.

La formazione di questi bacini è accompagnata da un vulcanismo oligomiocenico calcalkalino (LECCA *et alii*, 1997, *cum bibl.*) caratterizzato da grande estensione e notevoli spessori, che ne fanno un evento unico a scala del Mediterraneo occidentale durante il Terziario.

Al termine del Terziario (Pliocene Medio) la parte meridionale dell'Isola è interessata da un ulteriore evento estensionale, probabilmente legato all'apertura del bacino del Tirreno meridionale. In Sardegna la maggiore struttura legata a questa fase è una fossa tettonica orientata circa NNW-SSE nota in letteratura come "*Graben* del Campidano", la cui espressione morfologica è data dall'omonima pianura che si estende dal Golfo di Cagliari fino a quello di Oristano. Nella parte meridionale questa struttura sembra avere la geometria di un semi-*graben* con faglia principale sul bordo occidentale (CASULA *et alii*, 2001; FUNEDDA *et alii*, 2009). Faglie dirette con la medesima orientazione, ma anche ad andamento meridiano che sembrano essere state attive durante il Pliocene, sono segnalate in tutta l'Isola e nella piattaforma marina sarda orientale (SARTORI *et alii*, 2001). Questa fase è accompagnata da una attività vulcanica anorogenica, con venute a giorno di basalti alcalini intraplacca che formano espandimenti in gran parte dell'Isola, ma che nel Foglio sono testimoniati da tre piccolissimi affioramenti.

IV - STRATIGRAFIA

1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

Il basamento metamorfico paleozoico del Foglio Senorbì è caratterizzato dalla presenza di quattro principali unità tettoniche della Zona a falde esterne del tratto sardo della catena ercinica (fig.3).

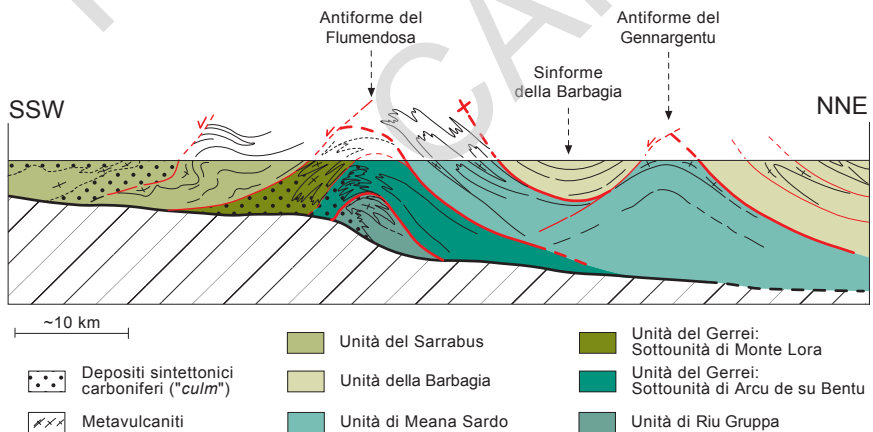


Fig. 3 - Profilo schematico dell'edificio a falde della Sardegna sud-orientale (da: CARMIGNANI et alii, 2001a modificato).

Più precisamente, dal basso verso l'alto, sono affioranti:

- Unità di Riu Gruppa;
- Unità del Gerrei (suddivisa nelle Sottounità di Arcu de Su Bentu e di M. Lora);
- Unità di Meana Sardo;
- Unità del Sarrabus.

Queste unità tettoniche presentano successioni litostratigrafiche molto simili tra loro (tav.4), ripiegate isoclinalmente dalla prima fase compressiva ercinica e presentano in genere una scistosità di piano assiale. Il settore compreso nel Foglio è situato su un'importante struttura antiformale, l'Antiforme del Flumendosa, che ha ripiegato la pila di falde, e interessa tutta la Zona a falde esterne. Queste strutture sono state successivamente ripiegate da una fase estensionale, legata ad un assottigliamento crostale, alla quale sono associate pieghe con piani assiali sub-orizzontali.

1.1. - UNITÀ TETTONICA DI RIU GRUPPA

È l'unità tettonica geometricamente più profonda dell'area rilevata ed affiora in finestra tettonica nella parte centro-settentrionale del Foglio, tra Siurgus Donigala e San Basilio (v. tav.2). In lavori precedenti (CARMIGNANI *et alii*, 1978b; BARCA *et alii*, 1984; CAROSI & PERTUSATI, 1990; BARCA, 1991; BARCA *et alii*, 1992; BARCA & ELTRUDIS, 1994) questa unità è stata chiamata in modi diversi a seconda degli autori: Unità di Castello Medusa, Unità del Mulargia, Unità di Mandas. Nel Foglio Senorbì preferiamo usare il nome di Unità di Riu Gruppa in quanto, per le sue caratteristiche litologiche, deformative e per la sua posizione geometrica nell'edificio a falde, questa unità è direttamente correlabile con l'omonima unità tettonica descritta nell'adiacente Foglio 549 "Muravera" (CARMIGNANI *et alii*, 2001a).

La deformazione che ha interessato questa unità è generalmente maggiore di quella riconosciuta nelle unità sovrastanti, per questo motivo la successione litostratigrafica risulta spesso di più difficile riconoscimento, anche a causa di frequenti laminazioni tettoniche. Gran parte delle formazioni di seguito descritte è stata riconosciuta in base ad analogie con le successioni delle altre unità, senza l'ausilio del contenuto paleontologico che risulta decisamente raro.

1.1.1. - Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)

Nel Foglio 226 "Mandas" in scala 1:100.000 (CAVINATO & BENEÒ, 1959) queste metavulcaniti sono cartografate all'interno degli "Gneiss porfiroidi" (Dgn).

A questa formazione sono attribuiti alcuni ridotti affioramenti lungo la valle del Riu Su Muru Mannu, a S di Bruncu Arbariu, coinvolti in alcune anticlinali antiformali. Sono state riconosciute due litofacies caratteristiche di questa formazione anche nelle altre unità tettoniche secondo la proposta di MINZONI (1975), e cartografate anche nell'unità di Riu Gruppa all'interno del Foglio 540 "Mandas", ma con un differente rapporto stratigrafico.

Metavulcaniti intermedio-basiche (**MSV_b**) (formazione di Serra Tonnai *sensu* MINZONI, 1975): di colore scuro tendente al verde, dove si riconoscono frammenti di cristalli di dimensioni millimetriche, in genere feldspati spesso alterati in epidoto e/o clorite, immersi in una massa filladica, probabilmente ricristallizzata per il metamorfismo regionale. Sono presenti caratteristici vacuoli a causa dell'erosione di fenocristalli, talvolta riempiti da calcite secondaria.

Metarioliti chiare (**MSV_c**) (formazione di Monte Corte Cerbos, *sensu* MINZONI, 1975): metavulcaniti con tessitura porfirica per fenocristalli di quarzo di dimensioni inferiori al centimetro e massa di fondo in prevalenza composta da quarzo e fillosilicati (miche).

Lo spessore reale della formazione non è determinabile in affioramento, in quanto si tratta di un nucleo di anticlinale di cui non si osserva la base e che ha subito un'intensa deformazione interna.

I contatti di base e di tetto sono mal esposti, ma sembrano essere netti.

Lo spessore apparente è inferiore ai 150 m.

Ordoviciano ?Medio

1.1.2. - *Metarcose di Genna Mesa (MGM)*

Nel vecchio Foglio 226 "Mandas" in scala 1:100.000 anche questa formazione è cartografata all'interno degli "Scisti neri e grigio-scuro grafitici a graptoliti, S2sc". Affiorano con una certa continuità tra M. Artu e Canaxius Antoni a S di S' Arcu 'e Melas, tra Goni e Siurgus Donigala.

Sono costituite prevalentemente da metarenarie arcosiche, metagrovacche e metasiltiti grigio-verdoline, talvolta alternate a quarziti grossolane biancastre in bancate metriche. A causa della deformazione ercinica abbastanza penetrativa è difficile poter osservare strutture primarie. Intercalato a queste bancate quarzitiche, presso Sedda sa Mandara e sul versante sud-orientale di M. Artu, affiora in maniera discontinua un livello di metaconglomerato potente alcuni metri, monogenico per ciottoli di quarzo appiattiti sulla superficie del clivaggio tettonico.

A causa della deformazione subita lo spessore è difficilmente valutabile, quello apparente è di circa un centinaio di metri, ma per analogia con la stessa formazio-

ne descritta nella medesima unità tettonica nei pressi di Mandas (Foglio 540 “Mandas”: FUNEDDA *et alii*, in stampa), è presumibile uno spessore inferiore ai 50 m.

Le Metarcose di Genna Mesa poggiano stratigraficamente sulla formazione di Monte Santa Vittoria e passano verso l'alto agli Scisti a Graptoliti *Auct.* del Siluriano. Nell'area rilevata la formazione è coinvolta, inoltre, in sovrascorrimenti di ordine minore che la sovrappongono geometricamente alla formazione carbonifera di Pala Manna.

Raramente (E di Case Corongiu ‘e Mandara) nelle metasiltiti sono stati rinvenuti articoli di crinoidi che permettono di attribuire questi litotipi al Caradoc-Ashgill e quindi, per analogia con il contenuto paleontologico, all'omonima formazione riconosciuta e descritta nell'Unità del Gerrei.

Ordoviciano Superiore

1.1.3. - *Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)*

Nel vecchio Foglio 226 “Mandas” in scala 1:100.000 (CAVINATO & BENE, 1959) questa formazione era compresa negli “Scisti neri e grigiocuri grafici a graptoliti, S2sc” del Gothlandiano.

Affiorano nella finestra tettonica tra Siurgus Donigala e San Basilio ad E di Genna de Cresia. Nell'Unità di Riu Gruppa affiorante nel Foglio 549 “Muravera”, depositi analoghi sia litologicamente sia per posizione stratigrafica, a causa della forte complicazione tettonica, sono stati cartografati insieme ai marmi devonici e ai sedimenti clastici flyschoidi, all'interno del Complesso di Sa Lilla.

Si tratta di litologie costituite da metapeliti carboniose di colore nerastro (SGA), con intercalazioni lentiformi di metacalcari (SGA_a) e di metasiltiti di colore beige, a loro volta caratterizzate da sottili intercalazioni di livelli di spessore centimetrico di calcari. Nella valle tra M. Artu e Sedda sa Mandara affiora un altro litotipo caratteristico di questa formazione, costituito da livelli di selci nere (“lidity”) alternati alle filladi grafitose.

Dato il comportamento meccanico estremamente plastico e la forte deformazione subita non è possibile stimare lo spessore reale di questa formazione.

Il contatto basale con la formazione delle metarcose di Genna Mesa è individuato per la comparsa delle metapeliti grafitose, ma è spesso laminato. Il contatto superiore è sempre tettonico, sia per sovrascorrimento minore sulla formazione di Pala Manna, sia perché sovrascorsa dalla sovrastante unità del Gerrei.

Nonostante le analogie con le corrispondenti litologie delle unità tettoniche più superficiali, i resti fossili sono molto rari, limitati ad alcuni articoli di crinoidi nelle lenti carbonatiche (SGA_a) a S di M. Artu.

Siluriano - Devoniano Medio

1.1.4. - *Formazione di Pala Manna (PMN)*

È la formazione che affiora con maggiore estensione nell'unità tettonica del Riu Gruppa.

È costituita da monotone alternanze di metarenarie micacee, metasiltiti e quarziti, spesso in bancate metriche, caratterizzate da una foliazione di piano assiale, in genere un clivaggio ardesiaco nei litotipi a grana più fine. Le quarziti hanno spesso un colore scuro nerastro. Sono frequenti elementi di metacalcari completamente ricristallizzati, di dimensioni da metriche a decametriche, "imballati" all'interno della successione clastica e che sono stati interpretati da alcuni autori (BARCA & ELTRUDIS, 1994; BARCA *et alii*, 1995a) come olistoliti (dv).

Altro litotipo caratteristico della formazione sono i metaconglomerati e le metabrecce ricche di clasti di liditi (PMN_a), che affiorano in modo sparso in tutto il settore occupato dalla formazione di Pala Manna. Gli affioramenti più importanti sono osservabili in località Sa Mattixedda, a SE di Siurgus Donigala, nella zona centro-settentrionale del Foglio. In queste litologie clastiche grossolane è possibile apprezzare la deformazione dei clasti, che risultano notevolmente allungati sulla scistosità ercinica S_1 legata alla fase di raccorciamento. Le granulometrie da grossolane talora sfumano a granulometrie più minute.

Lo spessore non è valutabile in quanto non affiora chiaramente la base della formazione interessata da sovrascorrimenti.

La sua età è stata attribuita al Carbonifero Inferiore in base ad analogie litologiche ed alla sua posizione stratigrafica rispetto alle altre formazioni riconosciute della successione ercinica, soprattutto per la presenza di olistoliti costituiti da tipiche litologie siluriano-devoniane (sono particolarmente riconoscibili le liditi ed i metacalcari).

Carbonifero Inferiore

1.2. - UNITÀ TETTONICA DEL GERREI

Affiora estesamente a N dell'accavallamento ercinico di Villasalto (Faglia di Villasalto *Auct.*) e limitatamente a S in alcune finestre tettoniche (v. tav.2).

Da un punto di vista litostratigrafico l'Unità è caratterizzata soprattutto da un notevole spessore del complesso vulcanico dell'Ordoviciano Medio. Nella bassa valle del Flumendosa l'Unità del Gerrei è stata divisa in due sottounità tettoniche: la Sottounità di Monte Lora e la Sottounità di Arcu de su Bentu.

Le modeste, ma significative, differenze tra le successioni di queste due sottounità riguardano i metasedimenti dell'Ordoviciano Superiore e il complesso vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano Medio, che risulta costituito da metaepi-

clastiti, metandesiti e porfiroidi a piccoli fenocristalli nella sottounità di Monte Lora, ed esclusivamente dai porfiroidi a grandi e piccoli fenocristalli in quella di Arcu de su Bentu (CARMIGNANI *et alii*, 1982b).

Nell'area del foglio la sottounità di Monte Lora è stata riconosciuta con certezza in un piccolo *klippe* di metavulcaniti intermedio-basiche ordoviciane nell'area di Bruncu Montari ad E di San Basilio, mentre è probabile che appartenga a questa sottounità anche la successione siluro-devonica, "scollata" tettonicamente, al di sopra dei porfiroidi nell'area di Goni.

Malgrado la forte deformazione sinmetamorfica ercinica e la successiva deformazione fragile tardo-paleozoica e terziaria, la successione stratigrafica originaria è ancora ben conservata, anche se mai completa su singole sezioni stratigrafiche.

1.2.1. - Arenarie di San Vito (SVI)

La formazione delle arenarie di San Vito (CALVINO, 1959) affiora a S di Siurgus Donigala, in regione Bucca de Inferru e Masoni Aragana dove si sovrappone tettonicamente all'Unità di Riu Gruppa.

Si tratta di una formazione terrigena costituita in prevalenza da metarenarie quarzose-micacee, metaquarzoareniti e più raramente metarenarie feldspatiche, di colore grigio chiaro, grigio-verdastro o nocciola chiaro. Sono ricche in miche detritiche e mostrano una granulometria fine e spesso un ottimo grado di selezionamento. Le metarenarie formano regolari alternanze, da centimetriche a metriche, con metasiltiti e metapeliti grigio-verdastre e raramente con metapeliti scure. Localmente affiorano metaquarzoareniti grigio-chiare, massive in bancate di alcuni metri di spessore.

Le arenarie di San Vito sono intensamente deformate e mostrano una scistosità penetrativa che generalmente traspone la stratificazione, obliterando quindi molte delle tipiche strutture sedimentarie.

Lo spessore della formazione non è stimabile correttamente poiché non affiora mai la base. Inoltre, essendo implicata in strutture polifasiche complesse come pieghe isoclinali, lo spessore osservabile in campagna è in genere apparente.

La base della formazione è sempre interessata da un contatto tettonico. A tetto passa in maniera netta sia ai metaconglomerati di Muravera (MRV), che alle metavulcaniti della formazione di Monte Santa Vittoria (MSV), o alla formazione dei Porfiroidi *Auct.* (PRF).

In base ad una fauna ad acritarchi rinvenuta nella stessa formazione nel Foglio 549 "Muravera" (NAUD & PITTAU DEMELIA, 1985), confermata successivamente (PITTAU & FUNEDDA, 1998) viene proposta un'età Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore.

1.2.2. - *Metaconglomerati di Muravera (MRV)*

In letteratura questa formazione è nota anche come “conglomerato di Rio Ceraxa” (BARCA & MAXIA, 1982) o come formazione di Monte Turri (NAUD, 1982). Affiora a N di San Basilio in una fascia tra il Rio Sant’Antoni e M. Eranu ed è meglio esposto nel versante meridionale di M. Turri, in posizione stratigrafica diritta. È costituito da originari conglomerati generalmente eterometrici, poligenici, con clasti di dimensioni che possono raggiungere circa 20 cm (fig.4), ben elaborati, che si alternano a livelli di metapeliti. I clasti sono principalmente costituiti da originarie quarzoareniti e più raramente da siltiti scure, provenienti probabilmente dalle arenarie di San Vito, immersi in matrice pelitica. A causa della differenza di competenza tra ciottoli e matrice, quest’ultima è interessata da un clivaggio ardesiaco S_1 molto penetrativo sviluppato durante la prima fase deformativa ercinica, mentre i ciottoli, più competenti, sono attraversati da un clivaggio S_1 discontinuo, mediamente spaziato, poco penetrativo, evidenziando però un moderato appiattimento sulla stessa foliazione tettonica.

Lo spessore di questa unità litostratigrafica è molto variabile; i 100 m stimabili cartograficamente in alcune zone sono da considerarsi effetto della deformazione, mentre in altre i sovrastanti porfiroidi sono direttamente a contatto con le arenarie di San Vito.



Fig. 4 - *Metaconglomerato di Muravera (MRV) con in evidenza la struttura clasto-sostenuta con ciottoli decimetrici di quarziti. Loc. M. Turri (San Basilio).*

Il contatto di base con le arenarie di San Vito è erosivo e marcato da una netta discordanza angolare riconoscibile lungo la nuova strada realizzata tra San Basilio e Siurgus Donigala. Verso l'alto si passa con contatto netto alla formazione dei porfiroidi, come è ben evidente a N di Pitzu Pranu.

Sia nei metaconglomerati che nelle metasiltiti intercalate non sono stati rinvenuti fossili, tuttavia la loro posizione stratigrafica consente di attribuirli con certezza all'Ordoviciano Inferiore-Medio, in quanto poggiano in discordanza sopra le arenarie di San Vito (il cui tetto è datato all'Arenig) precedendo l'inizio del ciclo vulcanico calco-alcalino dell'Ordoviciano Medio. L'ambiente di deposizione è tipicamente continentale: i depositi risultano fortemente canalizzati e perciò discontinui già in fase di deposizione, inoltre rimaneggiano la formazione sottostante indicando un periodo di continentalità e di erosione subaerea.

Ordoviciano Inferiore-Medio

1.2.3. - *Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)*

Questa formazione affiora a E-SE di S. Basilio, costituendo un piccolo *klippe* della sottounità di Monte Lora. Si tratta di metandesiti di colore scuro con associate, alla base, originarie piroclastiti caratterizzate da frammenti litici e probabili pomici di dimensioni millimetriche immerse in una massa di fondo ora filladica.

Lo spessore apprezzabile non supera la decina di metri.

Il contatto di base è male esposto, ma per relazioni geometriche con le rocce adiacenti è da considerarsi tettonico. Il contatto di tetto non affiora.

Ordoviciano ?Medio

1.2.4. - *Porfiroidi Auct. (PRF)*

Le metavulcaniti acide che caratterizzano l'unità del Gerrei sono già state oggetto in passato di numerose osservazioni e di dibattito, soprattutto sull'interpretazione della loro messa in posto, se intrusiva o subaerea. (CAVINATO, 1935; CALVINO, 1956; 1959; 1972; POMESANO CHERCHI, 1960; NATALE, 1969; DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; MEMMI *et alii*, 1982; NAUD, 1982; MEMMI *et alii*, 1983).

Affiorano estesamente senza sostanziali interruzioni dal limite N del Foglio sino a San Nicolò Gerrei, passando per i vasti altopiani di San Basilio, Goni e Silius, sebbene siano interessati da numerosi contatti tettonici ercinici ed implicati in ampie pieghe isoclinali rovesciate (cfr. § V - Tettonica ercinica). Altri affioramenti si rinvengono inoltre in finestra tettonica, al disotto dell'unità tettonica del Sarraus in località Cuccuru de is Porcaxius presso Planu 'e Sanguni e poco più ad W.

Sul terreno i porfiroidi sono facilmente individuabili in quanto danno luogo a morfologie aspre ben riconoscibili sia in aree pianeggianti che lungo i versanti. Alla scala dell'affioramento mostrano un colore che generalmente varia dal grigio scuro al verde chiaro, talvolta rossastro per alterazione, con struttura marcatamente occhiadina conferita da originari fenocristalli di K-feldspato e quarzo. Sul terreno si osservano aree in cui predominano i porfiroidi a grossi "fenocristalli" di feldspato potassico (**PRF_a**) che possono arrivare a 7-8 cm di grandezza (fig.5), particolarmente evidenti lungo la strada che da San Basilio va verso Goni, e nel rilievo di S'Arremingiu Mallu poco ad W di Silius, mentre verso N sono più diffuse le facies a piccoli "fenocristalli" di 1-2 cm di dimensioni massime (**PRF**).



Fig. 5 - Porfiroidi a grandi fenocristalli di K-feldspato in località Calamatta (S. Basilio).

In sezione sottile i fenoclasti di quarzo si presentano in genere parzialmente riassorbiti, mentre quelli di feldspato potassico mostrano sovente strutture pertitiche, meno frequente è il plagioclasio di tipo albitico-oligoclasico.

La massa di fondo, dove è meglio espressa la scistosità, è felsitica microcristallina con minerali accessori costituiti da zircone, apatite e ossidi metallici.

Dal punto di vista genetico e composizionale si tratta di originarie lave, domi e corpi sub-vulcanici di composizione riolitica e riodacitica (MEMMI *et alii*, 1982; MEMMI *et alii*, 1983) come confermato dalle analisi degli elementi maggiori e in tracce di campioni provenienti dalle località di Calamatta, Perdusai

e Cuili is Pinnettas tra San Basilio e Silius (tab.1), elaborati attraverso i diagrammi basati su rapporti quantitativi fra elementi immobili (fig.6) (WINCHESTER & FLOYD, 1977). La presenza di grossi fenoclasti si ritiene possa indicare una fase di cristallizzazione intratellurica nelle originarie vulcaniti (MEMMI *et alii*, 1982).

Il passaggio alla formazione sovrastante delle metacose di Genna Mesa è facilmente osservabile ad esempio presso Cuili Levante lungo la S.S. tra San Basilio e Silius, in prossimità del bivio per Goni, nei pressi della Miniera di Muscadroxu (W di Silius) e nel versante meridionale di Mont' Ixi.

Tab. 1 - *Composizione chimica dei campioni di roccia totale mediante ossidi ed elementi in tracce, relativa alle metavulcaniti (PRF) dell'Ordoviciano Medio dell'unità del Gerrei.*

ELEMENTI MAGGIORI % IN PESO				
Campioni	FA201 Loc. Calamatta	FA202 Loc. Calamatta	FA203 Loc. Perdusai	FA204 Loc. Cuile is Pinnettas
SiO ₂	69.89	69.09	71.8	72.64
TiO ₂	0.33	0.39	0.41	0.35
Al ₂ O ₃	15.97	15.7	16.33	15.71
Fe ₂ O ₃	0.68	0.43	0.68	0.24
FeO	0.9	1.97	0.9	0.47
MnO	0.01	0.04	0.01	0.01
MgO	0.48	0.63	0.5	0.34
CaO	1.72	1.52	0.23	0.15
Na ₂ O	2.01	2.5	2.1	1.22
K ₂ O	4.84	4.82	5.12	7.18
P ₂ O ₅	0.2	0.19	0.21	0.17
L.O.I.	2.65	2.97	1.67	1.3
totale	99.68	100.26	99.96	99.78
ELEMENTI MINORI IN PPM				
Zr	139	182	178	135
Nb	10	11	11	11
Y	39	41	43	38
Sr	72	142	55	43
Rb	173	161	164	293
Ba	738	1091	870	988
Ni	12	14	11	4
V	29	39	40	23
Th	13	14	13	10
Zn	65	39	41	17
Cr	23	26	28	24
Co	5	8	4	3
U	7	6	6	10
Pb	34	37	12	17
La	24	22	18	12
Ce	50	46	40	25

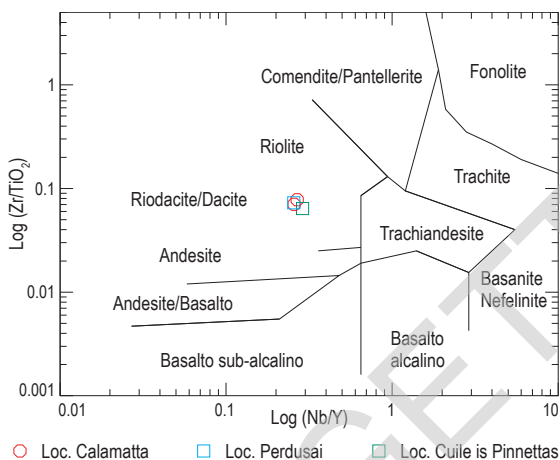


Fig. 6 - Diagramma di classificazione dei porfiroidi dell'unità del Gerrei campionati nel Foglio Senorbi (basato su WINCHESTER & FLOYD, 1977).

Lo spessore complessivo della formazione non è facilmente valutabile, essendo molto variabile, a causa delle diverse modalità di messa in posto. Si ritiene comunque che i porfiroidi possano arrivare almeno a 100 m di potenza, con spessori apparenti molto più elevati riscontrati nelle miniere di Silius (MARINO, 1998), dove però risultano raddoppiati per cause tettoniche.

L'età di queste rocce è stata spesso oggetto di controversie in quanto non si hanno datazioni dirette; comunque, essendo comprese tra i metasedimenti dell'Ordoviciano Inferiore e quelli dell'Ordoviciano Superiore sono attribuibili all'Ordoviciano Medio.

Ordoviciano Medio

1.2.5. - Metarcose di Genna Mesa (MGM)

Le metarcose di Genna Mesa (CARMIGNANI *et alii*, 2001a) conosciute in passato come areniti feldspatiche (POMESANO CHERCHI, 1960; NATALE, 1969) risultavano, nel vecchio Foglio geologico 226 "Mandas" (CAVINATO & BENEIO, 1959), in genere indistinte dai porfiroidi. Gli affioramenti migliori si osservano tra Fontana Romana e la dorsale di Genna Tres Montis, nei versanti di Mont'Ixi e ad E di Silius lungo la vecchia strada per Ballao. Altri affioramenti si rinvencono inoltre nella vallata del Rio Annallai tra Silius e Goni e nella finestra tettonica di Planu 'e Sanguni.

Si tratta di una formazione costituita da metarcose, metarenarie quarzose, metaconglomerati minuti e metagrovacche, di colore da biancastro a grigiastro in

banchi di spessore metrico (fig.7). In sezione sottile si osserva una tessitura da grano-sostenuta a matrice-sostenuta con granuli scarsamente assortiti ed elaborati, di quarzo di derivazione vulcanica e subordinati feldspati che, nel settore Genna Tres Montis, possono arrivare ad un massimo del 20-30% della roccia; la matrice è in genere sericitizzata.



Fig. 7 - Metarenarie quarzose in banchi della formazione delle metarcose di Genna Mesa ad E di Mitza Trunconis (Silius).

La formazione è discordante sulla successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano Medio e rappresenta il prodotto del rimaneggiamento dei sottostanti porfiroidi in condizioni probabilmente marino-costiere (Trasgressione caradociana *sensu* CALVINO, 1972).

Il loro spessore è molto variabile, oscilla da pochi ad alcune decine di metri, ma talvolta sono del tutto assenti. Superiormente si passa gradualmente ai depositi fossiliferi degli argilloscisti di Riu Canoni.

Sporadicamente le metarcose di Genna Mesa risultano fossilifere per la presenza di articoli di crinoidi, come ad esempio nei pressi di Nurazzolu ad E di San Basilio. Per analogie stratigrafiche e paleontologiche con i metasedimenti della formazione di Punta Serpeddi del Sarrabus meridionale (BARCA & DI GREGORIO, 1979) anche le metarcose di Genna Mesa sono attribuite al Caradociano.

Ordoviciano Superiore

1.2.6. - Argilloscisti di Rio Canoni (ACN)

Gli argilloscisti di Rio Canoni (NAUD, 1979a) corrispondono agli scisti arenaceo-filladici a *Scyphocrinus* segnalati da POMESANO CHERCHI (1963) nella stessa area. Nel vecchio Foglio geologico 226 “Mandas” erano compresi nella formazione “Scisti neri e grigio-scuri grafitici a graptoliti, S2sc” del Gothlandiano. Si seguono con discreta continuità da regione S’Imprixi, ad W di S. Basilio, sino alla S.S. 387 per Ballao quasi al limite E del foglio.

Si tratta di metarenarie fini di colore generalmente grigio scuro, con livelli a granulometria più grossolana; a queste seguono metasiltiti, talvolta arenacee, talvolta carbonatiche, di colore da grigio-rossastro a nocciola. Negli argilloscisti di Rio Canoni si rinvencono inoltre in più punti (Su Sessini, Bruncu Pei Cani, S’Arcolinu) intercalazioni di metacalcari di colore grigio scuro, in lenti di spessore metrico, abbondantemente fossiliferi (ACN_a) per la presenza di crinoidi, conodonti, brachiopodi, *etc.* (CORRADINI *et alii*, 2001).

Sporadicamente, soprattutto nell’area di Genna Tres Montis e nel rilievo di Pitzu Pranu che sovrasta l’abitato di S. Basilio, affiorano metavulcaniti basiche (ACN_c) di colore grigio-violaceo con caratteristici vacuoli di dimensioni variabili riempiti di calcite. L’originario aspetto delle lave è reso quasi irriconoscibile in seguito a fenomeni di alterazione di tipo spilitico avvenuti probabilmente già in ambiente sedimentario (NAUD, 1979a).

Recentemente OGGIANO *et alii* (2010) hanno riconosciuto un chimismo alcalino per un campione raccolto in prossimità della Miniera di Genna Tres Montes e hanno determinato un’età di 440 ± 17 Ma tramite analisi isotopica ^{235}U - ^{207}Pb su singolo zircone.

Lo spessore totale della formazione è limitato a qualche decina di metri, ma a volte è fortemente ridotto per cause tettoniche.

Gli argilloscisti di Rio Canoni poggiano stratigraficamente in genere sulle metarose di Genna Mesa, talvolta direttamente sui porfiroidi e passano superiormente ai metasedimenti siluriani anche se il contatto è in genere sempre laminato per cause tettoniche.

L’associazione faunistica rinvenuta comprende brachiopodi (fig.8), crinoidi e rari trilobiti, e per analogia con le formazioni fossilifere dell’Ordoviciano Superiore della Sardegna meridionale (BARCA & DI GREGORIO, 1979; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1979; NAUD, 1980; LEONE *et alii*, 1991) viene attribuita all’Asghill.

L’ambiente deposizionale è riferibile ad un ambiente di piattaforma terrigena, o mista silicoclastica-carbonatica, poco profonda, che si instaura dopo gli eventi vulcanici dell’Ordoviciano Medio e la successiva sedimentazione costiera delle metarose di Genna Mesa.

Ordoviciano Superiore

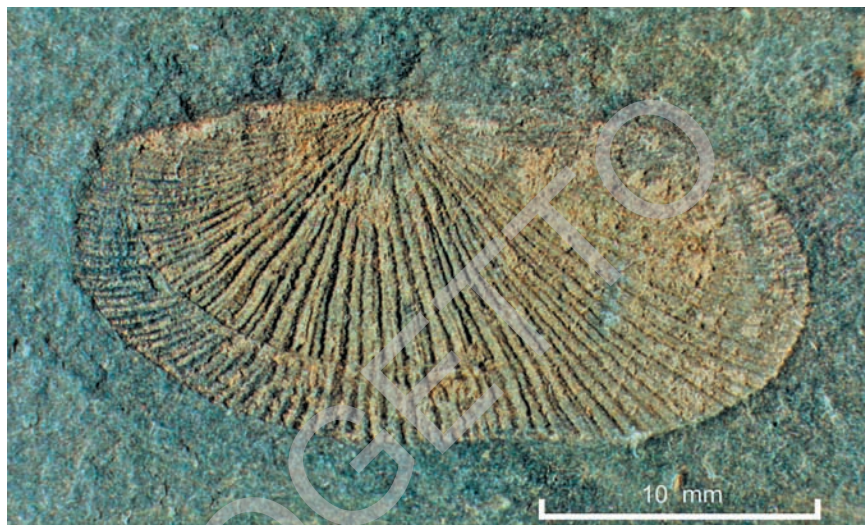


Fig. 8 - *Brachiopode* nelle metasiltiti degli argilloscisti di Rio Canoni, km 57 della S.S.387 tra S. Nicolò Gerrei e Ballao.

1.2.7. - *Scisti a Graptoliti* Auct. (SGA)

Nel foglio 226 “Mandas” in scala 1:100.000 questa formazione era distinta in “scisti grafitici neri a graptoliti” e in “calcari gothlandiano-devonici a orthoceratidi e *clymenie*”. Affiora estesamente intorno a Goni e tra S. Nicolò Gerrei e Silius, altri affioramenti importanti si ritrovano a ridosso dell’accavallamento di Villasalto tra Genn’e Mela e Pranu Moi, in parte ricoperti dai depositi trasgressivi miocenici. Piccoli lembi sono presenti a S dell’accavallamento di Villasalto, nelle numerose finestre tettoniche lungo i rii Marrada, Screra, Flumini Basili e Pirastu.

Anche se recentemente (CITA *et alii*, 2007) agli “Scisti a Graptoliti” è stato riconosciuto il rango di formazione formale, durante il rilevamento di campagna sono state adottate le distinzioni presenti nei limitrofi fogli 549 “Muravera”, 541 “Jerzu” e 540 “Mandas”, dove negli “Scisti a Graptoliti” Auct. erano compresi sia gli “Scisti neri a Graptoliti” (*sensu* CITA *et alii*, 2007, Siluriano Inf. - Devoniano Inf.), sia i cosiddetti “Scisti a Tentaculiti” (SGA_b, Devoniano Inferiore-Medio), che si distinguono soprattutto per la mancanza di metapeliti grafitose e per un diverso contenuto micropaleontologico dei livelli carbonatici (indicati come SGA_a), fattore che rende estremamente problematica una distinzione formazionale in campagna tenuto anche conto del complicato assetto strutturale.

Il criterio distintivo usato in questo foglio prevede quindi l'adozione di un unità informale che va dal Siluriano Inferiore fino al Devoniano Medio e considera tutti i livelli di metacalcari come un'unica litofacies (SGA_a) al di là della loro posizione stratigrafica. Per l'Unità del Gerrei CORRADINI *et alii* (1998) individuano all'interno della parte inferiore della formazione la classica tripartizione della facies "turingica" (tav.5) che arriva fino al Devoniano Inferiore:

- a) "Scisti a Graptoliti inferiori";
- b) "Ockerkalk";
- c) "Scisti a Graptoliti superiori".

Alla base affiorano metapeliti grafitose di colore nero che spesso per alterazione divengono giallastre e grigio scure, con intercalati rari livelli di selci nere (lidenti *Auct.*). Interstratificate vi si osservano lenti discontinue di metacalcari nodulari (SGA_a) "Ockerkalk" (BARCA *et alii*, 1995b), che nell'area di Goni e Silius possono arrivare ad alcune decine di metri di spessore (fig.9). Questi litotipi carbonatici appaiono attraversati da un clivaggio per dissoluzione e precipitazione evidenziato da alternanze scure di residui insolubili (minerali fillosilicatici ed ossidi), che conferiscono alla roccia un aspetto nodulare.

Le metapeliti si presentano molto deformate a causa della scarsa competenza e raramente si osservano affioramenti in cui si possono riconoscere i caratteri sedimentologici primari: è dunque difficile stimarne lo spessore reale mentre quello apparente è di alcune centinaia di metri.

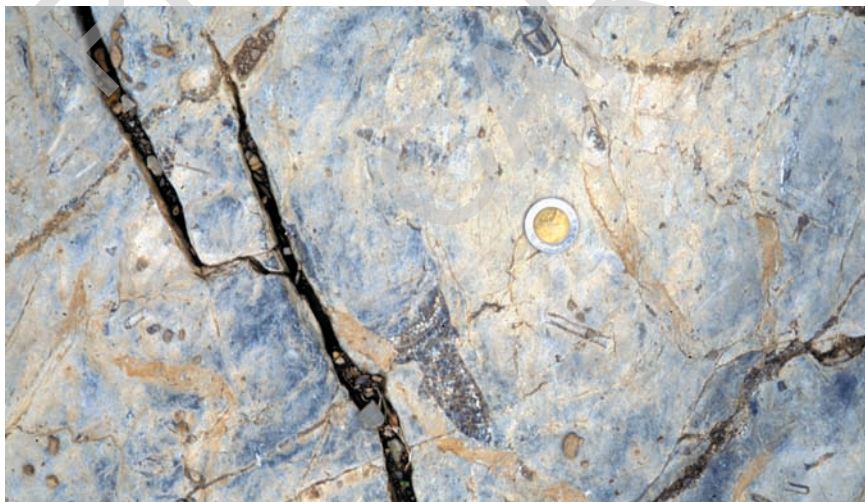
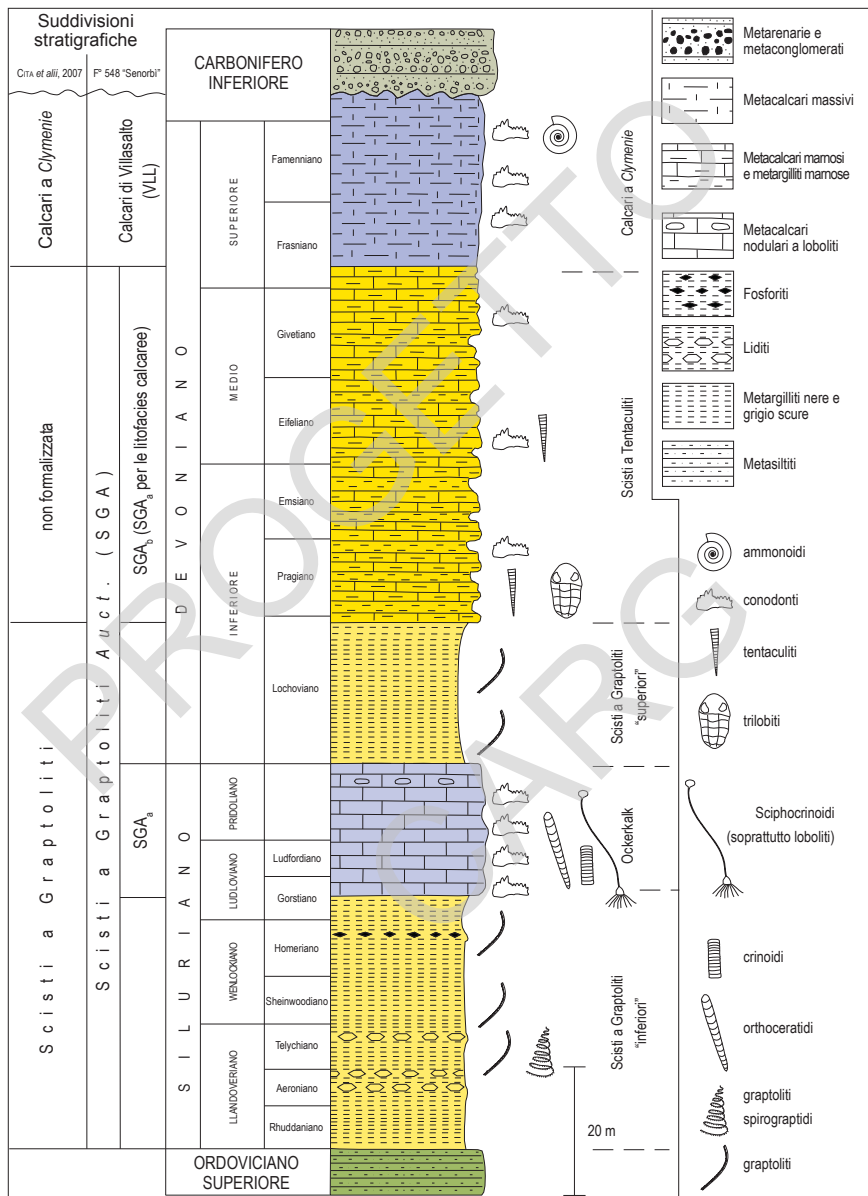


Fig. 9 - Metacalcari ad ortoceratidi e crinoidi (facies "Ockerkalk") intercalati negli Scisti a Graptoliti *Auct.* nei pressi della chiesa parrocchiale di Silius.



Tav. 5 - Ricostruzione della successione litostratigrafica siluro-devonica dell'Unità del Gerrei (da CORRADINI, 1998b modificato), con indicate le suddivisioni informali utilizzate in carta.

Il contenuto fossilifero è costituito prevalentemente da graptoliti, conodonti, scifocrinoidi, crinoidi, tentaculiti e trilobiti.

Oltre ai famosi affioramenti fossiliferi a graptoliti di Goni, da lungo tempo oggetto di studi (MENEGHINI, 1880; GORTANI, 1923a; 1923b; JÄGER, 1977; BARCA & JÄGER, 1990; PIRAS *et alii*, 2008; ŠTORCH *et alii*, 2009), nei pressi del Nuraghe San Damiano di Silius sono stati rinvenuti diversi nuovi affioramenti di metapeliti nere (FORCI, 2003), con una ricca fauna a graptoliti del Siluriano Inferiore (*Rastrites llinnei*, *Parapetalolithus elongatus*, *Spirograptus guerichi*, *Monograptus belfhorus*, *Pristiograptus dubius* ssp. e *Monograptus antennularius*, determinazione da com. pers. P. Štorch & S. Barca).

L'attribuzione cronostratigrafica delle facies, come riassunta in tav.5, è resa possibile dal riconoscimento delle associazioni a graptoliti, tentaculiti e conodonti e relative biozone (JÄGER, 1977; BARCA & JÄGER, 1990; GESSA, 1993; CORRADINI & OLIVIERI, 1996; CORRADINI, 1998 a; 1998b; CORRADINI *et alii*, 1998; 2001; 2003).

Gran parte degli affioramenti della formazione presenti all'interno del Foglio, soprattutto quelli compresi tra Silius e S. Nicolò Gerrei, risulta costituita però da metasiltiti grigio-nerastre con livelli di metacalcari nodulari e metasiltiti carbonatiche ("Scisti a Tentaculiti" Auct., SGA_b) che contengono, oltre a tentaculiti, anche conodonti e più rari trilobiti (fig.10), già segnalati nell'area da ALBERTI (1963) e da CAROSI *et alii* (1990).

Sebbene i contatti della formazione, a causa della sua scarsa competenza, siano spesso laminati tettonicamente, è possibile ipotizzare la continuità stratigrafica con i sottostanti metasedimenti del Caradoc-Asghill, che testimonia un'evoluzione verso un ambiente neritico con fondali in condizioni riducenti; verso l'alto si passa gradualmente ai calcari di Villasalto (VLL).

Siluriano - Devoniano Medio

Fig. 10 - Modello interno di trilobite nelle metapeliti della litofacies "Scisti a Tentaculiti" SGA_b della sottounità di Arcu de su Bentu, periferia N di S. Nicolò Gerrei.



1.2.8. - *Calcari di Villasalto (VLL)*

In letteratura sono anche noti come “Calcari a *Clymenie*” (GORTANI, 1922), si rinvenivano solamente nell’area di M. Taccu dove rappresentano la prosecuzione verso W degli affioramenti più consistenti dell’adiacente Foglio 549 “Muravera”. Sono rappresentati da metacalcari di colore grigio, massivi o in strati decimetrici, talora di aspetto nodulare, a cui si intercalano sottili livelli di metapeliti.

Lo spessore apparente supera i 200 m, ma ripetizioni tettoniche sono molto probabili ed è ipotizzabile uno spessore inferiore ai 100 m. Il contatto di base con gli Scisti a Graptoliti è fortemente tettonizzato mentre verso l’alto i metacalcari sono sormontati mediante superficie erosiva dai depositi sinorogenici ercinici della formazione di Pala Manna.

Il contenuto fossilifero è abbondante, sono presenti orthoceratidi, crinoidi, cefalopodi ammonioidei (*clymenie*), tentaculiti, conodonti *etc.* (LOVISATO, 1894; TARICCO, 1913; GORTANI, 1922; 1923a; 1923b; POMESANO CHERCHI, 1963; OLIVIERI, 1965; 1970; MURRU, 1975).

I calcari di Villasalto rappresentano originari depositi di piattaforma pelagica che in base al contenuto in conodonti è possibile riferire al Devoniano Superiore - Carbonifero Inferiore (CORRADINI, 1998a; 1998b; CORRADINI *et alii*, 2003).

Devoniano Superiore - Carbonifero Inferiore

1.2.9. - *Formazione di Pala Manna (PMN)*

La formazione di Pala Manna affiora soprattutto a M. Taccu presso S. Nicolò Gerrei, mentre affioramenti minori sono presenti nei pressi di Silius (fig.11: BARCA *et alii*, 2003).

Precedentemente, la litofacies più grossolana è stata chiamata “Conglomerato di Villasalto” (TEICHMÜLLER, 1931; SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA & SPALLETTA, 1985) studiato nell’area del limitrofo Foglio 549 “Muravera”.

Nel versante meridionale di M. Taccu, in contatto erosivo sui sottostanti calcari di Villasalto (fig.12) si osserva la successione terrigena della formazione di Pala Manna che affiora, con spessori di poche decine di metri, a nucleo di sinclinali con asse orientato N090E e piano assiale sub-orizzontale materializzato da una foliazione metamorfica.

Gli affioramenti sono costituiti da livelli di metaconglomerati da clasto-sostenuti a matrice-sostenuti alternati a livelli di metarenarie grossolane micacee. I clasti, da poco a molto elaborati, sono costituiti da originarie arenarie, siltiti, lititi e rare vulcaniti acide, vi spiccano inoltre clasti carbonatici non elaborati della sottostante formazione calcarea di dimensioni fino a decimetriche.

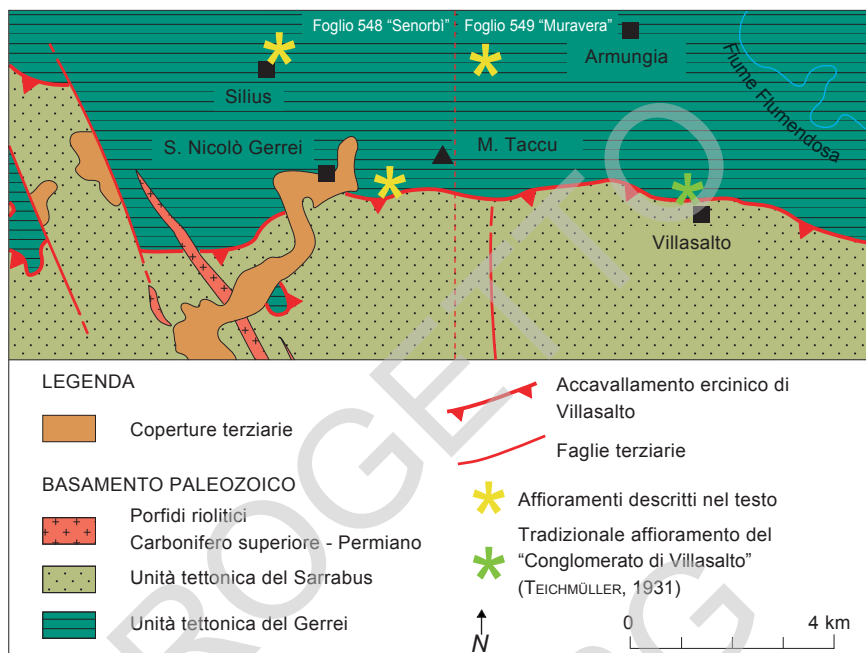


Fig. 11 - Affioramenti della formazione di Pala Manna nell'Unità tettonica del Gerrei nei Fogli 548 "Senorbì" e 549 "Muravera". Da BARCA et alii, 2003 modificata.

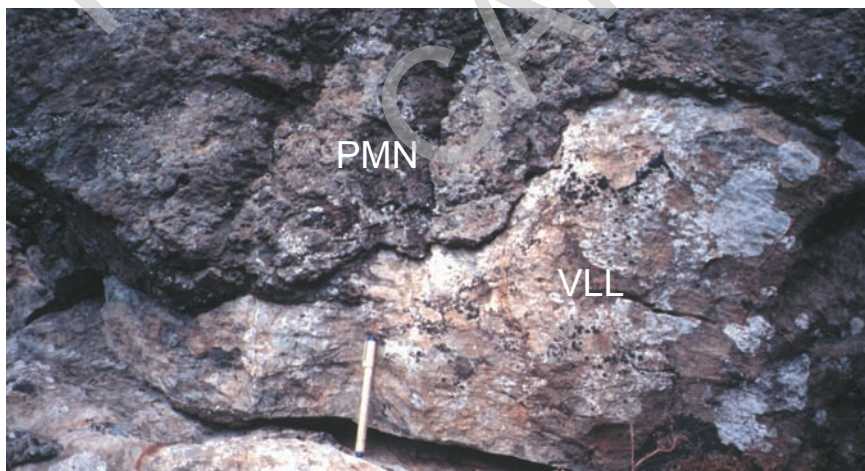


Fig. 12 - Contatto erosivo tra i calcari di Villasalto (VLL) e il metaconglomerato della formazione di Pala Manna (PMN), presso il versante meridionale di M. Taccu (S. Nicolò Gerrei).

Sempre nello stesso rilievo, poco ad E del limite del foglio, lungo il fianco rovescio di una piega isoclinali fortemente non cilindrica (fig.13), il passaggio dai metacalcari del Carbonifero Inferiore (CORRADINI *et alii*, 2003) alle facies silicoclastiche più grossolane, rappresentate da metarenarie, metaconglomerati e metabrecce a liditi della formazione di Pala Manna, è preceduto da circa 1-2 m di metapeliti di colore nocciola, con livelli centimetrici di selci scure (liditi).

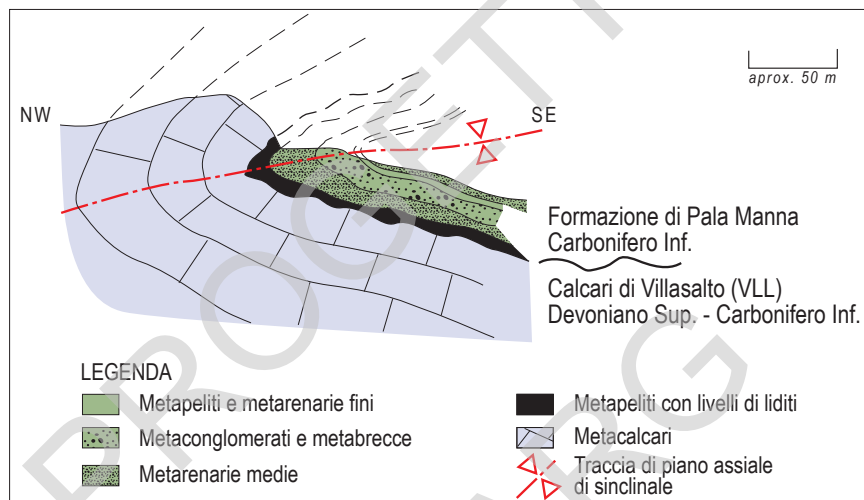


Fig. 13 - Sezione geologica schematica del versante N di M. Taccu (da BARCA *et alii*, 2003 modificata).

Negli affioramenti di Silius, circa 200 m ad E del cimitero, i depositi terrigeni affiorano con spessori limitati ad alcuni metri, a nucleo di strette sinclinali rovesciate verso S e sono sempre rappresentati da metaconglomerati prevalenti a ciottoli in genere ben elaborati di quarzo filoniano, originarie arenarie, liditi e più rari calcari. Il contatto con la sottostante formazione degli Scisti a Graptoliti avviene in maniera apparentemente concordante con l'interposizione di un livello di circa 20 cm di peliti grigie dove, nella parte alta, cominciano a comparire ciottoli ben elaborati di dimensioni centimetriche (fig.14).

Lo spessore della formazione di Pala Manna nell'Unità del Gerrei è limitato ad alcune decine di metri, probabilmente in seguito all'intensa attività erosiva *post-ercinica*, in contrasto con gli elevati spessori riscontrati invece nell'Unità del Sarrabus e nel Sulcis orientale (BARCA, 1991; BARCA *et alii*, 1998; CARMIGNANI *et alii*, 2001b).

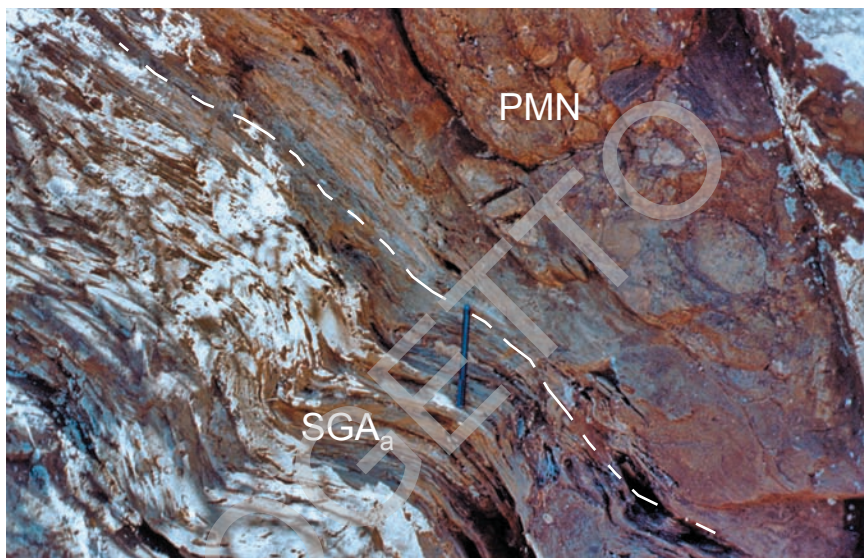


Fig. 14 - Contatto tra livelli calcarei degli Scisti a Graptoliti (SGA_a) e metaconglomerati della formazione di Pala Manna (PMN), presso il cimitero di Silius.

L'ambiente di sedimentazione è probabilmente da ricondurre ad un delta-conoide in un'area caratterizzata da alti e bassi strutturali con un forte apporto di materiale detritico elaborato anche in condizioni subaeree, come testimoniato dal marcato arrotondamento di molti elementi dei metaconglomerati. La differenza tra i depositi di base negli affioramenti di M. Taccu e Silius, indica verosimilmente la presenza di una lacuna stratigrafica nell'area di Silius per erosione dei termini carbonatici devono-carboniferi.

Sormontando e inglobando blocchi dei sottostanti calcari di Villasalto che arrivano sino al Tournaisiano (CORRADINI *et alii*, 2003) e risultando interessata dalle principali fasi deformative erciniche la formazione di Pala Manna è da riferire al Carbonifero Inferiore.

Carbonifero Inferiore

1.3. - UNITÀ TETTONICA DI MEANA SARDO

Affiora limitatamente solo nel settore settentrionale del Foglio (v. tav.2). Il contatto tettonico di sovrascorrimento di questa unità sull'Unità del Gerrei è bene esposto sulla strada sterrata che collega Siurgus Donigala a Goni.

Della successione caratteristica di questa unità sono presenti solamente la formazione di Monte Santa Vittoria del complesso vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano Medio, le metasiltiti dell'Ordoviciano Superiore (formazione di Orroledu) e gli Scisti a Graptoliti *Auct.* siluro-devonici.

1.3.1. - *Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)*

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: la "formazione di Monte Corte Cerbos" *Auct.* (metarioliti afanitiche), la "formazione di Manixeddu" *Auct.* (metaepiclastiti derivate principalmente dallo smantellamento di vulcaniti acide) e la "formazione di Serra Tonnai" *Auct.* (metagrovacche vulcaniche e metandesiti). In realtà l'ordine di sovrapposizione tra le diverse litofacies non è sempre come quello sopra descritto, ma come già osservato nelle aree adiacenti al Foglio, esistono passaggi laterali rapidi o alternanze ripetute a tutte le scale.

Questo complesso vulcanico-epiclastico affiora a S del lago Mulargia in località Sedda de s'Ortu (NW di Goni), dove sovrascorre sugli Scisti a Graptoliti dell'Unità del Gerrei (sottounità di Arcu de su Bentu) e nell'angolo NE del Foglio, in riva sinistra del Flumendosa, dove è in contatto tettonico, per faglia diretta, con il complesso vulcano-sedimentario permiano.

Seguendo quanto proposto dagli autori nei Fogli 540 "Mandas", 541 "Jerzu" e 549 "Muravera", i diversi litotipi sono distinti con tre litofacies in buona parte corrispondenti alle tre formazioni sopra descritte:

Metaepiclastiti **MSV_a** ("formazione di Manixeddu" *Auct.*): affiorano molto limitatamente con spessori metrici al passaggio tra le metagrovacche (MSV_b) e le metarioliti (MSV_c). Sono costituite da metaepiclastiti e metaconglomerati centimetrici in cui sono riconoscibili talvolta clasti di originarie rioliti.

Metagrovacche e metandesiti **MSV_b** ("formazione di Serra Tonnai" *Auct.*): si tratta di metaepiclastiti verdastre, prevalentemente metagrovacche, massive o in bancate di alcuni metri di spessore, a cui si intercalano metavulcaniti grigio scure di composizione da andesitica a basaltica.

Metarioliti afanitiche **MSV_c** ("formazione di Monte Corte Cerbos" *Auct.*): si tratta di metarioliti bianco-giallastre a tessitura finemente scistosa con scarsi fenocristalli di quarzo e K-feldspato di piccole dimensioni, immersi in una massa di fondo microcristallina più o meno sericitica e localmente silicizzata. Lo spessore può raggiungere varie decine di metri.

Ordoviciano ?Medio

1.3.2. - *Formazione di Orroeledu (ORR)*

Questa formazione è stata descritta da BOSELLINI & OGNIBEN (1968) con il nome di “Arenarie di Orroeledu”; si tratta di un complesso litostratigrafico piuttosto differenziato. Affiora con estensione molto modesta in regione Funtana su Filixeru (E di Siurgus Donigala) dove ricopre per contatto stratigrafico le metaepiclastiti della formazione di Monte Santa Vittoria.

Oltre alle alternanze di metarenarie e metasiltiti di colore grigio apparentemente prive di strutture sedimentarie (**ORR**), sono state distinte due litofacies: **ORR_a** e **ORR_c**, la prima, affiorante alla base della successione, risulta costituita da metagrovacche e metarenarie arcose, mentre la seconda è rappresentata da metacalcari in genere silicizzati di colore grigio-bluastrò. Sugli stessi litotipi, nel limitrofo foglio 540 “Mandas” (FUNEDDA *et alii*, in stampa), FERRETTI *et alii* (1998) segnalano una fauna a conodonti dell’Ordoviciano Superiore.

La formazione ha un carattere trasgressivo alla base (Trasgressione caradociana *Auct.*) e poggia su tutte le litofacies della formazione di Monte Santa Vittoria; il contatto di tetto non è osservabile perché attraverso la formazione di Orroeledu l’Unità tettonica di Meana Sardo sovrascorre sull’unità tettonica del Gerrei. Lo spessore fortemente variabile probabilmente dipende dall’irregolarità degli apparati vulcanici sui quali essa trasgredisce. La parte superiore testimonia l’instaurarsi di ambienti litorali e di piattaforma neritica a sedimentazione terrigena.

Ordoviciano Superiore

1.3.3. - *Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)*

Di questa formazione affiora, lungo il corso del Riu Umbrarutta, a contatto con il Foglio 540 “Mandas”, per un’estensione di poche decine di metri quadri, la litofacies dei metacalcari scuri fossiliferi (**SGA_a**, cfr. § 1.2.7.).

Siluriano - Devoniano Medio

1.4. - UNITÀ TETTONICA DEL SARRABUS

Questa unità tettonica occupa gran parte dell’area rilevata a S dell’accavallamento di Villasalto (v. tavv.2 e 3). È l’unità strutturalmente più elevata nell’edificio a falde del basamento della Sardegna sud-orientale, ed è quella con minore deformazione e più basso grado metamorfico.

I rilevamenti del Foglio 549 “Muravera” hanno confermato che il contatto di base dell’Unità del Sarrabus (accavallamento di Villasalto) è stato riattivato come

faglia diretta e forse trascorrente; quindi le originarie relazioni di sovrapposizione tra le unità potrebbero essere state localmente modificate. Inoltre, la direzione di trasporto dell'Unità del Sarrabus (da E verso W) è sensibilmente diversa da quella delle altre Falde esterne (da NE verso SW) durante la fase collisionale ercinica (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978c; CONTI & PATTA, 1998; CONTI *et alii*, 2001).

1.4.1. - Arenarie di San Vito (SVI)

Le arenarie di San Vito rappresentano la formazione che affiora di gran lunga più estesamente nell'area di studio. A S di San Basilio, la loro continuità di affioramento è in pratica interrotta solamente dalle finestre tettoniche in cui affiora la successione vulcano-sedimentaria dell'Unità tettonica del Gerrei, e dalle coperture terziarie e quaternarie.

Altri affioramenti di arenarie di San Vito sono presenti a M. Picciu e a M. Aresti, rispettivamente a NE e a SW di Barrali, e a M. Assorgia a SE di Nuraminis; nel primo caso i metasedimenti sono intrusi dai graniti, risultando quindi molto frammentati e mal conservati. Affioramenti minori si trovano poi a N di Nuraminis, poco a N di Villagrega ed all'uscita meridionale dell'abitato di Guasila, nelle vicinanze del cimitero.

Si tratta di una potente successione terrigena costituita da metarenarie micacee, quarziti e, più raramente, metarenarie feldspatiche, di colore variabile dal grigio-verdastro chiaro al grigio scuro, debolmente metamorfiche. Le metareniti formano irregolari alternanze, da decimetriche a metriche, con metasiltiti e metapeliti grigio-verdastre e nere; gli spessori delle due litologie non sono mai uguali, rinvenendosi le metarenarie in strati che possono arrivare anche al metro e le metasiltiti in livelli che non superano mai i 20-30 cm.

Le quarziti grossolane grigio-chiare, massive o in spesse bancate, sono talvolta associate a metaconglomerati minuti, più raramente grossolani, in livelli di pochi metri di spessore ed in lenti, costituiti prevalentemente da clasti di quarzo (fig.15) e di originarie quarzoareniti e arenarie, come si può ben osservare nelle località di M. Niu Crobu e Bruncu Muscadroxu, sull'altopiano che da Villasalto conduce a M. Genis. Potenti bancate di quarziti biancastre si possono osservare inoltre sulla dorsale che da Gillu Mannu porta a S'Enna Manna, quasi al contatto con i porfidi grigi del Sarrabus.

La base della formazione non affiora mai, poggiando sempre tettonicamente sopra l'Unità tettonica del Gerrei (accavallamento di Villasalto). Il contatto stratigrafico al tetto è invece ben osservabile a SW del M. Genis dove è presente una netta discordanza angolare (NAUD, 1981).

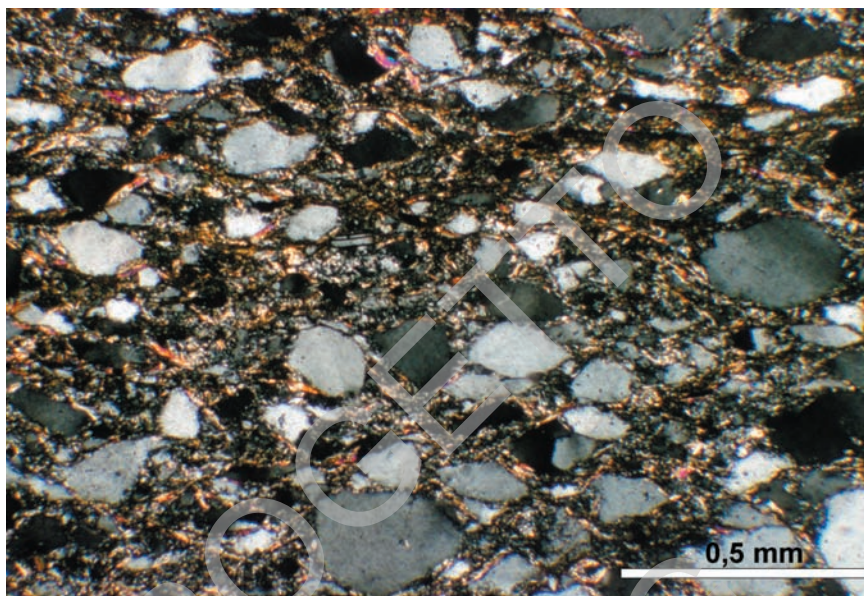


Fig. 15 - Aspetto microscopico delle arenarie di San Vito dell'Unità del Sarrabus, formate da prevalenti clasti di quarzo immersi in una matrice quarzo-filladica. Foto in sezione sottile; 2 nicols incrociati. N di Bruncu Serena (coord. 251-686).

Negli intervalli a granulometria più fine sono frequenti laminazioni piano-parallele, incrociate (fig.16) concave e gibbose tipiche sia di *ripple* unidirezionali sia di *hummocky cross stratification*. Alla base degli intervalli a granulometria arenacea talvolta sono conservati *ripple mark*, *flute-cast* e *load cast*, come ad esempio lungo la S.S. 387 al km 41,5 (fig.17) e presso la valle del Riu Flumini Basili.

Le strutture sedimentarie più diffuse suggeriscono un ambiente di sedimentazione litorale, che risentiva degli effetti delle onde di tempesta. Secondo alcuni autori (BARCA & MAXIA, 1982) l'ambiente di sedimentazione corrisponderebbe ad un vasto sistema deltizio sottomarino con sedimentazione anche di tipo torbidi-tico. I litotipi della parte alta della formazione indicano una tendenza regressiva del bacino, probabilmente connessa con l'inizio dei movimenti dell'Ordoviciano Inferiore (Fase sarda *Auct.*).

In questa unità tettonica, in base alle associazioni di acritarchi, nelle arenarie di San Vito è documentato il Cambriano medio, il Cambriano superiore e l'Ordoviciano Inferiore (Tremadoc) (BARCA *et alii*, 1982a; 1982b; 1988; TONGIORGI *et alii*, 1984).



Fig. 16 - Laminazione incrociata in livello arenitico fine nelle arenarie di San Vito, indicante una polarità stratigrafica rovesciata, affioranti a S di M. Acutzu.



Fig. 17 - Controimpronte di erosione (flute-cast) nelle arenarie di San Vito affioranti al km 41,5 della S.S. 387.

1.4.2. - *Metaconglomerati di Muravera (MRV)*

In precedenza gli autori BARCA & MASCIA (1982) avevano nominato questa unità litostratigrafica come “conglomerato di Riu Ceraxa”, ma i recenti rilevamenti eseguiti nel Foglio 557 “Cagliari” hanno dimostrato che in tale località affiorano depositi conglomeratici interni alla successione vulcanica ordoviciano (cartografati all’interno del foglio come litofacies MSV_b nella zona di M. Genis).

Affiorano in maniera discontinua nel rilievo di M. Acutzu, dove costituiscono delle lenti al di sotto della formazione dei porfidi grigi del Sarrabus.

Sono conglomerati eterometrici e poligenici, con prevalenza di clasti fatti a spese di originarie arenarie quarzose e che raggiungono massimo i 10 cm.

Il contatto di base è discordante sulle arenarie di San Vito, mentre a tetto sono ricoperti dalle metavulcaniti riodacitiche dei porfidi grigi.

Lo spessore non raggiunge i 10 m.

Ordoviciano Inferiore-?Medio

1.4.3. - *Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)*

Questa formazione corrisponde ai “Porfidi bianchi” di CALVINO (1963) e comprende sia originari prodotti lavici riolitici di colore chiaro, sia prodotti epiclastici di rimaneggiamento delle stesse vulcaniti. Affiora solamente, in maniera discontinua, a S di M. Genis, lungo il corso del Riu Leonaxi e del suo affluente, Su Arcu de is Placidus, dove si associa a metaconglomerati di spessore metrico con ciottoli di dimensioni da centimetriche a decimetriche di quarzoareniti e di vulcaniti acide con un buon grado di elaborazione (MSV_a).

Questi depositi grossolani non vanno confusi con il “conglomerato basale” di CALVINO (1959) e i Metaconglomerati di Muravera (CARMIGNANI *et alii*, 2001a), che marcano la “discordanza sarrabase” dell’Ordoviciano Inferiore, ma indicano condizioni deposizionali di ambiente continentale coeve alla messa in posto delle vulcaniti. Verso l’alto passano in maniera brusca alla successiva formazione dei porfidi grigi.

Ordoviciano ?Medio

1.4.4. - *Porfidi grigi del Sarrabus (PGS)*

Questa formazione affiora in due distinti settori, a S di M. Genis e più ad W in corrispondenza del rilievo di M. Acutzu; un piccolo affioramento è presente inoltre in località Sedda is Cardias, dove è sormontato tettonicamente dalle are-

narie di San Vito. Si tratta di originarie vulcaniti acide caratterizzate da giacitura massiva, messe in posto come domi e colate e probabili flussi piroclastici (MEMMI *et alii*, 1982). Al taglio fresco mostrano un colore grigio scuro ed un evidente struttura porfirica.

Le analisi degli elementi in tracce (tab.2 e fig.18) confermano quanto emerso negli studi precedenti (MEMMI *et alii*, 1983) e cioè che si tratta prevalentemente

Tab. 2 - *Composizione chimica dei campioni di roccia totale, rappresentati ossidi ed elementi in tracce, relativa ai porfidi grigi del Sarrabus (PGS) affioranti presso M. Acutzu (campione AE149) e il Rio Leonaxi (campione FA206).*

ELEMENTI MAGGIORI IN PESO %			ELEMENTI MINORI IN PPM		
CAMPIONI	AE149	FA206	CAMPIONI	AE149	FA206
SiO ₂	68,31	68,21	Zr	235	234
TiO ₂	0,68	0,63	Nb	16	16
Al ₂ O ₃	15,91	15,81	Y	42	40
Fe ₂ O ₃	1,04	0,74	Sr	296	219
FeO	3,87	3,3	Rb	100	156
MnO	0,07	0,04	Ba	780	1129
MgO	0,89	1,6	Ni	24	26
CaO	2,02	1,33	V	68	65
Na ₂ O	3,03	2,59	Th	17	15
K ₂ O	2,83	4,34	Zn	49	74
P ₂ O ₅	0,27	0,23	Cr	40	41
L.O.I.	1,24	1,3	Co	18	12
TOTALE	100,16	100,12	U	3	5
			Pb	15	24
			La	42	43
			Ce	95	80

di metariodaciti dove in sezione sottile si distinguono abbondanti porfiroclasti millimetrici di quarzo globulare, feldspato alcalino, plagioclasio e biotite in una pasta di fondo microcristallina. Talvolta sono presenti frammenti litici generalmente costituiti da originarie epiclastiti ed arenarie. Lo spessore di questa formazione è variabile, a S di M. Genis e a M. Acutzu supera in affioramento i 100 m. Il contatto di base è netto e discordante, quello di tetto è ugualmente discordante ed avviene con il passaggio ai metasedimenti microconglomeratici della formazione di Punta Serpeddi dell'Ordoviciano Superiore. Come già messo in evidenza da CALVINO (1972) si conferma che questa formazione è correlabile con i porfiroidi dell'Unità tettonica del Gerrei, dai quali si differenzia sostanzialmente solo per una minore deformazione.

Ordoviciano ?Medio

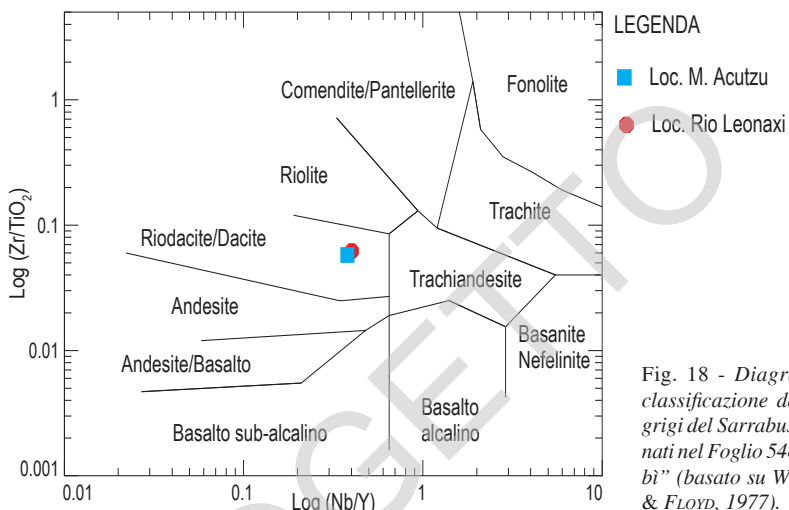


Fig. 18 - Diagramma di classificazione dei porfidi grigi del Sarrabus campionati nel Foglio 548 "Senorbì" (basato su WINCHESTER & FLOYD, 1977).

1.4.5. - Formazione di Punta Serpeddì (PSR)

Affiora per una piccola estensione areale nell'angolo sud-orientale del Foglio in prossimità del plutone granitico di M. Genis (fig. 19), il quale ha indotto un sensibile metamorfismo di contatto che ha reso problematico un sicuro riconoscimento dei tre membri in cui è divisa la formazione (Loi, 1993), meglio rappresentati nei limitrofi Fogli 549 "Muravera" e 557 "Cagliari".

La base della formazione è rappresentata dal membro di Bruncu Spollittu (**PSR₁**) costituito da metarcose, metarenarie e metaconglomerati minuti con clasti ben classati di quarzo e più rari feldspati di dimensioni millimetriche. Gli strati arenacei contengono talvolta lamine sedimentarie di minerali pesanti. Verso l'alto si passa al membro di Sa Murta, limitato a pochi metri di spessore di metasiltiti alternate a metarenarie fini (**PSR₂**), e al membro di Bruncu is Mallorus (**PSR₃**), costituito da metarenarie fini e metasiltiti che in altre aree sono riccamente fossilifere, con un'associazione a trilobiti, crinoidi, brachiopodi, gasteropodi, cistoidi (CALVINO, 1959; BARCA & DI GREGORIO, 1979; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1979).

Lo spessore è variabile, probabilmente a causa delle irregolarità morfologiche degli apparati vulcanici su cui la formazione trasgredisce, ma dovrebbe raggiungere al massimo i 70 m di spessore (Loi, 1993).

A S di M. Acutzu, quasi al contatto con i sottostanti porfidi grigi, in prossimità di una cava abbandonata sono stati rinvenuti articoli di crinoidi in metarenarie grossolane grigie.

La formazione di Punta Serpeddì ha carattere trasgressivo alla base (Trasgressione caradociana *Auct.*), mentre la sua parte superiore testimonia l'instaurarsi di ambienti litorali e di piattaforma neritica a sedimentazione terrigena.

Ordoviciano Superiore



Fig. 19 - Stratificazione nella formazione di Punta Serpeddì a S di M. Genis immergente verso SE (la foto è scattata verso NE).

1.4.6. - Formazione di Tuviois (TUV)

È presente solo un piccolo affioramento nell'estremo angolo SE del Foglio, che si estende poi in maniera significativa negli adiacenti Fogli 549 "Muravera" e 557 "Cagliari". L'affioramento non permette una completa osservazione della litologia originaria. Si tratta di metasiltiti a grana medio-fine, ricche in carbonato di calcio, di colore grigio bruno, in genere silicizzate. Non si riconoscono strutture sedimentarie o resti fossili a causa del termometamorfismo di contatto legato alla messa in posto dei leucograniti di Monte Genis.

Insieme alla formazione di Punta Serpeddì anche la formazione di Tuviois, per il suo contenuto fossilifero, è attribuita all'Ordoviciano Superiore.

Ordoviciano Superiore

2. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

Nel Foglio Senorbì il complesso intrusivo tardo-paleozoico (Carbonifero superiore - Permiano), è costituito da quattro unità intrusive:

- gabbri di Casa Cardo;
- granodioriti di Riu Pireddu;
- monzograniti di Barrali;
- leucograniti di Monte Genis.

Molto diffusi sono inoltre i corpi filoniani sia acidi che basici ed ammassi correlati.

2.1. - GABBRI DI CASA CARDO (**URD**)

Queste rocce intrusive, già definite come intrusioni granodioritiche (NATALE, 1969), affiorano con piccole estensioni in più punti nell'area di Casa Cardo e lungo la strada comunale che dalla zona artigianale di Silius porta verso S. Maria Nuraxi. In affioramento le rocce si presentano in genere fortemente alterate per processi di argillificazione, con nuclei meno alterati di colore scuro e una struttura microcristallina con cristalli tendenzialmente equigranulari di plagioclasio e femicli rappresentati probabilmente da anfiboli. Questa intrusione ha indotto nella roccia incassante un sensibile, per quanto non esteso, metamorfismo di contatto testimoniato dalla formazione di *skarn* a granati ed epidoto nei litotipi carbonatici e neoformazione di andalusite in quelli terrigeni.

Le osservazioni e le analisi effettuate (tab.3) permettono di classificare queste rocce intrusive come gabbrodioriti.

Carbonifero superiore - Permiano

2.2. - GRANODIORITI DI RIU PIREDDU (**PDU**)

Gli affioramenti di questa unità intrusiva, già indicati come granodioriti e dioriti (CALVINO, 1956) o come tonaliti (CARMIGNANI *et alii*, 1996), costituiscono un corpo allungato in senso NE-SW tra Bruncu su Cani e Bruncu somme de sa Ni, nel settore SE del Foglio. Gli affioramenti migliori sono osservabili lungo la S.P. Dolianova - S. Nicolò Gerrei nei pressi delle fonti di S. Giorgio, dove, a causa della modesta alterazione, danno origine a rilievi ripidi e rocciosi.

Macroscopicamente mostrano una struttura isotropa, con grana da fine a media per cristalli di quarzo, plagioclasio, feldspato potassico e biotite (fig.20). Sono presenti inoltre frequenti inclusi melanocrati di 5-10 cm di diametro.

Tab. 3 - Composizione chimica dei campioni di roccia totale mediante ossidi ed elementi in tracce, relativo alle rocce intrusive tardo-paleozoiche del Foglio 548 "Senorbi".

ELEMENTI MAGGIORI % IN PESO							
	<i>Filone basico (fi)</i>	<i>Gabbri (URD)</i>	<i>Granodioriti (PDU)</i>		<i>Monzograniti (RRL)</i>		<i>Leucograniti (GEI)</i>
	AE150	FA200	AE151	AE152	AE160	MS172	FA205
SiO ₂	54,42	54,47	69,49	65,86	72,3	72,01	74,68
TiO ₂	1,08	0,82	0,37	0,62	0,19	0,32	0,13
Al ₂ O ₃	17,39	18,09	15,97	16,28	15,71	15,44	14,39
Fe ₂ O ₃	1,24	1,19	0,32	0,31	0,03	0,19	1,44
FeO	5,52	5,59	2,37	3,66	1,92	1,62	0,2
MnO	0,13	0,13	0,05	0,07	0,06	0,05	0,01
MgO	6,14	5,79	1,5	2,33	0,41	0,58	0,09
CaO	7,78	7,49	2,09	3,89	1,44	1,41	0,07
Na ₂ O	2,5	1,84	2,57	2,38	3,09	3,24	2,98
K ₂ O	1,78	1,81	3,94	3,57	4,46	4,55	5,25
P ₂ O ₅	0,21	0,14	0,18	0,2	0,09	0,12	0,01
L.O.I.	2,08	2,7	1,21	0,96	0,53	0,78	0,8
totale	100,27	100,06	100,06	100,13	100,23	100,31	100,05
ELEMENTI MINORI IN PPM							
Zr	144	112	111	173	98	83	168
Nb	8	10	14	14	13	13	17
Y	30	24	20	23	23	19	42
Sr	365	340	162	209	96	128	35
Rb	82	61	163	124	191	198	187
Ba	357	379	553	718	738	576	861
Ni	54	18	11	20	3	1	2
V	246	266	51	88	11	22	<1
Th	8	7	10	12	8	6	22
Zn	86	135	36	63	53	59	34
Cr	254	43	36	57	13	14	7
Co	30	24	10	15	15	6	4
U	2	2	5	4	7	9	6
Pb	34	19	42	20	29	33	14
La	16	23	27	35	16	23	70
Ce	34	47	55	69	45	46	136



Fig. 20 - Aspetto mesoscopico delle granodioriti di Riu Pireddu affioranti presso le fonti di S. Giorgio (Dolianova).

Microscopicamente la tessitura è equigranulare o debolmente inequigranulare con prevalenti plagioclasti eudrali di tipo andesinico, in genere zonati, quarzo e feldspato potassico anedrali. Hanno un indice di colore intorno al 20% con la biotite come unico femico sovente alterata in clorite, mentre la sericite e l'epidoto costituiscono il prodotto di alterazione dei plagioclasti. Tra gli accessori sono presenti rare apatiti e zirconi.

In base alle determinazioni modali ed alle analisi chimiche queste rocce plutoniche sono state classificate come granodioriti e, più raramente, granodioriti tonalitiche (v. tab.3).

Le granodioriti di Riu Pireddu hanno rapporti intrusivi sia con le arenarie di San Vito, sia con i porfidi Grigi del Sarrabus, mentre il contatto con i monzograniti di Barrali non è ben definito. Per alcune centinaia di metri il corpo intrusivo ha indotto un termometamorfismo apprezzabile soprattutto nelle arenarie di San Vito con neoformazione di andalusite in genere sericitizzata e biotite in aggregati policristallini.

Carbonifero superiore - Permiano

2.3. - MONZOGRANITI DI BARRALI (RRL)

Affiorano come un corpo di estensione importante tra Pimentel, Donori e Sant'Andrea Frius, con un'orientazione all'incirca NW-SE; altri piccoli affioramenti si trovano poi tra Ortacesus e Guasila, dove danno luogo a piccoli rilievi che spuntano al disotto delle coperture mioceniche. Le osservazioni migliori sono possibili lungo la S.S.387 all'altezza di M. Santa Barbara (fig.21).

Alla scala dell'affioramento presentano un colore tipicamente grigio quando non alterati e, più frequentemente, rosato per alterazione; la struttura è isotropa a grana media. Al microscopio mostrano una tessitura tendenzialmente equigranulare con cristalli K-feldspato peritico, quarzo, plagioclasio oligoclasico e biotite; talvolta nei pressi di Ortacesus il quarzo si presenta ricristallizzato in aggregati policristallini a testimoniare uno *stress* tettonico da mettere probabilmente in relazione alle faglie di direzione campidanese responsabili della venuta a giorno dei graniti. Le analisi modali e chimiche collocano queste rocce nel campo dei monzograniti (v. tab.3).

Carbonifero superiore - Permiano



Fig. 21 - Monzograniti di Barrali affioranti al km 29,5 della S.S.387 (Donori).

2.4. - LEUCOGRANITI DI MONTE GENIS (GEI)

Costituiscono il rilievo dalla caratteristica forma cupoliforme nel bordo sud-occidentale del Foglio da cui l'unità intrusiva prende il nome. Il plutone si presenta intensamente fratturato e iniettato da filoni di porfidi granitici (fp), con sistemi di fratture sub-verticali orientati in prevalenza N-S e sistemi sub-orizzontali o debolmente inclinati. Le rocce sono raramente fresche per i processi di alterazione che hanno alterato il feldspato in minerali argillosi conferendo al litotipo un colore rossastro (fig.22).



Fig. 22 - *Tipico aspetto dei leucograniti di M. Genis con in evidenza le cavità miarolitiche di dimensioni millimetriche (loc. M. Genis).*

Si tratta di leucograniti a grana medio-fine, caratterizzati da strutture miarolitiche con cavità millimetriche, delineate da cristalli spesso euedrali di quarzo e K-feldspato rosa e dalla presenza di fluorite idrotermale (Boi *et alii*, 1982). L'analisi microscopica rivela una tessitura equigranulare ipidiomorfa, la paragenesi è data da K-feldspato e quarzo con struttura grafica (fig.23), oligoclasio e scarsa biotite, tra gli accessori sono frequenti titanite e magnetite.

Per questo plutone viene ipotizzato un raffreddamento isobarico abbastanza rapido (FREZZOTTI, 1992). L'intrusione ha indotto una modesta aureola metamorfica nelle rocce cambro-ordoviciane incassanti.

Carbonifero superiore - Permiano

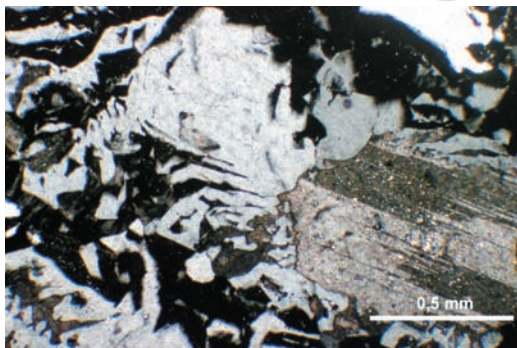


Fig. 23 - *Aspetto microscopico dei leucograniti di Monte Genis con evidente feldspato alcalino e quarzo con struttura micrografica. Foto in sezione sottile, 2 nicols incrociati. N di M. Genis (coord.: 277-647).*

2.5. - CORTEO FILONIANO

2.5.1. - *Porfidi granitici (fp)*

I filoni di porfidi granitici costituiscono i maggiori corpi filoniani dell'area. Si tratta di filoni di dimensioni molto variabili, anche se la maggioranza di essi ha spessore generalmente non superiore a 5-6 m; unica eccezione è rappresentata del grosso filone di spessore ettometrico che si segue con continuità per oltre 7 km tra S. Nicolò Gerrei e M. Genis (fig.24). I “porfidi” sono più tenaci e compatti delle rocce incassanti e dal punto di vista morfologico formano quindi creste in netto rilievo.



Fig. 24 - Filoni di porfido granitico con tipico colore rossastro intersecati dalla S.S.387 tra Planu 'e Sànguni e S. Nicolò Gerrei.

Hanno colore tipicamente rosso mattone o ocreo, la struttura varia da afirica a porfirica, al microscopio i minerali fondamentali sono rappresentati da fenocristalli millimetrici di quarzo, in parte riassorbito, feldspato potassico, scarso oligoclasio e subordinata biotite, dispersi in una massa di fondo quarzoso-feldspatica, in genere poco distinguibile per la presenza di ossidi di ferro (fig.25). La struttura è generalmente isotropa, anche se talvolta, lungo le salbande, sono presenti foliazioni di flusso marcate da differenze cromatiche e composizionali.



Fig. 25 - Aspetto macroscopico dei filoni di porfidi granitici con struttura porfirica in località Planu 'e Sànguni.

Queste manifestazioni tagliano il basamento metamorfico e granitico seguendo un andamento preferenziale intorno a N 140-160E e più raramente N-S, rari sono i filoni orientati NE-SW o E-W. Secondo GHEZZO & ORSINI (1982) i filoni di tipo granitico della Sardegna sud-orientale rappresentano le fasi di cristallizzazione tardiva ipoabissale legate alle intrusioni leucocrate tardo-erciniche secondo i sistemi di frattura prevalenti del basamento metamorfico.

Carbonifero superiore - Permiano

2.5.2. - Filoni intermedio-basici (f)

Affiorano in quantità subordinata rispetto ai filoni di porfidi granitici, con spessori che in genere non superano i pochi metri; solo in alcuni casi, come ad E di Silius in località Bruncu Bidde e' Fracci, gli spessori superano alcune decine di metri.

Macroscopicamente si mostrano in genere alterati, con un colore bruno-verdastro e struttura subafirica, debolmente porfirica o microcristallina. L'esame in

sezione sottile mostra fenocristalli di plagioclasio zonato, spesso completamente seriticizzato, femici alterati e plaghe di clorite secondaria in massa di fondo a tessitura sostanzialmente intersertale; talvolta è presente il quarzo in cristalli subarrotondati per fenomeni di riassorbimento magmatico.

Tra i filoni intermedio-basici sono stati classificati anche i corpi di spessore pluridecamentrico affioranti in località Matta Manna, lungo la strada provinciale Dolianova - S. Nicolò Gerrei, che presentano una struttura microcristallina e un'affinità petrografica e chimica con le gabbrodioriti di Casa Cardo (v. tab.3). Come tutto il corteo filoniano sono chiaramente successivi a tutti i corpi intrusivi mentre non è molto evidente in campagna il rapporto di messa in posto con i filoni di tipo granitico.

Generalmente i filoni basici sono considerati successivi alle manifestazioni filoniane acide, cosa apparentemente confermata anche da alcune datazioni radiometriche effettuate nel sistema filoniano del Sarrabus (RONCA *et alii*, 1999), alcune volte tuttavia (fig.26) sono stati osservati filoncelli acidi attraversare con lo stesso andamento filoni basici di più elevato spessore.

Carbonifero superiore - Permiano



Fig. 26 - Filone intermedio-basico (fi) di spessore decamentrico intruso da due filoni di porfido (fp) di spessore decimetrico, visibile lungo la strada che sale a Sedda de Marru, presso Donori.

2.5.3. - *Filoni idrotermali (fq)*

Affiorano raramente con spessori che difficilmente superano qualche metro e quindi spesso non cartografabili. Oltre al quarzo essi possono contenere fluorite, che può divenire dominante, barite, calcite e solfuri metallici, soprattutto galena. Su filoni di questo tipo è impostato il cantiere minerario di Silius, ancora in attività, oltre le miniere abbandonate di Bruncu Mannu (Sant'Andrea Frius), Bruncu Cappucciu (Sant'Andrea Frius) e S'Ortu Becciu (Donori).

3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA

All'interno dell'area del Foglio la successione affiora esclusivamente nell'angolo nord-orientale, costituendo la propaggine meridionale del bacino del Mulargia ed Escalapano, che si sviluppa prevalentemente nei fogli 540 "Mandas" e 541 "Jerzu". È costituita da rocce sedimentarie e vulcaniche ed è in parte ricoperta dalla formazione sedimentaria eocenica.

Coerentemente con quanto riportato nel Foglio 540 "Mandas", e quindi apportando un maggior dettaglio rispetto a quanto descritto e cartografato nei fogli 541 "Jerzu" e 549 "Muravera", nella successione sono state distinte le rocce tipicamente di natura sedimentaria, facenti parte della formazione di Rio Su Luda, dalle unità litostratigrafiche vulcaniche, piroclastiti e lave, che hanno una loro precisa collocazione nella successione litostratigrafica permiana affiorante. La successione vulcano-sedimentaria permiana è perciò distinta come segue:

- formazione di Rio Su Luda (**LUD**): conglomerati, epiclastiti ed argilliti con rari livelli carbonatici;
- piroclastiti di flusso (**PFD_a**): nel foglio sono una litofacies intercalata in LUD;
- lave andesitiche in colata (**MTR**): lave a composizione andesitica con resti dell'apparato d'alimentazione in giacitura intrusiva nel resto della successione permiana.

Da un punto di vista più generale questa successione fa chiaramente parte del bacino di Escalapano, descritto e definito in numerosi lavori (CAVINATO & ANEDDA, 1954; VARDABASSO, 1966; PECORINI, 1974b; BARCA *et alii*, 1995a; CASSINIS *et alii*, 1999; PERUSATI *et alii*, 2002).

3.1. - FORMAZIONE DI RIO SU LUDA (**LUD**)

Affiora nella parte nord-orientale del Foglio, con due tipiche litofacies: il conglomerato basale ed i depositi clastici ed epiclastici.

Il conglomerato basale (**LUD_a**) affiora in un piccolo affioramento in prossimità del limite con il Foglio 549 “Muravera”. Ha un caratteristico colore violaceo, è poligenico ed eterometrico, e giace in discordanza basale (*non-conformity*) sul basamento ercinico, con clasti scarsamente elaborati di metamorfiti e subordinatamente di quarzo, in giacitura spesso caotica. La scarsa qualità dell’affioramento non permette di osservare strutture sedimentarie, come invece è possibile nell’area del Lago Mulargia. Lo spessore stimabile della litofacies conglomeratica è inferiore ai 10 m.

Verso l’alto il conglomerato basale passa ad epiclastiti varicolori (**LUD_b**): di colore prevalentemente grigio scuro, disposte in bancate, in alternanze da decimetriche a metriche con depositi a granulometria argilloso-siltosa e più raramente sabbiosa associati a cineriti e livelli selciosi centimetrici.

In questa successione si intercalano inoltre le piroclastiti di Sa Fossada (PFD), descritte nel paragrafo seguente.

Lo spessore totale della formazione è difficilmente stimabile, in quanto sia il contatto con il sottostante basamento metamorfico, sia il contatto di tetto sono spesso interessati da faglie dirette. Dove è possibile osservare i contatti non tettonizzati, come nella parte più meridionale degli affioramenti rilevati, lo spessore sembra non superare i 50 m.

Le facies litologiche riconosciute e cartografate nel Foglio non presentano un rilevante contenuto fossilifero, ma nelle aree adiacenti le litofacies più fini, in particolare le siltiti, contengono resti fossili di piante, macro e microflora (PECORINI, 1974b; BROUTIN *et alii*, 1995; BROUTIN *et alii*, 1996; PERUSATI *et alii*, 2002; PITTAU *et alii*, 2008), che permettono un’attribuzione all’Autuniano, come già ipotizzato da altri autori per il bacino di Seui, caratterizzato da un’analoga successione litostratigrafica (MAXIA, 1938; COMASCHI CARIA, 1959).

Permiano Inferiore (Autuniano)

3.2. - PIROCLASTITI DI SA FOSSADA (**PFD**)

Affiorano mal esposte ad E di P.ta Corongiu. Negli adiacenti fogli Jerzu e Muravera sono indicate con la sigla “π”.

Sono prodotti di flusso piroclastico, in giacitura massiva con tessitura eutassitica, dove le analisi modali eseguite riflettono un chimismo riolitico e riolacitico. La litofacies riconosciuta nel Foglio (**PFD_a**) ha un colore debolmente rosato, ed è caratterizzata da una tessitura porfirica per fenocristalli di quarzo, K-feldspato, plagioclasio, biotite e rari brandelli di pomici e fiamme.

La potenza è di circa 20 m.

Permiano Inferiore

3.3. - ANDESITI DI MATARACUI (MTR)

Affiorano nel settore nord-orientale in espandimenti che costituiscono l'areale maggiore della successione vulcano-sedimentaria del Foglio. Negli adiacenti fogli Jerzu e Muravera sono indicate con la sigla "α".

Si tratta di lave in colata di colore scuro, con tessitura olocristallina e struttura porfirica per fenocristalli di plagioclasio immersi in una pasta di fondo microcristallina di feldspati ed ossidi. Il feldspato è spesso alterato in calcite e sericite. Non è comune il quarzo, che ha forma anedrale, e i minerali femici sono rappresentati da anfibolo (orneblenda) e pirosseno, spesso alterati e sostituiti da clorite e da rara biotite. Il chimismo è andesitico.

Il limite inferiore poggia in discordanza sulle epiclastiti varicolori (LUD_b) della Formazione di Rio Su Luda. Il limite superiore è trasgredito in discordanza anche angolare dal membro basale della formazione di Monte Cardiga (FMC_a). Lo spessore delle colate arriva fino a 40 m.

Permiano Inferiore

4. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TERZIARIA

Direttamente in appoggio sulla successione vulcano-sedimentaria permiana e su quella paleozoica, poggiano in discordanza i depositi dell'Eocene Inferiore e dell'Oligocene-Miocene (tav.6); non sono invece presenti i termini della successione mesozoica, che sono ben esposti nei Fogli 540 "Mandas" e 541 "Jerzu".

Come evidente in tutta l'Isola, durante l'Eocene medio si ha una stasi nella sedimentazione marina che poi riprende alla fine dell'Oligocene, quando si instaura un regime tettonico in parte distensivo che porta alla formazione di bacini caratterizzati da una sedimentazione tipica di ambiente marino, diffusi in tutta la Sardegna. Tuttavia dopo l'Eocene Inferiore, negli alti morfo-strutturali corrispondenti agli attuali Sulcis-Iglesiente, Arburese, Barbagia e Nuorese e probabilmente anche una parte della Nurra e della Gallura, le condizioni di continentalità non sono state mai interrotte.

Nel Foglio Senorbì la fase di continentalità si prolunga dal Permiano fino all'Oligocene e viene interrotta dalla trasgressione dell'Eocene Inferiore. Fino all'Oligocene superiore, con la messa in posto di vulcaniti e sedimenti continentali trasgressivi, si ha un nuovo periodo di continentalità, come dimostra l'assenza di depositi marini.

Le vulcaniti, perlopiù, costituiscono il basamento su cui si depongono sedimenti tipici di ambiente transizionale che passano a depositi francamente litorali e marini del Miocene Inferiore.

In base ai rapporti di sovrapposizione riconosciuti in campagna, alle attribuzioni bio-stratigrafiche ed al contesto geologico generale, sono stati distinti due cicli tettono-sedimentari che vanno dall'Oligocene superiore al Burdigaliano medio e dal Burdigaliano superiore al Langhiano superiore (CHERCHI & MONTADERT, 1982; ASSORGIA *et alii*, 1997; SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998; CARMIGNANI *et alii*, 2001c).

4.1. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA

Del periodo paleogenico, nella Sardegna centro-meridionale, sono stati finora certamente riconosciuti e cartografati i depositi transizionali e litorali della formazione di Monte Cardiga (Eocene Inferiore) e quelli continentali della formazione del Cixerri (Eocene medio - ?Oligocene superiore).

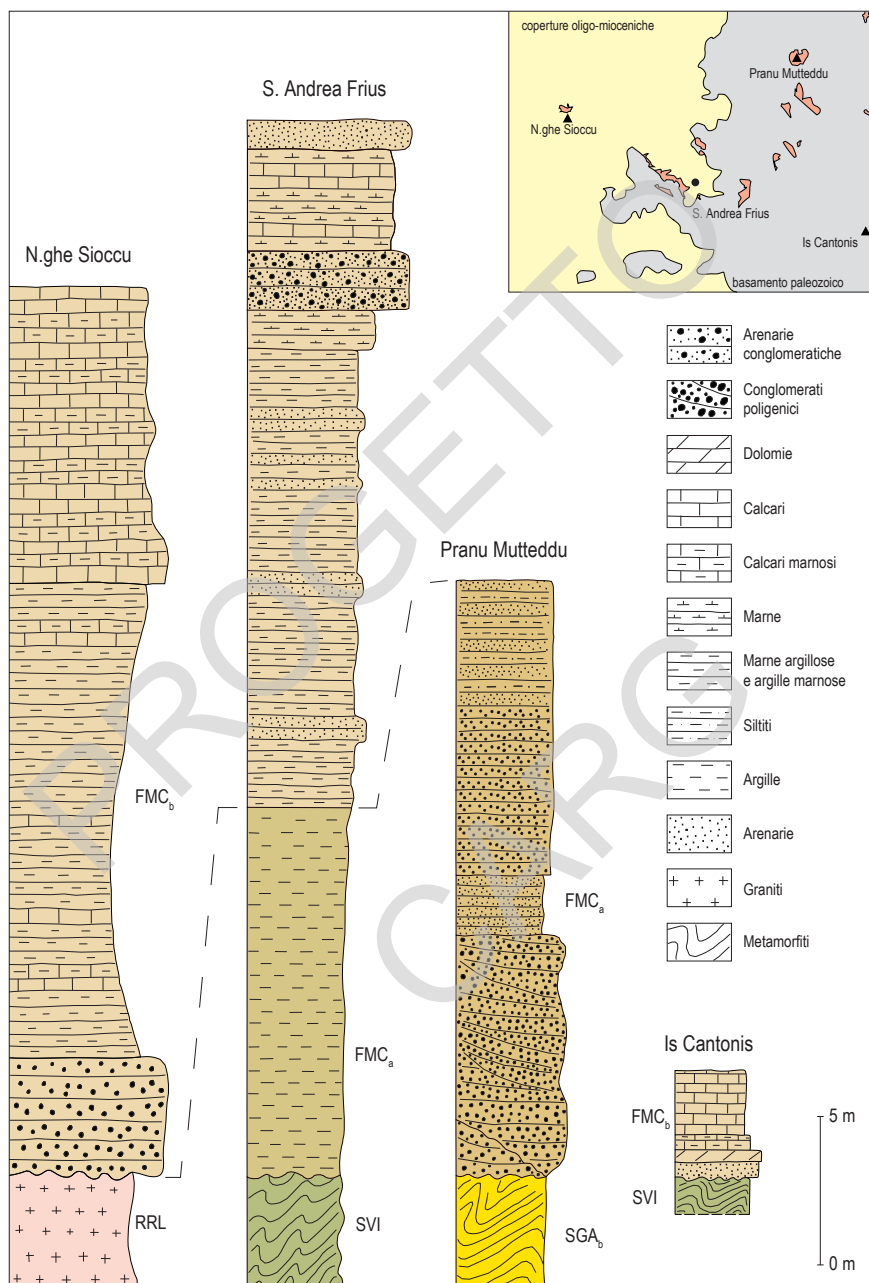
Recentemente, in base alle tracce di presenza di *microcodium* e a considerazioni stratigrafiche e paleoambientali, alcuni autori (MURRU & FERRARA, 1999; MATTEUCCI & MURRU, 2002; MURRU *et alii*, 2003) hanno ipotizzato nella Sardegna centro-meridionale la presenza di sedimenti continentali d'età paleocenica.

4.1.1. - Formazione di Monte Cardiga (FMC)

Questa unità litostratigrafica affiora in maniera estremamente frammentata in limitati settori del Foglio (tav.7). Rispetto al limitrofo Foglio 549 "Muravera", dove a M. Cardiga affiorano tutte e tre le litofacies che caratterizzano la formazione, nel Foglio Senorbì non è presente la litofacies clastica di tetto (FMC_c in CARMIGNANI *et alii*, 2001a; 2001b), se non con spessori non cartografabili a S. Andrea Frius.

Gli affioramenti più estesi, in giacitura sub-orizzontale, sono rappresentati dalla litofacies clastica basale (FMC_a), che affiora tra S. Andrea Frius e M. Ixi e tra Silius e Pranu Mutteddu (toponimo riportato in letteratura che in carta è indicato come "Su Motroxìu") di Goni, direttamente trasgressiva sul basamento paleozoico. Si tratta di un'alternanza di arenarie ben cementate, con conglomerati poligenici grossolani disposti in spessi strati, solitamente ben classati, a prevalenti elementi ben elaborati di quarzo, liditi e "porfidi" (fig.27).

In località Nais, poco a NE del cantiere minerario di Genna Tres Montis (Silius), sono stati rinvenuti, all'interno di banchi arenacei, impronte e modelli interni di ceritidi che indicano condizioni ambientali di transizione. Secondo FERRARA *et alii* (1994) presso Pranu Mutteddu la trasgressione marina eocenica è preceduta da alcuni metri di conglomerati di ambiente continentale.



Tav. 7 - Colonnine stratigrafiche della formazione di Monte Cardiga affiorante nei diversi settori del Foglio 548 "Senorbi". Nel riquadro l'ubicazione delle località (■ basamento paleozoico; ■ coperture oligo-mioceniche; ■ depositi eocenici). Da PECORINI, 1963; POMESANO CHERCHI, 1964; MURRU, 1990; FERRARA et alii, 1994; ridisegnati e modificati.



Fig. 27 - Conglomerato eterometrico, con ciottoli del basamento paleozoico, della parte basale della formazione di Monte Cardiga (FMC_a), affiorante in località Pranu Mutteddu a S di Goni.

L'altra litofacies presente nel Foglio (FMC_b) affiora in piccoli lembi in Trexenta (PECORINI, 1963; PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) e a N di M. Genis. L'affioramento meglio esposto è localizzato lungo la S.P. Pimentel-Guasila, dove affiora una sequenza di circa 30 m di spessore, immergente verso NNW, che poggia sui monzograniti di Barrali e che viene sormontata dai conglomerati miocenici della formazione di Nurallao; lungo il taglio stradale si osservano alternanze argilloso-marnose e subordinatamente calcaree in strati di qualche metro di spessore (fig.28) con numerosi fossili sempre di ambiente transizionale (PECORINI, 1963; MATTEUCCI & MURRU, 2003).

Caratteri simili presenta l'affioramento di Genna Coxinas, poco a S di S. Andrea Frius (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), dove livelli calcareo-marnosi di spessore metrico contenenti resti di ostrее ed echinidi sono intercalati a sedimenti arenacei-argillosi, per uno spessore complessivo di circa 30 m. Sulle pendici settentrionali di M. Genis, in località Is Cantonis, è presente infine un piccolo lembo di sedimenti quasi esclusivamente carbonatici (POMESANO CHERCHI, 1964) di qualche metro di spessore, ormai pressochè obliterati dalle lavorazioni agricole.

Le litofacies e le biofacies indicano condizioni ambientali con maggiori e più frequenti influenze marine rispetto a quelle esistenti nella successione eocenica della Sardegna sud-occidentale (Sulcis), e diventano ancora più franca-



Fig. 28 - Successione dell'Eocene Inferiore lungo la S.P. Pimentel-Guasila. Si notano i livelli calcareo-marnosi ben stratificati immergenti verso NNW.

mente marine andando più ad E, nella successione eocenica della Sardegna orientale (Salto di Quirra). Non è da escludere pertanto che gli affioramenti eocenici del Gerrei rappresentino la facies di transizione dall'ambiente lagunare del Sulcis a quello francamente marino del Salto di Quirra (VARDABASSO, 1962).

Le ricerche biostratigrafiche hanno confermato che la formazione di Monte Cardiga è da riferire all'Ypresiano (MATTEUCCI, 1985a; 1985b).

La presenza dei sedimenti eocenici a quote molto diverse denota inoltre importanti movimenti tettonici di età oligocenica o miocenica basale come già evidenziato da BENE (1941) e POMESANO CHERCHI (1962).

Eocene Inferiore

4.1.2. - Formazione del Cixerri (CIX)

La formazione del Cixerri (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), nota anche come "Arenarie sterili del Sulcis" o "Arenarie del Cixerri", è una formazione sedimentaria continentale che affiora per limitate estensioni al bordo SW del foglio, a SE dell'abitato di Nuraminis. Gli affioramenti migliori sono osservabili in prossimità della S.S.131 in località Garroppu Dessì e lungo i tagli stradali della S.S.128 presso il km 1,3.

Litologicamente è costituita da ripetute alternanze di arenarie quarzoso-feldspatiche, siltiti e livelli di conglomerati, le arenarie mostrano talvolta una stratificazione incrociata.

Non essendo osservabile la base risulta difficoltoso stabilirne lo spessore; quello misurabile è di circa 30 m, ma considerando le relazioni geometriche tra i vari affioramenti è possibile ipotizzare uno spessore comunque inferiore ai 100 m. Il contatto a tetto è molto netto con la formazione di Ussana, per variazione litologica da arenarie a conglomerati grossolani eterometrici.

Queste arenarie vengono attribuite alla formazione del Cixerri per affinità litologica con i litotipi riconosciuti nel Sulcis, e per la loro posizione stratigrafica, precedente alla messa in posto delle vulcaniti oligo-mioceniche.

L'età della formazione del Cixerri può essere riferita all'Eocene medio - Oligocene superiore (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), in quanto nel Sulcis-Iglesiente, sia in affioramento che in sondaggio, ricopre le formazioni dell'Eocene Inferiore, è intrusa dalle vulcaniti dell'Oligocene superiore ed è ricoperta da sedimenti dell'Aquitano. L'ambiente deposizionale è continentale, di tipo fluvio-lacustre e, subordinatamente, lagunare.

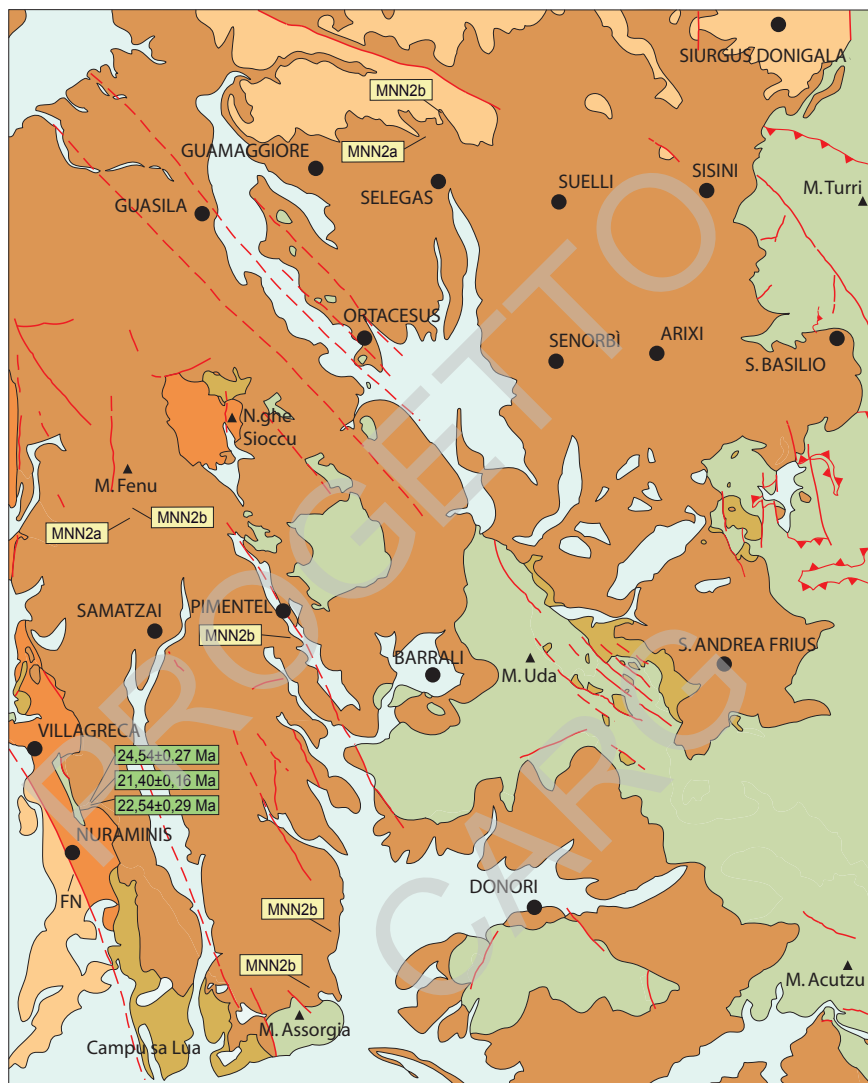
?Eocene medio - ?Oligocene superiore

4.2. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA OLIGO-MIOCENICA

Dall'Oligocene superiore fino al Tortonian si ha la messa in posto di successioni vulcano-sedimentarie che interessano l'intera Isola dal Golfo di Cagliari a quello dell'Asinara, connesse ad un'evoluzione geodinamica alpino-appenninica che origina una serie di bacini conosciuti in letteratura come Fossa sarda ("*Rift Sardo*" *Auct.*), e sulla cui evoluzione esistono diverse interpretazioni (CHERCHI & MONTADERT, 1982; ASSORGIA *et alii*, 1997; FUNEDDA *et alii*, 2000; CARMIGNANI *et alii*, 2001c; CASULA *et alii*, 2001; OGGIANO *et alii*, 2009).

La maggior parte degli Autori concordano nell'individuare nelle successioni oligo-mioceniche tre cicli sedimentari: un "I ciclo miocenico" di età Oligocene superiore - Burdigaliano inferiore, un "II ciclo miocenico" di età Burdigaliano superiore - Langhiano, ed un "III ciclo miocenico" dal Serravaliano al Tortoniano-?Messiniano. I prodotti di quest'ultimo ciclo non affiorano nel foglio, ma sono distinguibili solamente nei colli di Cagliari, nel Sinis e nel Logudoro-Sassarese.

Le formazioni del "I ciclo" presentano una sedimentazione condizionata dalla tettonica, che è invece poco o nulla presente nelle formazioni sedimentarie del "II ciclo". I rapporti tra i due cicli sono evidenziati da discordanze angolari e dalla presenza alla base della discordanza di litologie più grossolane, e ovviamente da associazioni biozonali differenti (tav.8).



LEGENDA

- DEPOSITI QUATERNARI
- SUCCESSIONE SEDIMENTARIO-VULCANICA II CICLO MIOCENICO (Burdigaliano sup. - Langhiano)
- SUCCESSIONE SEDIMENTARIO-VULCANICA I CICLO MIOCENICO (Oligocene sup. - Burdigaliano inf.)
- SUCCESSIONE VULCANICA OLIGOMIOCENICA
- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA
- SUCCESSIONI PALEOZOICHE INDISTINTE

- Biozone determinate con analisi su nannofossili secondo la zonizzazione di FORNACIARI & RIO (1996) (dati originali Progetto CARG)
- Datazioni determinate con analisi isotopica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ su valve di ostridi (dati originali Progetto CARG)
- FAGLIA CERTA
- FAGLIA PRESUNTA

Tav. 8 - Ubicazione dei campioni su cui sono state eseguite datazioni della successione miocenica nel Foglio 548 "Senorbì" tramite le associazioni di nannofossili e i rapporti isotopici dello stronzio.

4.2.1. - *Successione vulcanica oligo-miocenica*

4.2.1.1. - Andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN)

Rappresentano i prodotti di base del complesso vulcanico e affiorano nella parte occidentale del Foglio in lembi isolati dalle coperture quaternarie. L'affioramento più rilevante, anche per la presenza del fronte di una vecchia cava che facilita le osservazioni, è quello di M. Leonaxi (fig.29) situato a NE di Villagrecia, e rappresenta un duomo andesitico la cui tipologia è analoga a quella dei più appariscenti duomi di Furtei, nell'adiacente Foglio 547 "Villacidro".



Fig. 29 - Foto panoramica delle andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN), presso M. Leonaxi (Località Villagrecia).

Litologicamente prevalgono le lave massive faneritiche, di colore nerastro e grigio-nerastro al taglio fresco, verdastro o violaceo quando la roccia è alterata e dove talora spiccano vene silicee rosse e vene bianche di calcedonio. La struttura è porfirica per fenocristalli di plagioclasio, anfibolo e rari quarzo e biotite.

Nei pressi della strada comunale a S di M. Leonaxi ed alla periferia di Nuraminis affiorano brecce costituite da elementi di andesite, da clasto-sostenute a matrice-sostenute, che rappresentano depositi dovuti all'accumulo di porzioni laviche franate del domo vulcanico in formazione.

In sezione sottile (fig.30) le lave mostrano tessitura da isotropa a pseudofluidale. Il minerale più abbondante è il plagioclasio, con fenocristalli di dimensioni anche maggiori di 5 mm, di composizione andesinica. Tra le fasi femiche l'anfibolo di composizione orneblendica rappresenta la più importante, con cristalli di dimensioni talvolta anche maggiori di 5 mm, mentre la biotite è subordinata, così come il pirosseno di tipo augitico in microcristalli. Il quarzo, accessorio, presenta fenomeni di riassorbimento dovuti all'instabilità della fase mineralogica all'interno del magma. Fra gli ossidi si distinguono magnetite, ilmenite e idrossidi. La massa fondamentale, da micro a criptocristallina, è formata da una fase feldspatica in associazione con ossidi presenti in percentuale variabile.

È osservabile un'alterazione evidenziata principalmente da fillosilicati tra cui clorite e, subordinatamente, da calcite e minerali argillosi tra cui sericite; a queste fasi spesso si aggiunge l'ossidazione che altera sia le fasi della massa fondamentale che i fenocristalli; l'abbondanza di ossidi e idrossidi spesso conferisce alla roccia una colorazione dal marrone al rosso.



Fig. 30 - Tipica struttura porfirica con tessitura isotropa delle andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN). Foto in sezione sottile: 2 nicols incrociati.

L'analisi chimica su roccia totale effettuata tramite XFR (X-Ray Fluorescence) su campioni dell'affioramento di M. Leonaxi (tab.4), quello meglio esposto, ha permesso di classificare la roccia come andesite a medio contenuto in potassio.

Tab. 4 - *Composizione chimica delle andesiti di Monte Mannu campionate a M. Leonaxi.*

MONTE LEONAXI - AE210												
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	L.O.I.	TOT.
58,12	0,57	19,08	2,14	4,28	0,12	2,3	6,87	2,24	1,05	0,13	2,36	99,25

Il contatto di letto con la formazione del Cixerri non è osservabile in campagna, mentre il contatto di tetto con i depositi arenaceo-argillosi della formazione di Ussana è osservabile nelle pendici nord-occidentali di M. Su Cruccuri. Lo spessore massimo in affioramento è valutabile in almeno 60-70 m.

Per questa unità vulcanica è stata eseguita una datazione radiometrica su anfibolo, utilizzando un geocronometro ³⁹Ar/⁴⁰Ar, che ha fornito un valore di 28,16±0,39 Ma.

Oligocene superiore

4.2.1.2. - Ignimbrite di Monte Ibera (MIR)

È presente esclusivamente nel bordo occidentale del Foglio dove costituisce la prosecuzione degli affioramenti del Foglio 547 "Villacidro" a cui si rimanda per una descrizione stratigrafica più completa.

Si tratta di un unico flusso piroclastico in facies ignimbrítica, in banchi metrici saldati, alternati a livelli meno saldati.

Le associazioni mineralogiche che caratterizzano questa unità sono simili a quelle dell'unità andesitica anfibolica di Monte Mannu sopra descritta, poiché i minerali principali sono anche in questo caso rappresentati da plagioclasio, anfibolo e quarzo con biotite e pirosseno augitico subordinati.

Il plagioclasio rappresenta la fase più abbondante sia tra i fenocristalli, spesso rotti, che nella massa fondamentale, generalmente alterato soprattutto in sericite in associazione con altri minerali argillosi e calcite; all'interno dei fenocristalli spesso sono presenti inclusioni di ossidi. L'anfibolo rappresenta una fase subordinata rispetto al plagioclasio; visibili sia fenocristalli, talvolta rotti, che microfenocristalli spesso rotti e fratturati; l'alterazione in questo caso è dovuta soprattutto a ossidazione (lungo i bordi ma anche a sostituire completamente il cristallo) e alla presenza di calcite. Il quarzo è presente sia come singolo fenocristallo che all'interno della matrice sotto forma di aggregati microcristallini.

La matrice si presenta di colore grigio e talvolta violaceo, generalmente criptocristallina, formata da microliti di plagioclasio e fasi vetrose alterate. L'associazione mineralogica delle pomici indica un chimismo di tipo andesitico-dacitico.

L'età di questa formazione è deducibile in base ai rapporti stratigrafici: è sovrapposta alle andesiti anfiboliche di Monte Mannu, ma è ricoperta dai sedimenti clastici della formazione di Ussana.

Oligocene superiore

4.2.1.3. - Andesiti di Monte Zara (ZAR)

Rappresentano gli ultimi prodotti del vulcanismo oligo-miocenico di tutta l'area. Gli affioramenti si rinvencono tra Guasila e Pimentel, dove vanno a costituire il domo di Piano Lasina; non sono state riconosciute invece nel limite inferiore del Foglio, come riportato in precedenti lavori (ASSORGIA *et alii*, 1993), perché sul terreno risultano indistinguibili dalle andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN).

In affioramento si presentano come lave massive di colore da grigio-nerastro a bruno-rossastro e mostrano un'evidente struttura porfirica per fenocristalli di plagioclasio e pirosseno; nelle parti più alte la roccia tende ad assumere una tessitura bollosa, come già evidenziato da CALVINO (1956).

In sezione sottile, nonostante un'alterazione più pronunciata, si apprezza una paragenesi simile a quella delle andesiti anfiboliche di Monte Mannu, seppur priva di anfibolo, caratterizzata da plagioclasio a composizione andesinico-labradoritica e clinopirosseno in massa di fondo da micro a criptocristallina, costituita principalmente da plagioclasio e clinopirosseno con alterazioni rappresentate da calcite, clorite e ossidi. ASSORGIA *et alii* (1994a; 1994b) indicano anche la presenza di ortopirosseno e più rara olivina ricca in ferro.

Le analisi chimiche effettuate classificano la roccia come un'andesite basaltica (tab.5).

Tab. 5 - Composizione chimica delle andesiti di Monte Zara campionate a Piano Lasina.

PIANO LASINA - AE211												
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	L.O.I.	TOT.
50,61	0,86	20,93	2,59	5,18	0,09	3,11	8,88	3,32	1,26	0,21	2,1	99,14

Il contatto di base non è osservabile per la presenza di coperture colluviali, mentre il contatto di tetto con le formazioni sedimentarie terziarie è marcato talvolta da megaconglomerati marini a blocchi di andesite della formazione di Nurallao (S.P. Pimentel-Guasila), oppure direttamente dalla formazione dei calcari di Villagrecia. Lo spessore massimo stimabile in affioramento è di circa 100 m.

Oligocene superiore

4.2.2. - Depositi del I ciclo miocenico

I depositi del “I ciclo” mostrano una progressiva evoluzione da ambienti continentali (formazione di Ussana, USS), a transizionali e marini circalitorali (formazione di Nurallao, NLL), con un passaggio sia verticale che laterale verso ambienti più distali a bassa energia (formazione della Marmilla, RML). In zone di mare poco profondo, con scarsi apporti terrigeni ed elevata energia di moto ondoso, si depositavano sedimenti carbonatici (calcarei di Villagrecia, VLG) (v. tav.6).

4.2.2.1. - Formazione di Ussana (USS)

La formazione di Ussana (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) affiora in maniera discontinua in tre distinti settori del Foglio: tra Siurgus Donigala e San Basilio, nei pressi di Nuraminis e a N di M. Genis; affioramenti minori si rinven- gono lungo la S.P. Barrali-Donori e nei pressi del centro abitato di Donori.

Litologicamente la formazione risulta costituita da conglomerati eterome- trici grossolani, con ciottoli e blocchi in genere ben elaborati del basamento pa- leozoico, alternati talvolta a livelli di argille siltose arrossate; le dimensioni dei ciottoli sono molto variabili passando da centimetriche a decimetriche.

Rappresenta un deposito continentale di transizione tra i sedimenti marini miocenici e il basamento paleozoico, come è ben evidente lungo la strada comu- nale Siurgus Donigala - Goni. Nel versante sovrastante San Basilio e nei dintorni di Donori e Barrali sono presenti brecce a blocchi non elaborati di dimensio- ni metriche, messi in posto verosimilmente lungo scarpate di faglia, insieme a ciottoli centimetrici ben arrotondati di quarzo e liditi, probabilmente provenienti dall'erosione dei conglomerati eocenici affioranti nell'area.

Nel settore di Nuraminis la formazione di Ussana affiora lungo la dorsale di Serra sa Scrocca dove sovrasta, in apparente concordanza, le arenarie della formazione del Cixerri. In mancanza di sicuri riferimenti litostratigrafici e paleon- tologici il contatto di base è stato posto in corrispondenza di una marcata varia- zione litologica, con il passaggio dalle arenarie ben classate della formazione del Cixerri a conglomerati eterometrici grossolani che contengono talvolta ciottoli di andesiti terziarie (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), che passano gradual- mente a depositi litorali marini della formazione di Nurallao.

Nel settore orientale la formazione è conservata in piccoli lembi lungo la S.P. 14 tra Dolianova e S. Nicolò Gerrei, mentre costituisce vasti affioramenti a N di M. Genis, sin oltre S. Nicolò Gerrei. Tra i costituenti spiccano in particolare i blocchi di leucograniti di Monte Genis (fig.31), che indicano in questo settore un senso di trasporto da N verso S.



Fig. 31 - Conglomerato della formazione di Ussana affiorante lungo la S.P. Dolianova - S. Nicolò Gerrei. Si riconoscono i blocchi ben arrotondati, di colore rossastro, dei leucograniti di Monte Genis.

Questi affioramenti, conosciuti in letteratura come “Alluvioni antiche di San Nicolò Gerrei”, sono stati attribuiti al Pliocene (GORTANI & LIPPARINI, 1935) o al Pleistocene (CAVINATO & BENEIO, 1959); in mancanza di riscontri stratigrafici e paleontologici l’attribuzione adottata si basa su analogie litostratigrafiche con i depositi di sicura attribuzione alla formazione di Ussana presenti nella parte W del Foglio, tenuto anche conto che nella Sardegna meridionale non sono conosciuti depositi più recenti con siffatte caratteristiche litostratigrafiche e giaciture.

L’ambiente di deposizione della formazione di Ussana è chiaramente alluvionale essendovi rappresentati sia ambienti di conoide, sia di tipo deltizio; lo spessore, per l’irregolarità del substrato, è estremamente variabile, ma comunque nell’ordine di alcune decine di metri.

CHERCHI & MONTADERT (1984) interpretano questa formazione, assieme agli elevati spessori di sedimenti marini aquitaniani sovrastanti, come depositi sin-tettonici legati allo sviluppo del “*Rift* sardo”, che rappresenterebbe il ramo più orientale di un complesso sistema di *rift* (Bacino del Reno, di Bresse, di Limagne, di Valencia, *etc.*) che ha interessato la Placca sud-europea ed è geodinamicamente legato all’apertura del Bacino balearico. SOWERBUTTS & UNDERHILL (1998) ugualmente gli attribuiscono il significato di deposito coevo con la formazione di alti strutturali dovuti a faglie dirette.

Poiché la formazione di Ussana è coeva agli analoghi depositi clastici connessi con le strutture transpressive e transtensive della Sardegna settentrionale e della Corsica ercinica (ad esempio: conglomerato di Cuccuru 'e Flores, DIENI & MASSARI, 1965), CARMIGNANI *et alii* (1992; 1994a) ritengono che anche questa formazione rappresenti una successione continentale sintettonica associata alla collisione nord-appenninica che ha preceduto la fase estensionale burdigaliana.

In base alla collocazione litostratigrafica l'età è da riferire all'Oligocene superiore - Miocene Inferiore (Aquitano Inferiore).

4.4.2.2. - Formazione di Nurallao (NLL)

La formazione di Nurallao affiora con sostanziale continuità nella parte centrale del Foglio da Siurgus Donigala a Donori, continuando poi nel limitrofo foglio Cagliari, altri importanti affioramenti caratterizzano poi l'area tra Ortacesus, Pimentel e Nuraminis. Precedentemente questa formazione era in parte conosciuta come "arenarie di Gesturi", ma per omonimia con le "marne di Gesturi", in accordo con le norme internazionali, il nome è stato così modificato (FUNEDDA *et alii*, in stampa). Inoltre la parte conglomeratica basale della formazione, seppure di ambiente marino, era talvolta associata alla formazione di Ussana.

Marca l'inizio delle deposizioni sedimentarie marine ed è suddivisa in due membri in base alla profondità di sedimentazione, quindi all'ambiente di deposizione: "conglomerato di Duidduru" (NLL₁) e "arenarie di Serra Longa" (NLL₂).

Il conglomerato di Duidduru consiste in depositi conglomeratici a ciottoli eterometrici da arrotondati a subarrotondati, in matrice spesso carbonatica, con locali lenti arenacee e rare intercalazioni di biocalcareni. La composizione dei depositi rispecchia quella del substrato rimaneggiato, costituito in prevalenza dalle arenarie di San Vito dell'Unità tettonica del Sarrabus e localmente da rocce granitoidi (Donori). La matrice è grossolana, mediamente cementata (fig.32). Localmente presenta blocchi di dimensioni di alcune decine di metri cubi di rocce metamorfiche, interpretati come olistoliti franati lungo scarpate di faglia attive sui bordi del bacino di sedimentazione. Gli esempi più appariscenti sono visibili lungo la sponda sinistra del Riu S'Umprixi tra Arixi e Sisini (fig.33).

A questo membro vengono attribuiti i depositi conglomeratici ed arenacei affioranti presso Costa Bissenti Spada e Riu Rettori in precedenza attribuiti alla formazione di Ussana od alla formazione di Riu su Rettore (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; ASSORGIA *et alii*, 1997), in quanto contengono fossili di chiaro ambiente marino; depositi arenaceo-conglomeratici del tutto simili, anche se apparentemente privi di fossili, si rinvencono inoltre ad E di Donori direttamente trasgressivi sul basamento paleozoico.



Fig. 32 - Affioramento del conglomerato di Duidduru poco a SW di S. Andrea Frius.



Fig. 33 - Grosso blocco di porfiroide, indicato dalla freccia, inglobato nelle arenarie conglomeratiche del membro del conglomerato di Duidduru in loc. Riu s'Umprixi (Senorbi).

Il membro delle arenarie di Serra Longa consiste di arenarie, da molto a poco cementate (fig.34), con locale presenza di livelli di ciottoli paleozoici; talora, si passa a vere e proprie sabbie molto pulite, che come il membro sottostante vengono ampiamente cavate. Localmente sono presenti livelli di calcareniti e/o arenarie carbonatiche fossilifere (**NLL_{2a}**) di spessore solitamente non superiore ai 50 cm. Raramente si rinvencono al suo interno ciottoli e blocchi di litologie appartenenti al basamento paleozoico, testimoni di un'intensa attività erosiva sui bordi del bacino di sedimentazione.



Fig. 34 - Strati marcati talvolta da superfici erosive all'interno delle arenarie di Serra Longa, a N di Barrali.

Lo spessore complessivo della formazione di Nurallao è piuttosto variabile, ma sembrerebbe non superare i 100 m. Rappresenta la prima testimonianza di sedimentazione in ambiente marino, in ambienti da transizionali a prossimali-litorali contigui a quelli continentali della formazione di Ussana durante il "I ciclo".

Verso l'alto e lateralmente per parziale eteropia, questa formazione passa a quella della Marmilla (RML) ed ai calcari di Villagrecia (VLG).

Il contenuto fossilifero è abbondante con prevalenti foraminiferi, echi- nodermi, bivalvi, e turrnellidi (LEONE *et alii*, 1984; CHERCHI, 1985a; SERRANO *et alii*, 1997). Recenti datazioni radiometriche realizzate con l'analisi del rapporto isotopico di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ su frammenti di ostriche campionate nel Foglio Senorbì

(v. tav.6) e nel limitrofo foglio 540 “Mandas” (FUNEDDA, *et alii* in stampa) e la posizione stratigrafica di questa successione (CHERCHI & MONTADERT, 1984) indicano un intervallo di tempo dall'Oligocene superiore fino al Burdigaliano inferiore.

L'ambiente deposizionale varia da transizionale, a volte con apporti detritici grossolani, a marino-litorale evidenziato da barre litorali.

Oligocene superiore - Burdigaliano inferiore

4.2.2.3. - Calcarei di Villagreca (VLG)

I calcari di Villagreca affiorano con continuità nella parte occidentale del Foglio Senorbì, costituendo una dorsale con direzione NW-SE. Il loro nome deriva dal centro abitato Villagreca, poco a N di Nuraminis, presso il quale tale litologia è meglio esposta.

Sono calcareniti e calciruditi in facies di scogliera, in massima parte coralligeni, talvolta massicci talaltra ben stratificati, di colore grigio chiaro, con abbondanti litotamni ed ostree. A volte si tratta di vere e proprie bioerme costituite da colonie di coralli e/o di briozoi talvolta ben conservate, come nel versante SE di M. Matta Murrone in prossimità del serbatoio, altre volte costituiscono delle biostrome (versante W della stessa collina).

Lo spessore e lo sviluppo areale è assai variabile; i maggiori spessori si possono osservare nel M. Coa Margine (NE di Villagreca) ed a NW di Samatzai, dove i calcari raggiungono spessori anche di 25-30 m o poco più e vengono interamente cavati. In altri settori tale spessore si assottiglia, come nella zona a SE di Samatzai, per passare, in eteropia di facies, a depositi arenacei e marnosi miocenici (formazioni di Nurallao e della Marmilla).

Il basamento della scogliera è costituito, ad E di Villagreca, da vulcaniti oligo-mioceniche (andesiti di Monte Mannu), come osservabile per un ampio tratto nei pressi di M. Coa Margine (fig.35); alle pendici occidentali di M. Matta Murrone, in prossimità della cava, poggiano sulla formazione di Ussana, così come avviene anche a SSE di Samatzai (Bruncu Murdegu, Roccia Ferrante *etc.*). In prossimità di N.ghe Sioccu i calcari poggiano direttamente sui monzograniti di Barrali (fig.36).

L'età è riferita in letteratura all'Aquitano - Burdigaliano inferiore (Pecorini & Pomesano Cherci, 1969; Cherci, 1974; Cherci, 1985a). Nel corso del rilevamento del Foglio Senorbì nuove analisi sul rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, su frammenti di ostree raccolti a più livelli della formazione, eseguite da F. Castorina (Univ. Roma La Sapienza), hanno fornito un'età (v. tav.8) variabile tra $24,47 \pm 0,27$ e $21,40 \pm 0,16$ Ma (secondo Hodel *et alii*, 1991).

?Oligocene superiore - Burdigaliano inferiore



Fig. 35 - *Calcari di Villagreca (VLG) inclinati verso ENE, indicati dalla freccia, sovrastanti la successione vulcanica oligo-miocenica. Località: E di Villagreca.*



Fig. 36 - *Bancone di calcareniti dei calcari di Villagreca (VLG) in appoggio direttamente sui monzograniti di Barrali (RRL) nei pressi della S.P. Pimentel-Guasila.*

4.2.2.4. - Formazione della Marmilla (RML)

Affiora estesamente nella parte occidentale del Foglio ed è costituita da alternanze marnoso-arenacee giallognole (fig.37), ad elevata componente vulcanica, talora torbiditiche, di ambiente marino distale, ricche di foraminiferi e di altri organismi planctonici. A volte prevalgono i livelli marnosi, altre volte quelli arenacei più competenti, talora assai grossolani e compatti, di colore dal bruno-giallognolo al grigiastro; questi ultimi presentano solitamente spessori limitati, sono localmente bioturbati e intercalate possono contenere lenti arenacee meno cementate e ricche di frustoli vegetali carboniosi. A questa formazione, spesso interessata da faglie *sin*-sedimentarie, si possono intercalare livelli di piroclastiti ed arenarie tuffitiche.



Fig. 37 - *Alternanze di strati arenacei e marnosi della formazione della Marmilla, inclinati verso WSW, poco ad E di Ortacesus.*

Le giaciture sono sub-orizzontali o debolmente inclinate, con inclinazioni raramente superiori ai 10°; in certi casi però raggiungono valori superiori ai 30°, come osservabile all'uscita dall'abitato di Guasila, a causa del basculamento prodotto da faglie dirette. Queste sequenze, spesso monotone, presentano spessori di diverse centinaia di metri; un sondaggio per ricerche idriche effettuato a N di Selegas indica uno spessore di circa 200 m.

In genere la formazione della Marmilla poggia sulle arenarie di Serra Longa (NLL₂), con passaggi solitamente gradualmente tra depositi arenacei a diverse granulometria. Ciò suggerisce un passaggio laterale di tipo eteropico da un ambiente prossimale ad uno più distale (formazione della Marmilla), osservabile lungo il Riu Santu Teri, nei dintorni di Arixì. In altri casi l'eteropia è con i calcari di Villagrecia (VLG), come si può osservare ad E del N. ghe di Samatzai; anche in questo caso si può parlare di un passaggio laterale da un deposito di scogliera (i calcari) ad uno di batimetria più profonda (formazione della Marmilla: v. tav.6).

Il tetto è rappresentato dai depositi del II ciclo sedimentario miocenico (marne di Gesturi, GST). Il limite tra i due cicli è visibile in campagna in quanto evidenziato da deboli discordanze angolari e dalla presenza occasionale di sedimenti più grossolani, in genere conglomerati, come ad esempio, si può osservare nella parte settentrionale del Foglio, a N dell'abitato di Selegas.

Il contenuto fossilifero è dato da resti di pettinidi, esacoralli, briozoi, pteropodi (*Vaginella depressa* Daudin), microforaminiferi planctonici (fig.38) e nannoplancton. Sulla base della presenza di pteropodi, microforaminiferi planctonici (zone a *Globigerinita dissimilis* e a *Globigerinoides altiaperturus* CHERCHI, 1974; 1985a) e del nannoplancton determinato durante il rilevamento del Foglio (zona MNN2b a *Helicosphaera ampliapertura* secondo FORNACIARI & RIO, 1996), l'età va dall'Aquitaniense al Burdigaliano inferiore (v. tav.8).

Aquitaniense - Burdigaliano inferiore

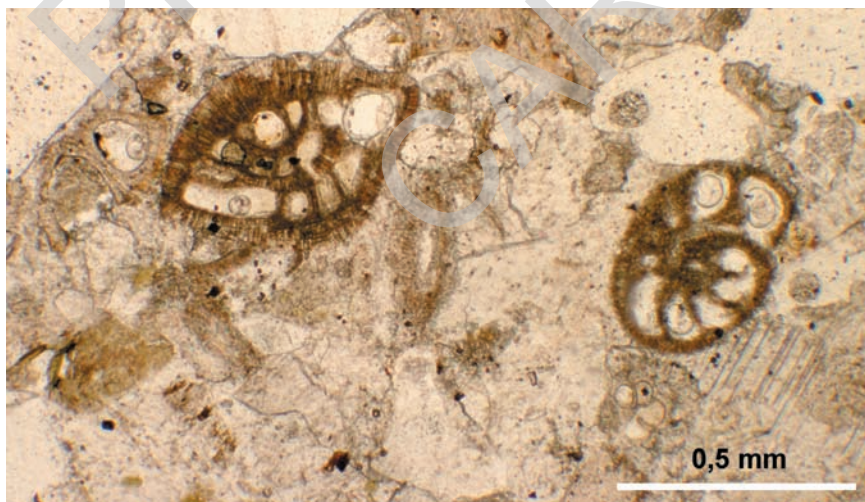


Fig. 38 - Microforaminiferi nelle frazioni arenacee fini della formazione della Marmilla. Foto in sezione sottile, 1 nicol. E di Ortacesus (coord.: 100-764).

4.2.2.5. - Formazione di Aragixi (ARX)

Tra Arixì e San Basilio (settore centro-settentrionale del Foglio), non distante dalla strada principale, affiora un lembo isolato di vulcaniti esteso circa un ettaro, che viene attribuito per analogia litologica alla formazione di Aragixi (ASSORGIA *et alii*, 1995; SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998).

Sono tufi cineritici mediamente saldati di colore nocciola, con fratturazione concoide. Sono analoghi ai depositi cartografati nella parte meridionale del Foglio Mandas, in località Taccu Corona (FUNEDDA *et alii*, in stampa).

Datazioni radiometriche con il metodo $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ riportate in aree più settentrionali hanno fornito un'età di $20,3 \pm 1$ Ma per ASSORGIA *et alii* (1995), mentre SOWERBUTTS & UNDERHILL (1998) utilizzando il geocronometro $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hanno trovato un intervallo tra $20,6 \pm 0,2$ e $19,1 \pm 0,5$ Ma.

Aquitaniiano superiore - Burdigaliano inferiore

4.2.3. - Depositi del II ciclo miocenico

Con il Burdigaliano superiore comincia la trasgressione della successione sedimentaria del II ciclo miocenico, discordante non solo sui depositi del I ciclo ma, in aree limitrofe, anche sul basamento paleozoico.

Tra i due cicli si interpongono potenti depositi vulcanici, presenti nella Sardegna centrale in poche località ma comuni nella parte settentrionale dell'Isola. Gran parte di quest'attività vulcanica si esaurisce nel Burdigaliano superiore, ma ancora al Langhiano (PECORINI, 1974a) sono attribuite manifestazioni vulcaniche, sia all'interno del Foglio, sia negli adiacenti Fogli 557 "Cagliari" e 540 "Mandas".

Nell'area rilevata la ripresa della sedimentazione avviene con una scarsa produzione di depositi grossolani basali che, dove presenti, mostrano peraltro un limitato spessore.

4.2.3.1. - Marne di Gesturi (GST)

Nel settore N del Foglio affiora quasi esclusivamente la parte basale grossolana (**GST_c**), mentre la parte silicoclastica intermedia (**GST**) e quella sommitale con componente tufacea (**GST_a**) affiorano nel settore SW.

La successione inizia con un'arenaria microconglomeratica e prosegue con depositi arenacei, piuttosto grossolani, prevalentemente di ambiente marino. Talvolta la base è marcata da conglomerati che hanno comunque una scarsa continuità laterale (fig.39).

Alcuni livelli di epiclastiti sono intercalati nella parte alta della successione marnoso-arenacea (tufi pomicei, GST_a), e consistono in livelli di tufi con grosse pomici (anche di diversi centimetri) associati ad arenarie feldspatiche molto grossolane, osservabili presso Nuraminis.

Lo spessore è di difficile determinazione poiché si tratta di una litologia mal conservata, tuttavia raggiunge un centinaio di metri nei punti in cui è meglio esposta, ossia nella parte N del Foglio Senorbì. Nell'area a S di Nuraminis affiora la parte alta della formazione (GST_a), a tetto dell'omonima faglia; considerando gli spessori misurati nell'adiacente Foglio Mandas, è ipotizzabile che in profondità la base della formazione sia a oltre 200 m dal piano di campagna.



Fig. 39 - Conglomerato matrice-sostenuto con elementi del basamento paleozoico, affiorante alla base delle marne di Gesturi (GST_c), a N di Selegas.

La successione poggia in discordanza sui depositi del I ciclo nella parte settentrionale del Foglio.

Sono abbondanti foraminiferi planctonici, ostracodi, pteropodi, bivalvi, etc. (fig.40). Le associazioni a microforaminiferi planctonici riportate da CHERCHI (1974; 1985a) e da IACCARINO *et alii* (1985) indicano un'età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano medio-superiore (zona a *Globigerinoides bisphaericus* e zona a *Preorbulina glomerata* s.l.).

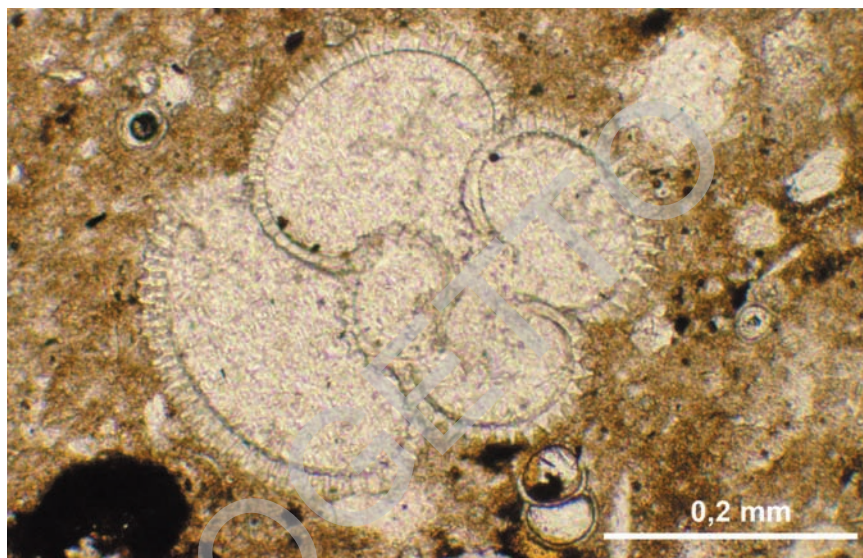


Fig. 40 - *Globigerinacee* nelle frazioni arenacee a cemento carbonatico della parte basale delle marne di Gesturi (GST₁). Foto in sezione sottile, 1 nicol. N di Guasila (coord.: 046-814).

Tale attribuzione cronostratigrafica è confermata dalle analisi biostratigrafiche con nannofossili eseguite durante il rilevamento del Foglio (v. tav.8) da D. Cosentino e P. Cipollari (Univ. di Roma Tre), che hanno individuato poche centinaia di metri fuori dal Foglio, nel limitrofo Foglio 540 “Mandas”, la parte basale della formazione, in base alla presenza della sottozona MNN4a ad *Helicospaera ampliapertura* - *Sphenolitus heteromorphus* del Burdigaliano superiore (secondo la zonazione proposta da FORNACIARI & RIO, 1996).

L'ambiente di deposizione è riferibile a condizioni epibatiali-batiali per quasi tutta la successione marnoso-arenacea; infatti l'ingressione marina in questo settore sembra caratterizzata da un limitato apporto di materiale clastico.

Burdigaliano superiore - Langhiano medio-superiore

4.3. - BASALTI DELLE GIARE (BGR)

Nel settore NE del Foglio affiorano due piccoli lembi isolati di basalti (pochi ettari), sulle sponde opposte del Fiume Flumendosa in località Sa Nabra e Riu Lutz de Cabra (fig.41). Un altro piccolo affioramento basaltico (poche decine di metri quadrati) è stato rilevato in località Cuccuru Agus, a S di San Basilio.



Fig. 41 - Piccolo rilievo testimone costituito da basalti pliocenici, indicato dalla freccia, poggiante sul basamento metamorfico a W di Goni .

In tutti gli affioramenti la roccia è di colore grigio scuro, molto compatta. Alla scala del campione è possibile riconoscere una struttura microporfirica con fenocristalli millimetrici di pirosseno e olivina. In sezione sottile è evidente una struttura intersertale per microliti di plagioclasio (fig.42).

Gli affioramenti lungo le sponde del Flumendosa sono probabilmente la prosecuzione più meridionale dell'espandimento in colate sovrapposte di Orroli-Tacchixeddu affiorante nel Foglio Mandas. È difficile determinare la giacitura dell'affioramento di Cuccuru Agus; sembra trattarsi di un *neck* che ha intruso il basamento metamorfico ercinico e la soprastante copertura miocenica.

L'esiguità degli affioramenti non permette considerazioni sul contesto vulcanico nel quale si sono prodotte queste rocce. Per il quadro regionale e per le conoscenze acquisite nell'adiacente Foglio 540 "Mandas" sono prodotti ascrivibili ad un vulcanismo intrapacca, costituiti essenzialmente da lave basaltiche, da alcaline ad alcalino-transizionali e subalcaline talvolta associati a differenziati più evoluti. I caratteri giacaturali delle vulcaniti plio-pleistoceniche riflettono un'attività essenzialmente fessurale, legata a direttrici tettoniche con orientazione sub-meridiana o anche NE-SW, lungo le quali si allineano colate di modeste dimensioni associate a piccoli cono di scorie.

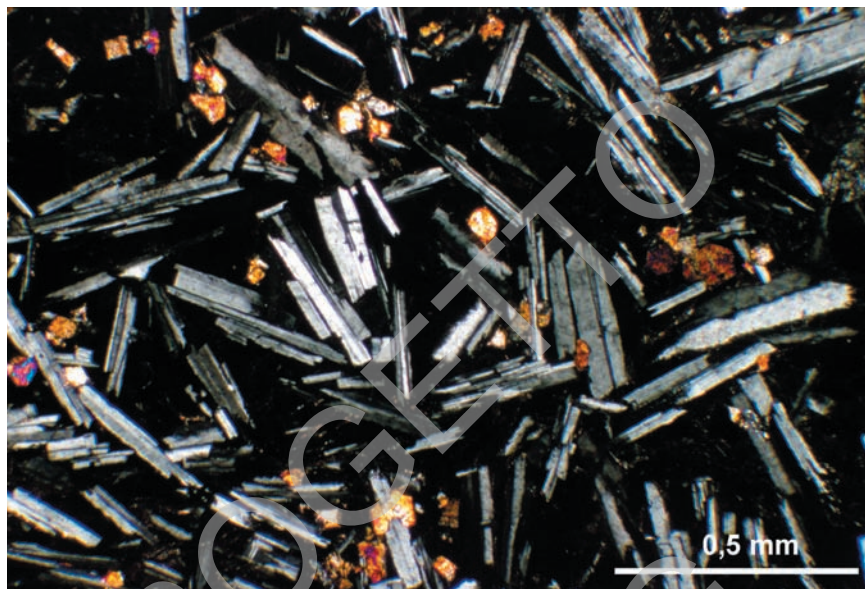


Fig. 42 - *Struttura intersertale con evidenti microliti di plagioclasio. Foto in sezione sottile 2 nicols incrociati. Campione prelevato a W di Goni (coord.: 269-821).*

Un'età pliocenica viene proposta per queste rocce in base alle analogie litologiche e giacaturali con gli estesi espandimenti del Sarcidano (ASSORGIA *et alii*, 1983). Si tratterebbe quindi del prodotto magmatico connesso con l'ambiente geodinamico distensivo legato all'apertura del Tirreno meridionale durante il Plio-Pleistocene (BECCALUVA *et alii*, 1987).

5. - DEPOSITI QUATERNARI

Il rilevamento dei depositi quaternari affioranti nel Foglio 548 “Senorbì” è stato effettuato inquadrando le unità lito-, morfo- e pedo-stratigrafiche in unità UBSU (AA.VV., 1983: “*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*”; SALVADOR, 1987) ossia in “Unità stratigrafiche a limiti inconformi”, come proposto dal Servizio Geologico d'Italia. I criteri e le metodologie di rilevamento adottate derivano da osservazioni fatte su un'ampia area che comprende anche settori limitrofi dei Fogli 540 “Mandas”, 547 “Villacidro”, 556 “Assemini” (FUNEDDA *et alii*, 2009), 557 “Cagliari” (BARCA *et alii*, 2005), 564 “Carbonia” e 555 “Iglesias” alcuni dei quali in corso di stampa.

La presenza di unità alluvionali terrazzate ha permesso l'utilizzo del criterio morfo-stratigrafico. La fotointerpretazione è stata di ausilio nella suddivisione delle facies, dato che le tessiture fini (limo e argilla) ricche di materia organica e con elevata umidità, sono facilmente evidenziabili da quelle costituite da sedimenti più grossolani.

Nel Foglio sono state distinte due principali unità deposizionali separate da un'importante superficie di erosione corrispondente ad una fase di incisione e terrazzamento.

L'unità più antica è costituita da pochi lembi di depositi terrazzati all'interno dei quali le sezioni affioranti sono estremamente rare e non evidenziano mai con completezza la sequenza deposizionale. Questa unità è stata attribuita al Subsistema di Portoscuso (PVM_2) per le sue analogie litologiche, sedimentarie, geomorfologiche con i depositi dei fogli limitrofi, dove sono anche disponibili datazioni radiometriche che confermano questa attribuzione.

L'Olocene è invece stato trattato in maniera informale e non è stata formalizzata una *UBSU*.

Alcune incertezze riguardano la posizione cronologica della discordanza che separa le due unità più recenti. Non si hanno infatti dati per una collocazione precisa di questo evento, ma in analogia con quanto noto nella penisola italiana (CALDERONI *et alii*, 1991; COLTORTI & DRAMIS, 1995; GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997; COLTORTI & FARABOLLINI, 2008) ed in altri settori del Mediterraneo e dell'Europa (ROSE *et alii*, 1999; HUGHEN *et alii*, 2000; MAKLIN *et alii*, 2002; BRIDGLAND & WESTAWAY, 2008; LOWE *et alii*, 2008) esso viene posto alla transizione Pleistocene superiore - Olocene.

5.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI

5.1.1. - *Sistema di Portovesme (PVM)*

Essendo l'area ubicata sui bordi del Campidano, affiora solo il Subsistema di Portoscuso (PVM_2), già riconosciuto nei rilevamenti dei fogli limitrofi. Si tratta dei depositi alluvionali attribuiti al Pleistocene superiore, noti in letteratura come "Alluvioni antiche" *Auct.*. Questa unità è rappresentata da una serie di lembi di terrazzi alluvionali posti a quote elevate sui fondi vallivi attuali.

I principali affioramenti si hanno sul bordo orientale del Campidano in destra idrografica del Riu Mannu, lungo la S.S.128 e su entrambi i lati del Riu Mixeddu. Affiorano inoltre nei pressi di Donori, in località Curreli ed a E di S. Andrea Frius, in destra idrografica del Rio Perdixeddas, dove è presente uno dei terrazzi più estesi dell'area.

5.1.1.1. - Subsintema di Portoscuso (PVM₂)

È rappresentato da depositi di conoide e di pianura alluvionale (PVM_{2a}). Si tratta prevalentemente di ghiaie grossolane sino ai blocchi, con spigoli da subangolosi a subarrotondati, con rare intercalazioni sabbiose.

I depositi ai lati del corso del Riu Mixeddu e quelli lungo la S.S. 128 costituiscono i resti di un esteso apparato di conoide creato dal Riu Mannu sul bordo del Campidano. I depositi della prima località sono sospesi di circa 20 m sui depositi alluvionali olocenici del Riu Saliu e del Riu Mixeddu mentre lungo la S.S. 128 la superficie sommitale di deposizione passa da 90 a 117 m di quota in circa 1 km di distanza. I depositi a NE, E e SE di Donori sono tutti posti ad oltre 20 m sul fondovalle attuale e sono caratterizzati da una lieve diminuzione delle pendenze della superficie sommitale di deposizione. I depositi di Gennas Arrubias (NE di Barrali) costituiscono i resti di un'antica conoide ed infatti la superficie sommitale di deposizione pende verso SW. I lembi terrazzati di M. Luneddu, posti in destra idrografica del Rio Cardaxius, rappresentano verosimilmente il fianco destro della medesima conoide. I depositi alluvionali terrazzati posti tra questi due depositi, sul fianco sinistro della valle, costituiscono le testimonianze di una fase di approfondimento dell'alveo dopo la massima aggradazione.

Essendo posti a quote intermedie è stata ipoteticamente considerata un'età olocenica, in analogia con depositi alluvionali terrazzati riconosciuti nel Foglio Cagliari ed in altri settori della Sardegna meridionale. Non si può però escludere che questa incisione si sia verificata già nel Tardi-Glaciale e marchi una fase aggradazionale della fine del Pleistocene (*Younger Dryas?*).

In tutte queste località i pochi affioramenti presenti (fig.43), in genere di limitatissima estensione, sono caratterizzati dalla presenza di ghiaie a stratificazione incrociata concava a bassissimo angolo e orizzontale. Essi testimoniano il rapido riempimento di canali piatti e barre ghiaiose associabili a tracimazione (*sheet flood*) nella parte mediana e distale delle conoidi alluvionali. Il modello architettureale desumibile da queste associazioni di facies è quello di una conoide alluvionale mediana e distale a tracciato *braided* (modello 2 di MIAL, 1985; 1990; 1996).

Lo spessore dei depositi è di qualche metro e la superficie basale sembra essere anch'essa debolmente inclinata a suggerire la presenza di antichi *pediment* modellati poco prima dell'aggradazione. Dato che notoriamente i *pediment* sono tipici di condizioni climatiche aride e costituiscono superfici di equilibrio che garantivano il trasporto dei sedimenti dal versante alla pianura (THOMAS, 1997), è verosimile che essi si siano modellati durante la fase iniziale dell'ultima glaciazione, caratterizzata da una generale aridità in tutto il bacino del Mediterraneo (CREMASCHI & TROMBINO, 1998; ROSE *et alii*, 1999; D'OREFICE *et alii*, 2007).

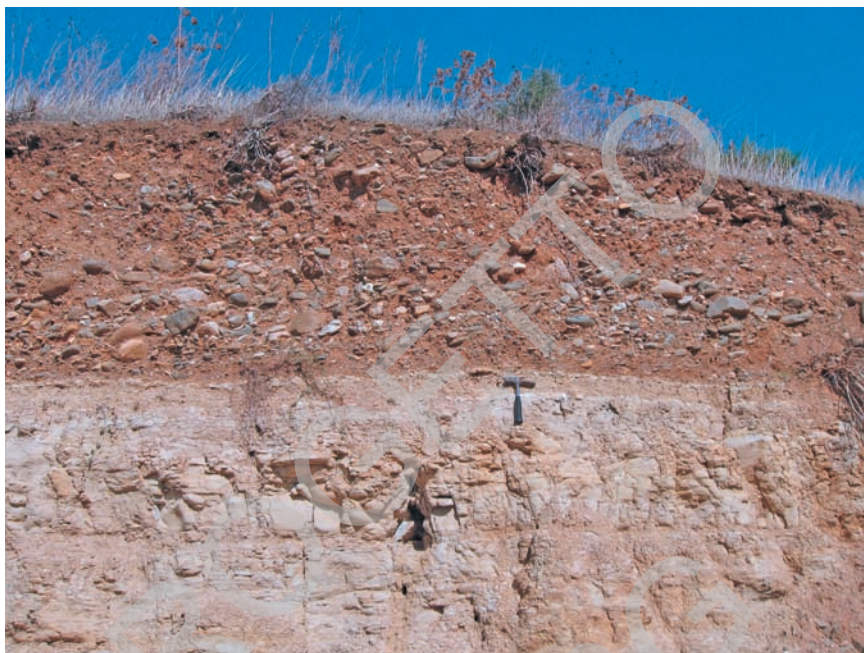


Fig. 43 - Ghiaie grossolane del subsistema di Portoscuso (PVM_{20}), in un deposito terrazzato discordante sulla formazione di Nurallao nei pressi di Donori.

Caratteristiche sedimentarie analoghe dei depositi alluvionali sono state descritte anche nel Foglio Cagliari, e negli altri fogli in corso di stampa, lungo il bordo del Campidano e del Cixerri. Depositi alluvionali del Pleistocene superiore con caratteristiche simili sono stati descritti sia nella Sardegna nord-occidentale (ANDREUCCI *et alii*, 2006; 2009) che nel Golfo di Orosei (COLTORTI *et alii*, 2010). Le datazioni al ^{14}C di suoli sepolti campionati sia nella località tipo di questo subsistema (Portoscuso, PASCÌ *et alii*, in stampa), sia nel Foglio Assemini nei pressi di Villasor (FUNEDDA *et alii*, 2009), sia a Cala Gonone (Golfo di Orosei, COLTORTI *et alii*, 2010) suggeriscono una deposizione durante il MIS2 (DAANSKARD *et alii*, 1993).

Alla sommità dell'unità sono talora conservati gli orizzonti profondi di luvisuoli e alfisuoli anche discretamente rubefatti. Gli orizzonti superficiali sono in genere troncati dalle pratiche agricole millenarie. All'interno dei livelli più fini e talora persino sulla superficie dei clasti sono presenti bande di decolorazione grigiastre in seguito a fenomeni di idromorfia stagionale.

5.2. - DEPOSITI OLOCENICI

Questi depositi comprendono sia i sedimenti attuali (**b**) che quelli derivati dall'evoluzione dell'ambiente fisico durante l'Olocene (**b_n**). Tra questi ultimi sono compresi anche i depositi alluvionali terrazzati ubicati a quote inferiori rispetto ai terrazzi pleistocenici.

Le facies più rappresentate sono quelle di conoide e di pianura alluvionale (**b_a**, **b_b**) ed i depositi colluviali (**b₂**); le altre facies sono subordinate (**a₁**, **e₃**, **a**, **e₅**), così come subordinati sono i depositi antropici (**h**).

5.2.1. - Depositi di frana (**a₁**, **a_{1a}**)

5.2.1.1. - Corpi di frana antichi (**a_{1a}**)

Sono stati cartografati come corpi di frana antichi (**a_{1a}**) alcuni depositi costituiti da calcari aquitaniani presenti nel versante ad W del rilievo di M. Coa Margine a Villagrecia (fig.44).



Fig. 44 - Corpi di frana antichi (**a_{1a}**) affioranti nel versante W di M. Coa Margine (Villagrecia).

Tali affioramenti sono costituiti da accumuli di grossi blocchi in giacitura caotica che, tuttavia, talvolta conservano una continuità di affioramento che può simulare relitti di sequenza ancora in posto. Un altro corpo di frana antico è rappresentato da un affioramento ettometrico a spese del porfiroide nella sponda meridionale del Rio Annallai (tra Silius e Goni).

Essendo corpi stabilizzati, vegetati e spesso ricoperti da detriti colluviali e/o di versante, sono considerati come corpi di frana antichi.

?Pleistocene - ?Olocene

5.2.1.2. - Corpi di frana (a_1)

Sebbene le pareti rocciose che talora delimitano i torrenti nel tratto montano dell'area possono essere interessate da fenomeni di crollo, questi sono sempre di limitata estensione e non cartografabili. A questi stessi processi sono da ricondurre gli accumuli di sedimenti detritici cartografati tra i depositi di versante. L'unico deposito di frana recente di una certa rilevanza è stato osservato nel margine occidentale della carta, lungo il versante destro del Riu Sassu. Si tratta della parte terminale di una colata la cui testata è però ubicata al di fuori del foglio.

?Olocene

5.2.2. - Depositi alluvionali terrazzati (b_n)

Si tratta di depositi prevalentemente ghiaiosi (b_{na}), subordinatamente sabbiosi (b_{nb}) e raramente costituiti da sedimenti fini (b_{nc}), in genere di limitato spessore, raramente eccedente i 4-5 m.

Sono depositi che caratterizzano i settori occidentali del Foglio, riconducibili ad un ambiente di conoide e di piana alluvionale, sia sui bordi del Campidano che, più frequentemente, nelle pianure dei torrenti minori che incidono i rilievi del Gerrei e della Trexenta. I rapporti tra queste facies sedimentarie sono di interdigitazione.

Nel settore meridionale il principale corso d'acqua è il Riu Mannu, che incide talora anche per oltre 20 m le alluvioni terrazzate, in genere conservate in lembi isolati sui rilievi collinari o ai piedi dei versanti. I dossi ghiaiosi costituiscono i resti delle antiche conoidi o di tracciati ad alta energia sui quali si sono approfonditi canali più stabili e in lenta aggradazione, dopo la disattivazione delle conoidi stesse. Anche i più estesi lembi di depositi alluvionali terrazzati presenti sul bordo del Campidano, a W ed a S di Nuraminis, in parte riconducibili alla deposizione del Riu Mannu, sono profondamente dissecati dai torrenti secondari.

Nel settore nord-occidentale, depositi analoghi si osservano in destra idrografica del T. Lanessi. Le facies fini caratterizzano i torrenti secondari alimentati dai rilievi collinari dove sono dominanti le formazioni di Nurallao, della Marmilla e delle marne di Gesturi, tutte caratterizzate da litotipi prevalentemente fini. I depositi sopracitati sono posti ai lati dei letti attuali o dei tratti di alveo regimati e in genere non interessati dalle dinamiche in atto.

Tratti limitati di questa unità potrebbero comunque essere interessati da dinamiche alluvionali durante eventi idrometeorici eccezionali. Localmente, la mancanza di differenze piano-altimetriche marcate ha impedito di stabilire quali sono stati i tratti interessati da dinamiche precedenti la situazione idrografica attuale.

Alcune di queste morfologie sono probabilmente riconducibili all'Olocene antico, quando in seguito all'aumento dell'umidità e della copertura vegetazionale si è avuto il passaggio da tracciati *braided* e *wandering* a tracciati a meandri (*meandering*), che convogliavano acque più limpide e con minor carico solido verso valle. A complicare questo quadro si aggiungono però le evidenze di una intensa aggradazione delle conoidi, in seguito a processi di deforestazione che hanno interessato tutta la Sardegna in epoca protostorica e storica. Infatti, nei livelli sommitali in alcune conoidi dei limitrofi fogli 557 "Cagliari" e 556 "Assemini" sono state rinvenute ceramiche rotolate protostoriche e storiche.

Le differenze cronologiche tra le conoidi e le pianure alluvionali terrazzate sono talora facilmente individuabili grazie al criterio morfostratigrafico ed alla loro differente altezza sul fondovalle. In genere l'alterazione è quasi assente nei depositi terrazzati più recenti, posti a pochi metri sui fondi vallivi attuali, mentre può essere rappresentata da suoli cambici, luvisuoli o alfisuioli nei terrazzi più elevati. La natura silicatica della maggior parte dei sedimenti alimentati dai rilievi costituiti da rocce del basamento, e la mancanza di basi, unitamente ai forti contrasti stagionali del caratteristico clima mediterraneo, favoriscono infatti un'accelerazione dei processi di alterazione.

Olocene

5.2.3. - *Depositi palustri* (e₃)

Affiorano a S di Samatzai, per estensioni ridotte. Si tratta di depositi argillosi e limosi, tendenzialmente plastici, con intercalati livelli più grossolani di sabbie fini. Non sono legati a dinamiche attuali, ma sembrano coevi con i depositi alluvionali terrazzati dei quali hanno più o meno la stessa posizione rispetto ai fondovalle attuali.

Olocene

5.2.4. - *Depositi di versante (a)*

Si tratta di sedimenti detritici a clasti angolosi, di limitato spessore, osservati sulle pendici dei rilievi più acclivi modellati su rocce del basamento metamorfico o sulle rocce intrusive carbonifero-permiane (M. Moratto, Serra Trelaxia, Bruncu Sa Murra, Bruncu Cappucciu; M. Onigu, Bruncu Arcuentu, *etc.*). Sono inoltre stati rilevati estesi affioramenti lungo i versanti della valle del Flumendosa.

Mancano sezioni che permettano di osservare in dettaglio questi depositi, ma l'assenza di suoli ricchi di materia organica nei livelli più superficiali affioranti suggerisce che la loro deposizione sia avvenuta durante l'Olocene; non è escluso che alla base di alcuni depositi siano presenti anche sedimenti pleistocenici.

Olocene

5.2.5. - *Coltri eluvio-colluviali (b₂)*

Sono presenti in diverse aree del Foglio ma gli spessori maggiori si osservano nelle aree di affioramento delle formazioni di Nurallao, della Marmilla e delle marne di Gesturi, lungo ristrette fasce ai piedi dei versanti collinari, ai margini interni dei terrazzi alluvionali olocenici o in zone morfologicamente depresse.

Si tratta di depositi con percentuali variabili di sedimenti fini (sabbia e *silt*) più o meno pedogenizzati e arricchiti in frazione organica. Nei pressi dell'affioramento di rocce più competenti possono essere associati a sedimenti più grossolani, detriti da fini a medi, che sono comunque in genere nettamente subordinati.

Viene attribuita loro un'età olocenica per la presenza di un'elevata frazione organica. Questo suggerisce che si tratta di sedimenti derivati dall'erosione del suolo durante l'Olocene e miscelati a sedimenti provenienti dalla degradazione fisica del substrato. I versanti soprastanti sono infatti spesso caratterizzati dall'affioramento del substrato e dalla mancanza di suoli evoluti. L'attribuzione è confermata anche dal fatto che questi depositi sono stati rinvenuti anche all'interno delle incisioni che interessano le conoidi pleistoceniche.

Olocene

5.2.6. - *Depositi di stagni e paludi attuali (e₅)*

L'area pianeggiante compresa tra Ortacesus e Senorbì (Azienda Di Penta) comprende anche uno stagno bonificato, così come rettificati appaiono i corsi d'acqua che lo attraversano. Essendo l'area stata bonificata in epoca storica i depositi presenti sono stati cartografati come attuali.

Lo stagno occupava una valle orientata in direzione NW-SE, analoga a quella che caratterizza gli stagni posti più a SE (Serrenti, Sanluri, Nuraminis, Villamar, *etc.*), per i quali CHERCHI *et alii* (1978) ipotizzavano una genesi associata a strutture tettoniche. Strutture orientate in questa direzione sono state dedotte come sepolte al di sotto delle coperture quaternarie e parte di quelle mioceniche, per le relazioni geometriche tra le formazioni mioceniche e piccoli affioramenti di rocce del basamento paleozoico (v. cap. V). Alcune di queste sono osservabili sulla prosecuzione verso SE di questa depressione, dove interessano il basamento paleozoico.

Sui margini della depressione di Serrenti, nell'adiacente Foglio 547 "Villacidro", sono state osservate faglie con attività tardo-pleistocenica e/o olocenica. È verosimile che l'azione tettonica abbia guidato i processi erosivi lungo le linee di debolezza nel substrato e movimenti minori abbiano in tempi recenti approfondito la depressione. Non è però esclusa una ipotesi genetica simile a quella avanzata per lo Stagno di Sanluri, e cioè che la depressione sia associabile a processi di dissoluzione da parte di acque mineralizzate di provenienza profonda.

Olocene

5.2.7. - Depositi alluvionali (b)

Sono depositi legati al sistema fluviale attuale, perciò ancora in evoluzione. Il corso d'acqua più importante dell'area è il Flumendosa, che attraversa il Foglio solo per una limitata porzione nel settore nord-orientale. Più sviluppato è invece il sistema di torrenti che drenano i rilievi del Gerrei, orientati prevalentemente verso SW. Ad essi si raccordano gli affluenti secondari orientati normalmente a questa direzione. Sono corsi d'acqua in genere stretti e profondamente incassati nei settori più orientali, dove affiorano le rocce del basamento, mentre si ampliano progressivamente andando verso il Campidano anche perché incontrano rocce più erodibili.

Il corso d'acqua più importante di questo reticolo è il Riu Mannu che drena la parte centrale dell'area. Nel tratto interno questi corsi d'acqua, come anche il Flumendosa, sono caratterizzati da letti mobili con sedimenti da grossolani a molto grossolani, anche se in molti casi i depositi non hanno un'estensione cartografabile alla scala del foglio.

Lungo il bordo del Campidano i sedimenti alluvionali sono in genere ghiaiosi grossolani e solo localmente sono presenti intercalazioni di lenti e livelli di sabbie. Nella pianura alluvionale drenata dal Riu Arai e dalla sua prosecuzione, rappresentata dalla Gora Tramatzus e dalla Gora Corti Procus, le granulometrie sono fini, costituite da sabbie più o meno grossolane, limi e argille.

Nella pianura affiorano talora anche sedimenti ricchi di materia organica, riconoscibile per la colorazione nerastra dei campi. Si tratta di settori limitrofi all'Azienda Di Penta, settore ad E di Senorbi che in passato ospitava un ampio stagno.

Nelle valli più ampie poste ai margini del Campidano la maggior parte dei corsi d'acqua è stata rettificata e regimata ed in taluni casi essi si presentano delimitati da argini artificiali. Il Riu Mannu ad esempio è delimitato da argini per oltre 5 km. Tra i depositi attuali sono stati inseriti anche i sedimenti ubicati ai lati degli argini artificiali, in genere riconducibili a un tracciato fluviale a canali intrecciati precedente la regimazione.

La presenza di argini artificiali indica che durante gli eventi piovosi eccezionali le piene potrebbero occupare settori molto più estesi della pianura. Un'eccezione è costituita dal Torrente Lanessi che drena una piccola parte del bordo nord-occidentale del Foglio. Questo corso d'acqua non è stato arginato e presenta una pianura alluvionale ampia ed occupata dalle dinamiche di esondazione durante le principali piene.

Olocene

5.2.8. - *Depositi antropici (h)*

Appartengono a questa unità tutti i depositi la cui origine è imputabile all'attività umana.

Si tratta in genere di accumuli di modesta estensione legati soprattutto alle attività estrattive, costituiti da scarti di coltivazione (h_{1m}), o da riporti (h_{1r}) presenti soprattutto nell'area di Nuraminis e Samatzai.

Ad E di Donori, in località Su Siccesu, a partire da 1986 è presente una grande discarica di rifiuti solidi urbani (h_{1u}) della quale è stato recentemente previsto un ulteriore ampliamento.

Olocene

V - TETTONICA

La strutturazione tettonica del Foglio 548 “Senorbi” è prevalentemente legata agli eventi ercinici, evolutisi sia in regime duttile che fragile, i cui lineamenti principali hanno poi influenzato profondamente anche l’evoluzione cenozoica, prevalentemente fragile.

1. - TETTONICA PALEOZOICA

Sono tre gli eventi tettonici regionalmente riconosciuti che hanno interessato l’attuale Sardegna durante il Paleozoico:

- a) un evento tettonico ordoviciano, generalmente definito eo-caledonico;
- b) l’orogenesi ercinica i cui fenomeni sono registrati nelle rocce sarde durante il Carbonifero;
- c) la tettonica distensiva *post-ercinica*, attiva tra fine Carbonifero e Permiano e responsabile della strutturazione dei bacini intra-continentali stefano-autuniani.

Il basamento paleozoico del Foglio 548 “Senorbi” è prevalentemente caratterizzato da una tettonica polifasica connessa con l’evoluzione ercinica avvenuta durante il Carbonifero.

Nel corso del rilevamento non sono state riconosciute strutture tettoniche attribuibili alla fase “sarrabese” (CALVINO, 1959) di età ordoviciano, nonostante in vari affioramenti sia chiara la discordanza angolare tra la successione cambro-ordoviciano inferiore e i prodotti del ciclo vulcanico dell’Ordoviciano Medio-Superiore.

A rilevamento già concluso è stata pubblicata una breve nota (COCCO & FUNEDDA, 2011) dove viene ipotizzata la presenza di strutture plicative pre-discordanza sarrabese che interessano le arenarie di San Vito affioranti nell'area di M. Acutzu.

1.1. - TETTONICA "EO-CALEDONICA"

Questa fase deformativa è generalmente riconosciuta nella Zona esterna della catena ercinica sarda, ed è nota a scala dell'intero orogene varisco sud-europeo come Fase sarda. I primi indizi di una deformazione pre-ercinica nella Sardegna sud-orientale furono riconosciuti da CALVINO (1959) nei pressi di Muravera (Foglio 549 "Muravera": CARMIGNANI *et alii*, 2001a); egli individuò una discordanza angolare (fino a 90°) tra le arenarie di San Vito e le sovrastanti vulcaniti ordoviciane, che definì come "discordanza sarrabese" e che correlò con l'analoga "discordanza sarda" riconosciuta fin dagli anni '30 del XX secolo da TEICHMÜLLER (1931) nella Sardegna sud-occidentale.

L'aspetto più evidente è sicuramente dato dalla discordanza angolare che separa la formazione cambro-ordoviciana dalla successione vulcano-sedimentaria ordoviciana, spesso non facilmente riconoscibile per gli effetti di trasposizione della stratificazione operato dagli eventi deformativi ercinici. Alcuni affioramenti dove è ancora possibile osservare la discordanza si trovano lungo la strada tra San Basilio e Siurgus Donigala all'interno dell'Unità del Gerrei, e presso M. Genis, all'interno dell'Unità del Sarrabus, o come già descritto da NAUD (1981).

Nell'area del Foglio Senorbì durante la fase di rilevamento non sono state riconosciute strutture deformative attribuibili alla Fase sarda, e d'altronde non sono descritte neanche in letteratura. Solo recentemente, nella zona di M. Acutzu di Serdiana e a SE del Foglio, nell'area di Tacconis (tra Muravera e Burcei), sono state ipotizzate delle pieghe che interessano solo la formazione delle arenarie di San Vito e non la successione ordo-silurica sovrastante e quindi attribuibili alla Fase sarda (COCCO, 2009; COCCO & FUNEDDA, 2011).

1.2. - TETTONICA ERCINICA

Il basamento metamorfico affiorante nel Foglio è stato prodotto durante l'evoluzione tettonica (v. § III - 1.) riconosciuta da diverso tempo dagli autori precedenti (v. § II - 1.) che hanno descritto una deformazione polifasica così riassumibile (tab.6): i) una fase di raccorciamento D1, connessa alla collisione continentale, e ii) una fase *post*-collisionale D2.

Tab. 6 - Sintesi delle fasi deformative erciniche, e conseguente nomenclatura, riconosciute nella Zona a falde della Sardegna centro-meridionale.

AMBIENTE	ASPETTI CINEMATICI	CARATTERISTICHE ED ELEMENTI STRUTTURALI	STRUTTURE PRINCIPALI	FASI DEFORMATIVE			
				CONTI <i>et alii</i> , 2001	CONTI & PATTÀ (1998)	CAROSI & PERTUSATI (1990)	CARMIGNANI <i>et alii</i> , 1978b
ISPESSIMENTO CROSTALE		Foglio 548 "Senorbi"					
	Messa in posto delle unità tettoniche con direzione di trasporto tettonico verso SSW.	Pieghe isoclinali, assi A_1 , foliazione, lineeazioni di allungamento L_1 , sovrascorimenti	Anticlinali e sinclinali nella successione ordoviciana tra M. Moratto e Funtana Romana: Sovrascorimento tra le unità di Riu Gruppa e del Gerrei	D1	D1 + D2		D1
	Messa in posto dell'unità del Sarraabus con direzione di trasporto tettonico verso W.	Pieghe da aperte ad isoclinali, assi A_1 , foliazione S_1 , sovrascorimenti	Sovrascorimento (o Faglia) di Villasalto, finestre tettoniche di Planu 'e Sanguni e S. Andrea Frius	D1a	D1		
	Raccorciamento tardivo circa N-S.	Antiformi e sinformi verticali con A_{1t} WNW-ESE, clivaggio di crenulazione S_{1t}	Antiforme di Siurgus Donigala	D1t	?		
		Zone di taglio duttili dirette a basso angolo, pieghe asimmetriche con assi A_2 e clivaggio di crenulazione S_2	Pieghe asimmetriche di Bruncu Pei Cani, M. Moratto, Riu Annalai	D2	D2	D3	D2
ESUMAZIONE TETTONICA	Estensione con σ_1 sub-verticale, e fasce trascorrenti.	Pieghe con assi A_3 circa N-S, clivaggio di crenulazione S_3 , faglie dirette o trascorrenti	Pieghe nell'area ad E di Nicola Bidda	D3	D3	D4	D3

L'interpretazione cinematica degli elementi strutturali cartografati (foliazioni, pieghe, sovrascorrimenti, lineazioni, *etc.*), e le loro reciproche relazioni di sovrapposizione, hanno permesso di riconoscere all'interno di questi due eventi principali diverse fasi deformative di minore entità, che hanno contribuito a disegnare un quadro polifasico molto complesso (tav.9). La deformazione maggiormente pervasiva è quella legata alla fase di raccorciamento, con pieghe isoclinali di ampiezza anche chilometrica, con foliazione di piano assiale, metamorfismo sin-cinematico e formazione di sovrascorrimenti che hanno sovrapposto le diverse unità tettoniche.

La fase deformativa principale D1 è in realtà polifasica, tant'è che in alcune unità tettoniche si osserva chiaramente una foliazione composita (CAROSI *et alii*, 1991; CONTI *et alii*, 1998) probabilmente legata ad una deformazione progressiva. Gli ultimi stadi del raccorciamento (D1t) hanno originato grandi strutture antiformali che ripiegano pieghe, foliazioni e sovrascorrimenti, originando l'*anticlinorium* dell'Antiforme del Flumendosa, che caratterizza il basamento ercinico della Sardegna centro-meridionale (v. tavv.2 e 9).

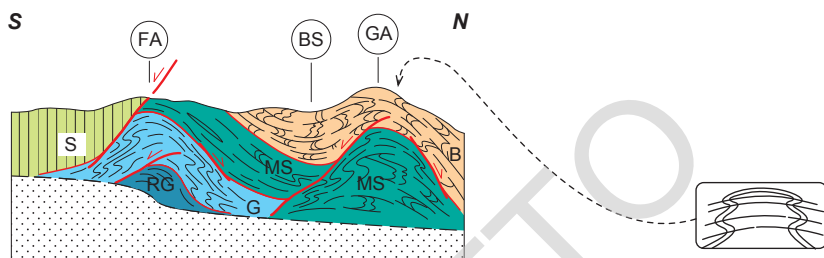
Al termine del raccorciamento legato alla fase di collisione continentale, il blocco crostale ispessito, costituito anche dalle unità tettoniche affioranti nel Foglio Senorbì, risponde al disequilibrio isostatico con un'estensione generalizzata (D2 e D3), caratterizzata da pieghe asimmetriche e zone di taglio duttili e fragili, sempre con cinematica diretta, che hanno favorito il sollevamento delle unità tettoniche profonde ed esasperato la geometria antiformale dell'edificio a falde acquisita durante la fase tardiva del raccorciamento.

Come d'uso nella geologia strutturale, in queste note illustrative le varie fasi tettoniche, e gli elementi strutturali correlati, vengono indicati con l'uso di sigle e numeri a pedice progressivi dalla fase più antica alla più recente (ad es. S₁, S₂, S₃, *etc.* per le foliazioni).

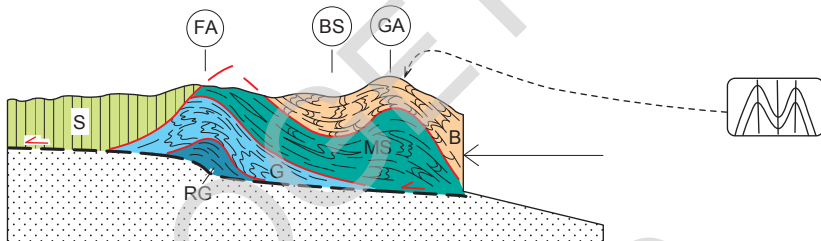
Questo può generare confusione nel lettore che vada a consultare la vasta bibliografia scientifica, e anche divulgativa, con oggetto la geologia di questo settore del basamento ercinico. Infatti, il progredire delle conoscenze ha portato i diversi Autori ad un aggiornamento della storia evolutiva con la distinzione di nuove fasi deformative o nuove interpretazioni. La tab.6 riassume le fasi deformative della Zona a falde e la relativa nomenclatura proposte dai vari Autori.

1.2.1. - Fase deformativa di raccorciamento D1

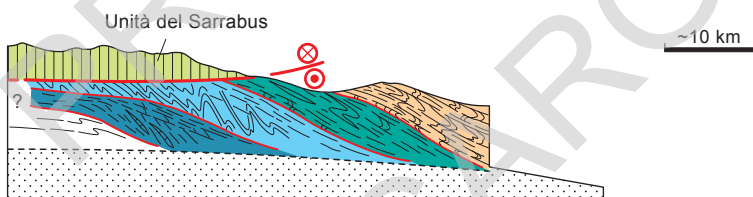
L'effetto più marcato della fase di raccorciamento D1 è la strutturazione del basamento ercinico del Foglio Senorbì in diverse unità tettoniche, geometricamente sovrapposte.



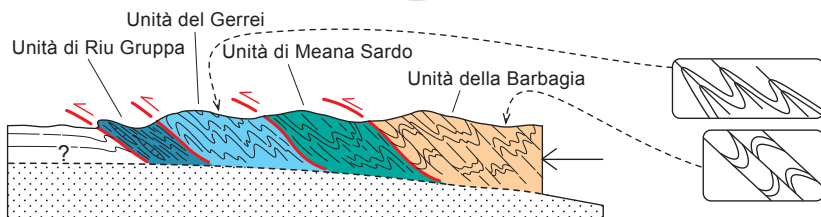
(d) Faglie normali e pieghe asimmetriche (D2)



(c) Antiformi e sinformi tardo-collisionali (Dt)



(b) Messa in posto delle unità verso W (D1a)



(a) Messa in posto delle unità tettoniche verso S, con sovrascorrimenti e pieghe isoclinali (D1)

Tav. 9 - Evoluzione tettonica del basamento ercinico della Zona a falde. FA: Antiforme del Fumendosa; BS: Sinforme della Barbagia; GA: Antiforme del Gennargentu (da CONTI et alii, 1999 modificato).

Dalla più bassa si riconoscono: Unità di Riu Gruppa, Unità del Gerrei, a sua volta suddivisa nelle due sottounità di Monte Lora e di Arcu de Su Bentu, l'Unità di Meana Sardo, ed infine l'Unità del Sarrabus (v. tavv.2 e 9), tutte appartenenti alle cosiddette "Falde esterne", dove è possibile riconoscere una successione litostratigrafica sostanzialmente identica.

Le strutture caratteristiche di questa fase deformativa sono pieghe, foliazioni, lineazioni d'estensione e sovrascorrimenti.

Le pieghe sono generalmente isoclinali, coricate, con ampiezza fino a plurichilometrica, fortemente non-cilindriche, classificabili in genere come appartenenti alla classe "1c" secondo RAMSAY (1967), con cerniere ispessite e fianchi assottigliati. A seguito dei piegamenti successivi (D1t, D2 e D3) spesso le sinclinali e le anticlinali assumono geometrie rispettivamente di antiformali e sinformi.

La foliazione di piano assiale, denominata S_1 , è sempre presente, anche se con differente penetratività a seconda dei litotipi, originando un clivaggio ardesiaco nei litotipi filladici, ed un clivaggio discontinuo in metarenarie o metavulcaniti. Il meccanismo deformativo prevalente, non solo nei metacalcari ma anche in alcune quarziti, è quello di dissoluzione e precipitazione (*pressure solution*). La S_1 è la superficie più evidente in campagna, mentre la stratificazione (S_0) è spesso completamente trasposta sulla S_1 ed è in genere osservabile solo nelle zone di cerniera (fig.45).

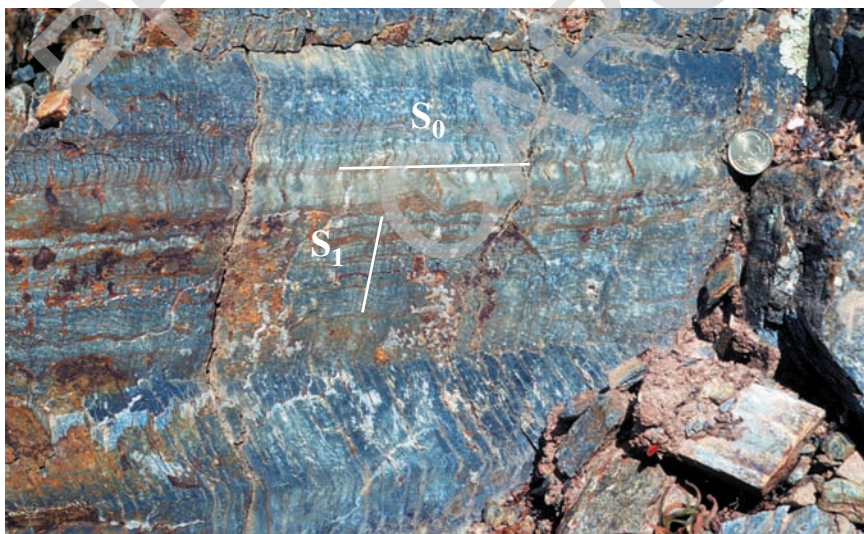


Fig. 45 - Rapporti tra S_0 ed S_1 in una cerniera D1 negli argilloscisti di Riu Canoni dell'Unità del Gerrei, lungo il Riu Annallai (Goni).

Tale fenomeno è pressoché assente nell'Unità tettonica del Sarrabus, la più superficiale, dove la foliazione di piano assiale non è ubiquitaria alla scala dell'affioramento. Talvolta è ancora possibile osservare strutture sedimentarie (v. figg.16 e 17). Il parallelismo tra S_0 ed S_1 rende difficile il riconoscimento delle strutture plicative D1 sul terreno quando non vi siano forti contrasti litologici e in assenza di cerniere D1.

Questo comporta forti limiti, per esempio, nel riconoscere tali strutture quando interessano formazioni litologicamente monotone, come nel caso delle arenarie di San Vito o di alcune formazioni metavulcaniche ordoviciane. Delle pieghe è possibile misurare direttamente le linee di cerniera (o assi, A1) nelle strutture alla scala dell'affioramento, e spesso ricavarlo dalle lineazioni di intersezione tra S_0 ed S_1 (L_{0-1}).

La direzione di trasporto tettonico D1 è testimoniata sia dalle lineazioni d'estensione, materializzate dai clasti nei litotipi più grossolani e da porfiroclasti nelle metavulcaniti, sia dalle lineazioni mineralogiche, entrambe misurate sulla foliazione S_1 . Il verso di trasporto è rilevabile considerando la geometria delle zone di cerniera in rapporto alla polarità stratigrafica (direzione di "facing"): sottraendo l'effetto delle deformazioni successive, è generalmente verso i quadranti meridionali (SW), escluso per l'Unità del Sarrabus che ha subito un trasporto verso W.

Le unità tettoniche sono separate da fasce milonitiche e cataclastiche, ampie da pochi fino ad un centinaio di metri, con indicatori cinematici paralleli alle lineazioni d'estensione misurate nelle pieghe interne alle singole unità. Sebbene pieghe e sovrascorrimenti si siano sviluppati durante la stessa fase deformativa, sul terreno e a scala cartografica gli ultimi tagliano, a basso angolo, i piani assiali delle pieghe isoclinali scistose.

Il metamorfismo regionale è sin-cinematico con pieghe e sovrascorrimenti, e varia dal bassissimo grado nell'Unità del Sarrabus al basso grado (facies scisti verdi inferiore) nelle altre unità tettoniche. La paragenesi è quella tipica a muscovite+clorite+albite. Il grado tende ad aumentare lievemente verso le unità più interne e più profonde, come descritto da FRANCESCHELLI *et alii* (1992) che studiando la cristallinità dell'illite su litotipi di origine pelitica, campionati nell'area del foglio ed in quelle limitrofe, confermano un leggero aumento del grado metamorfico dalla Zona esterna verso quella interna (quindi da S verso N) e dall'unità più superficiale a quella più profonda.

L'unità tettonica dove è possibile un riconoscimento più completo dell'assetto strutturale acquisito a seguito della fase deformativa D1 è senza dubbio quella del Gerrei, a cui viene infatti dedicato un più ampio spazio. Lo stile della deformazione nelle diverse unità tettoniche, dalla più bassa alla più alta, e le principali strutture osservabili all'interno di ciascuna unità, è di seguito descritto.

1.2.1.1. - Unità di Riu Gruppa

Costituisce l'unità tettonica strutturalmente più profonda tra quelle del Foglio Senorbi, attualmente è possibile osservarla allo stesso livello delle altre unità in quanto affiora a nucleo dell'Antiforme del Flumendosa a seguito della forte esumazione verificatasi già durante le fasi estensionali tardo-erciniche.

Affiora nella parte centro-settentrionale del Foglio a SE di Siurgus Donigala, a W è ricoperta in discordanza basale dalla successione cenozoica, ad E scompare in quanto il suo contatto è limitato da faglie dirette che ribassano il blocco orientale, mentre a N e a S è limitata dal contatto tettonico della fase ercinica D1 con la sovrastante Unità del Gerrei, a presso descritta.

La deformazione al suo interno sembra essere maggiore rispetto a quella delle altre unità, come generalmente accertato in questo settore della catena ercinica. Ogni aspetto primario è stato completamente obliterato ed è possibile osservare anche una scistosità composita, composta da due foliazioni tettono-metamorfiche, a testimonianza di una evoluzione polifasica all'interno alla stessa fase di raccorciamento D1. Questa foliazione è ubiquitaria e pervasiva a tutte le scale, accompagnata da blastesi di quarzo, muscovite, clorite e albite.

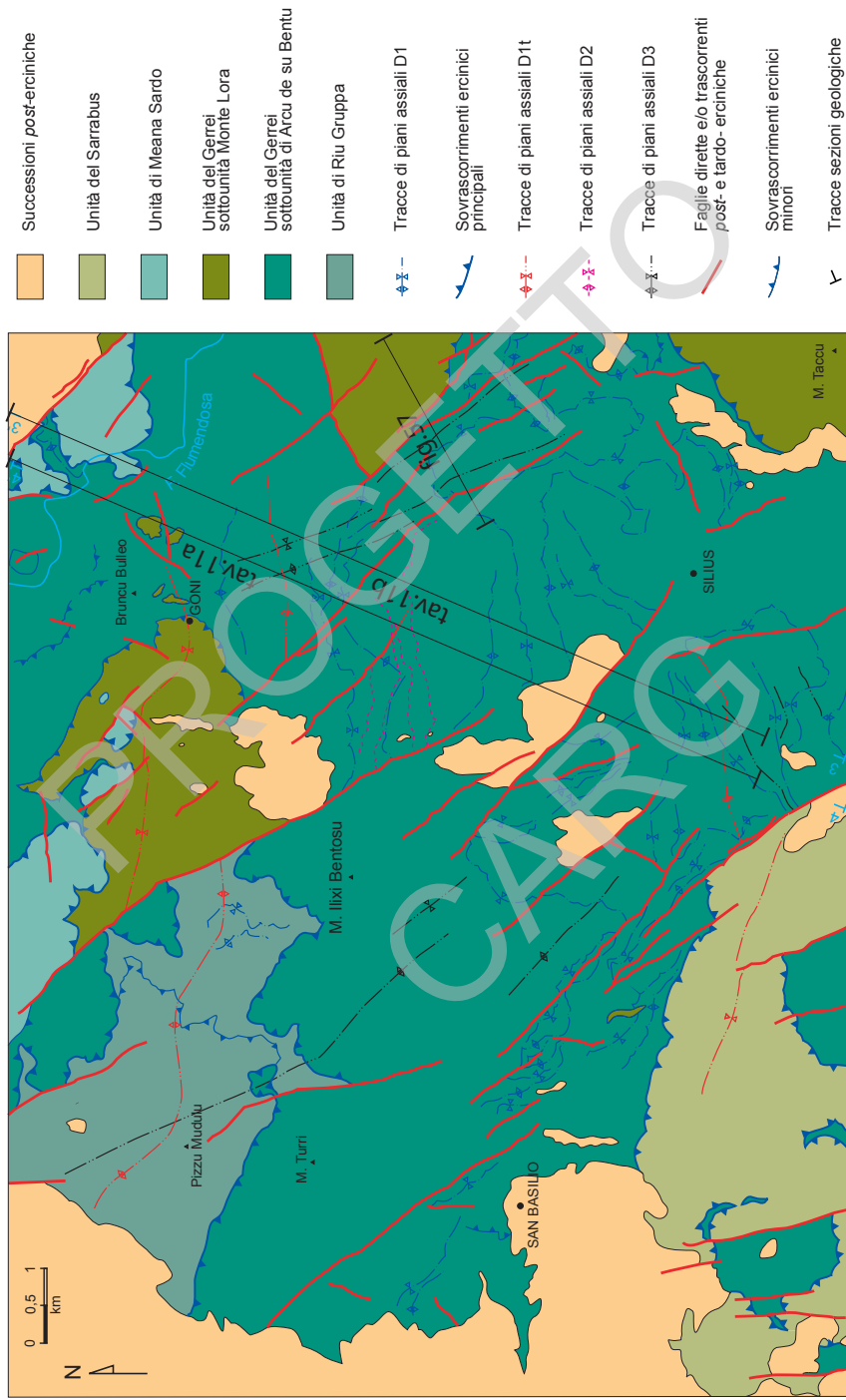
CAROSI *et alii* (1991) segnalano per questa unità anche la presenza di biotite. La direzione di allungamento è registrata nelle brecce a liditi della formazione di Pala Manna (PMN_a) ed è costantemente verso S. Anche a causa della scarsa qualità degli affioramenti spesso è difficile osservare strutture a scala mesoscopica. Dove riconoscibili, gli assi delle pieghe D1 hanno varie orientazioni, sempre con deboli inclinazioni, a causa delle deformazioni successive. A scala cartografica la struttura più continua è quella che interessa la successione ordoviciana lungo il Riu su Muru Mannu: sono anticlinali isoclinali con a nucleo la litofacies MSV_a, con piani assiali immergenti in media di 40° verso E.

All'interno dell'unità un sovrascorrimento secondario ad involucro circa N-S accavalla la formazione di Pala Manna sulla successione ordo-silurica. Dai rapporti cartografici questa strutturazione interna all'Unità del Riu Gruppa sembra precedente al sovrascorrimento della sovrastante Unità del Gerrei.

CAROSI *et alii* (1991), utilizzando un geo-termometro calcite-dolomite, hanno stimato che quest'unità tettonica durante la fase deformativa principale D1 abbia raggiunto una temperatura di circa 310-330°C.

1.2.1.2. - Unità del Gerrei

Affiora con continuità nella sez. 548 I "Goni" (tav.10) ed in finestra tettonica in piccoli affioramenti nella sez. 548 II "San Nicolò Gerrei".



Tav. 10 - Schema strutturale del basamento ercinico affiorante nella sezione 548 - I "Goni".

Le caratteristiche geometriche e deformative della fase di raccorciamento in questa unità, testimoniate dalle strutture cartografate, sono particolarmente indicative dello stile deformativo dell'intera Zona a falde, l'elemento maggiormente distintivo essendo dato da numerose pieghe isoclinali coricate, con fianchi estremamente assottigliati e con ampiezza dell'ordine dei 5 km (v. tav.10, tav.11).

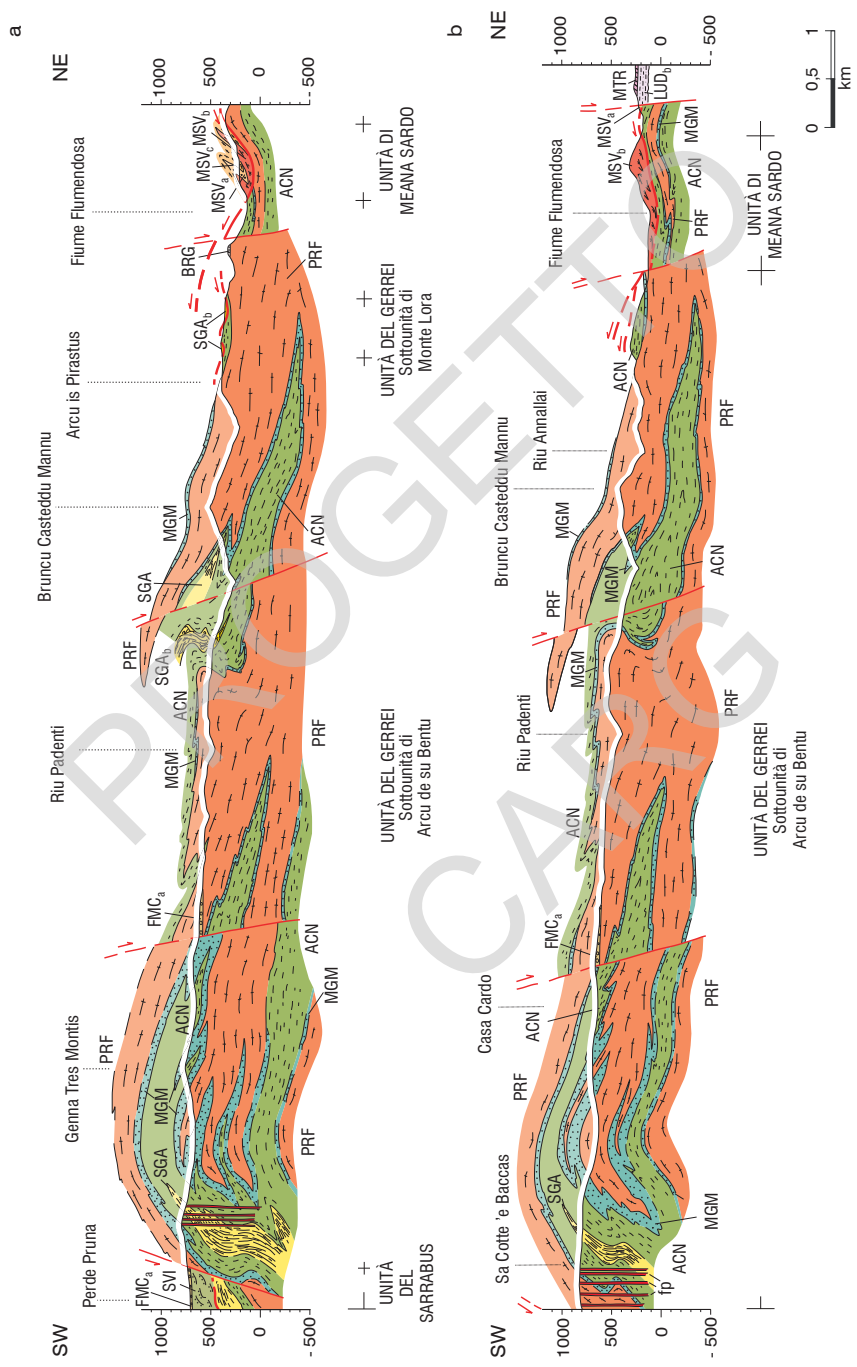
L'area in cui queste strutture affiorano con maggior chiarezza è quello della sez. 548 I "Goni", dove, quando non interessate da deformazioni successive, le superfici assiali delle pieghe D1 hanno una giacitura leggermente inclinata verso i quadranti settentrionali ed una direzione circa meridiana, parallela a quella degli assi delle pieghe minori cartografati.

L'estrema irregolarità cartografica dei piani assiali D1 è proprio dovuta alla loro giacitura poco o nulla inclinata. Sono anticlinali coricate che hanno in genere a nucleo la formazione dei Porfiroidi e sinclinali con a nucleo generalmente la successione siluro-devonica. Strutture facilmente seguibili sul terreno sono le numerose sinclinali con a nucleo gli argilloscisti di Rio Canoni che affiorano tra Cuili Levante e la Miniera di fluorite di Silius, spesso coinvolgendo anche le metavulcaniti alcaline caradociene.

Le relazioni tra stratificazione S_0 e foliazione S_1 sono evidenti in numerosi affioramenti; ad esempio nei metacalcari siluro-devonici a N di Silius in una cerniera metrica è ben evidente che i livelli sub-centimetrici di colore scuro, che intervallano il carbonato ed intersecano ad alto angolo la stratificazione, rappresentano livelli arricchiti in minerali insolubili durante fenomeni di "dissoluzione e precipitazione" paralleli alla S_1 . Di particolare interesse sono alcune piccolissime sinclinali che affiorano nell'abitato di Silius e sul M. Taccu, in quanto a nucleo di queste sono conservati alcuni dei pochi affioramenti della formazione di Pala Manna, sicuramente attribuibili al Carbonifero Inferiore per il loro contatto erosivo sui calcari devoniani (v. figg.12 e 13 del § IV - 1.2.8.).

I grandi affioramenti di porfiroidi ben evidenziati nella carta geologica costituiscono un effetto particolare dell'intersezione delle anticlinali D1 con la topografia, con anche ovvie conseguenze sulla morfologia dell'area. Infatti queste aree in rilievo sono superfici sub-parallele alle superfici assiali delle pieghe, in pratica l'erosione si è imposta prevalentemente su queste, cosicché nonostante lo spessore reale della formazione dei porfiroidi sia inferiore ai 100 m, essi hanno una elevata estensione areale.

In particolare l'altopiano che separa la valle del Riu Annallai a N dalla zona di Silius a S, costituito prevalentemente da questi litotipi, è una superficie che attraversa numerosi (almeno sei) piani assiali di pieghe D1, sempre all'interno della stessa formazione (tav.11). Il riconoscimento di alcuni affioramenti di formazioni ordoviciane a nucleo di strette sinclinali ha permesso di riconoscere una siffatta geometria.



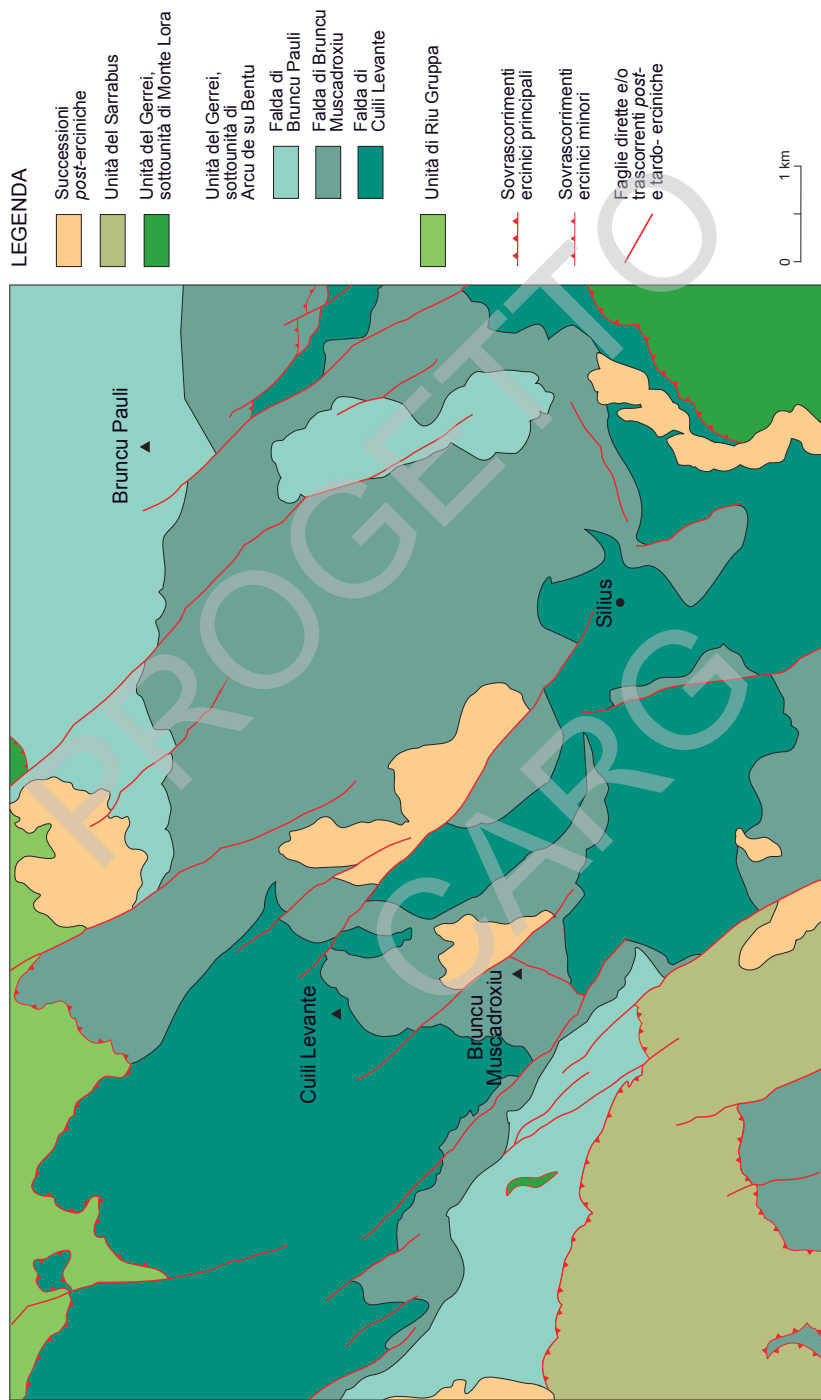
Tav. 11 - Sezioni geologiche seriate nel basamento ercinico della sezione 548 - I "Goni", vedi tracce delle sezioni in tavv.2 e 10.

La medesima situazione è ipotizzabile anche per l'area più W, compresa tra Cuili Levante e M. Quadd'Arbu, dove però l'assenza di contatti stratigrafici tra formazioni diverse non ha permesso di cartografare i piani assiali D1.

Al contrario, le grandi strutture sinclinali a nucleo delle formazioni siluro-devoniche e anche dell'Ordoviciano Superiore, caratterizzano i bassi morfologici anzidetti. La valle del Riu Annallai, infatti, insiste su una sinclinale D1, con piano assiale immergente di pochi gradi verso N, dislocata da alcune faglie tardive che la separano dalla sua naturale prosecuzione verso E con a nucleo le formazioni siluro-devoniche. Nei dintorni di Silius affiora una sinclinale che costituisce l'inviluppo di una serie di strutture minori sempre con piani assiali sub-orizzontali. Una di queste è un'anticlinale che affiora poco a SE del paese, vicino alla strada che va verso Ballao, con i porfiroidi a nucleo la cui cerniera, parzialmente laminata, è ridotta quasi a scaglie all'interno delle formazioni ordoviciane. Strutture simili, cioè terminazioni periclinali di anticlinali sempre a nucleo di porfiroidi, affiorano anche sul versante sud-occidentale della valle del Riu Annallai, in prossimità della miniera di fluorite (Pozzo Centrale), e ad E di Cuili Levante, visibile nel trivio della strada provinciale Silius-Senorbì.

Nella parte sud-orientale, in pratica lungo l'allineamento che va da M. Moratto verso S. Basilio affiorano diverse anticlinali, sia a nucleo di porfiroidi che delle metarose di Genna Mesa, completamente rovesciate con giacitura sinforme. A causa della forte non-cilindricità, queste strutture non hanno una grande continuità assiale; si riconoscono anticlinali sinformi a S di M. Moratto, a M. Crabu di S. Basilio (da non confondersi con l'omonimo rilievo ad E di Cuili Levante), a Bruncu Pei Cani, a Pizzu Pranu. Pieghe sinclinali antiformali sono invece le strutture con piano assiale immergente verso SW con a nucleo le formazioni siluriane e che si osservano con buona continuità assiale a Bruncu Fenugu, Su Corongiu, Bruncu Nurazzolu.

Considerando a scala dell'intera carta le grandi strutture anticlinali e sinclinali è possibile individuare vere e proprie falde tettoniche di ricoprimento nel senso classico del termine (*nappe*) (tav.12); per distinguerle si è individuato come limite i piani assiali delle grandi sinclinali (fig.46). Geometricamente la più alta è quella che affiora nella zona di Bruncu Bulleo - Bruncu Pauli, che ha un testimone nella zona di Melebranu e la cui propaggine più meridionale riconosciuta è quella di M. Moratto. Una falda intermedia è quella che costituisce le aree di Bruncu Nicola Bidda, Cuile Bidda 'e Fracci, M. Crabu di Cuili Levante, Bruncu Muscadroxiu, M. S'Arremingiu Mallu. La falda più bassa occupa gran parte del rilievo a N di Cuili Levante e i piccoli affioramenti già citati a SE di Silius e presso il Pozzo Centrale della miniera di Silus. Lungo la direzione di trasporto tettonico (verso SSW) è possibile misurare un'entità di ricoprimento pari ad almeno 10 km.



Tav. 12 - Carta schematica dell'area di Goni-Silius, con indicate le falde di ricoprimento individuate nella sottounità di Arcu de su Bentu.

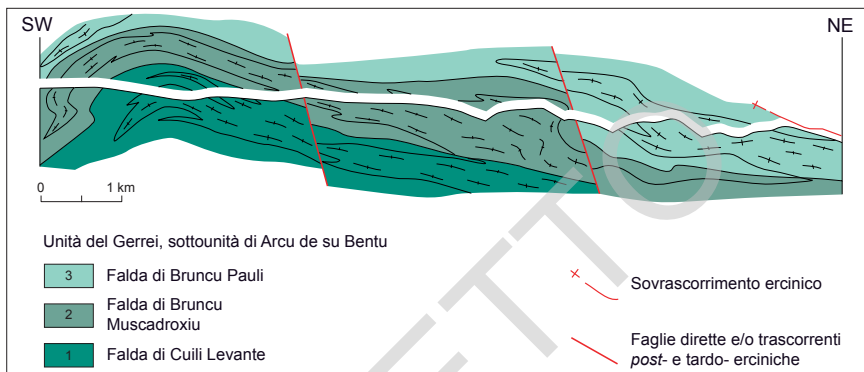


Fig. 46 - Sezione geologica semplificata (parallela alla sezione A-A' in calce alla carta geologica) con evidenziate le falde di ricoprimento costituite da prevalenti porfiroidi discusse nel testo: 1) falda di Cuili Levante; 2) falda di Bruncu Muscadroxu; 3) falda di Bruncu Pauli.

La gran parte della Unità del Gerrei affiorante nel Foglio è costituita dalla sottunità di Arcu de su Bentu, mentre la sottunità di Monte Lora affiora nell'angolo SE del foglio, costituita dalla successione devoniana di M. Taccu, o come *klippe* della successione siluro-devonica nella parte settentrionale del Foglio. In quest'ultimo caso sembra configurarsi un tipico stile di sostituzione di copertura. Questo è evidente in una delle piccole *klippe* a E di Goni, dove al contatto tra argilloscisti di Riu Canoni (appartenenti alla sottunità di Arcu de su Bentu) e Scisti a Graptoliti (della sottunità di Monte Lora) affiora una scaglia di porfiroidi. Sempre come una *klippe* della sottunità di Monte Lora, è stato interpretato l'affioramento di metavulcaniti della formazione di Monte Santa Vittoria presso Bruncu Muntari ad E di S. Basilio.

I contatti tettonici tra le due sottunità sono in genere costituiti da sottili fasce milonitiche a spese delle formazioni siluriane, di gran lunga meno competenti delle altre formazioni.

Nella parte settentrionale del Foglio l'Unità del Gerrei è sovrascorsa dall'Unità di Meana Sardo, il cui contatto tettonico affiora in maniera discontinua e non sono stati osservati affioramenti spettacolari; perlopiù il contatto è individuabile in base alle discontinuità stratigrafiche in affioramento. Quando visibile, si tratta di fasce plurimetriche di miloniti e cataclasiti, con rari indicatori cinematici che concordano per una direzione di trasporto da NNE verso SSW.

Nella parte meridionale l'Unità del Gerrei è invece sovrascorsa dall'Unità del Sarrabus, tramite il Sovrascorrimento di Villasalto (noto in letteratura anche come Faglia di Villasalto, cfr § successivo), e affiora anche in alcune finestre tettoniche, tra gli abitati di S. Andrea Frius e S. Nicolò Gerrei. Le più ampia è

quella di Planu 'e Sanguni (circa 3 kmq) dove affiorano prevalentemente i porfiroidi, le metarose di Genna Mesa e gli argilloscisti di Rio Canoni, coinvolti in alcune pieghe D1 tranciate dal sovrascorrimento. Situazione simile è quella che si osserva nella finestra di Riu Pirastu, mentre nella finestra di Cuccuru Cireddu sono stati riconosciuti esclusivamente gli argilloscisti di Rio Canoni. In alcune piccole finestre (pochi ettari di estensione) a SSE di S. Nicolò Gerrei affiora la successione siluro-devonica.

L'unità del Gerrei sovrascorre su quella più profonda di Riu Gruppa tramite un contatto marcato da un'ampia fascia milonitica, ma con zone a maggiore deformazione di pochi metri. Una fascia milonitica spessa una decina di metri, fatta prevalentemente a spese della formazione siluro-devonica, si osserva in prossimità di Truncu s'Ilixi. Un affioramento simile si osserva anche tra Bruncu Arbariu e Genna de Cresia. Presso M. Quadd'Arbu il contatto tettonico con la sottostante unità tettonica avviene sia con i Porfiroidi che con le arenarie di San Vito, e si osservano anche scaglie fatte a spese dei porfiroidi e dei metacalcari siluro-devonici. A N di M. Turri il contatto tra le litofacies arenacee delle arenarie di San Vito dell'Unità del Gerrei con analoghe litofacies della formazione di Pala Manna non è sempre facilmente riconoscibile. In ogni caso la presenza di spesse lenti di marmi (dv) intercalate nelle metarenarie indicano la comparsa dell'Unità di Riu Gruppa.

1.2.1.3. - Unità di Meana Sardo

Affiora nel bordo settentrionale del Foglio, in continuità con più estesi affioramenti del Foglio 540 "Mandas", costituendo due piccole *klippe* in sponda destra del Riu Mulargia ed in sponda sinistra del Fiume Flumendosa.

In ambedue i casi poggia tramite un sovrascorrimento poco inclinato sulla sottounità di Arcu de su Bentu dell'Unità del Gerrei. Il contatto non è generalmente ben esposto, marcato da una sottile e discontinua fascia metrica milonitica. La continuità della *klippe* presso il Riu Mulargia è interrotta da alcune faglie dirette orientate circa N150E. È formata prevalentemente dalle formazioni vulcaniche ordoviciane e dalla formazione di Orroledu. Al loro interno sono state riconosciute numerose pieghe a scala dell'affioramento, ma poche che abbiano una rilevanza cartografica. Sulla sponda destra del Mulargia è possibile osservare una ripetizione del passaggio tra le metavulcanoclastiti (MSV_c) e le metaepiclastiti (MSV_b) coinvolte in una piega con fianco rovesciato. Analoghe strutture plicative isoclinali sono cartograficamente identificabili presso il Flumendosa (v. sezione geologica A-A' in calce alla carta geologica e v. tav.11) dove, a causa delle deformazioni successive, hanno assunto una geometria di anticlinali-sinfori e sinclinali-antiformi.

La foliazione tettonica di piano assiale di queste strutture è la superficie sempre osservabile in affioramento, mentre sono assenti le strutture primarie. Solo nella formazione di Orroledu sono stati conservati alcuni livelli dove si distinguono l'originaria stratificazione ed il contenuto fossilifero.

1.2.1.4. - Unità del Sarrabus

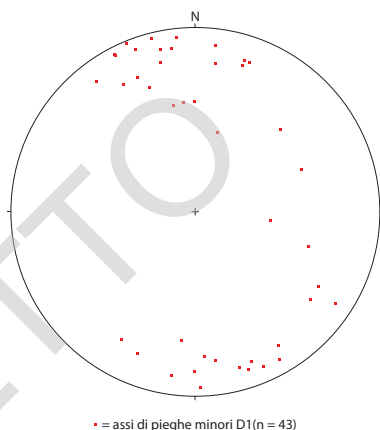
Affiora nella parte meridionale del Foglio, occupando gran parte della sez. 548 II "San Nicolò Gerrei" e parte delle sezz. 548 I "Goni" e III "Donori". Essendo in gran parte costituita dalla formazione delle arenarie di San Vito, dove finora non sono stati riconosciuti livelli *reperere*, la strutturazione a scala cartografica di questa unità è scarsamente rappresentabile.

La piega più estesa riconosciuta è la sinclinale di Bruncu Linnarbus, a S di M. Genis, con a nucleo i porfidi grigi del Sarrabus. Altre strutture plicative legate alla fase D1 (D1' in CONTI & PATTA, 1998; fase Sarrabus in CONTI *et alii*, 2001) sono le numerose pieghe a scala dell'affioramento, talvolta anche pluri-decаметriche, che interessano le arenarie di San Vito. Alcune di quelle meglio esposte affiorano a M. Acutzu, tra Serdiana e Dolianova: si tratta in genere di pieghe chiuse, asimmetriche, a ginocchio, con piano assiale debolmente inclinato (fig.47), hanno



Fig. 47 - Cerniera di piega D1 asimmetrica rovesciata nelle arenarie di San Vito con evidente foliazione di piano assiale nei litotipi meno grossolani, versante S di M. Acutzu.

Fig. 48 - Proiezione stereografica di assi di pieghe D1 misurati nelle arenarie di San Vito presso M. Acutzu. Proiezione equiareale, emisfero inferiore.



una direzione assiale prevalentemente N-S (fig.48). Spesso la presenza di importanti fianchi rovesci è data dal riconoscimento della polarità stratigrafica in strutture sedimentarie (v. fig.16).

Il grado metamorfico comunemente riconosciuto è molto basso, in genere epizonale (FRANCESCHELLI *et alii*, 1992). Si osserva solo in alcuni casi la blastesi di mica bianca (sericite) e deboli deformazioni nel quarzo (estinzione ondulata e raramente ricristallizzazione per rotazione di sub-grani).

La foliazione S_1 di piano assiale di queste pieghe non è sempre ben espressa e, a differenza delle altre unità tettoniche, non è ubiquitaria e non costituisce la superficie più evidente in campagna ed in affioramento (fig.49).



Fig. 49 - Relazioni S_0/S_1 su un fianco diritto di una piega D1 nelle arenarie di San Vito, presso il versante S di M. Acutzu.

Si sviluppa prevalentemente nei litotipi meno competenti (come originarie areniti a grana fine), è un clivaggio non-continuo, spaziato, generalmente legato a rotazione passiva di minerali tabulari presenti nei litotipi più filladici e per fenomeni di “*pressure solution*” nei litotipi silicoclastici contenenti quarzo. In ogni caso strutture sedimentarie e fossili si rinvencono ben conservati. Nei litotipi conglomeratici, ma prevalentemente nelle metavulcaniti, è possibile osservare una lineazione di allungamento orientata circa E-W, parallela alle lineazioni mineralogiche riconosciute sulla foliazione S_1 .

L'elemento strutturale più rilevante dell'unità tettonica è sicuramente il Sovrascorrimento (o Accavallamento) di Villasalto, che generalmente sovrappone le arenarie di San Vito (cambro-ordoviciane) di questa unità tettonica sui termini ordoviciani, silurici e devonici dell'Unità del Gerrei. È un contatto tettonico che ha in media un'immersione verso S con inclinazione variabile. È osservabile con buona esposizione in particolare nella zona di Planu 'e Sanguni, messo in evidenza da alcune finestre tettoniche, dove è chiara la sovrapposizione tramite una zona di taglio della formazione cambro-ordoviciana sulle formazioni più recenti. La giacitura attuale è però probabilmente legata alle fasi di piegamento successive. La giacitura sub-orizzontale in prossimità delle finestre tettoniche sembra confermare un'ondulazione di questo contatto e suggerire una giacitura originaria poco inclinata verso E.

Il sovrascorrimento è marcato da una zona di taglio, ampia fino ad un centinaio di metri, dove prevalgono le cataclasiti rispetto ai sovrascorrimenti osservati alla base delle altre unità tettoniche dove invece prevalgono rocce milonitiche. Questo a conferma di una sua evoluzione a livelli strutturali più superficiali. Le cataclasiti sono in genere foliate, di colore scuro, con frammenti provenienti sia dal tetto che dal muro della faglia. Gli indicatori cinematici raccolti lungo le fasce cataclastiche, coerenti con le lineazioni di allungamento e mineralogiche giacenti sulla foliazione S_1 , indicano una direzione di trasporto tettonico per questa unità da E verso W (CARMIGNANI *et alii*, 1978b; CONTI & PATTÀ, 1998). Questa direzione di trasporto, diversa da quella delle altre falde, è coerente anche con la direzione circa N-S dei piani assiali delle pieghe coeve, che giustificano anch'esse, almeno in prima approssimazione, una direzione di raccorciamento E-W. Come già osservato anche nell'adiacente Foglio 549 “Muravera” (CARMIGNANI *et alii*, 2001a), l'accavallamento di Villasalto si è messo in posto successivamente alla strutturazione delle altre unità, che hanno direzione di trasporto tettonico ortogonale.

Altri sovrascorrimenti minori sono diffusi nell'area, anche se a differenza delle aree ad E del Foglio, non sembrano limitare differenti sottounità tettoniche. A S di M. Genis uno di questi sovrascorrimenti sovrappone i porfidi grigi del Sarrabus sulla formazione di Punta Serpeddi, ed ha una giacitura verso S probabilmente legata ad eventi tardivi ed alla messa in posto dei porfidi permiani.

Più chiara è la giacitura presso M. Acutzu, dove le arenarie di San Vito si accavallano sui porfidi grigi e sulla formazione di Punta Serpeddi tramite un contatto tettonico immergente di circa 50° verso E (fig.50); le stesse relazioni, ma lungo una superficie meno estesa e meno inclinata, si osservano presso Sedda is Cardias, poco a E di Bruncu Linnarbus. Il rinvenimento di strie e indicatori cinematici sul piano di faglia del Sovrascorrimento di Villasalto indicanti anche movimenti diretti e trascorrenti, in contraddizione con le relazioni di sovrapposizione stratigrafica e gli indicatori cinematici nelle cataclasi, testimonia una riattivazione successiva in ambito ancora più superficiale.

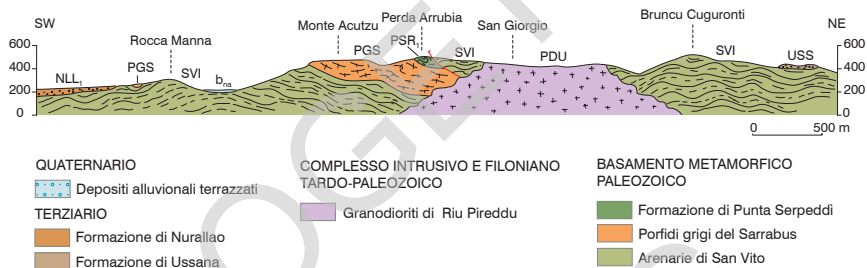


Fig. 50 - Sezione geologica orientata circa E-W nell'area di M. Acutzu, traccia indicata nella tav.2.

1.2.2. - Fase deformativa tardo-collisionale D1t. Culinazioni antiformali

Il basamento ercinico affiorante nella Sardegna SE è attraversato da strutture il cui involucro costituisce l'*anticlinorium* conosciuto come Antiforme del Flumendosa (v. § III - 1.), con una lunghezza d'onda dell'ordine della decina di chilometri, che ripiega tutte le unità tettoniche strutturate durante la fase D1. È caratterizzata da piani assiali subverticali, talvolta leggermente rovesciati verso S, con direzione assiale variabile da E-W fino a N140E, talora con un clivaggio di crenulazione di piano assiale. Spesso si osserva una discontinuità assiale, che origina una disposizione "*en échelon*" (v. tav.2). A scala dell'affioramento è possibile osservare strutture di ordine minore, con lunghezza d'onda metrica, sempre con piani assiali sub-verticali ed assi poco inclinati.

I fianchi di queste strutture sono limitati da zone di taglio a basso angolo con cinematica diretta, formatesi durante la fase d'esumazione tettonica D2 (descritta in seguito), che esasperano la geometria antiformale originando zone di culminazione (CONTI *et alii*, 1999).

A causa di questa ulteriore fase deformativa spesso non è possibile individuare con precisione la zona di cerniera delle antiformi, se non quando alcuni elemen-

ti strutturali sufficientemente continui, in genere sovrascorrimenti della fase D1, ne “disegnano”, per interferenza con la morfologia del terreno, la chiusura periclinale.

Nel Foglio affiora il fianco meridionale, immergente a S, dell’Antiforme del Flumendosa, e una delle strutture di ordine inferiore a nucleo: l’Antiforme di Siurgus Donigala, che ha a nucleo l’Unità di Riu Gruppa e mostra, con evidenza, di ripiegare il contatto con l’Unità del Gerrei (v. parte orientale della sezione geologica C-C’ in carta). Ha piano assiale sub-verticale ed immersione assiale verso N110E; la geometria è evidenziata dal piegamento sia della foliazione S_1 (fig.51), sia dei piani assiali delle pieghe D1, sia del sovrascorrimento tra le unità del Gerrei e di Riu Gruppa. Ha una semi-lunghezza d’onda di circa 2 km, ed una cerniera arrotondata, considerando la geometria del sovrascorrimento tra le due unità in prossimità di M. Artu e M. Maiori (fig.52). La sua terminazione periclinale verso E è dislocata da una faglia diretta immergente verso ENE, che la separa da una sinforme che interessa quasi esclusivamente l’unità del Gerrei, ripiegando il sovrascorrimento minore che la suddivide in due sottounità e che ha la sua terminazione periclinale nel paese di Goni.

Ad un livello strutturale leggermente più alto, la prosecuzione verso SE dell’Antiforme di Siurgus Donigala coinvolge l’Unità del Gerrei che affiora tra Bruncu Casteddu Mannu e M. Moratto; queste due aree corrispondono ai due fianchi della piega, rispettivamente quello settentrionale e quello meridionale, mentre l’area di cerniera risulta essere molto estesa, e ricade sulla sezione che va dalla valle del Riu Annallai a Silius (vedi sez. A-A’ in carta).

Strutture analoghe, osservabili solo a scala cartografica, interessano anche l’Unità del Sarrabus tra S. Andrea Frius e S. Nicolò Gerrei, e nell’area di M. Acutzu. La giacitura costantemente verticale dei piani assiali, talvolta accompagnati da un clivaggio di crenulazione, sembra compatibile con una direzione di raccorciamento sub-orizzontale, correlabile con l’impilamento delle unità tettoniche durante le fasi tardive del raccorciamento, costituendo un *foreland dipping duplex* duttile formatosi durante gran parte della fase di ispessimento crostale, ripiegato durante la fase finale in antiforme (CONTI *et alii*, 2001a; v. tav.9, fig.53).

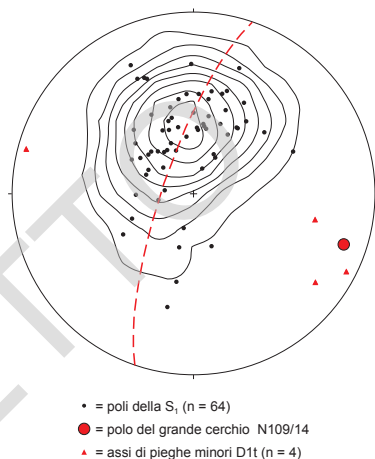


Fig. 51 - *Dispersione dei poli della foliazione S_1 ripiegata dall’antiforme di Siurgus Donigala; l’asse calcolato è orientato N109E/14°, ed è generalmente in accordo con gli assi di pieghe D1t minori riconosciute sul terreno. Proiezione equiareale, emisfero inferiore.*

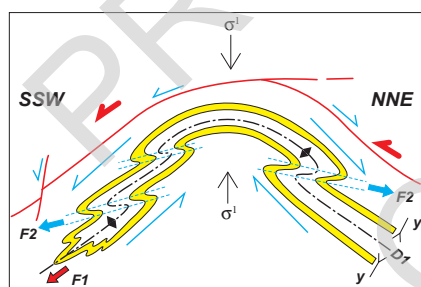
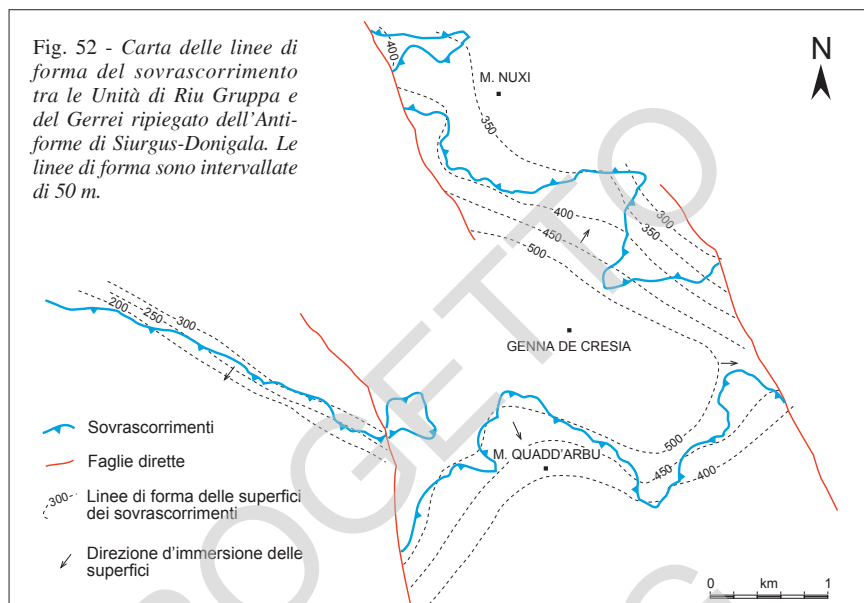


Fig. 53 - Rappresentazione schematica dei rapporti tra pieghe, zone di taglio inverse e dirette nelle culminazioni tettoniche D1t. D1: piano assiale delle pieghe della fase D1; F1: direzione di trasporto tettonico durante la fase D1; F2: direzione di trasporto tettonico durante la fase D2; y: polarità stratigrafica; σ_1 : direzione di raccorciamento durante la fase D2 (da CONTI et alii, 1999, modificato).

1.2.3. - Fase deformativa d'estensione. Strutture D2 e D3

Le strutture D1 e D1t sono ulteriormente deformate da strutture duttili (pieghe, zone di taglio a basso angolo con cinematica diretta) e fragili (faglie dirette e/o trascorrenti ad alto angolo). In aree limitrofe, ad esempio nel Foglio 549 "Muravera" (CARMIGNANI *et alii*, 2001a), i rapporti reciproci di queste strutture sul terreno ed a scala cartografica mostrano che le faglie ad alto angolo, tipiche di ambiente fragile, si sovrappongono alle strutture di tipo duttile, indicando un'evoluzione verso livelli strutturali sempre più superficiali (v. fig.53).

Nell'area del Foglio non sono state riconosciute chiaramente faglie dirette a basso angolo, anche se molti sovrascorrimenti D1 mostrano una riattivazione estensionale, in particolare il Sovrascorrimento di Villasalto.

Sono stati riconosciuti due sistemi di pieghe che deformano tutti gli elementi strutturali delle fasi deformative precedenti.

1.2.3.1. - Pieghe

Sono stati cartografati due sistemi di pieghe di cui non sono ben chiare le relazioni di sovrapposizione.

Un primo sistema di pieghe (D2) interessa tutte le unità tettoniche affioranti. Hanno piano assiale sub-orizzontale e assi con direzione variabile, ma, poiché tendono a svilupparsi prevalentemente sui fianchi delle strutture antiformali D1t, assumono una direzione assiale circa parallela agli assi delle antiformi. Si tratta di pieghe asimmetriche, in genere disarmoniche alla scala di pochi metri, confinate in zone di taglio duttili, potenti da pochi decimetri ad alcune decine di metri (figg.54 e 55).



Fig. 54 - Pieghe D2 asimmetriche nei metacalcari siluro-devonici, a W di Goni.



Fig. 55 - *Piega D2 asimmetrica a scala del versante, che deforma le formazioni siluro-devoniche, presso il Flumendosa a NE di Goni.*

Il senso di rovesciamento opposto sui fianchi della stessa struttura indica una cinematica diretta centrifuga rispetto alle culminazioni assiali, che esaspera la loro geometria antiformale (v. fig.53).

L'effetto di queste pieghe complica l'assetto strutturale del basamento, anche se spesso questo non è cartograficamente immediatamente percepibile. Un esempio importante è dato dalla zona di M. Moratto e M. S'Arremingiu Mallu, dove le pieghe isoclinali D1, con piano assiale immergente verso S a causa del piegamento in antiforme D1t, sono ulteriormente deformate da pieghe D2, asimmetriche, con piano assiale blandamente inclinato verso N, e fianchi rovesciati (v. parte sud-occidentale della sez. A-A' in carta, fig.56). La direzione di *facing* di queste strutture D2 indica una direzione di trasporto verso i quadranti meridionali.

Situazione analoga, anche per posizione rispetto alle strutture antiformali, si osserva nell'area di Bruncu Pei Cani e M. Crabu di San Basilio. Sul versante meridionale del Riu Annallai i Porfiroidi giacciono, con polarità rovesciata, sugli argilloscisti di Rio Canoni a causa di pieghe D2 che rovesciano fianchi diritti di sinclinali D1 (v. parte nord-orientale della sez. A-A' in carta).

Un altro sistema di pieghe (D3) deforma le strutture D1 e D1t, e non sembra avere relazioni di sovrapposizione univoche con le pieghe D2 (CAROSI & MALFATTI, 1995).

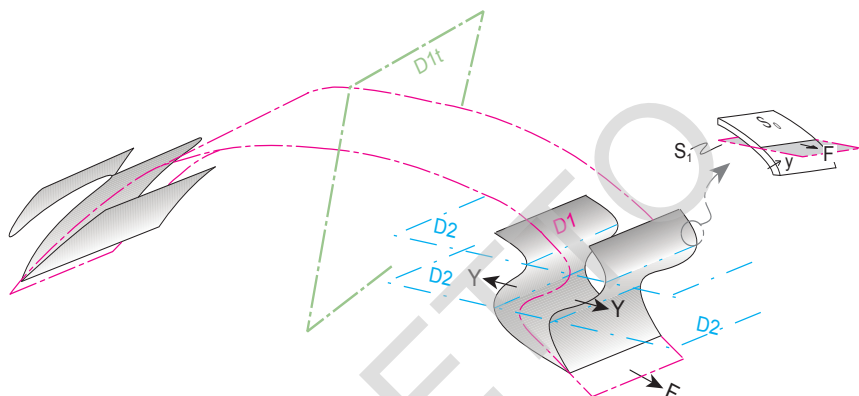


Fig. 56 - Schema delle relazioni tra pieghe delle fasi deformative D1, D1t e D2; F: direzione di trasporto tettonico durante la fase D1; y: polarità stratigrafica; S₀: stratificazione, S₁: scistosità della fase D1 (da FUNEDDA, 1996; modificato).

A differenza di queste tendono ad avere un piano assiale sub-verticale con direzione assiale variabile attorno a N-S, più spesso N150E, e sono generalmente simmetriche. Non sviluppano, se non localmente, un clivaggio di piano assiale.

Nell'area del Foglio costituiscono significative strutture a scala cartografica, e talvolta, come nella zona a N di Cuili Levante, si sovrappongono alle strutture D1t, originando una struttura d'interferenza intermedia tra il tipo 1 ed il tipo 2 (RAMSAY, 1967), comunque creando degli alti strutturali. Alcune sinformi con lunghezza d'onda chilometrica, che interessano Porfiroidi in corrispondenza di fianchi rovesci di pieghe D1 (v. sezione geologica B-B' in carta), sono state cartografate nell'area a NE di Silius.

1.2.3.2. - Faglie

L'intero settore della Sardegna SE è interessato da numerose faglie principalmente con direzioni N150E o N-S, ma non sempre è possibile porre un esatto limite cronologico tra le strutture fragili tardo-erciniche, che hanno permesso l'esumazione della catena, e quelle che invece si sono sviluppate durante l'evoluzione deformativa meso-cenozoica. Infatti, i vincoli certi per la datazione dell'attività sono legati all'età delle formazioni coinvolte, mentre non esistono dati diretti sull'età delle singole strutture. È comunque evidente che alcune faglie sono state attive in più momenti geologici, il che rende ancor più difficoltosa la loro corretta interpretazione cronologica.

Il sistema più diffuso è quello orientato N150E, le cui faglie vengono spesso definite, nella letteratura locale, come faglie a direzione campidanese, in riferimento al ruolo avuto per la strutturazione della fossa del Campidano durante il Plio-Pleistocene.

L'età paleozoica di alcune delle faglie ad alto angolo è desumibile in quanto, seppur riattivate a più riprese nel Mesozoico e nel Terziario, sono iniettate da filoni permo-carboniferi rispetto a cui, evidentemente, erano coeve o preesistenti. Particolarmente evidente è lo sciame filoniano del M. Genis, esattamente parallelo, ed in parte iniettato, lungo le suddette faglie. Seppure parallele, mostrano immersione sia verso SW che verso NE, con cinematica sicuramente diretta e probabilmente anche trascorrente.

Osservando le relazioni con le strutture erciniche sopra descritte, si nota che il sistema di faglie dirette N150E nell'area a W di Bruncu Nicola Bidda è parallelo ai piani assiali delle pieghe D3, ed è ipotizzabile che sia ad esse strettamente correlato in quanto i blocchi ribassati coincidono costantemente con strutture sinformi e quelli sollevati con antiformali (fig.57).

Come descritto nell'adiacente Foglio 540 "Mandas" (FUNEDDA *et alii*, in stampa) alcune di queste faglie sono responsabili della strutturazione del bacino permiano del lago Mulargia-Escalaplano (PITTAU *et alii*, 2008) che affiora per pochi ettari nel bordo NE del Foglio.

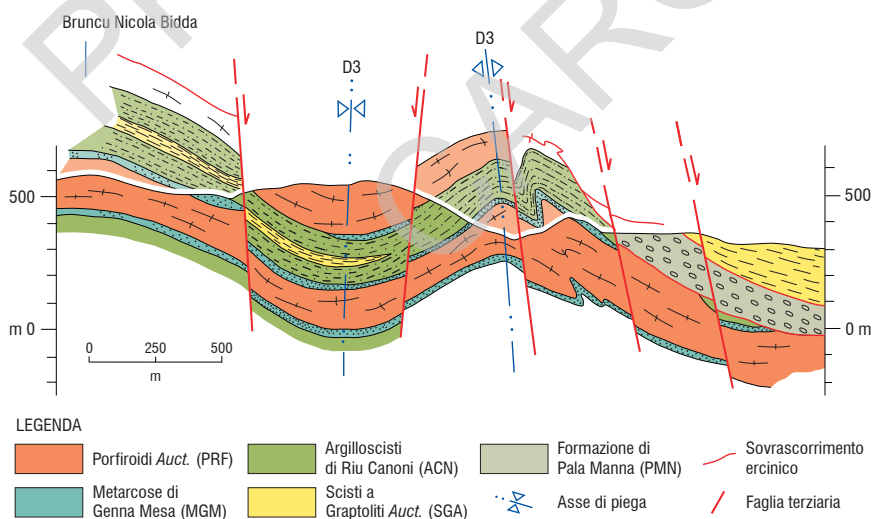


Fig. 57 - Sezione geologica schematica nel basamento ercinico a E di Bruncu Nicola Bidda, traccia indicata nella tav.2.

2. - TETTONICA MESO-CENOZOICA

Dopo il Paleozoico, l'evento tettonico che più ha influenzato l'attuale assetto strutturale del Foglio Senorbì è quello oligo-miocenico che ha originato la "Fossa sarda" *Auct.* (CHERCHI & MONTADERT, 1982; CARMIGNANI, 1990; CARMIGNANI *et alii*, 2001b *cum bibl.*; 2004; CASULA *et alii*, 2001; OGGIANO *et alii*, 2010). L'evento tardo-pliocenico che ha originato la fossa del Campidano è meno rilevante nell'area in esame in quanto interessa solo parzialmente il Foglio nel suo lembo sud-occidentale, nonostante, come già osservato, abbia condiviso con eventi precedenti gli stessi lineamenti tettonici fragili, più volte riattivati.

Nel Foglio esistono numerose strutture che testimoniano un'evoluzione tettonica complessa, che ha interessato tutte le coperture *post*-paleozoiche a più riprese influenzandone la sedimentazione. Testimonianza stratigrafica del sovrapporsi di diversi cicli tettono-sedimentari sono le discordanze angolari che separano le varie successioni: nell'area del Foglio sono evidenti quelle tra il basamento ercinico, la successione permiana, la successione paleogenica, la successione vulcano-sedimentaria miocenica (sia I che II ciclo). Nelle aree limitrofe (PERTUSATI *et alii*, 2002; FUNEDDA *et alii*, in stampa) sono evidenti anche quelle alla base delle successioni triassica e giurassica ed in genere risultano meglio esposte anche quelle delle successioni paleogenica e permiana.

Le strutture affiorano con maggior frequenza e buona esposizione nel settore orientale, maggiormente sollevato rispetto a quello occidentale sicuramente durante il Pliocene Superiore (cfr. § 2.4.), ma che probabilmente già durante l'evoluzione miocenica costituiva un'area elevata dove non si sedimentava la successione marina del I e II ciclo miocenico, mentre è probabile che le successioni mesozoiche siano state erose. Nel settore centro-occidentale gran parte delle strutture sono invece sepolte dai sedimenti oligo-miocenici, in particolare da quelli *post*-Burdigaliano superiore, e dai sedimenti quaternari.

Di seguito vengono descritte le strutture, evidenziando le loro caratteristiche geometriche e cinematiche, basate soprattutto su osservazioni puntuali. Quindi sarà discussa l'evoluzione tettonica e strutturale mezo-cenozoica, basata su considerazioni a scala dell'intero Foglio e delle aree limitrofe.

2.1. - LE STRUTTURE

In carta sono stati riconosciuti alcuni sistemi di faglie con orientazioni diverse, certune delle quali sepolte e quindi desunte in base ad osservazioni sia in affioramento che a scala cartografica, nonché alcune strutture plicative descritte qui per la prima volta.

2.1.1. - *Faglie NW-SE*

Le faglie affioranti nell'area sono quasi esclusivamente le faglie a direzione cosiddetta "campidanese", quindi circa NNW, nonostante questa denominazione sia fuorviante proprio perché si tratta di strutture attive ben prima della formazione del "Graben del Campidano" durante il Plio-Pleistocene.

Sono particolarmente ben esposte nella parte nord-orientale, dove interessano sia il basamento cristallino ercinico, sia le coperture permiane ed eoceniche. Hanno in genere una direzione media N130E, ed immergono sia verso NE che verso SW, con prevalenza delle prime nelle zone più orientali.

In riva sinistra del Flumendosa la successione permiana, coperta in discordanza dalle arenarie dell'Eocene, è ribassata a tetto di una faglia diretta orientata N140E immergente verso NE; considerando che a muro della faglia, in località Su Sonadori, il Permiano e l'Eocene non affiorano, è ipotizzabile una componente verticale del rigetto di almeno un centinaio di metri. È questa una delle faglie che ha separato il bacino permiano del Lago del Mulargia da quello di Escalaplano ed il cui alto strutturale è attualmente ricoperto dalle colate basaltiche plioceniche.

Procedendo verso W tutto il basamento ercinico del Foglio è interessato da faglie con la medesima orientazione che spesso, interessano anche la copertura eocenica. Alcune di queste faglie sono già state descritte nell'evoluzione estensionale ercinica *post*-collisionale (v. § - 1.2.3.2.). Sono faglie che in genere affiorano per oltre 5 km di lunghezza e che hanno imposto alla copertura eocenica dislocazioni dell'ordine del centinaio di metri ciascuna. L'affioramento della formazione di Monte Cardiga di Su Motroxu - Pranu Muttettu è limitato a W da una faglia con direzione N150E, inclinata di almeno 70° verso NE. Verso SW essa è sostituita "*en échelon*" da un'altra serie di faglie con la medesima giacitura e che ribassano di circa un centinaio di metri gli affioramenti eocenici ad E di M. Crabu di Silius e Muscadroxu a NW di Silius.

In questa area cominciano a comparire anche faglie di minore estensione e con direzione di immersione opposta, verso SW, sempre caratterizzate da una cinematica diretta. Ad esempio, sempre presso M. Crabu, è possibile stimare un rigetto verticale di circa 50 m. Di maggiore estensione è la faglia diretta a W di M. Ixi, immergente verso SW, che rigetta la base della formazione di Monte Cardiga di oltre un centinaio di metri e che costituisce la parte meridionale di un sistema di faglie dirette (ma non si può escludere una componente trascorrente), disposte "*en échelon*", che si estende per oltre 10 km verso N fino ad essere coperto dalla successione oligo-miocenica. Ancora più a W si riconoscono faglie con immersione verso NE che, oltre a dislocare le coperture *post*-paleozoiche, mettono in evidenza alcune finestre tettoniche erciniche, precedentemente descritte (fig.58).

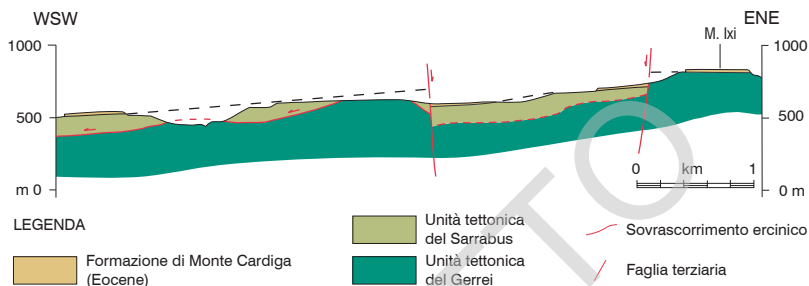


Fig. 58 - Sezione geologica schematica che evidenzia la cinematica delle faglie terziarie tra M. Ixi e S. Andrea Frius, traccia indicata nella tav.2.

A W di S. Andrea Frius la successione eocenica, che poggia con giacitura sub-orizzontale sul rilievo granitoide, è ribassata da una gradinata di faglie a franapoggio immergenti verso E da quota 350 a 250 m s.l.m..

Nei quadranti occidentali le faglie orientate NW-SE interessano anche la successione miocenica. A N di Guasila e Selegas il contatto tra le formazioni del I e II ciclo miocenico è dislocato da una faglia con orientazione circa N120E, immergente per circa 80° verso SW, con un rigetto verticale di almeno 100 m. Talvolta interessano il contatto tra le formazioni mioceniche ed il basamento ercinico; nel versante occidentale di M. Assorgia la formazione di Ussana è in appoggio per faglia sulle arenarie di San Vito, e verso NW un sistema di strutture simili disloca al suo interno la stessa successione miocenica. Il corso del Riu su Rettori in questa area sembra impostato su uno di questi lineamenti tettonici, la cui presenza al di sotto dei depositi quaternari è desunta anche per giustificare l'incongruenza geometrica tra i depositi della formazione di Nurallao: in riva destra infatti affiora il membro basale del conglomerato di Duidduru, che apparentemente sembrerebbe immergere al di sopra del membro delle arenarie di Serra Longa che affiora in riva sinistra.

Più W è stata cartografata, anche se prevalentemente ricoperta dalla coltre detritica quaternaria, la Faglia di Nuraminis, un lineamento tettonico orientato N150E che prosegue per molti chilometri verso NNW, di notevole importanza in quanto ribassa verso W la successione miocenica del II ciclo a tetto, lasciando in evidenza a muro metamorfiti erciniche, sedimenti paleogenici, vulcaniti e i sedimenti oligo-aquitani del I ciclo che immergono verso NE, rappresentando il tetto di blocchi crostali ruotati secondo un asse orizzontale.

Lo stesso motivo tettonico (faglie immergenti verso SW che limitano blocchi di basamento "inclinati" verso E) è riconoscibile anche nella fascia orientata NW-SE tra gli abitati di Villagreca e Ortacesus. Vi affiorano in diverse località sia metamorfiti che rocce intrusive del basamento cristallino ercinico, per cui sono

state desunte diverse faglie sepolte dalla coltre quaternaria e anche dalle formazioni mioceniche del I e II ciclo. Questi affioramenti costituirebbero l'emergenza, nella parte superiore, di blocchi tiltati che separano la successione miocenica in sub-bacini stretti ed allungati. Non è possibile stimare la cinematica di queste faglie: oltre alla componente diretta è probabile una componente trascorrente, e in genere sembrano interessare la base delle formazioni vulcano-sedimentarie del I ciclo oligo-miocenico, ma non quelle del II ciclo.

2.1.2. - *Faglie N-S*

Affiorano poche faglie con questa direzione e sono decisamente più diffuse nella zona ad E del Foglio. Interessano tutte le formazioni, escluso i depositi quaternari, dislocandole con cinematica diretta. Tra le più evidenti le faglie che dislocano la successione miocenica ad E di Bruncu S'Arruda e quelle che dislocano il basamento ercinico a W di Silius. A N di Villagreca affiorano due faglie con direzione meridiana: a W di M. Su Marchesu dislocano il contatto tra calcari di Villagreca e formazione di Nurallao; a M. Fenu una faglia fortemente inclinata verso W interessa la successione sedimentaria del I ciclo.

2.1.3. - *Faglie E-W*

Sono strutture piuttosto rare che interessano tutte le formazioni paleozoiche e terziarie. A N di Donori interessano il contatto tra arenarie di San Vito ed i monzograniti di Barrali; a S di Guasila una faglia immergente verso N ribassa a tetto la formazione dei calcari di Villagreca rispetto alle andesiti di M. Zara a muro. A NW di Goni una faglia con la medesima giacitura ribassa a tetto la formazione di Ussana rispetto al basamento ercinico a muro. In genere si osserva comunque che queste faglie sono dislocate dalle faglie a direzione NW-SE.

2.1.4. - *Pieghe*

Gli affioramenti dei calcari di Villagreca tra Guasila e Nuraminis, lungo la dorsale che da Bruncu S'Arruda a N va verso N.ghè Samatzai e Perda Lada a S, evidenziano una struttura antiformale che coinvolge ovviamente anche le sottostanti arenarie di Serra Longa. È un'anticlinale blanda, con piano assiale verticale e asse sub-orizzontale orientato circa N160E, cerniera arrotondata, seguibile per circa 15 km (fig.59).

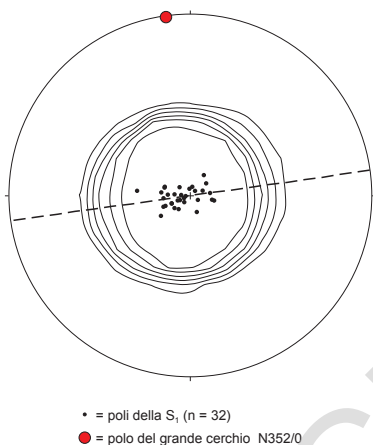


Fig. 59 - Dispersione dei poli della stratificazione (S_0) della formazione dei calcari di Villagrega nella dorsale da Bruncu s'Arruda a Perda Lada, ripiegate dall'antiforme di N.ghe Samatzai; l'asse calcolato è orientato N352/0°. Proiezione equiareale, emisfero inferiore.

Cartograficamente la periclinale è osservabile presso N.ghe Samatzai, dove la geometria della piega è apprezzabile in sezione lungo una trincea stradale (fig.60).

Nella sua propaggine più settentrionale i calcari di Villagrega sono erosi e a nucleo affiora la formazione di Nurallao. La scarsa qualità di affioramento non permette di capire se anche la formazione

della Marmilla sia interessata dal piegamento, sebbene le giaciture misurate sul fianco occidentale a M. Fenu sembrerebbero concordanti con il fianco della piega. Non è neanche possibile capire se le vulcaniti oligo-aquitaniene ed il basamento



Fig. 60 - Panoramica della cerniera della antiforme di N.ghe Samatzai, che interessa i calcari di Villagrega a N dell'omonimo nuraghe.

paleozoico siano coinvolti nel piegamento, ma è probabile che questo sia scollato al contatto con queste formazioni. La posizione dell'antiforme, limitata ad E da una faglia diretta immergente verso SW e parallela alla sua direzione assiale, suggerisce che possa essere una struttura dovuta ad una compressione orizzontale innescata dallo scivolamento verso NE del blocco a tetto della suddetta faglia.

2.2. - STRUTTURAZIONE MESOZOICA-PALEOGENICA

Un quadro riassuntivo delle strutture precedenti alla strutturazione dei bacini miocenici evidenzia una riattivazione nel tempo dei lineamenti orientati N150E, responsabili anche della strutturazione dei bacini miocenici e della fossa pliocenica del Campidano, già legati alla deformazione tardo-ercinica. Alcune di queste faglie non sembrano interessare le coperture eoceniche.

In ogni caso l'evidente discordanza angolare alla base della successione eocenica dimostra l'esistenza di un'attività pre-eocenica: infatti la base della formazione di Monte Cardiga poggia indistintamente su depositi paleozoici, triassici e giurassici. In numerosi affioramenti (nell'area tra Silius, Goni e S. Andrea Frius) poggiano sul basamento metamorfico ercinico; in sponda sinistra del Flumendosa, nell'angolo NE del Foglio, i conglomerati e le arenarie basali della formazione eocenica poggiano sui depositi vulcano-sedimentari permiani; a E di Barrali sui monzograniti tardo-paleozoici ed infine presso N. ghe Sioccu non affiora la base della formazione, ma è verosimile si appoggi direttamente sul basamento cristallino ercinico. È quindi verosimile che tra il Giurassico ed il Paleocene ci sia stata una deformazione, probabilmente di tipo fragile, ed una successiva erosione che ha originato la superficie d'appoggio dell'Eocene Inferiore.

Attualmente in Sardegna non esistono chiari indizi di una tettonica *post*-paleozoica che coinvolga in maniera significativa le successioni prima dell'Eocene. Indizi di una tettonica mesozoica pre-eocenica (Fase Laramica) sono riportati in letteratura (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; OGGIANO *et alii*, 1987), anche se per la Sardegna nord-occidentale.

2.3. - STRUTTURAZIONE DEI BACINI OLIGO-MIOCENICI

In tutta la parte occidentale del Foglio la tettonica che ha strutturato il bacino oligo-miocenico ha fornito l'impronta deformativa più importante. Come già accennato nella parte introduttiva, esistono diverse interpretazioni sul quadro geodinamico durante il quale è avvenuta questa deformazione, ed anche sulla strutturazione dei bacini.

Le diversità d'interpretazione dei dati di campagna nascono principalmente dal fatto che gran parte delle strutture che formano i bacini sono ricoperte dai sedimenti stessi che li hanno riempiti, perciò, in assenza di forti fenomeni erosivi, la loro comprensione è piuttosto difficoltosa quando non sono oggetto di una accurata cartografia.

In accordo con diversi autori (CARMIGNANI *et alii*, 1994a; 1994b; 2001b; 2004; ASSORGIA *et alii*, 1997; SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998) si possono distinguere due cicli tettono-sedimentari principali: un I ciclo che va dall'Oligocene superiore al Burdigaliano medio; ed un II ciclo che va dal Burdigaliano superiore a tutto il Langhiano, scarsamente affiorante nel Foglio Senorbì in quanto quasi completamente eroso, probabilmente durante il Quaternario. Questa distinzione corrisponde da un punto di vista cronostratigrafico con le fasi "*syn-rift*" e "*post-rift*" descritte anche da CHERCHI & MONTADERT (1982). Il limite tra i due cicli è in genere marcato da una discordanza angolare (ben visibile nell'adiacente Foglio Mandas), e talvolta da depositi clastici grossolani. Inoltre il I ciclo è caratterizzato da una diffusa tettonica *sin*-sedimentaria, quasi assente nel II ciclo.

2.3.1. - I ciclo

Il I ciclo è costituito da una successione che comprende: formazione di Ussana, formazione di Nurallao, formazione di Aragixi, calcari di Villagrega e formazione della Marmilla, tutte in parziale eteropia tra loro (v. tav.6). Queste formazioni poggiano in discordanza su tutti i termini precedenti, e nell'insieme individuano un bacino orientato circa NW-SE, limitato da faglie, spesso sepolte dai sedimenti più recenti, con blocchi di basamento pre-oligocenico che costituivano aree in rapido sollevamento e fornivano materiale clastico di riempimento del bacino.

Le caratteristiche sedimentologiche e le strutture sedimentarie delle litofacies riconosciute nelle varie formazioni sono chiaramente riconducibili ad un contesto tettonicamente attivo, con produzione di sedimenti clastici da aree in sollevamento (SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998) e di carbonati in aree protette a muro delle faglie maggiori. Studi effettuati sugli affioramenti di Isili (Foglio 540 "Mandas") da CHERCHI *et alii* (2000) segnalano che la tettonica ha dirette ripercussioni anche sull'ecologia della scogliera, tanto che la sequenza evolutiva appare in alcuni casi "replicata", mentre in altri è talvolta incompleta. Faglie che bordavano aree in rapido sollevamento giustificano la presenza di brecce a grossi blocchi all'interno della formazione di Ussana, come quelle osservabili all'ingresso meridionale di Barrali in discordanza sul basamento granitico (fig.61), ed interpretabili come il prodotto di un accumulo, caotico e poco selezionato, ai piedi di scarpate di faglie attive.



Fig. 61 - Breccie a grossi blocchi di granitoidi ercinici nella formazione di Ussana affiorante a S dell'abitato di Barrali; nel riquadro in basso a sinistra un particolare dell'affioramento indicato con un quadrato bianco.

In base agli affioramenti del limite trasgressivo dei sedimenti oligo-aquitani e all'emergenza dei blocchi di basamento ercinico e di vulcaniti oligoceniche al disotto delle coperture mioceniche e quaternarie è possibile definire i limiti del bacino del I ciclo e la sua strutturazione, dovuta ad un sistema di faglie NW-SE, perlopiù sepolte. Il bacino affiorante nel Foglio può così essere suddiviso in due sottobacini: il bacino di Villagrecia a W e quello di Senorbì ad E, separati tra loro dall'alto strutturale di Pimentel - M. Zara. Come evidente anche in carta, si tratta di un alto strutturale costituito da metamorfiti e granitoidi ercinici e da vulcaniti oligoceniche, limitati da un sistema di faglie orientate N150E, che sembrano avere una disposizione “*en échelon*”.

Il bacino di Villagrecia si estende tra Nuraminis e Guasila. Il limite occidentale è individuato dall'alto topografico e strutturale di Nuraminis-Villagrecia, che costituisce la parte emergente di un blocco crostale immergente verso E fatto di vulcaniti oligo-aquitane che intrudono il basamento ercinico. Questo bacino prosegue oltre i limiti del Foglio verso N nell'area di Villamar e Gesturi, limitato a W dal rilievo di M. Maiori e Punta Sebera presso Segariu. Verso E il bacino è limitato dall'alto strutturale di M. Zara, Pimentel e Barrali. L'anticlinale di N. ghe Samatzai costituisce una delle strutture sintettoniche di questo bacino.

Poiché risulta parallela alle faglie che strutturano i bacini, non sembra indicativa di una tettonica trascorrente, ed è probabile che si sia originata per scivolamento delle coperture sedimentarie, non ancora consolidate, verso E, che si sono deformate per taglio puro per lo scorrimento lungo la base del blocco crostale.

Il bacino di Senorbì è limitato verso W dall'alto strutturale costituito dai rilievi di M. Zara, Bruncu Arquentu, M. Onigu e trova il suo proseguimento verso N nel rilievo di P.ta Trempu (Foglio 540 "Mandas"). Verso E si appoggia in trasgressione sul basamento cristallino ercinico.

Poiché sia le faglie che l'antiforme di N.ghe Samatzai non sembrano coinvolgere la formazione della Marmilla, parrebbe che il bacino si sia strutturato prevalentemente durante la deposizione della formazione di Nurallao e dei calcari di Villagrega, mentre la tettonica si sarebbe attenuata durante la fase di deposizione della formazione della Marmilla.

Secondo SOWERBUTTS & UNDERHILL (1998) la presenza di faglie dirette e pieghes sigillate dal progredire della deposizione del I ciclo indica un'evoluzione in cui la strutturazione del bacino sia avvenuta più velocemente della sedimentazione. Secondo tale visione solo la parte basale della successione del I ciclo potrebbe essere definita "*syn-rift*" in senso stretto, mentre la parte alta della formazione della Marmilla marcherebbe una generale subsidenza non dovuta a cause prevalentemente tettoniche.

2.3.2. - Il ciclo

I depositi del I ciclo sono ricoperti in discordanza dalla formazione delle marne di Gesturi, la cui base è attribuita al Burdigaliano superiore. Una di queste superfici è osservabile anche in panorama, oltre che riconoscibile in carta, a Corti de Forru, a N di Guasila, dove le arenarie basali delle marne di Gesturi immergono di pochi gradi verso W-SW, mentre le sottostanti siltiti della formazione della Marmilla, immergono al contrario, verso ENE di pochi gradi.

A differenza del ciclo sottostante, in questa formazione non si rinvencono abbondanti tracce di attività tettonica *sin*-sedimentaria, ed è difficile definire con certezza i limiti originari del bacino.

Considerate le caratteristiche sedimentologiche dei cosiddetti depositi "*post-rift*" (CHERCHI & MONTADERT, 1982; ASSORGIA *et alii*, 1997; SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998) e l'evidenza che questi si dispongono secondo geometrie di aggradazione "*onlap*" sia sulla successione oligo-aquitaniense, sia sul basamento pre-oligocenico, è probabile che si impostino in depressioni strutturali già definite, senza un'attività tettonica importante, ma con una progressiva subsidenza testimoniata dall'aumento delle facies marine distali nella parte alta della successione.

2.4. - TETTONICA PLIOCENICA

Sebbene in tutta l'Isola sia descritta un'importante tettonica di età pliocenica, responsabile della strutturazione della Fossa del Campidano (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; PALA *et alii*, 1982; CASULA *et alii*, 2001), nell'area del Foglio l'unica struttura sicuramente ascrivibile ad un'attività tettonica plio-pleistocenica è la Faglia di Nuraminis, che immerge verso W e ribassa a tetto le marne di Gesturi.

L'analisi dell'approfondimento della valle del Flumendosa, soprattutto a N del Foglio, che incide gli altipiani con i basalti tardo-pliocenici, mostra un sollevamento generale del "pilastrò tettonico" del Sarcidano-Gerrei di circa 300 m negli ultimi 2,5 Ma circa. Nel Foglio la differenza tra il basalto affiorante ad E di Bruncu Bulleo è ridotta a circa 175 m. È probabile che questo approfondimento, sicuramente legato anche alle variazioni del livello di base marino innescato dai grandi eventi glaciali quaternari, sia stato coevo di un'attività tettonica responsabile anche della forte inversione del rilievo testimoniata dalle giare basaltiche.

Nel Campidano meridionale, i profili sismici pubblicati da CASULA *et alii* (2001) mostrano un riflettore interpretato come la base della sequenza plio-quaternaria che immerge progressivamente verso W, per cui il *Graben* del Campidano sarebbe in realtà un *semi-graben*, come proposto anche da FUNEDDA *et alii* (2009) che discutono questo ed altri dati rilevati sul bordo occidentale della struttura. In questa interpretazione la faglia principale sarebbe perciò il lineamento che borda i rilievi del Sulcis-Iglesiente e Guspinese e nota appunto come Faglia del Campidano e per la quale viene proposto un rigetto complessivo di almeno 500 m (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; PALA *et alii*, 1982), mentre la Faglia di Nuraminis sarebbe una faglia antitetica minore.

PROGETTO
CARG

VI - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

L'area del Foglio 548 "Senorbì" costituisce una zona di raccordo tra gli altopiani del Gerrei ad E e la piana del Campidano a W, classicamente interpretata come un *graben* la cui formazione viene riferita al Pliocene Inferiore (v. § V - 2.4.).

Sono state riconosciute cinque grandi unità di paesaggio suddivisibili ulteriormente in varie sottunità:

1. depressione del Campidano;
2. fascia collinare pedemontana;
3. rilievi vulcanici, *plateau* e morfologie laviche;
4. altopiano, profondamente dissecato, del Gerrei;
5. valli fluviali.

1. - DEPRESSIONE DEL CAMPIDANO

Occupi un tratto limitato del margine sud-occidentale del Foglio. In questo settore sono presenti i resti di conoidi oloceniche profondamente dissecate dall'incisione dei torrenti attuali, che presentano un orientamento estremamente articolato in special modo nei pressi di Villagrecia.

Il substrato affiora sui bordi di alcune di queste vallecicole nel blocco a muro della Faglia di Nuraminis, orientata NNW-SSE che separa la depressione dai primi rilievi collinari.

Il versante non presenta vistose faccette triangolari e trapezoidali associabili ad un'intensa attività tettonica recente, sebbene la bassa pendenza possa essere associata alla presenza di litologie facilmente erodibili. È comunque sulla prosecuzione verso N di questa struttura che nel limitrofo Foglio 547 "Villacidro", in località Corongiuleddas, è stata osservata una faglia che taglia di qualche metro i depositi alluvionali della conoide tardo-pleistocenica.

È dunque verosimile che l'attività tettonica principale risalga al Pleistocene medio-Inferiore e sia stata seguita da un lungo periodo di quiescenza dominato da processi erosivi. Il versante si presenta oggi disseccato da valli minori.

2. - FASCIA COLLINARE PEDEMONTANA

Corrispondente alle regioni della Trexenta e del Parteolla, la fascia collinare pedemontana è caratterizzata da alcuni corsi d'acqua che scorrono con direzione grossomodo perpendicolare al versante, con numerosi affluenti che scorrono a loro volta ortogonali al fiume principale, generando dossi orientati parallelamente al sistema di faglie, verosimilmente in seguito all'erosione più intensa lungo queste lineazioni che, a varia scala, interessano il substrato.

Alcune valli in passato ospitavano degli stagni, che suggeriscono la presenza di depressioni colmate dalla sedimentazione.

Numerose depressioni sub-circolari di minori dimensioni, ubicate lungo gli stessi allineamenti, sono presenti in tutta l'area, come a S di Cuccuru su Priogu, a SE di Nuraminis, ad E di Selegas, a S di Suelli. Esse si presentano in genere colmate di depositi colluviali. Un'ipotesi sulla loro genesi è che si tratti di paleorisorgenti di acque provenienti da una circolazione profonda, ricche di CO_2 e dunque in grado di operare una notevole dissoluzione nelle rocce incassanti anche se queste, in molti casi, non sono di natura esclusivamente carbonatica.

3. - RILIEVI VULCANICI, PLATEAU E MORFOLOGIE LAVICHE

I rilievi vulcanici, *plateau* e morfologie laviche caratterizzano porzioni limitate del Foglio.

Il rilievo di Piano Lasina e di N.ghe Sioccu, a W di Ortacesus, modellati sulle andesiti di Monte Zara, costituiscono i resti di condotti vulcanici oligocenici. A N di Villagreca sono presenti rilievi modellati sui resti di colate laviche delle andesiti anfiboliche di Monte Mannu. Tutti questi rilievi devono la loro origine all'erosione selettiva di rocce laviche maggiormente resistenti ai processi erosivi.

A S di Serra Trelaxia e ad E di Bruncu Bulleo, rispettivamente sul versante sinistro e destro della valle del Flumendosa, affiorano i resti di antiche colate basaltiche, correlabili con quelli che più a N costituiscono i rilievi tabulari noti col toponimo di “giare”. Entrambi i depositi sono ubicati nei pressi di quota 300 m s.l.m., circa 100 m più in alto del fondovalle, a suggerire che le lave erano entrate all'interno della valle, come già riconosciuto da DAMIANI (1979) in un settore più settentrionale, nell'adiacente Foglio 540 “Mandas”.

Essi indicano inoltre chiaramente l'entità dell'approfondimento/riesumazione della valle dopo la deposizione delle lave che, allo stato attuale delle conoscenze, sono attribuite al Pliocene Medio - Pleistocene Inferiore (ASSORGIA *et alii*, 1983).

4. - ALTOPIANO DEL GERREI

Nella parte orientale del Foglio, il Gerrei costituisce i resti di un altopiano profondamente disseccato dai processi erosivi lineari (fig.62). L'originario spianamento è conservato solo in tratti limitati, mentre nella maggior parte dell'area è riconoscibile solo tramite la presenza di cime di uguale altezza.

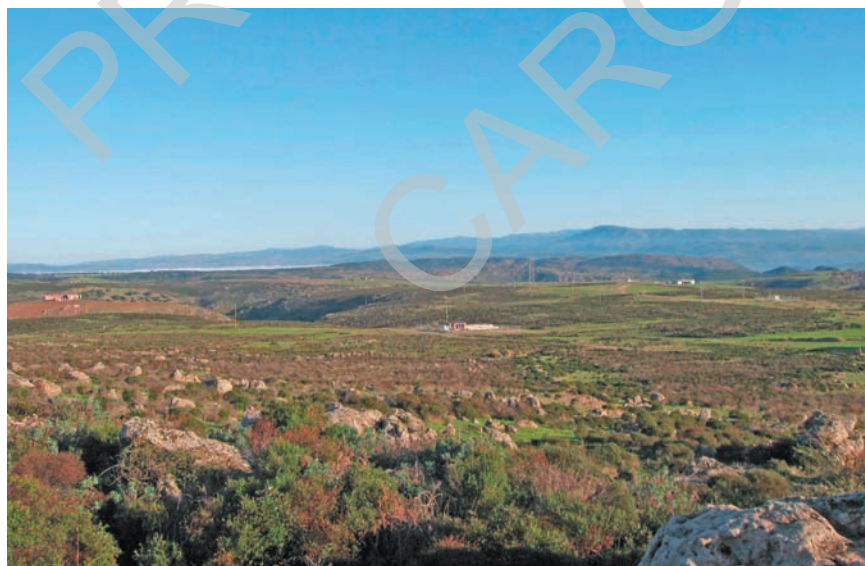


Fig. 62 - Veduta dell'altopiano tra Goni e Silius (visto da S); in primo piano i sedimenti basali dell'Eocene Inferiore (FMC_a) che poggiano sul basamento metamorfico ercinico costituito dai porfiroidi.

Sebbene una delle principali fasi di spianamento in tutta la Sardegna sia riconducibile al “penepiano ercinico” (VARDABASSO, 1951), la presenza in questo settore, nella parte più elevata dei rilievi, di rocce clastiche eoceniche (formazione di Monte Cardiga) e nel settore settentrionale delle marne di Gesturi (Burdigaliano sup. - Langhiano medio) induce a ritenere verosimile che lo spianamento di questo settore sia successivo a questi termini.

Di particolare interesse nei settori orientali del Foglio è la presenza di rocce della formazione di Ussana conservate all'interno di paleo-valli oligoceniche che oggi sono state in parte riesumate dal Riu Marrada, dal Riu Margini Arrubiu e a SE dal Riu Zurreddu.

Dato che i depositi conglomeratici di colmamento delle valli affiorano sul fondo delle valli attuali (300 m slm) si può facilmente dedurre che le valli oligoceniche, similmente a quelle attuali, erano incassate di oltre 500 m sui rilievi circostanti. Il fatto che i depositi siano conservati sino ad oltre 550 m di quota suggerisce inoltre come ad una fase di prevalente incisione, associata a movimenti verticali positivi, possa essere seguito un periodo dominato da una generale inversione di questa tendenza.

5. - VALLI FLUVIALI

Costituiscono un'unità di paesaggio che attraversa tutte le altre, sebbene la loro importanza sia maggiore nel settore campidanese, nell'area collinare e in corrispondenza della valle del Flumendosa (fig.63).

La morfologia valliva è riconducibile a due importanti fasi deposizionali che separano altrettante fasi caratterizzate da incisione verticale. I cicli deposizionali sono riconducibili al Pleistocene superiore ed all'Olocene medio-recente.

I versanti che delimitavano il Campidano, durante il Pleistocene superiore, dopo una fase di sedimentazione generalizzata, sono stati degradati da processi meccanici responsabili della produzione detritica che alimentava estese conoidi, meglio conservate sui bordi del Campidano nei fogli limitrofi.

La loro morfologia era caratterizzata da una più elevata acclività nei pressi del versante e da una progressiva diminuzione della stessa nella parte distale a generare conoidi con profilo concavo. Sulla loro superficie le irregolarità topografiche dovute alla presenza di canali distributori sono state in genere livellate dai processi erosivi. Talora però esse sono localmente ancora riconoscibili o sono state sollevate dall'approfondimento vallivo olocenico.

Tutte queste conoidi sono state interessate da importanti processi di incisione che hanno condotto al loro terrazzamento, con scarpate di erosione fluviale di varie decine di metri di altezza.



Fig. 63 - Valle del Flumndosa alla confluenza con il Riu Flumineddu (Foglio 549 "Muravera") durante la piena del dicembre 2004.

Durante l'approfondimento vallivo verificatosi tra il Tardiglaciale e l'Olocene antico si sono originati terrazzi dispari (COLTORTI, 2004) in genere di ridotto spessore.

Le dinamiche deposizionali hanno subito una nuova fase di aggradazione durante l'Olocene medio-recente in seguito ad una nuova fase di degradazione riconducibile al generale disboscamento dei versanti dell'isola a fini agricolo pastorali. Numerosi resti ceramici anche pre- e protostorici sono infatti stati rinvenuti all'interno dei depositi alluvionali in numerosi fogli rilevati nell'ambito del progetto CARG.

PROGETTO
CARG

VII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - GIACIMENTI MINERARI

All'interno del Foglio 548 "Senorbì" ricadono numerose mineralizzazioni ospitate nel basamento paleozoico, anche se solo alcune hanno dato luogo a giacimenti di interesse economico sui quali sono state aperte vere e proprie miniere. Nella maggior parte dei casi le ricerche effettuate in circa 150 anni di attività mineraria, con trincee, gallerie e pozzi esplorativi, hanno rivelato condizioni giacimentologiche non favorevoli all'impianto di attività estrattive conservando comunque un indubbio interesse culturale e scientifico (tav.13).

Verranno pertanto descritte le miniere che in varie epoche sono state oggetto di sistematica coltivazione, con particolare riferimento alla miniera di fluorite di Silius, sia perchè è una delle poche in sotterraneo ancora formalmente in attività, sia perchè ha rappresentato per lungo tempo uno dei principali poli estrattivi per fluorite del continente europeo.

Parte della documentazione, soprattutto per i lavori minerari più vecchi, è stata raccolta nell'archivio del Corpo delle Miniere di Iglesias, mentre per le manifestazioni minerarie minori di estrema utilità si è rivelato l'archivio dell'ARPAS (Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Sardegna) che raccoglie le ricerche effettuate in passato dalla Progemisa S.p.A. (ex Gruppo E.M.Sa.) in tutto il territorio della Sardegna. Per il distretto di Silius sono state utilizzate anche relazioni inedite redatte dai consulenti della Mineraria Silius S.p.A.

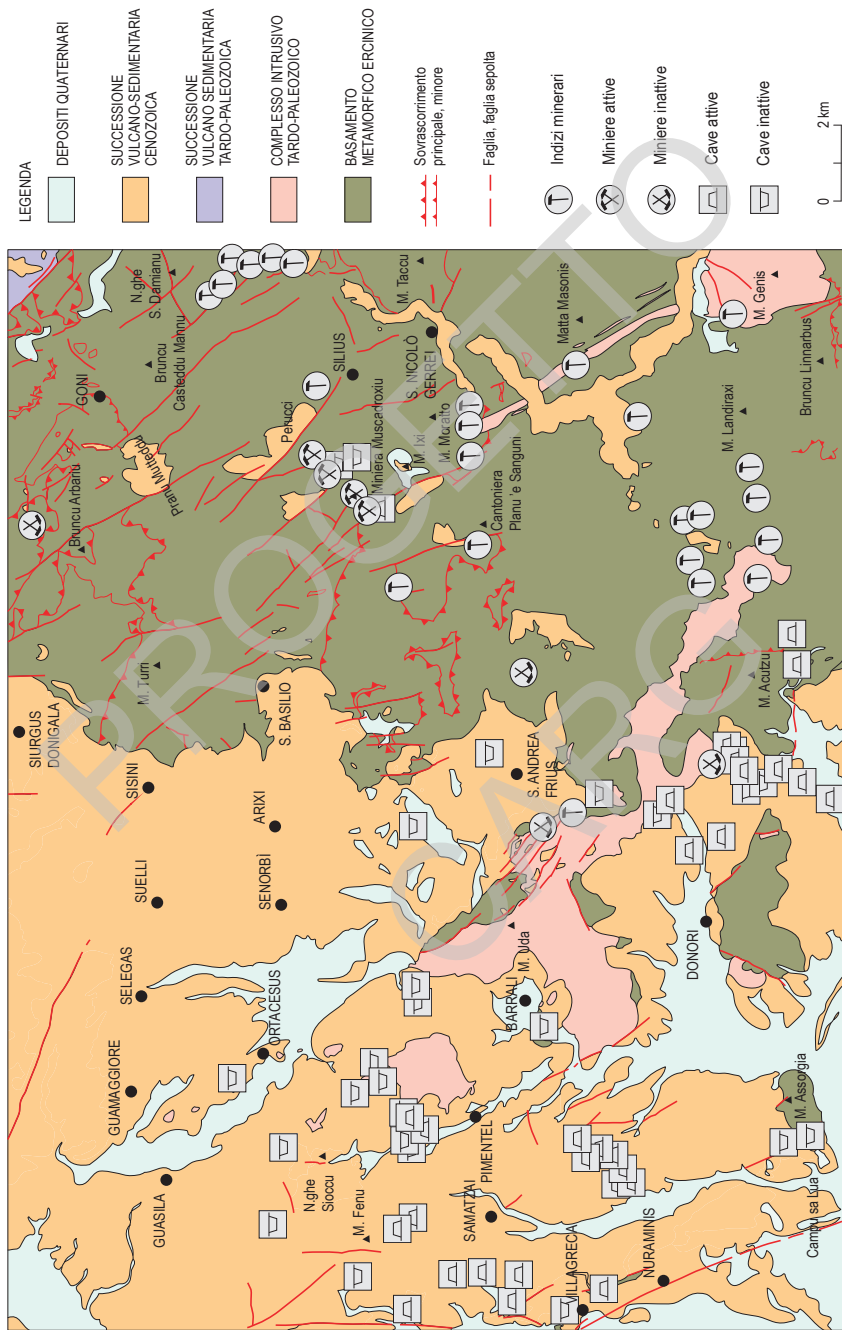
1.1. - MINIERA DI SILIUS

Il complesso minerario di Silius si sviluppa pochi km a W dell'omonimo paese estendendosi sino al territorio dell'adiacente comune di S. Basilio. Le miniere che originariamente operavano distintamente su un unico sistema filoniano sub-verticale orientato SW-NE, sono divenute col procedere dei lavori un unico grande cantiere. Due dei quattro pozzi presenti Muscadroxu e Genna Tres Montis, sono stati destinati al solo transito del personale mentre per l'estrazione è stato utilizzato un pozzo chiamato per la sua posizione intermedia rispetto ai precedenti Pozzo Centrale (fig.64), conosciuto in passato come Pozzo di Ventilazione. Per l'accesso dei macchinari più ingombranti è utilizzato il pozzo di Acqua Frida, all'estremità SW del giacimento, che insieme al fornello di Perucci, all'estremità NE, serve attualmente anche come pozzo di areazione.



Fig. 64 - Miniera di Fluorite di Silius. Veduta del Pozzo Centrale con annesso impianto di pre-arricchimento del minerale.

Le prime ricerche (inizialmente per i soli minerali metallici) mossero verosimilmente dopo le leggi minerarie del 1848 e del 1859 del regno sabauda, se già nel 1870 Quintino Sella poteva segnalare i permessi minerari “Ortu” e “Acqua Frida” nei territori di Silius e San Basilio (SELLA, 1869).



Tav. 13 - Carta delle attività estrattive del Foglio 548 "Senorbi".

In base alle scarse notizie disponibili (SANFILIPPO, 1954) i primi documenti per la ricerca di minerali di antimonio e rame risalgono al 1907, mentre dopo diversi cambi di proprietà la conversione da Permesso a Concessione Mineraria, a nome della Mineraria Silius S.p.A. con sede a Genova, si ha solo nel 1954 in concomitanza con la crescita dell'interesse industriale della fluorite. Per alcuni decenni la miniera di Silius è stata, come detto, uno dei principali centri estrattivi della fluorite a livello europeo e mondiale, con una produzione media tra il 1962 e il 1996 di quasi 100.000 t/anno di fluorite e di circa 10.000 t di galena, ed un netto calo negli ultimi anni di attività con 26.000 t di fluorite e 4.000 di galena nel 2001.

Dal 1992 la società mineraria (Nuova Mineraria Silius S.p.A.) vede come azionista unico la Regione Autonoma della Sardegna che la gestiva prima attraverso l'Ente Minerario Sardo e poi, con la liquidazione di questo avvenuta nel 2002, in modo diretto. Attualmente la miniera conta un numero ridotto di dipendenti in quanto, dal 2006, l'estrazione è sospesa per l'esaurimento quasi completo del giacimento sino al Livello 200, e per i costi eccessivi di coltivazione del minerale a livelli inferiori; in pratica vengono assicurati solo i lavori di manutenzione. Le proposte di rilancio dell'attività mineraria avanzate dalla Regione Sardegna, che prevedono la coltivazione del Livello 100 e l'ammodernamento degli impianti, sono state respinte dalla Commissione Europea che le ha, sinora, ritenute un indebito aiuto di Stato.

1.1.1. - *Aspetti giacimentologici e tecniche di coltivazione*

Le notizie riguardanti questi aspetti della miniera di Silius sono state in gran parte ricavate dal lavoro di NATALE (1969), più recentemente aggiornato da MARINO (1998) nonchè, per quanto riguarda le notizie di geologia mineraria e le tecniche di coltivazione del giacimento, da testimonianze dirette dei tecnici che hanno lavorato alla Mineraria Silius S.p.A.. La descrizione dei cantieri minerari riguarda lo svolgimento dei lavori nelle varie fasi di sfruttamento del giacimento sino al Livello 200, in quanto come ricordato la coltivazione è al momento interrotta.

Il giacimento di Silius risulta costituito da due filoni principali che in genere presentano inclinazioni prossime alla verticale e orientazione variabile da N045E tra Acqua Frida e Genna Tres Montis per poi virare verso N065E sino al limite NE del giacimento (NATALE, 1969). Questi filoni, che prendono localmente il nome di San Giorgio e San Giuseppe, si uniscono in profondità al Livello 350 nel settore NE e Livello 450 in quello SW, risultando in pratica sempre incassati nei porfiroidi dell'Unità tettonica del Gerrei (sottounità di Arcu de su Bentu) la cui potenza risulta fortemente aumentata a causa dei raddoppi tettonici; in sondaggio i porfiroidi presentano infatti spessori apparenti anche di 600 m (MARINO, 1998).

La giacitura in profondità non è però regolare, rinvenendosi in alcuni punti i filoni ancora separati anche a quote inferiori, probabilmente a causa di locali disturbi tettonici. La continuità massima si ha al Livello 200, dove il filone presenta un'estensione lineare complessiva di circa 4.000 m.

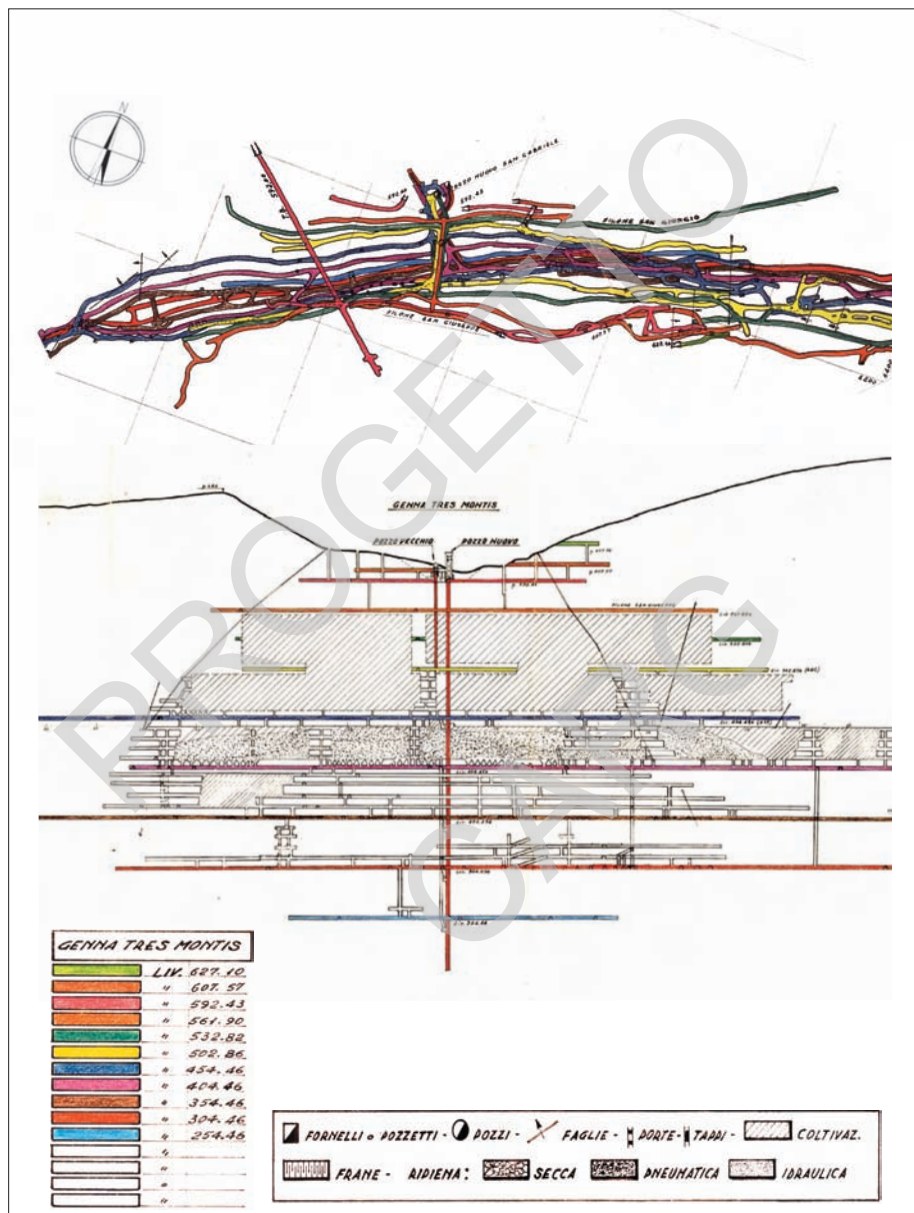
Nei metasedimenti ordoviciani (MGM, ACN) e siluriani (SGA) che costituiscono la copertura dei porfiroidi (PRF), i filoni tendono invece rapidamente a chiudersi, così gli affioramenti sono limitati ai punti dove sono stati realizzati i primi pozzi a W di Silius, nelle valli di Su Spinosu (Pozzo di Genna Tres Montis), di Ortu, (Pozzo di Muscadroxu), e infine di Acqua Frida, ad una quota comune di circa 600 m (tav.14).

Il campo filoniano mineralizzato risulta confinato a SW dal sovrascorrimento dell'Unità del Sarrabus su quella del Gerrei che provoca la scomparsa del filone all'interno della fascia cataclastica, mentre a NE lo stesso è interrotto dalla faglia diretta che rigetta di circa 80 m gli affioramenti eocenici rispetto al rilievo testimone di Bruncu Omos. I tentativi di rinvenire il proseguo del filone nelle grandi estensioni di porfiroidi verso NE sono risultati sino ad adesso infruttuosi, anche se le giaciture dei piani di discontinuità assicurano alle mineralizzazioni un aumento della loro estensione scendendo verso i livelli più profondi del giacimento. Con campagne di sondaggi realizzate negli ultimi venti anni è stato verificato invece che il filone presenta una buona continuità verticale sino almeno al Livello 100 che, negli ultimi anni, è stato solo in parte coltivato.

In sotterraneo i filoni si presentano con una potenza variabile in genere superiore ai 2 m, superando in alcune zone i 7-8 m per arrivare a 15-18 m all'altezza del Pozzo di Muscadroxu al momento dell'unione dei due filoni San Giorgio e San Giuseppe. La mineralogia è abbastanza semplice, in ordine di abbondanza decrescente i costituenti principali sono: fluorite, barite, calcite e quarzo, mentre come accessori la galena costituisce il solfuro principale oltre la blenda e la marcassite e localmente può diventare un costituente fondamentale.

Rispetto ai tenori iniziali dei livelli più superficiali del giacimento, con concentrazioni medie di fluorite, barite e galena, rispettivamente del 35, 10 e 3%, si è assistito nel corso dei lavori ad un marcato impoverimento del contenuto in barite che dal 1986 non è stata più recuperata. In particolare nella zona di Acqua Frida la calcite finiva con l'interessare buona parte della manifestazione filoniana, con la fluorite che oscillava tra il 15 e il 30% ed un notevole arricchimento in galena che poteva arrivare al 9-10%. Le zone più ricche del giacimento si rinvenivano nel settore compreso tra il Pozzo Centrale e Muscadroxu, dove i tenori raggiungevano anche il 45-50% in fluorite e il 5-6% in galena.

Per quanto riguarda il processo mineralizzante, NATALE (1969) individua più fasi idrotermali inquadrabili nel campo mesotermale con temperature superiori probabilmente a 250°.



Tav. 14 - Particolare dei lavori in sotterraneo della Miniera di Genna Tres Montis che mostra lo stato dei lavori alla fine dell'anno 1976.

Queste fasi sono intervallate da un'attività tettonica che ha causato scorrimento alla salbanda e brecciazione del filone. Alla fase mineralizzante iniziale si deve la deposizione di quarzo microcristallino con successiva venuta ritmica di fluorite prevalente. Nell'ultima fase, più complessa, si ha deposizione di fluorite accompagnata da calcite, blenda e marcassite e da deposizioni ritmiche di calcite, fluorite, galena, cui segue la comparsa di barite ed una crescente presenza di galena.

Circa l'età del giacimento, in mancanza di studi specialistici, in analogia con altri giacimenti filoniani sardi, si può sicuramente ritenere immediatamente successiva alle ultime manifestazioni filoniane del magmatismo ercinico in quanto, in sotterraneo, i filoni mineralizzati tagliano costantemente i filoni di porfido del Carbonifero superiore - Permiano.

La tecnica di coltivazione utilizzata per gran parte dell'attività estrattiva è stata quella del *sublevel-stoping* con pannelli di 50 m di altezza compresi tra la galleria di testa e quella di base (v. tav.14). Una tipica coltivazione dell'ultimo decennio del secolo scorso prevedeva che il pannello venisse suddiviso dallo scavo dei sottolivelli in tre solette, di queste soltanto due di 17 m di altezza venivano coltivate in un'unica soluzione, mentre la prima soletta di 7 m rimaneva in posto per interrompere la continuità del vuoto e sopportare il carico del materiale di ripiena. Il "minerale" abbattuto veniva accumulato al primo sottolivello dove veniva prelevato da una pala elettroidraulica e convogliato nel fornello di getto più prossimo al Livello 200 di base. Qui tramite tramogge veniva caricato su vagoni e trasportato al Pozzo Centrale dove subiva una prima frantumazione, quindi caricato su *skips* raggiungeva l'esterno dove avveniva una seconda frantumazione ed una prima vagliatura. La frazione più fine così separata era pronta per essere trasportata all'impianto di flottazione di Assemini distante circa 50 km, mentre la frazione più grossolana veniva convogliata all'impianto di decantazione (*sink-float*) dove subiva il pre-arricchimento per via gravimetrica, con gli sterili che tramite fornello venivano reimmessi all'interno come materiali di ripiena.

1.2. - MINIERA DI BRUNCU MANNU

Quella di Bruncu Mannu è una miniera di fluorite abbandonata dal 1976, che si trova circa a 375 m di quota a cavallo della valle del Riu Guturu Mannu, circa 2,5 km ad E di S. Andrea Frius. Nel secondo dopoguerra la miniera, in circa 30 anni di attività, ha sfruttato un filone della potenza di alcuni metri in giacitura subverticale con direzione N160E, che è stato coltivato per circa 300 m di lunghezza attraverso un pozzo di 100 m di profondità, da cui si accedeva a tre distinti livelli alle quote 280, 250 e 230 m s.l.m., per un totale di 700 m di gallerie in sotterraneo (MINERARIA PREALPINA S.p.A., 1963).

Il minerale utile, oltre alla fluorite, era rappresentato anche dalla barite con tenori rispettivamente del 47 e del 32%, con piccole percentuali in solfuri (blenda e galena) in ganga quarzosa. In mancanza di studi di dettaglio è ipotizzabile una genesi comune con il più grande giacimento di Silius, anche se in questo caso la roccia incassante è costituita dalle arenarie di San Vito.

1.3. - MINIERA DI S'ORTU BECCIU

La miniera di galena è situata circa 4 km ad E dell'abitato di Donori e topograficamente occupa la parte intermedia del versante che sale verso il rilievo di Genna Altas, dove affiorano i monzograniti di Barrali e i relativi differenziati acidi e basici. Il giacimento di galena, cui si associa come costituente fondamentale la barite, è stato coltivato a cavallo delle due guerre mondiali attraverso un sistema di gallerie e fornelli; l'attività è formalmente cessata nel 1960.

La mineralizzazione si sviluppa in lenti spesse 20-30 cm, lungo un campo di fratture che abbraccia una larghezza di 15-20 m (fig.65) e che si seguono per circa 500 m con andamento E-W ed immersione sub-verticale verso N. I fluidi mineralizzanti hanno permeato le zone di debolezza al contatto tra filoni basici e acidi e roccia incassante; nella maggior parte dei casi le mineralizzazioni si trovano associate ai filoni basici, in particolare lungo i contatti tra questi e i porfidi che mostrano spessori più rilevanti, costituendo localmente la roccia incassante

**Fig.4: SCHEMA DEL RIEMPIMENTO DELLE FRATTURE
DI S'ORTU BECCIU**

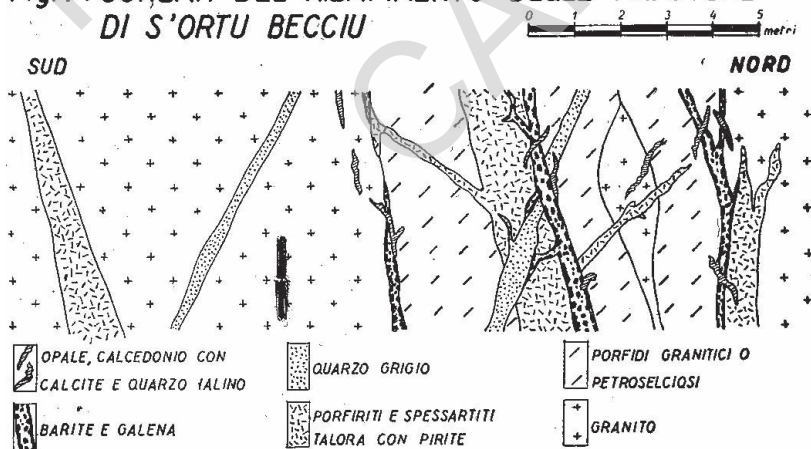


Fig. 65 - Schema di riempimento delle fratture di S'Ortu Becciu (da CAVINATO & ZUFFARDI, 1955).

(CAVINATO & ZUFFARDI, 1955). Secondo gli stessi autori gli eventi mineralizzanti sono da annoverare tra gli ultimi episodi idrotermali legati alla messa in posto dei graniti, in quanto attraversano anche alcuni filoncelli di quarzo che a loro volta tagliano tutto il corteo filoniano tardo-paleozoico.

1.4. - MINIERA DI SU CAPPUCCIU

Il giacimento di galena di Su Cappucciu, è situato circa 1,5 km a W di S. Andrea Frius ed è conosciuto da lungo tempo essendo stato coltivato intensamente nella seconda metà del 1800 (SPANO, 1874), con scavi superficiali e modeste gallerie e alcuni pozzi di limitata profondità.

Il giacimento si sviluppava lungo fratture dentro i monzograniti di Barrali ed al contatto tra questi e le arenarie di San Vito. Le fratture mineralizzanti si mantengono sub-verticali con direzione N130-160E, raramente N-S, per una lunghezza complessiva di circa 1500 m, mostrando continuità per singola frattura non superiore a 100-200 m. La galena si presentava in concentrazioni lentiformi fino a 10-15 cm di spessore, entro filoncelli di barite e di quarzo con potenza massima di circa 2 m. Alcune volte le mineralizzazioni a galena seguono il contatto tra filoni basici e acidi e i monzograniti che costituiscono la roccia incassante.

La miniera era già in condizioni di abbandono nell'immediato secondo dopoguerra mentre i lavori di ricerca mineraria, soprattutto nei filoni baritici, si sono protratti sino ai primi anni '60 del secolo scorso. La genesi è da ricollegare alle mineralizzazioni di S'Ortu Becciu.

1.5. - MANIFESTAZIONI MINERARIE MINORI

Tali manifestazioni presentano situazioni giacimentologiche che si possono associare a diversi contesti geologico-strutturali:

- fasce cataclastiche;
- filoni idrotermali;
- ammassi skarnoidi.

Al primo gruppo appartengono le mineralizzazioni presenti in località Muriegas e Plan'e Sànguni, che ricadono lungo la fascia cataclastica che delimita la finestra tettonica in cui affiora l'Unità del Gerrei sormontata dalle arenarie di San Vito dell'Unità del Sarrabus. Nella prima località, sulla sponda destra del Riu Pitzo, sono presenti due gallerie parzialmente franate scavate nella cataclasite fatta a spese di metapeliti scure, dove sono osservabili concentrazioni di antimonte all'interno di filoncelli irregolari di quarzo.

A Plan'e Sanguni, poco a W dell'omonima casa cantoniera, spicca una zona con un'evidente alterazione superficiale, dove all'interno di una trincea si osservano solfuri di ferro e rame disseminati all'interno di peliti silicizzate. Come rilevato anche da NATALE (1978), tali manifestazioni sono probabilmente da mettere in relazione, almeno in parte, con i giacimenti antimoniferi di Ballao e Villasalto del limitrofo Foglio 549 "Muravera" (CARMIGNANI *et alii*, 2001) mentre non presentano alcuna analogia con il vicino giacimento di Silius.

Tra le varie mineralizzazioni filoniane secondarie segnaliamo, sempre nella zona di Silius, il filoncello di Bruncu su Carraxiu, che affiora in maniera discontinua con uno spessore massimo di 1,5 m e con una associazione mineralogica di quarzo e fluorite (NATALE, 1978). Esso si sviluppa lungo l'importante faglia diretta ad immersione ad alto angolo verso NE che mette a contatto i porfiroidi dell'area di Missetti con i litotipi siluro-devonici di Cuccuru Aurra. Ricerche effettuate dalla Mineraria Silius S.p.A. alcuni decenni orsono, attraverso lo scavo di gallerie, trincee e un pozzo di 15 m di profondità, non hanno mostrato una sostanziale continuità della mineralizzazione anche se le concentrazioni di fluorite apparivano interessanti. Lo stesso andamento NW-SE presentano alcune fratture sia nei pressi di Bruncu Bidda 'e Fracci, a NE di Silius, con esili venuzze mineralizzate a quarzo, galena e fluorite, sia nell'area limitrofa del Castello Sassai, con filoncelli decimetrici sempre di quarzo e fluorite.

È di tipo filoniano anche la mineralizzazione a barite e fluorite di M. Genis, nell'angolo sud-orientale del Foglio, già messa in evidenza da DE CASTRO (1890) e che è stata studiata in dettaglio dopo le ricerche condotte dalla Progemisa SpA nella prima metà degli anni '80 del secolo scorso (BOI *et alii*, 1982; CALDERONI *et alii*, 1985). La mineralizzazione segue due fratture ad andamento ENE-WSW, la più importante delle quali, con un riempimento di spessore massimo di circa 1,5 m, attraversa tutta la parte settentrionale del plutone leucogranitico di M. Genis. Le vene mineralizzate contengono fluorite e barite associate a quarzo e rara galena e sono state deposte in più fasi alla fine del ciclo magmatico ercinico in un intervallo di temperatura compreso tra 250 e 160 °C (BOI *et alii*, 1982). Le ricerche effettuate escludono un'importanza economica di queste manifestazioni idrotermali.

Alcune mineralizzazioni sono contenute nelle rocce carbonatiche siluro-devoniane, trasformate in *skarn* o completamente silicizzate sia lungo i principali contatti tettonici (finestra tettonica di Case Angius a S di S. Nicolò Gerrei), sia in seguito al termometamorfismo indotto dal piccolo corpo intrusivo di Casa Cardo (Sa Pispisa) e dall'imponente sistema filoniano di M. Genis (versante SE di M. Ixi). Le mineralizzazioni, che possiedono solo un valore scientifico, contengono concentrazioni massive di pirite e calcopirite con relativi minerali di ossidazione.

2. - CAVE

Nel Foglio Senorbì le attività di cava sono abbastanza diffuse, il Piano Regionale delle Attività Estrattive (PRAE: R.A.S., 2007) riporta infatti circa 30 cave attive e 18 cave dismesse o in via di recupero. Tuttavia sia per dimensioni che per numero, l'attività risulta concentrata intorno ai poli estrattivi di Nuraminis-Samatzaì-Pimentel nel settore centro-occidentale del Foglio e di Donori-Serdiana in quello centro-meridionale (v. tav.13).

Le cava più importante per volumi coltivati e personale addetto è quella poco a W di Samatzaì, dove vengono cavati i calcari di Villagreca per la produzione di cemento nella vicina cemeniteria. La cava si sviluppa su più fronti a gradoni, interessando il rilievo di M. Coa Margine e quello più modesto di Grutta Arrubia per una lunghezza di circa 1 km. Nello stesso stabilimento vengono impiegate anche le marne arenacee della formazione della Marmilla, che giacciono a tetto della formazione calcarea e vengono prelevate a poca distanza in località M. Giovanni Musiu.

Tra le numerose cave aperte nelle litologie arenaceo-conglomeratiche non cementate della parte bassa della formazione di Nurallao, utilizzate soprattutto come inerti per calcestruzzi, si segnalano quelle in regione S'Arenasciu, tra Donori e Serdiana, in adiacenza delle quali sorge la discarica per RSU più grande della Sardegna che ha utilizzato vecchie cave realizzate nelle stesse litologie. Poco più a S, nei depositi olocenici terrazzati del Riu Bonarba, vengono prelevati per gli stessi scopi i depositi ghiaioso-sabbiosi, con scavi profondi alcuni metri che hanno portato all'emersione della superficie piezometrica.

Sul bordo orientale del Campidano, nei pressi di Villagreca, in relazione alla realizzazione di nuovi tratti in rilevato della S.S.131 sono state notevolmente ampliate vecchie cave, originariamente aperte nelle argille della formazione di Ussana, con lo scopo di coltivare i termini arenacei e calcarei della formazione di Nurallao e dei calcari di Villagreca che sovrastano i depositi continentali andando a costituire il rilievo di M. Su Crucuri (fig.66).

Sempre per materiali inerti è la cava aperta in comune di Donori sulla sponda sinistra del Riu Coxinas, dove vengono coltivati i litotipi dell'unità intrusiva dei monzograniti di Barrali. La cava si sviluppa a mezza costa con coltivazione per gradoni e annesso impianto di frantumazione e selezione dei materiali.

Poco lontano, sempre nel rilievo di M. S. Barbara, è presente una piccola cava dismessa nello stesso monzogranito, che qui si presenta insolitamente inalterato, e che veniva utilizzato in passato come pietra ornamentale per utilizzo locale. Piccole cave per inerti sono presenti inoltre nelle arenarie di San Vito poco a S di M. Acutzu di Serdiana e a ridosso del Sovrascorrimento di Villasalto tra i comuni di S. Basilio e Silius.



Fig. 66 - Cava per inerti impostata sui litotipi della successione sedimentaria oligo-miocenica affiorante a M. Su Crucuri presso Nuraminis.

In prossimità del cantiere minerario di Genna Tres Montis sono inoltre visibili i segni delle cave aperte nelle metarenarie ordoviciane che per un certo periodo hanno costituito il materiale utilizzato nella miniera di Silius per la ripiena dei vuoti di coltivazione.

Tra le attività dismesse vengono segnalate come cave, nel senso comune del termine, quelle di feldspato di Siurgus Donigala al limite N del Foglio, anche se, dal punto di vista giuridico-amministrativo, sono da classificare come miniere. Le cave coltivavano a cielo aperto un ricco giacimento di feldspati e rappresentavano un raro caso di coltivazione di minerali industriali contenuti nel complesso vulcanico dell'Ordoviciano Medio, le cave sono state abbandonate nei primi anni 2000 per problemi connessi alla coltivazione del giacimento e soprattutto per l'elevato impatto ambientale in contrasto con i progetti di sviluppo del territorio delle amministrazioni locali.

A titolo puramente conoscitivo si segnala inoltre il permesso di ricerca nei pressi di Bruncu Omos di Silius, dove nei primi anni 2000 si prevedeva la coltivazione delle metarose di Genna Mesa che mostrano alte percentuali sempre in feldspati.

3. - IMPATTO AMBIENTALE DELLE ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Sia le attività di miniera che di cava hanno avuto nel corso degli anni varie ripercussioni negative sull'ambiente naturale che le ospita, in realtà questi effetti nel Foglio Senorbi sono molto limitati se messi in relazione con quelli di altre zone della Sardegna (Iglesiente, Gallura) dove le miniere e le cave caratterizzano in maniera rilevante il paesaggio.

La grande miniera di Silius ha avuto sul territorio un impatto ambientale tutto sommato modesto in quanto lo sviluppo dell'attività estrattiva ha interessato il solo sotterraneo, mentre il trattamento del minerale veniva effettuato nella laveria di Assemini, a pochi chilometri da Cagliari, ed è proprio quel territorio quindi che si è fatto carico dalla maggior parte dei problemi ambientali connessi all'attività estrattiva, con la presenza di ingenti volumi di "fini" ad alto contenuto di piombo, zinco, cadmio, *etc.*

Gli unici impatti di una certa rilevanza della miniera di Silius sono dovuti al prosciugamento di alcune piccole sorgenti, al rilascio di acque di eduazione della miniera con un certo contenuto di metalli pesanti, non sempre oggetto negli anni di adeguati trattamenti, e da alcuni sprofondamenti (*sinkhole*), avvenuti negli anni '60 e '70 del secolo scorso, allineati lungo la direzione del filone che veniva coltivato per vuoti e che recentemente sono stati oggetto di interventi di recupero (fig.67).

Un impatto, almeno visivo, sicuramente maggiore è quello causato dalle attività di cava, soprattutto dove le coltivazioni interessano fronti rocciosi su versante; di dimensioni ragguardevoli sono soprattutto le cave di calcare di Samatzai, anche se la modesta altitudine dei rilievi limita la visibilità delle coltivazioni e potrà favorire un adeguato recupero. Legate indirettamente alle attività di cava sono le problematiche dovute alla presenza della discarica per rifiuti solidi urbani di Serdiana, in funzione dal 1984 al 2005, realizzata, come già accennato, su vecchie aree di cava. La permeabilità non trascurabile dei depositi, e la presenza di un'importante falda acquifera a poche decine di metri di profondità, pone naturalmente degli interrogativi circa la durata nel tempo dei sistemi tecnici adottati per garantire la tenuta del sottofondo, visto le ingenti quantità di rifiuti stoccati.

4. - IDROGEOLOGIA

La complessità geologica del territorio del Foglio 548 "Senorbi" e l'eterogeneità litologica si ripercuotono sulla geometria degli acquiferi (tav.15) tanto che si rilevano notevoli variazioni dei parametri idrogeologici anche in zone limitrofe e arealmente limitate.

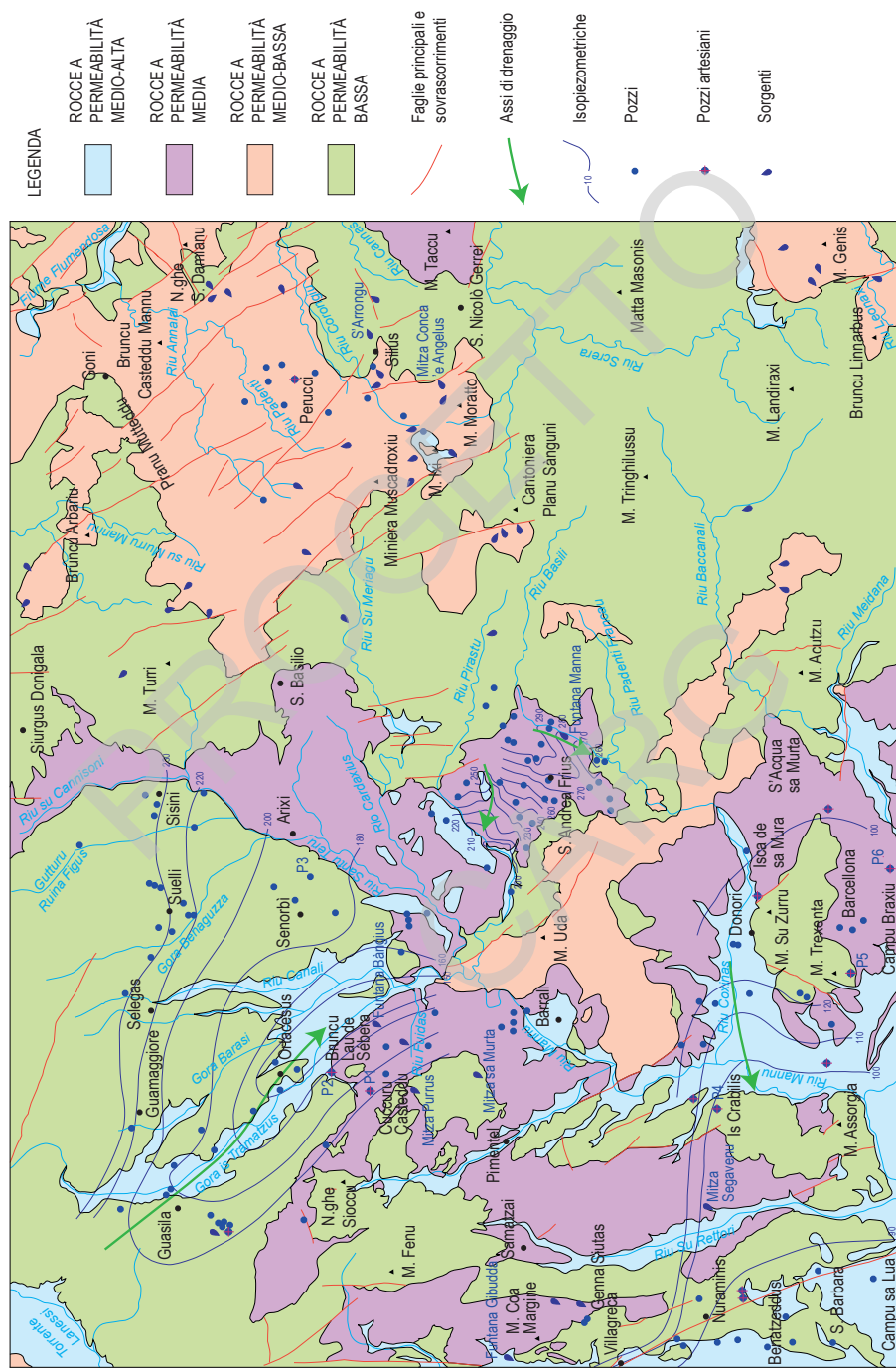


Fig. 67 - Intervento di ripristino ambientale (indicato dalla freccia) dei vuoti minerari della miniera di Muscadroxu (W di Silius).

4.1. - IDROGRAFIA

I corsi d'acqua che defluiscono verso W appartengono al bacino del Flumini Mannu, quelli che scorrono in direzione opposta sono tributari del Flumendosa. Lo spartiacque è approssimativamente segnato, da N a S, da M. Ruinas (433 m), Genna Tres Montis (771 m), M. Landiraxi (885 m).

Tra gli affluenti del Flumini Mannu il maggior è il Riu Mannu (Riu Mannu di San Sperate), che prende origine dal M. Corongedda (495 m), ubicato nel Foglio Mandas, con il nome di Riu su Cannisoni ed assume poi la denominazione di Riu Santu Teru. Percorre una distanza di 54 km prima di unirsi al corso d'acqua principale, drenando una superficie di 509,5 kmq. Gli apporti più cospicui li riceve dalla sinistra idrografica ad opera dei torrenti provenienti dal Gerrei. Quelli di maggior importanza sono: il Riu Cardaxius che confluisce nei pressi di Senorbì, il Riu Cirras nelle vicinanze di Barrali ed il Riu Coxinas, a volte riportato come Coghinas, che raggiunge il Riu Mannu nel territorio di Donori. Sulla destra idrografica il reticolo è poco sviluppato e gli apporti sono scarsi.



Tav. 15 - Schema idrogeologico del Foglio 548 "Senorbì".

Nella parte N del Foglio la rete è costituita in prevalenza da alvei canalizzati e canali artificiali costruiti a seguito della bonifica di un'area depressa di circa 8 km di diametro, nel territorio di Ortacesus. I canali vengono utilizzati a scopo irriguo in special modo dalla "Di Penta", una vasta azienda agricola nella campagna tra Ortacesus e Senorbi. I deflussi di questa fitta rete di canali e torrenti sono convogliati nel Riu Canali che affluisce nel Riu Mannu presso Cuccuru Cannas.

Ancora dalla destra idrografica nel settore meridionale del bacino si possono citare due impluvi di scarsa rilevanza: il Riu Funtana Brebeis che attraversa il comune di Pimentel e il Riu Mixeddu (Riu su Rettori) che passa per Samatzai.

Alcuni canali d'impluvio, esterni al bacino del Riu Mannu, interrompono bruscamente il loro corso perché gli occasionali deflussi si infiltrano nel terreno (zona Bruncu Arcuentu, Bruncu Siliqua), altri vengono intercettati da piccoli sbarramenti (Cuccuru Figu), altri ancora sono deviati verso canali di raccolta (Gora is Tramatzus, Gora Corti Procus).

C'è infine da rilevare che l'area centrale della Trexenta è attraversata da E a W dal canale ripartitore dell'Ente Flumendosa che, completamente rivestito, non ha alcuna influenza diretta sui deflussi sotterranei né alcuna interferenza con i corsi d'acqua naturali; tuttavia poiché alimenta gran parte della rete irrigua condiziona in maniera decisiva il bilancio idrogeologico.

Il bacino del Flumendosa interessa un'area più ristretta del Foglio, tuttavia i corsi d'acqua, che impostati su rocce metamorfiche scorrono tra stretti meandri in alvei incassati, pur conservando un carattere torrentizio sono alquanto sviluppati. A N c'è da segnalare il Riu Annalai ed il suo affluente il Riu Padenti, che trae origine a S di Goni e si immette nel corso d'acqua principale non lontano da Arcu is Pirastus. Più a S il Riu Marrada che drena le campagne di S. Nicolò Gerrei nasce dal M. Ixi e dopo 20 km raggiunge il Flumendosa nelle vicinanze di Armungia.

4.2. - CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE

Sotto l'aspetto idrogeologico le litologie presentano caratteri alquanto differenti e sono state individuate quattro distinte classi di permeabilità (v. tav.15).

4.2.1. - *Permeabilità medio-alta*

Metacalcari siluro-devoniani (VLL, SGA_a)

Sono permeabili per fessurazione e carsismo ma hanno un'estensione rilevante solo presso M. Taccu (S. Nicolò Gerrei), dove però l'assenza di perforazioni non consente di valutare appieno le caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero.

Calcarei di Villagreca (VLG)

Questi calcari potrebbero costituire un buon acquifero perché la fessurazione è intensa e si individuano tracce di carsificazione, ma la potenza esigua non favorisce l'immagazzinamento.

Depositi alluvionali recenti e detriti di versante (b, a)

Si estendono lungo i corsi d'acqua attuali e bordano i rilievi paleozoici. La trasmissività è di 10^{-3} mq/sec.

4.2.2. - *Permeabilità media*

Formazione di Nurallao (NLL)

L'importanza di questo complesso sedimentario è rilevante sotto l'aspetto idrogeologico. La permeabilità non è omogenea, elevata in alcune zone, sia per porosità sia per fessurazione, passa a localmente scarsa in coincidenza delle intercalazioni a granulometria più sottile, ma nell'insieme è da considerare buona; il limite inferiore in alcuni punti è costituito dal basamento metamorfico. La formazione di Nurallao è spesso sede di falde in pressione, i valori di trasmissività oscillano tra 10^{-3} e 10^{-4} mq/sec.

4.2.3. - *Permeabilità medio-bassa*

Successione vulcanica dell'Ordoviciano Medio e il complesso intrusivo tardo-paleozoico (MSV, PRF, PDU, RRL, GEI)

Le metavulcaniti ordoviciane, in particolare i porfiroidi, assumono una qualche importanza dove hanno estensioni e spessori rilevanti, come negli altopiani tra Silius e Goni, dove alcune perforazioni intorno ai 100 m di profondità hanno individuato una falda in pressione regolata da sistemi di fratture che si estendono per tutto lo spessore dell'acquifero. Sempre nei porfiroidi è probabilmente posizionato l'acquifero che alimenta in parte l'acquedotto di S. Nicolò Gerrei attraverso un pozzo (di cui non è nota la stratigrafia) che interessa gran parte della serie ordovicianiana. Una certa permeabilità per fessurazione presentano anche i granitoidi, come testimoniano le sorgenti di S. Giorgio tra Dolianova e S. Nicolò Gerrei e le sorgenti di M. Onigo di Barrali (circa 0,5 l/sec; M. LL. PP., 1934).

Successione vulcanica oligo-miocenica (MMN, MIR, ZAR)

Il comportamento del complesso vulcanico è molto variabile; le facies piroclastiche sottili e le aree d'intensa alterazione sono praticamente impermeabili, le facies più grossolane, quelle lapidee fessurate e le aree di faglia presentano invece permeabilità discreta.

Depositi alluvionali pleistocenici e olocenici terrazzati (PVM_{2a}, b_n)

Le ghiaie a ciottoli paleozoici e terziari con matrice arenaceo-argillosa si presentano in genere arrossati e ferrettizzati, con un'alta percentuale di limo. La permeabilità è da media a scarsa in funzione della maggiore o minore presenza di frazione argillosa.

4.2.4. - *Permeabilità da bassa a molto bassa*

Basamento metamorfico terrigeno (SVI, MGM, ACN, ORR, SGA, PMN)

Permeabilità per fessurazione da bassa a quasi nulla, in funzione della persistenza delle fratture, più elevata nelle litologie arenacee rispetto a quelle a granulometria siltitica e argillosa, anche se localmente la permeabilità può notevolmente aumentare per fessurazione soprattutto nelle metarose ordoviciane (MGM, ORR), che presentano caratteristiche di circolazione idrica simile a quelle dei sottostanti porfiroidi.

Formazione di Monte Cardiga (FMC)

La parte inferiore presente nel Gerrei, costituita da conglomerati e arenarie spesso fortemente cementati (FMC_a), è permeabile per fessurazione ma presenta spessori limitati a pochi metri, non consentendo quindi alcun immagazzinamento. La parte superiore della successione, di natura argilloso-marnosa (FMC_b), si rinviene presso N. ghe Sioccu e Bruncu Amorada: è da considerarsi impermeabile ma vista l'estensione limitata non assume particolare influenza sulla circolazione idrica dell'area.

Formazione del Cixerri (CIX)

Nell'area affiorano prevalentemente i litotipi arenacei con livelli conglomeratici a matrice siltosa e argillosa. Permeabilità da scarsa a nulla.

Formazione di Ussana (USS)

Conglomerati e arenarie a matrice argillosa e sabbiosa con compattezza molto elevata. Permeabilità da scarsa a nulla.

Formazione della Marmilla e Marne di Gesturi (RML, GST)

La successione marnosa di notevole potenza è interrotta da bancate prevalentemente arenacee con giacitura orizzontale o suborizzontale di spessore variabile da 1 a 5 m; tali bancate, a differenza delle facies marnose, sono permeabili per fessurazione ma non costituiscono un acquifero giacché non ricevono alcun apporto idrico.

Depositi palustri (e_5)

Si irrinvengono nella parte centrale della Trexenta, dove colmano le aree depresse; essendo costituite in prevalenza da sedimenti limosi sono caratterizzate da permeabilità scarsa.

4.3. - IDROGEOLOGIA DELLE FALDE ACQUIFERE

4.3.1. - *Falda freatica*

Nel territorio della Trexenta il numero di pozzi presente è scarso perché per una vasta area non esiste una falda superficiale sfruttabile in quanto la copertura quaternaria ha tessitura prevalentemente argillosa e potenza limitata a qualche metro. Inoltre, laddove gli spessori e la permeabilità sono maggiori, molti pozzi sono stati abbandonati se non addirittura ricoperti quando è entrata in funzione la rete irrigua.

La zona dove è discreta la presenza di pozzi, anche perché non ancora servita dall'irrigazione, si trova immediatamente a N di Pimentel-Barrali; qui lo spessore della copertura quaternaria è normalmente superiore ai 5 m e la tessitura è prevalentemente ciottoloso-sabbiosa. I pozzi sono, nella maggior parte dei casi, scavati a mano, di largo diametro, per lo più incompleti, la profondità è in media di 4-5 m. L'escursione del livello della falda freatica è mediamente di 70 cm.

Nell'area di Guamaggiore, Selegas e Suelli, a causa della potenza molto limitata dell'acquifero (inferiore a 2 m), l'andamento delle isofreatiche ricalca grosso modo quello delle curve di livello. I rapporti tra la falda e il Riu Mannu non risultano ben evidenziati, se non a S di Senorbì dove il corso d'acqua pare alimentare la falda.

L'allineamento tra gli abitati di Guasila e Ortacesus è segnato da un asse di drenaggio molto accentuato coincidente con il corso di diversi canali (Gora is Tramatzus, Gora Barasi). Si tratta di una zona depressa che prima degli interventi di bonifica era interessata da vaste aree paludose.

Nel settore meridionale della carta ad E di Nuraminis, ai limiti con la pianura del Campidano, l'acquifero è costituito dai depositi terrazzati olocenici (b_n) da livelli conglomeratici a ciottoli di rocce paleozoiche, marne e calcari miocenici, con matrice sabbiosa e contenuti di argilla variabili. Si tratta dei depositi del Flumini Mannu, che verso occidente raggiungono potenze interessanti ma che nella zona circostante la S.S.131 non superano i 4 m.

Più che i pozzi sono qui numerose le fosse freatiche che, sfruttando al massimo l'effetto di capacità, hanno la funzione di grossi serbatoi. La potenza dell'acquifero si rileva agevolmente all'interno di questi scavi, dove il substrato è costituito dalle marne, mioceniche (GST). Talvolta le fosse sono scavate nelle stesse marne che contengono limitati quantitativi d'acqua difficilmente utilizzabili per l'elevato tenore di salinità.

Ad E di Villagreca, in località Santa Maria, si è rilevato un certo numero di pozzi scavati sulle vulcaniti oligo-mioceniche. Si tratta di un acquifero secondario caratterizzato da permeabilità per fessurazione.

Una prova d'emungimento effettuata in una fossa freatica impostata su prodotti piroclastici, di per sé impermeabili, all'interno dei quali però si è osservata la presenza di macro-fratture, ha evidenziato una discreta presenza d'acqua.

A NW di Donori, nell'acquifero impostato sulla fascia alluvionale del Riu Coxinas, le isofreatiche evidenziano una condizione di drenaggio da parte del corso d'acqua. La soggiacenza della superficie freatica si aggira sui 3 m mentre l'escursione annua è mediamente di 0,60 cm. La potenzialità della falda è piuttosto bassa tanto che durante la stagione estiva alcuni punti di misura risultano asciutti.

4.3.2. - Falda profonda

Oltre la falda freatica, nel territorio compreso tra Ortacesus a N, Cùccuru Casteddu a S e Grutti Anta a SW, è presente una falda in pressione. L'acquifero, individuato tra il substrato paleozoico (qui costituito dai monzograniti di Barrali) e le arenarie e siltiti marnose mioceniche (RML), ha una potenza compresa tra 30 e 70 m. Tre sondaggi profondi, due in località Bruncu Lau de Sèbera (San Bartolomeo) (v. P1 e P2 in tav.15) ed uno presso Riu Fuidas hanno intercettato la falda in pressione a profondità comprese tra i 60 e gli 80 m, con portate spontanee che variano da 0,2 a 0,4 l/sec.

Un altro sondaggio eseguito nell'Azienda Di Penta, ad E di Ortacesus, ha raggiunto il substrato cristallino paleozoico a 170 m, intercettando la falda in pressione che aveva una portata spontanea di 0,1 l/sec. La salinità dell'acqua, 3 g/l, ne preclude però l'utilizzo. Ad E di Senorbì, lungo la strada per Arixì, una perforazione (v. P3 in tav.15) di complessivi 170 m ha attraversato 160 m di siltiti e arenarie marnose mioceniche (RML) sovrastanti il basamento cristallino senza intercettare alcuna falda.

Da quanto esposto sembra potersi dedurre che la continuità dell'acquifero profondo nel territorio di Ortacesus viene interrotta dall'allineamento dei rilievi paleozoici affioranti con direzione N150E, mentre verso S non si individua alcun limite al flusso imposto ma lo strato acquifero sembra tendere ad assottigliarsi, come si osserva da alcuni sondaggi elettrici verticali eseguiti dal "Laboratorio Geotecnico" dell'Amministrazione provinciale di Cagliari nei primi anni '80.

Ad oriente dell'allineamento paleozoico è ancora presente un acquifero profondo, non in continuità col precedente, come dimostra il pozzo dell'Azienda Di Penta. L'esiguità delle riserve, e soprattutto la pessima qualità dell'acqua, lo rendono però inutilizzabile. Nei dintorni di Senorbì, infine non si ha alcuna prova della presenza della falda sotto la copertura miocenica, sembra quindi che la situazione descritta nel pozzo lungo la strada per Arixì possa estrapolarsi ad un'area più ampia.

Nel settore di Donori la formazione arenaceo-conglomeratica della formazione di Nurallao (NLL₁) costituisce acquiferi sede di falde profonde. In particolare la falda giace nei livelli conglomeratici-arenacei intercalati a potenti banchi a più elevato contenuto argilloso, i quali costituiscono il limite superiore ed inferiore di permeabilità. La potenza delle intercalazioni permeabili varia tra i 6 e i 10 m al massimo.

Tra M. Assorgia e M. Trexenta, nella Tenuta di S. Michele, una perforazione (v. P5 in tav.15) eseguita per conto del C.R.A.S. (Centro Regionale Agrario Sperimentale) ha intercettato i livelli conglomeratico-arenacei una prima volta ad una profondità di -69 m dal piano di campagna e quindi tra gli 87 e i 100 m. Anche presso Is Crabilis, poco più a N di M. Assorgia, circa 1 km ad occidente della S.S.128 (v. P4 in tav.15), i banchi arenacei permeabili sono rinvenibili ad una profondità di circa 100 m poggianti direttamente sulle metamorfiti del basamento paleozoico.

Lungo la strada che collega Donori con Serdiana, in località Campu Braxiu, un sondaggio trivellato dall'E.S.A.F (Ente Sardo Acquedotti e Fognature; v. P6 in tav.15) per una profondità di 114 m ha attraversato la parte più siltosa e meno permeabile della formazione di Nurallao per 101 m, incontrando a fondo foro le arenarie e i conglomerati basali permeabili.

Nell'area compresa grossomodo tra il paese di Donori ed i rilievi paleozoici, la falda in pressione è impostata nei livelli arenaceo-conglomeratici più o meno compatti ascrivibili sempre alla formazione di Nurallao. Nella località Acqua Sa Murta alcuni sondaggi realizzati dalla società Ecoserdiana hanno incontrato l'acquifero in pressione a circa -45 m dal livello di campagna. In prossimità dell'abitato di Donori invece, la stessa falda viene intercettata a -27 m di profondità.

L'alimentazione dell'acquifero profondo è da individuare lungo la superficie di appoggio delle facies conglomeratiche sul basamento paleozoico. Gli apporti maggiori provengono dai rilievi che limitano il bacino nella parte orientale, tuttavia non è da escludere che un contributo non trascurabile possa essere attribuito ai rilievi di M. Su Zurrù e Rocca S'Aremitanu visto l'intenso grado di fessurazione rilevato.

4.4. - PARAMETRI IDRODINAMICI

Presso la località S. Bartolomeo, 1 km circa a S di Ortacesus, in un pozzo (v. P2 in tav.15) che intercetta la falda in pressione raggiungendo il basamento granitico ad una profondità di 75 m, alcune prove d'emungimento hanno permesso di determinare una portata d'esercizio di 2,4 l/sec ed una trasmissività di $3,26 \times 10^{-4}$ mq/sec.

Nel territorio compreso tra Villagrecia, Nuraminis e Donori sono state eseguite diverse prove d'emungimento veloci, della durata di 5-6 ore, di cui si riportano i risultati in tab.7.

Tab. 7 - *Caratteristiche idrogeologiche degli acquiferi tra Villagrecia e Donori.*

LOCALITÀ	ACQUIFERO	PORTATA	ABBASSAMENTO	TRAMISSIVITÀ
Villagrecia	Andesiti anfiboliche di Monte Mannu	0,008 mc/sec	3,30 m	$2,50 \times 10^{-3}$ mq/sec
Genna Siutas (Villagrecia)	Andesiti anfiboliche di Monte Mannu	0,005 mc/sec	0,08 m	$5,80 \times 10^{-2}$ mq/sec
Is Crabilis (Nuraminis)	Formazione di Nurallao	0,01 mc/sec	11,06 m	$9,00 \times 10^{-4}$ mq/sec
Barcellona (Donori)	Formazione di Nurallao	0,0166 mc/sec	30,00 m	$5,53 \times 10^{-4}$ mq/sec
S'Acqua sa Murta (Donori)	Formazione di Nurallao	0,00315 mc/sec	1,00 m	$3,15 \times 10^{-3}$ mq/sec
Campu Braxiu (Donori)	Formazione di Nurallao	0,013 mc/sec	19,00 m	$7,00 \times 10^{-4}$ mq/sec
Santa Barbara (Nuraminis)	Depositi alluvionali terrazzati	0,0007 mc/sec	1,00 m	$7,00 \times 10^{-4}$ mq/sec
Benatzeddus (Nuraminis)	Depositi alluvionali recenti	0,026 mc/sec	0,50 m	$6,00 \times 10^{-3}$ mq/sec
Isca de sa Mura (Donori)	Depositi alluvionali recenti	0,0055 mc/sec	2,00 m	$2,77 \times 10^{-3}$ mq/sec

4.5. - EMERGENZE IDRICHE

Le manifestazioni sorgive comprese nel Foglio sono soprattutto localizzate nella regione del Gerrei, nei piccoli bacini tributari del Flumendosa. Si tratta in genere di emergenze con portate inferiori a 0,2 l/sec. C'è da dire che alcune sorgenti sono scomparse a seguito dei lavori minerari nel territorio di Silius, altre sono state rimpiazzate da pozzi. Un esempio è l'emergenza di Sa Cotte 'e Bac-cas, ai piedi del M. Ixi, che attualmente viene captata da un pozzo utilizzato dal comune di S. Nicolò Gerrei. Allo stesso comune appartengono le sorgenti Mitza Conca 'e Angelu con 0,14 l/sec., Mitza de su Meurreddu 0,10 l/sec., e Mitza San-t'Angelo 0,25 l/sec. che sono tutte captate.

Di un certo interesse è la scaturigine di S' Arrongu che emerge dai metacal-cari siluriani nei pressi di Silius, anche se con portate stagionali molto variabili (0,23-0,47 l/sec). Nel versante del Fluminimannu, date le condizioni generali di bassa permeabilità, il numero delle sorgenti è molto limitato e negli ultimi anni, anche a seguito di captazioni mal eseguite e sondaggi prossimi all'emergenza,

molte di esse non sono più reperibili o manifestano portate inferiori. Nei limiti comunali di S. Andrea Frius ricade Funtana Manna che emerge, nel bacino del Riu Coxinas, dai conglomerati e dalle sabbie della formazione di Nurallao; le portate raggiungono il litro per secondo, ma l'indice di variabilità molto elevato la rende inutilizzabile. Nel territorio di Ortacesus la sorgente San Bartolomeo aveva una portata di 0,32 l/sec, attualmente lo stesso acquifero viene captato per mezzo di alcuni sondaggi. Presso l'abitato di Donori la sorgente Tuerra aveva una portata di 3 l/sec. Nel territorio di Pimentel, alla base di Piano Lasina, Su Meriagu de S. Filippo veniva segnalata con una portata di 0,58 l/sec.; attualmente viene captata per l'irrigazione ma non è possibile verificarne l'entità dei deflussi. Alla Mitza de Melas, poco distante da Barrali, veniva attribuita una portata di 0,55 l/sec. Nei limiti comunali di Nuraminis ricade la Mitza Segavenu, ancora oggi ben individuabile, con portate che variano da 0,60 a 0,30 l/sec. Di un certo interesse la Funtana Gibudda che fuoriesce a N di Coa Margine, nel territorio di Serrenti. La portata oscilla in media tra i 2,5 e i 0,30 l/sec e benché la sua emergenza sia individuabile al contatto tra la formazione del Cixerri e le vulcaniti oligo-mioceniche, l'alimentazione potrebbe essere influenzata dai calcari di Villagrecia.

4.6. - BILANCIO IDROLOGICO

Pervenire ad un bilancio idrologico non è possibile perché nel Foglio non sono presenti unità fisiografiche complete, ci si limiterà perciò a fornire l'entità del "deflusso globale presunto" nei settori che presentano omogeneità climatica e litologica.

Nella prima area considerata, la Trexenta, i dati pluviometrici sono quelli desunti per un trentennio dalle stazioni di:

Gesico F.C. (374 m s.l.m.), 648,6 mm; Guasila (210 m s.l.m.), 523,8 mm; Senorbì F.C. (186 m s.l.m.), 538,8 mm; Barrali C.ra (132 m s.l.m.), 581,0 mm.

Il calcolo della lama d'acqua effettuato con il metodo dei topoietai su una superficie di 104,37 kmq ha fornito un valore di 564 mm.

Le temperature medie annue sono state calcolate con il metodo delle stazioni fittizie, dal momento che le stazioni pluviometriche considerate sono state solo recentemente attrezzate di termometro. Le temperature medie annue ottenute sono:

- Gesico 14,8 °C;
- Guasila 16 °C;
- Senorbì 16,2 °C;
- Barrali 16,6 °C.

Per la determinazione dell'evapotraspirazione reale si è applicato il metodo di *Thornthwaite*, pervenendo ad un valore di 434,7 mm ed un conseguente deflusso globale di 129,2 mm.

La seconda area considerata è quella che comprende il territorio di Donori e Nuraminis. Per poter elaborare la lama d'acqua affluita utilizzando il metodo dei topoieti si è fatto ricorso alle stazioni di Dolianova (528,9 mm, q. 191 m s.l.m.) e Villasor (477 mm, q. 22 m s.l.m.) oltre, ovviamente, a quelle di Donori (512,5 mm, q. 139 m s.l.m.) e Nuraminis (533,2 mm, q. 91 m s.l.m.). Si sono inoltre utilizzati i dati della stazione di Ussana (508,30 mm, q. 89 m s.l.m.), che è situata presso l'azienda del C.R.A.S. nella località Tenuta di S. Michele. La lama d'acqua affluita è in questo caso di 511,08 mm.

L'evapotraspirazione reale, tenuto conto di una temperatura media di 15,70 °C, è pari a 388,33 mm ed il deflusso globale 122,75 mm.

Nel versante del Flumendosa, infine, le stazioni considerate sono quelle di S. Nicolò Gerrei (798,4 mm, q. 365 m s.l.m.) e Goni (731,3 mm, q. 377 m s.l.m.).

In questo caso si è operato con il metodo della media aritmetica perché le stazioni disponibili erano solo due. Ad ogni modo considerate le quote molto simili, il metodo garantisce una buona approssimazione.

L'evapotraspirazione reale è stata determinata con la formula di L. Turc, il valore ottenuto è 603 mm, ed il deflusso globale presunto 161,8 mm.

5. - PEDOLOGIA

Queste brevi note pedologiche descrivono i suoli presenti nel territorio del Foglio 548 "Senorbi" considerando i "paesaggi geo-morfologici", areali caratterizzati da grandi tipologie litologiche all'interno dei quali si distinguono i suoli anche in base all'influenza delle conformazioni.

5.1. - SUOLI SUI LITOTIPI METASEDIMENTARI E METAVULCANICI PALEOZOICI

I suoli sui litotipi metamorfici, impostati con una morfologia prevalentemente accidentata ed acclive, con una ridotta copertura vegetale a macchia più o meno rada, si presentano in genere con un limitato grado evolutivo. Sono prevalentemente poco profondi, con profilo A-C, e A-R nelle aree di cresta e nelle zone più rocciose, con limitati contenuti di sostanza organica e capacità di scambio cationico, e sono classificabili come *Typic*, *Dystric* e *Lithic Xerorthent*.

Dove si impostano litologie metavulcaniche, nelle aree meno acclivi, ed in quelle in cui la vegetazione ha potuto mantenersi più rigogliosa, i suoli possono

presentare un profilo A-Bw-C, con una capacità di scambio cationico media, una struttura poliedrica subangolare, una ridotta saturazione in basi, classificabili quindi come *Typic* e *Dystric Xerochrept*. Sui depositi di versante, dove la copertura vegetale arriva a costituire una macchia alta, il profilo può essere più evoluto e presentare un orizzonte argillico, talora cementato, e quindi un profilo A-Bt-C, appartenente al sottogruppo dei *Typic Palexeralf*. La fertilità rimane comunque ridotta, per cui è auspicabile per questi areali una riduzione dei carichi di bestiame e della varie attività, in modo da favorire la ricostituzione naturale della copertura vegetale.

5.2. - SUOLI SUI LITOTIPI CARBONATICI PALEOZOICI E TERZIARI

Sulle formazioni carbonatiche costituite da calcari e metacalcari, con morfologie variabili dall'accidentato al sub-pianeggiante, si possono riscontrare aree prevalentemente rocciose, degradate da ripetuti fenomeni di taglio e di incendio della copertura vegetale originaria costituita da lecci e querce, in cui i suoli sono presenti solo in tasche, ossia in limitati spazi concavi, generati dai processi carsici tipici di queste litologie, che hanno consentito al suolo di permanere in loco.

Questi suoli presentano un caratteristico colore arrossato, dovuto ai prodotti ferrosi residuali della dissoluzione ed allontanamento dei carbonati, hanno un profilo A-C o A-R, sono poco profondi, con una elevata capacità di scambio cationico e saturi in basi, altamente sensibili all'erosione, e sono classificabili come *Lithic Rhodoxeralf* e *Lithic Xerorthent*.

Dove la copertura vegetale di macchia alta si presenta più densa, il suolo diviene più profondo, ricco di sostanza organica, con profili prevalentemente A-Bw-C ed A-C, e limitatamente A-Bt-C, classificabili come *Typic Xerochrept* e *Typic Xerorthent*, subordinatamente *Typic Rhodoxeralf*. I suoli sono comunque sensibili all'erosione, per cui si riscontano i sottogruppi *Lithic* ove la pendenza è elevata e la copertura vegetale più rada. Sui rilievi meno aspri delle formazioni calcaree bioclastiche, arenacee e conglomeratiche del Miocene, i suoli sono disposti in sequenze a crescente grado evolutivo lungo i pendii, passando dai *Typic Xerorthent* delle aree di cresta, ai *Xerochrept* dei pendii, agli *Alfisols* dei depositi di versante.

5.3. - SUOLI SUI LITOTIPI GRANITICI TARDO-PALEOZOICI

Nei rilievi dei litotipi intrusivi granitici le morfologie variano da pendii piuttosto irti ad areali addolciti dalle formazioni detritiche. Anche su queste formazioni l'incidenza della conformazione e del grado di copertura vegetale sulle tipologie pedologiche è elevata.

Sulle aree fortemente acclivi e sulle creste dei rilievi i suoli, accompagnati dagli affioramenti rocciosi, sono caratterizzati da scarsa profondità, tessitura franco-sabbiosa e sabbioso-franca, fortemente soggetti ai processi erosivi, con profilo A-R ed A-C, classificabili come *Lithic*, *Typic* e *Dystric Xerorthent*.

Nelle aree con la presenza di una buona copertura vegetale e di depositi detritici i suoli possono presentare anche un profilo più evoluto, A-Bw-C ed A-Bt-C, con un buon grado di fertilità superficiale.

5.4. - SUOLI SUI LITOTIPI VULCANICI OLIGO-MIOCENICI

I limitati affioramenti andesitici si presentano con una morfologia ondulata, in accordo col circostante paesaggio delle formazioni marnose. I suoli presenti risultano prevalentemente di scarsa profondità, da franco-argillosi ad argillosi, con profili di tipo A-C e accompagnati da roccia affiorante, classificabili come *Lithic Xerorthents*.

Limitatamente agli areali di deposizione colluviale è possibile riscontrare suoli a maggior grado evolutivo, con profilo A-Bw-C, elevata capacità di scambio cationico, talora con caratteri vertici o con accumulo di carbonati nell'orizzonte B, che li porta ad appartenere ai sottogruppi *Typic*, *Vertic* e *Calcixerollic Xerochrept*.

5.5. - SUOLI SUI LITOTIPI TERRIGENI EOCENICI E OLIGOCENICI

Questi litotipi, corrispondenti alle formazioni di Ussana e del Cixerri, hanno una morfologia lievemente ondulata o sub-pianeggiante. I suoli presenti sono piuttosto variabili nei caratteri, in relazione con la roccia madre: si passa da suoli poco profondi, permeabili, a profilo A-C, a tratti con eccesso di scheletro, classificabili come *Lithic* e *Typic Xerorthent*, a suoli mediamente profondi, da permeabili a poco permeabili, con profilo A-Bw-C, talora con arricchimento di carbonati in profondità, classificabili come *Lithic*, *Typic* e *Calcixerollic Xerochrept*. L'intenso utilizzo agricolo determina forti rischi di erosione.

5.6. - SUOLI SUI LITOTIPI TERRIGENI MIOCENICI

Sulle formazioni mioceniche costituite dalle alternanze di marne, marne arenacee, siltiti ed arenarie, aventi una morfologia collinare dall'andamento dolce, con pendenze limitate, si rinvencono suoli che presentano una disposizione sequenziale lungo i pendii, definita a "catena".

Nelle porzioni sommitali e nella parte iniziale dei pendii si rinvencono i suoli con il grado meno evoluto di pedogenesi, poco profondi, con una struttura poliedrica sub-angolare, capacità di scambio media, profilo A-C, classificabili come *Lithic Xerorthents* e limitatamente come sottogruppo *Typic*, accompagnati da una elevata presenza di roccia affiorante.

Lungo il pendio si rinvencono suoli a maggior grado evolutivo, da poco a mediamente profondi, maggiormente strutturati, con una capacità di scambio da media ad elevata.

Il profilo è di tipo A-Bw-C talora troncato dai processi erosivi in situazioni di denudamento e di eccessivo pascolamento, e di tipo A-Bk-C quando sia presente un accumulo di carbonati nell'orizzonte cambico.

I suoli sono classificabili come *Typic* e *Calcixerollic Xerochrept*, ed anche *Vertic Xerochrept* quando, col diminuire dell'acclività e su substrati più marnosi e meno arenacei, la presenza di argille espandibili nell'orizzonte superficiale fornisce caratteri vertici al suolo.

Al piede del versante, in situazioni pianeggianti e di depressione, l'accumulo del materiale e le condizioni morfologiche determinano un ambiente "chiuso", che favorisce la formazione di vertisuoli, molto profondi, con tessitura argillosa ed elevata capacità di scambio cationico, profilo A-C, buona fertilità ma talvolta con problemi di idromorfia, classificabili come *Typic* e *Entic Pelloxerert*.

Sui litotipi prevalentemente arenacei, meno portati a fornire materiali argillosi per le caratteristiche mineralogiche, i suoli che si rinvencono alla base dei pendii sono *Typic Xerochrept*, mentre sulle sommità si rinvencono anche i *Lithic Xeropsamments*.

5.7. - SUOLI SUI LITOTIPI VULCANICI PLIOCENICI

Sui limitati lembi di colate basaltiche, si rinvencono prevalentemente suoli poco profondi, con profilo A-Bw-C ed A-R e, limitatamente alle aree con copertura vegetale piuttosto densa, A-Bt-C, franco-argillosi, con struttura poliedrica sub-angolare, media capacità di scambio cationico ed elevata saturazione in basi.

La classificazione è quindi di suoli appartenenti ai sottogruppi *Lithic* e *Typic Xerochrept* e *Xerorthent*, subordinatamente *Typic Palexeralf*.

Nonostante le problematiche della lavorabilità, dato il limitato spessore, una consistente quantità di scheletro e i tratti di roccia affiorante, la loro buona fertilità li ha sempre resi interessanti per l'uso agricolo e pascolivo.

Nei punti morfologicamente depressi possono anche presentarsi suoli appartenenti al sottogruppo *Vertic Chromoxerert*, caratterizzati dai caratteri vertici e da problemi di drenaggio.

5.8. - SUOLI SUI DEPOSITI ALLUVIONALI PLEISTOCENICI

Costituiti da depositi ghiaiosi accompagnati da sabbie, su questi litotipi si rinvencono suoli evoluti, profondi, con tessitura franco-sabbiosa o franco-sabbioso-argillosa in superficie e da franco-argilloso-sabbiosa a argillosa in profondità, presenza elevata di scheletro, ed un profilo A-Bt-C. Il drenaggio varia da normale a lento con la profondità.

La classificazione è *Typic Haploxeralf* e *Typic Palexeralf*, che passa al sottogruppo *Aquic* quando l'arricchimento in argilla dell'orizzonte B è consistente, generando un drenaggio molto lento e fenomeni periodici di ristagno. Si passa invece ai sottogruppi *Calcic* e *Petrocalcic* quando, per l'influenza delle formazioni calcaree e marnose mioceniche sottostanti, si verifica un arricchimento dell'orizzonte profondo in carbonati, sino alla formazione di un orizzonte indurito.

L'uso prevalente è quello agricolo di tipo intensivo, data l'elevata fertilità dei pedotipi presenti.

5.9. - SUOLI SUI DEPOSITI CLASTICI OLOCENICI

I suoli presenti su questi depositi sono di recente formazione, con profilo che presenta una sequenza A-C, ma con tipologie pedologiche variabili in funzione delle caratteristiche granulometriche del deposito.

Quando questo è costituito da materiale grossolano, i suoli sono caratterizzati da una tessitura sabbioso-franca, mediamente profondi, con buon contenuto in scheletro, permeabili, originati da alluvioni grossolane, vengono classificati come *Typic Xerofluvent*, ed *Aquic* o *Vertic* per caratteristiche legate al contenuto in argille.

Una tessitura argillosa dovuta ad un materiale d'origine costituito da sedimenti pelitici genera nel suolo caratteri vertici (elevata profondità, omogeneità lungo profilo, formazione di fessurazioni superficiali profonde nel periodo asciutto, rimescolamento dei materiali, colore scuro) che ne determinano la classificazione come *Typic Haploxerert* e *Pelloxerert*.

Nelle aree morfologicamente più depresse, interessate, nel passato, da impaludamenti in seguito bonificati dall'uomo, si trovano suoli appartenenti ai sottogruppi *Vertic* e *Typic Fluvaquents*.

Il profilo è limitatamente evoluto, i suoli sono essenzialmente argillosi, poco permeabili, con evidenze di ristagno idrico in profondità; presentano caratteri vertici quando contengono argille a reticolo espandibile. Tutti i suoli presentano elevata fertilità.

6. - DISSESTO IDROGEOLOGICO

Nel Foglio Senorbì le evidenze di dissesto idrogeologico sono abbastanza limitate, come testimoniato sia dal Piano Assetto Idrogeologico (RAS, 2005) sia dall'Inventario dei Fenomeni Franosi (CINUS *et alii*, 2007).

I fenomeni più diffusi, per quanto riguarda la pericolosità di frana, sono rappresentati da modesti crolli di ammassi litoidi granitoidi e metamorfici fratturati che interessano soprattutto la viabilità secondaria, come ad es. la S.P. Dolianova - S. Nicolò Gerrei. Frane puntuali della stessa tipologia possono interessare inoltre livelli arenaceo-conglomeratici terziari in giacitura sub-orizzontale, soprattutto se interessati da sottoescavazioni per erosione differenziale.

Tra i dissesti causati indirettamente da attività umane si segnalano gli sprofondamenti nelle aree minerarie di Silius riportati nel Progetto IFFI, che risultano però attualmente ripristinati tramite riporto di materiale di ripiena (v. fig.67). Più diffuse risultano invece le dinamiche erosive di versante, particolarmente evidenti sui ripidi pendii delle aree percorse da incendio (fig.68) o, anche su pendenze nettamente inferiori, sui substrati sabbiosi miocenici dove le pratiche agricole lasciano in autunno il suolo privo di copertura vegetale.

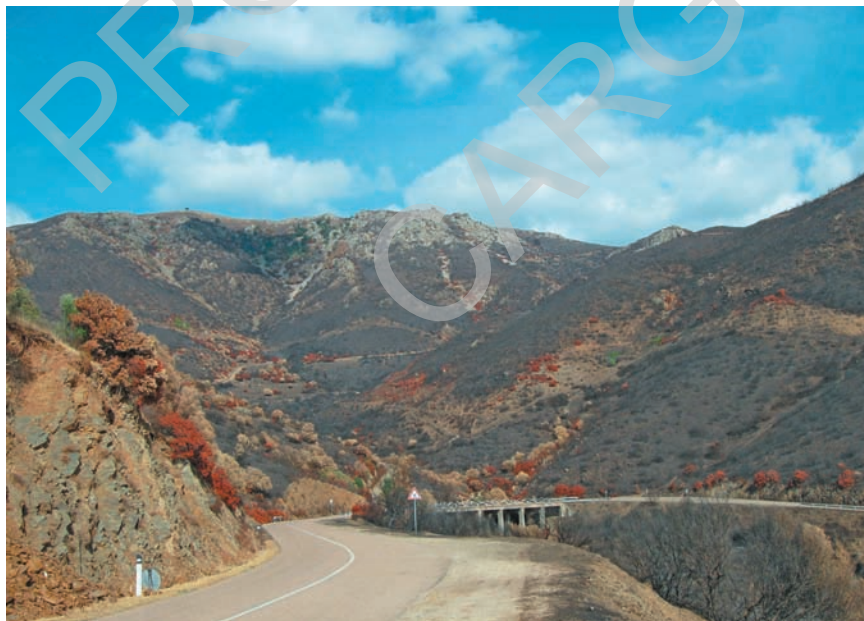


Fig. 68 - S. P. Dolianova - S. Nicolò Gerrei. Parte dell'area percorsa dall'incendio del luglio 2009.

Per quanto riguarda la pericolosità di tipo idraulico, i corsi d'acqua che interferiscono direttamente con i centri abitati sono in numero estremamente limitato e riguardano modesti affluenti del Riu Mannu negli abitati di Nuraminis, Samatzai e Pimentel, in parte tombati, che danno luogo a periodici allagamenti. Piene improvvise possono riguardare inoltre alcuni torrenti che discendono dai rilievi del Sarrabus (Riu Coxinas, Riu Flumini), che hanno causato talvolta problemi alla viabilità sulla S.S. 387.

Nelle aree di piana alluvionale fuori dai centri abitati, presenti soprattutto nel settore sud-occidentale del Foglio, i pesanti lavori di canalizzazione, che hanno interessato gran parte del reticolo idrografico nella seconda parte del secolo scorso, hanno limitato fortemente la pericolosità di piena dei corsi d'acqua principali (Riu Mannu, Riu Rettori, Riu Coxinas), anche se sono possibili limitati allagamenti da parte dei corsi d'acqua di ordine inferiore.

BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI G. (1963) - *Sul Devoniano inferiore e medio nella Sardegna meridionale*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. 8^a Cl. - Sc. Mat. Fis. Nat., **34** (5): 553-559, Roma.
- ANDREUCCI S., CLEMMERSEN L.B., MURRAY A.S. & PASCUCCI V. (2009) - *Middle to Late Pleistocene coastal deposits of Alghero, northwest Sardinia (Italy): chronology and evolution*. Quat. International, **222** (1-2): 3-16, Oxford.
- ANDREUCCI S., PASCUCCI V. & CLEMMERSEN L.B. (2006) - *Upper Pleistocene coastal deposits of West Sardinia: a record of sea-level and climate change*. GeoActa (2006), **5**: 79-96, Bologna.
- ASSORGIA A., BALOGH K., LECCA L., IBBA A., PORCU A., SECCHI F. & TILOCCA G. (1995) - *Volcanological characters and structural context of Oligo-Miocene volcanic succession from Central Sardinia (Italy)*. In: R. POLINO & R. SACCHI (Eds.): «Rapporti Alpi-Appennino e Guida alle Escursioni». Peveragno 31 maggio-1 giugno 1994. Acc. Naz. Sci. Torino, **14**: 397-424, Torino.
- ASSORGIA A., BARCA S., BRAVIN E., CARTA M., FARRIS M., FIORI M., GRILLO S.M., MARCELLO A., PRETTI S., RIZZO R. & SPANO C. (1993) - *Carta geologica e delle georisorse del distretto vulcanico Monastir-Furtei. Scala 1:25.000*. S.EL.CA, Firenze.
- ASSORGIA A., BARCA S., FARRIS M., RIZZO R. & SPANO C. (1994a) - *The Cenozoic sedimentary and volcanic succession in the Monastir-Furtei sector (southern Campidano-Sardinia)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 391-397, Roma.
- ASSORGIA A., BARCA S., FARRIS M., RIZZO R. & SPANO C. (1994b) - *Le successioni sedimentarie e vulcaniche cenozoiche del distretto Monastir-Furtei*. L'Industria Mineraria, **5**: 7-13, Roma.
- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1997) - *A synthesis on the Cenozoic stratigraphic, tectonic and volcanic evolution in Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 407-420, Roma.
- ASSORGIA A., MACCIONI L. & MACCIOTTA G.P. (1983) - *Carta geopetrografica del vulcanismo pliocenico della Sardegna centro-meridionale. Scala 1:50.000*. S.EL.CA, Firenze.
- ATZORI P. & TRAVERSA G. (1986) - *Post-granitic permo-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus pp., Barbagia, Mandrolisai, Goceano, Baronie and Gallura)*. Per. Mineral., **55**: 203-231, Roma.
- BARCA S. (1991) - *Phénomènes de résédimentation et flysch hercynien à faciès Culm dans le "synclinal du Sarrabus" (SE de la Sardaigne, Italie)*. C.R. Acad. Sci., **313** (2): 1051-1057, Paris.
- BARCA S. & ARGIOLAS M. (1985) - *Contributo allo studio stratigrafico-strutturale del Paleozoico della Sardegna sud-orientale: il settore ad ovest di Silius (Gerrei)*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 43-52, Roma.

- BARCA S., CARMIGNANI L., ELTRUDIS A. & FRANCESCHELLI M. (1995) - *Origin and evolution of the Permian-Carboniferous basin of Mulargia Lake (South-Central Sardinia, Italy) related to the Late Hercynian extensional tectonics*. C.R. Acad. Sci. Paris, s. II, **321**: 171-178, Paris.
- BARCA S., CARMIGNANI L., ELTRUDIS A., GATTIGLIO M. & PALA L. (1992) - *Relationships between foredeep deposits and Hercynian nappe building in southeastern Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*». I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 33-44, Siena.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1982a) - *Discovery of lower Ordovician Acritarchs in the "Postgotlandiano" sequence of southwestern Sardinia (Italy): Age and tectonic implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100** (3): 377-392, Roma.
- BARCA S., COCOZZA T. & SALVADORI I. (1984) - *Storia delle ricerche geologiche nel Massiccio Sardo*. In: AA. VV. (Eds.): «*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. (1995b) - *Conodont biostratigraphy of the "Ockerkalk" (Silurian) from Southeastern Sardinia*. Riv. Ital. Paleont. Stratigr., **100** (4): 459-476, Milano.
- BARCA S., CORRADINI C. & SPALLETTA C. (2000) - *Nuovi dati sull'età dei "Calcarei a clymenie" della Sardegna*. Collana di Studi «*Crisi biologiche, radiazioni adattative e dinamica delle piattaforme carbonatiche*», Atti e Mem., Acc. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, **21**: 25-28, Modena.
- BARCA S., DEL RIO M., MINZONI N. & PITTAU DEMELIA P. (1984) - *Presenza di Tremadociano ad Acritarchi in unità tettoniche erciniche a Sud del Lago di Mulargia (Sardegna centrale)*. Riv. It. Paleont. Strat., **89** (3): 315-334, Milano.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1982b) - *Acritarchs in the "Arenarie di San Vito" of south-east Sardinia: stratigraphical and geological implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100** (3): 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** (3): 339-360, Milano.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1979) - *La successione ordoviciana-siluriana inferiore nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 189-202, Roma.
- BARCA S. & ELTRUDIS A. (1994) - *Attribution à l'Eocarbonifère de flysch des nappes inférieures "à marbres" du Sud-Est de la Sardaigne (Italie)*. C.R. Acad. Sc. Paris, **319**: 1407-1414, Paris.
- BARCA S., FARCI G. & FORCI A. (1998) - *I depositi sinorogenici ercinici del Sulcis (Sardegna Sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **117** (2): 407-417, Roma.
- BARCA S., FORCI A. & FUNEDDA A. (2003) - *Nuovi dati stratigrafico-strutturali sul flysch ercinico dell'Unità del Gerrei (Sardegna SE)*. In: V. PASCUCCHI (Ed.): «*GeoSed 2003. Alghero 28-30 settembre 2003*», 291-298, Alghero.
- 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. & JAEGER M. (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*», Guide Geologiche Regionali (I Serie), Soc. Geol. It., 87-93, Roma.
- BARCA S., MELIS E., ANNINO E., CINCOTTI F., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2005) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 557 Cagliari, alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, Roma.
- BARCA S. & SPALLETTA C. (1985) - *Nuove osservazioni sul conglomerato di Villasalto*. Giorn. Geol., **46**: 25-32, Bologna.
- BECCALUVA L., BROTZU P., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1989) - *Cainozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Thyrrhenian Area*. In: A.

- BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): «*The Lithosphere in Italy, advances in Earth Science research*». Atti Acc. Naz. Lincei, **80**: 229-248, Roma.
- 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.
- BENELO E. (1942) - *Su alcuni particolari tettonici nel Gerrei (Sardegna S-E)*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **67**: 1-5, Roma.
- BOI M., BROTZU P., MAXIA M., 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.
- BRIDGLAND D.R. & WESTAWAY R. (2008) - *Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide quaternary phenomenon*. Geomorphology, **98** (3-4): 285-315, Amsterdam.
- BROTZU P., CALLEGARI E. & SECCHI F.A. (1994) - *The search for the parental magma of the high-K calc-alkaline igneous rock series in the southernmost Sardinia Batholith*. Period. Min., **62**: 253-280, Roma.
- BROTZU P., FERRINI V. & MASI U. (1982) - *Stable isotope geochemistry of Hercynian granitoid rocks from Sarrabus Massif (South-eastern Sardinia, Italy)*. Isotope Geosci.: **1**: 77-90, Amsterdam.
- BROTZU P., MORBIDELLI L. & TRAVERSA G. (1978) - *Caratteri petrografici e chimici delle sieniti del Sarrabus meridionale*. Period. Min., **47**: 83-98, Roma.
- BROUTIN J., CABANIS B., CHATELNEUF J.J. & DEROIN J.P. (1995) - *Evolution biostratigraphique, magmatique et tectonique du domaine paléotéthysien occidental (SW de l'Europe): implications paléogéographiques au Permien inférieur*. Bull. Soc. Géol. France: **165**: 163-179, Paris.
- BROUTIN J., CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., RONCHI A. & SARRIA E. (1996) - *Research in progress on the Permian deposits of Sardinia (Italy)*. Permophiles, a newsletter of SPS, **28**: 45-48, Pechino.
- CALDERONI G., COLTORTI M., DRAMIS F., MAGNATTI M. & CILLA G. (1991) - *Sedimentazione fluviale e variazioni climatiche nell'alto bacino dell'Esino durante il Pleistocene superiore*. In: S. TAZIO-LI (Ed.): «*Fenomeni di erosione e alluvionamento degli alvei fluviali*», Università degli Studi di Ancona, 171-190, Ancona.
- CALDERONI G., FERRINI V., GARBARINO C., MASI U., NICOLETTI M. & PADALINO G. (1995) - *Geochemistry of the fluorite and barite vein mineralization from Monte Genis (Sardinia, Italy)*. Min. Petr. Acta, **29**: 13-23, Bologna.
- CALVINO F. (1956) - *I porfidi grigi del Sarrabus*. Boll. Serv. Geol. d'It., **78** (1-2): 265-275, Roma.
- CALVINO F. (1959) - *Primi risultati di uno studio stratigrafico e tettonico della Sardegna Sud-Orientale*. Atti Acc. Patavina Sc. Lett. Arti, Mem., **71**: 1-14, Padova.
- CALVINO F. (1961) - *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna Sud-orientale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **81** (1959), (4-5): 489-556, Roma.
- CALVINO F. (1963) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 227 Muravera*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CALVINO F. (1972) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 227 - Muravera*. Servizio Geologico d'Italia, pp. 60, Roma.
- CARMIGNANI L. (COORDINATORE) (1996) - *Carta Geologica della Sardegna (scala 1:200.000)*. A cura del Servizio Geologico Nazionale, Regione Autonoma della Sardegna, Firenze.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1994a) - *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36** (141-144): 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** (1): 31-47, Paris.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DISPERATI L., FUNEDDA A., MUSUMECI G., PASCI S. & PERTUSATI P.C. (1992) - *Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basements. A volume dedicated to Tommaso Coccozza*». I.G.C.P. Project No. 276 Newsletter, **5**: 83-96, Siena.

- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P. C. & RICCI C.A. (1982a) - *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*. Guide Geologiche Regionali (I Serie), Soc. Geol. It., 215 pp., Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1987) - *Structural model of the hercynian basement of Sardinia (1:500.000)*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Sottoprogramma. Modello strutturale d'Italia, Stabilimento L. Salomone, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1978a) - *The Hercynian Orogenic Revolution in Sardinia*. Z. Dt. Geol. Ges., **129**: 485-493, Berlin.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1978b) - *Falce di ricoprimento erciniche nella Sardegna a NE del Campidano*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 501-510, Roma.
- CARMIGNANI L., CONTI P., PERTUSATI P.C., BARCA S., CERBAI N., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., OGGIANO G., PATTA E.D., ULZEGA A. & ORRÙ P. (2001a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 549 "Muravera", alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, pp. 140, Roma.
- CARMIGNANI L., CORTECCI G., DESSAU G., OGGIANO G., PERTUSATI P. C. & SAITTA M. (1978c) - *The antimony and tungsten deposits 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 M., OGGIANO G., MASCIA M., NAUD G. & PERTUSATI P.C. (1982) - *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». Guide Geologiche Regionali (I Serie), Soc. Geol. It., 95-107, Roma.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) - *Relationships between the tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica Provençal domain and Northern Apennines*. Terra Nova, **7** (2): 123-137, Oxford.
- CARMIGNANI L., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2001b) - *Influenza delle discontinuità tardo-erciniche sulla strutturazione oligo-miocenica della Sardegna*. In: Geoitalia - 3° Forum Italiano di Scienze della Terra, 517-519, Chieti.
- CARMIGNANI L., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2004) - *Tectono-sedimentary evolution of south-west Sardinia in the Paleogene: Pyrenaic or Apenninic Dynamic?* Geodinamica Acta, **17** (4): 275-287, Paris.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & PASCI S. (2001c) - *Geologia della Sardegna, Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna alla scala 1:200.000*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. It., **60**: pp. 283, Ist. Poligr. Zecca dello Stato, Roma.
- 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.
- CAROSI R., ELTER F.M. & FONDI R. (1990) - *Fossiliferous metapelites with Denckmannites (Phacopida, Trilobita) in the Gerrei geological complex near Ballao (Cagliari, south-eastern Sardinia)*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.), I.G.C.P. Project No. 5 Newsletter, **7** (1987): 30-33, Siena.
- CAROSI R., GATTIGLIO M., MUSUMECI G. & OGGIANO G. (1992) - *Geologia della Catena ercinica in Sardegna: Zona a falde*. In: «Struttura della Catena ercinica in Sardegna. Guida all'escursione». Editore dal Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Centrooffset Siena dicembre 1992, 77-145, Siena.
- CAROSI R. & MALFATTI G. (1995) - *Analisi strutturale dell'Unità di Meana Sardo e caratteri della deformazione duttile nel Sarcidano-Barbagia di Seulo (Sardegna Centrale, Italia)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., s. A, **102**: 121-136, Firenze.
- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1991) - *Le Unità di Castello Medusa e Monte Grighini (Sardegna centro-meridionale) nell'evoluzione tettonica del basamento ercinico*. Boll. Soc. Geol. It., **109** (1990): 325-335, Roma.
- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1991) - *Senso di trasporto delle unità tettoniche erciniche della Sardegna dedotto dagli indicatori cinematici nei livelli cataclastico-milonitici*. Rend. Soc. Geol. It., **13** (1990): 103-106, Roma.
- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1992) - *Differences in the structural evolution of tectonic units in central-southern Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., **110** (1991): 543-551, 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., CORTESOGNO L., GAGGERO L., PITTAU P., RONCHI A. & SARRIA E.A. (1999) - *Late Paleozoic continental basins of Sardinia*. In: G. CASSINIS (Ed.): «*The Continental Permian of the Southern Apis and Sardinia (Italy). Regional reports and general correlations*»: Intern. Field Conf- field-trip Guide-book: 116, Brescia.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1992) - *Based Nd-models ages in highly evolved granites: an example from Buddusò intrusion (NE Sardinia, Italy)*. N. Jb. Miner. Mh., **6**: 227-288, Stuttgart.
- CASULA G., CHERCHI A., MONTADERT L., MURRU M. & SARRIA E. (2001) - *The Cenozoic Graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data*. Marine Petrol. Geol., **18**: 863-888, Amsterdam.
- 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*. Società Cooperativa Tipografica, 284 pp., Padova.
- CAVINATO A. & ANEDDA V. (1954) - *Il Permiano in territorio di Orroli*. Rend. Ass. Min. Sarda, **58** (7): 3-15, Iglesias.
- CAVINATO A. & BENEDETTI E. (1959) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 226 Mandas, scala 1:100.000*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma della Sardegna, Roma.
- CAVINATO A. & ZUFFARDI P. (1955) - *Il Giacimento Piombifero di S'Ortu Becciu*. Res. Ass. Min. Sarda, Anno LIX, **5**: pp. 16, Iglesias.
- CHERCHI A. (1974) - *Appunti biostratigrafici sul Miocene della Sardegna (Italia)*. Int. Néogène Médit., Lyon 1971, Mem. B.R.G.M., **78**: 433-445, Lyon.
- CHERCHI A. (1985a) - *Micropaleontological Researches in Sardinia. Guide Book*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*19th European Micropaleontological Colloquium*». Sardinia, October 1-10, 1985. AGIP, 338 pp., Cagliari.
- CHERCHI A. (1985b) - *Introduction to the Geology of Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*19th European Micropaleontological Colloquium*», Sardinia, October 1-10, 9-30, Cagliari.
- CHERCHI A., MARINI A. & MURRU M. (1978) - *Dati preliminari sulla neo-tettonica dei Fogli 216-217 (Capo S. Marco-Oristano), 226 (Mandas), 234-240 (Cagliari-S. Efisio), 235 (Villasimius), Sardegna*. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, pubbl. n. 155, C.N.R., P.F. Geodinamica, 199-226, Roma.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *The Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the western mediterranean basin*. Nature, **298**: 736-739, London.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1984) - *Il sistema di rifting oligo-miocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 387-400, Roma.
- CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen*. C.R. Acad. Sci. Paris, **298**: 889-894, Paris.
- CINUS S., DEMURU S., DERIU M., FARRIS M., PATTIERI G., TILOCCA G. & MARTELLI R. (2007) - *Analisi del dissesto da frana in Sardegna*. In: APAT (Eds.): «*Rapporto sulle frane in Italia. Il Progetto IFFI - Metodologia, risultati e rapporti regionali*». APAT, Rapporti 78/2007, 651-681, Roma.
- CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHERI B., BALINI M., CONTI M.A., FARLONI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007) - *Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali, Carta Geologica d'Italia - 1:50.000*. Quaderni serie III, **7** (VI): pp. 318, APAT - Dipartimento Difesa del suolo, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- COCCO F. (2009) - *Il basamento varisco dell'area di Tacconis-Minderrì (Sarrabus, Sardegna SE, Italia)*. Tesi di laurea inedita. Dip. Scienze della Terra, Univ. degli Studi di Cagliari.
- COCCO F. & FUNEDDA A. (2011) - *New data on the pre-Middle Ordovician deformation in SE Sardinia: a preliminary note*. Rend. online Soc. Geol. It., **15**: 34-36, Roma.
- 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'oxygène)*. Doc. B.R.G.M., **90**: pp. 246, Orléans.

- COCOZZA T. (1967) - *Il Permo-Carbonifero del bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna Sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 607-642, Roma.
- COLTORTI M. (2004) - *Terrazzi alluvionali climatici*. In: AA. VV.: «Italia. Atlante dei tipi geografici». Istituto Geografico Militare, 154-157, Firenze.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy*. Perm. Perigl. Processes, **6**: 235-242, Chichester.
- COLTORTI M. & FARABOLLINI P. (2008) - *Late Pleistocene and Holocene fluvial-coastal evolution of an uplifting area: The Tronto River (Central Eastern Italy)*. Quat. Int., **189**: 39-55, Oxford.
- COLTORTI M., MELIS E. & PATTÀ D. (2010) - *Geomorphology, stratigraphy and facies analysis of some Late Pleistocene and Holocene key deposits along the coast of Sardinia (Italy)*. Quat. Int., **222**: 19-35, Oxford.
- COMASCHI CARIA I. (1959b) - *Le piante fossili della Sardegna*. Riv. It. Paleont., **7**: 122, Milano.
- CONTI P., CARMIGNANI L., CERBAI N., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & OGGIANO G. (1999) - *From thickening to extension in the Variscan belt - kinematic evidence from Sardinia (Italy)*. Terra Nova, **11** (2/3): 93-99, Oxford.
- CONTI P., CARMIGNANI L. & FUNEDDA A. (2001) - *Changing of nappe transport direction during the Variscan collisional evolution of central-southern Sardinia (Italy)*. Tectonophysics, **332** (1-2): 255-273, Amsterdam.
- CONTI P., FUNEDDA A. & CERBAI N. (1998) - *Mylonite development in the Hercynian basement of Sardinia (Italy)*. J. Struct. Geol., **20** (2/3): 121-133, Pergamon Press, Oxford.
- CONTI P. & PATTÀ E.D. (1998) - *Large scale Hercynian W-directed tectonics in southeastern Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta, **11** (5): 217-231, Paris.
- CORRADINI C. (1998a) - *Conodonti del Devoniano superiore nei "Calcarei a Clymeniae" di Villasalto (Sardegna sud-orientale): tassonomia e biostratigrafia*. Tesi di Dottorato di Ricerca. Università di Modena, Modena.
- CORRADINI C. (1998b) - *Famennian conodonts from two sections near Villasalto*. In: E. SERPAGLI (Ed.), *Sardinia Guide-book, ECOS VII, Giorn. Geologia, Special Issue*, **60**: 122-135, Siena.
- CORRADINI C., BARCA S. & SPALLETTA C. (2003) - *Late Devonian-Early Carboniferous conodonts from the "Clymeniae Limestones" of SE Sardinia (Italy)*. Cour. Forsch. Inst. Senckenberg **245**: 227-253, Frankfurt am Maine.
- CORRADINI C., FERRETTI A. & SERPAGLI E. (1998) - *The Silurian and Devonian sequence in SE Sardinia*. In: E. SERPAGLI (Ed.): *ECOS VII-Sardinia Guide-book*, 71-74, Bologna.
- CORRADINI C., LEONE F., LOI A. & SERPAGLI E. (2001) - *Conodont stratigraphy of a highly tectonised Silurian-Devonian section in the San Basilio area (SE Sardinia, Italy)*. Boll. Soc. Paleont. It.: **40** (3): 315-323, Milano.
- CORRADINI C. & OLIVIERI R. (1996) - *Conodont biostratigraphy of some supplementary sections in the Sardinian "Ockerkalk" (Upper Silurian)*. Boll. Soc. Nat. Piemonte, **15** (1): 89-100, Torino.
- CREMASCHI M. & TROMBINO L. (1998) - *Eolianites, Sea Level Changes and Paleowinds in the Elba Island (Central Italy) during Late Pleistocene*. In: A.J. BUSACCA (Ed.): «Dust Aerosols, Loess Soils and Global Change». Washington State University College of Agriculture and Home Economics, Pullman, 131-134, Washington.
- DAANSKARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHL JENSEN D., GUNDERSTRUP N.S., HAMMER C.U., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJORNSDOTTIR A.E., JOUZEL J. & BOND G. (1993) - *Evidence of a general instability of past climate from a 250-kyr ice-records*. Nature, **364**: 218-220, London.
- DAMIANI A.V. (1979) - *Osservazioni geologiche e paleostrutturali sulla regione Villanovatulo-Orroli-Sadali*. Boll. Serv. Geol. It., **100**: 265-286, Roma.
- DE BENEDETTI A. (1933) - *Primi risultati dello studio di rocce effusive della Sardegna sud-occidentale*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, 1 sem., serie 6, **37** (8), Roma.
- DE CASTRO C. (1890) - *Descrizione geologico-mineraria della zona argentifera del Sarrabus (Sardegna)*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It., **5**: 1- 68, Roma.
- DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & VILLA I.M. (1991) - *Isotopic ages of two contrasting tectono-metamorphic episodes in the Variscan chain in northern Sardinia*. In: «Geologia del basamento italiano», Siena 21-22 Marzo 1991, 33-35, Siena.

- 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** (1): 28-44, Stuttgart.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974) - *Notes on the Paleozoic magmatism and metamorphism of Sardinia*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 161-164, Roma.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico nella Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30** (1974): 979-1068, Milano.
- DI VINCENZO G., CAROSI R. & PALMERI R. (2004) - *The Relationship between Tectono-metamorphic Evolution and Argon Isotope Records in White Mica: Constraints from in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Laser Analysis of the Variscan Basement of Sardinia*. J. Petrol., **45** (5): 1013-1043.
- DI VINCENZO G. & GHEZZO C. (1992) - *Enclaves in a peraluminous Hercynian granite from central-eastern Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*». I.G.C.P. Project No. 276 Newsletter, **5**: 465-467, Siena.
- DIENI I. & MASSARI F. (1965) - *Precisazioni sull'età di alcuni conglomerati affioranti presso Siniscola, Orosei e Dorgali (Sardegna orientale)*. Rend. Acc. Naz. Lincei: **40**: 205-211, Roma.
- D'OREFICE M., GRACIOTTI R. & CAPITANO F. (2007) - *Le eolianiti dell'Isola d'Elba: i depositi del promontorio di M. Calamita e del Golfo di Viticcio*. Il Quaternario, **20** (1): 21-44, Roma.
- FALQUI G. (1907) - *Su alcune piante fossili del Miocene inferiore (Oligocene) di Zuri (Sardegna)*. Montorsi Ed., pp. 20, Cagliari.
- FERRARA C., MELIS R.T., MURRU M. & BERTACCHI A. (1994) - *Prime osservazioni su depositi continentali paleocenici del settore di Goni (Sardegna sud-orientale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **64**: 89-95, Cagliari.
- FERRARA G., RICCI C.A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectonometamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contrib. Mineral. Petrol., **68**: 99-106, Berlin.
- FERRETTI A., SERPAGLI E., BARCA S. & LEONE F. (1998) - *Late Ordovician conodonts from Umbrarutta between Donigala and Lago Mulargia*. Giorn. Geologia, ECOS VII special issue, **60**: 202-208, Bologna.
- FORCI A. (2003) - *Rilevamento geologico del settore sud-orientale del F°548 Senorbì (Sardegna SE). Stima del bilancio idrogeologico e dell'erosione del suolo di un bacino campione con la realizzazione di un sistema geografico informativo*. Dottorato di ricerca. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Cagliari.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early-middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1): 1-36, New York.
- FOSSA MANCINI E. (1926) - *La trasgressione pliocenica nella Sardegna orientale*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **51** (6): 1-5, Roma.
- FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PANNUTI F. & FADDA S. (1992) - *Illite crystallinity in pelitic rocks from the external and nappe zones of the Hercynian chain of Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*». I.G.C.P. Project No. 276 Newsletter, **5**: 127-135, Siena.
- FREZZOTTI M.L. (1992) - *Magmatic immiscibility and fluid phase evolution in the M. Genis leucogranite (SE Sardinia, Italy)*. Geochim. Cosmochim. Acta, **56**: 21-33, London.
- FUNEDDA A., CARMIGNANI L., PASCI S., PATTÀ E.D., URAS V., CONTI P. & SALE V. (2009) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 556 Assemini*. ISPRA Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, 192 pp., Roma.
- FUNEDDA A., CARMIGNANI L., PERTUSATI P.C., URAS V., PISANU G. & MURTAS M. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 540 Mandas*. ISPRA Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, Roma.
- FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2000) - *The Logudoro basin: a key area for the tertiary tectono-sedimentary evolution of North Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., **119** (1): 37-38, Roma.

- 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*». Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 165-181, Roma.
- GIOVANNONI M.A. & ZANFRÀ S. (1979) - *Studio di brachiopodi ordoviciani della Sardegna meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **99** (1978): 85-232, Roma.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy*. Quaternary Research, **48**: 280-290, New York - London.
- GORTANI M. (1922) - *Osservazioni sul Paleozoico della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **41**: 362-371, Roma.
- GORTANI M. (1923a) - *Faune paleozoiche della Sardegna. Parte I. Le Graptoliti di Goni*. Palaeont. Ital., **28**: 51-67, Pisa.
- GORTANI M. (1923b) - *Faune paleozoiche della Sardegna. Parte II. Graptoliti della Sardegna orientale*. Palaeont. Ital., **28**: 85-112, Pisa.
- GORTANI M. & LIPPARINI T. (1935) - *Osservazioni su alcuni spianamenti e terrazzi della Sardegna meridionale*. Nota preliminare. Rend. Acc. Ist. Bologna, **39**: pp. 88, Bologna.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R. L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1990) - *A Geologic Time Scale 1989*. Cambridge University Press, pp. 263, Cambridge.
- HODELL D.A., MUELLER, P.A. & GARRIDO, J.R. (1991) - *Variations in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene*. Geology, **19**: 24-27, Boulder.
- HUGHEN K.A., SOUTHERN J.R., LEHMAN S.J. & OVERPECK J.T. (2000) - *Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last Deglaciation*. Science, **290**: 1951-1954, New York.
- IACCARINO S., D'ONOFRIO S. & MURRU M. (1985) - *Miocene foraminifera of several sections of the Marmilla area (Central Western Sardinia)*. Boll. Soc. Paleont. It., **23** (2): 395-412, Modena.
- JAEGER H. (1977) - *The Silurian boundary in Turingia and Sardinia*. In: A. MARTINSSON (Ed.): «*The Silurian-Devonian boundary*», Int. Union Geol. Sci., Series A, **5**: 117-125, Stuttgart.
- LA MARMORA A. (1857) - *Voyage en Sardaigne, Troisième partie. Description Géologique et Paléontologique*. Bocca impr. Royale, 2 volumi, 707 & 782 pp., Torino.
- LAURENZI M.A., DEL M.A., MUSUMECI G. & PARDINI G. (1991) - *Rb/Sr and Ar/Ar chronology of Monte Grighini intrusive complex, Sardinia, Italy*. Terra Abstracts: **3** (1): 501-502, Oxford.
- LECCA L., LONIS R., LUXORO S. S., MELIS E., SECCHI F. & BROTZU P. (1997b) - *The volcanism of oligo-Miocene rift of Sardinia*. In: Convegno-Escursione, Villanovaforru 19-22 giugno 1997, 92 pp., Cagliari.
- 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** (2): 201-235, Modena.
- LEONE F., SANNA M.L. & SPANO C. (1984) - *Successioni stratigrafiche del Miocene inferiore a nord della Giara di Gesturi (Sardegna centrale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **23**: 21-44, Sassari.
- LOI A. (1993) - *Studio sedimentologico-petrografico e considerazioni paleogeografiche dell'Ordoviciano superiore della Sardegna centro meridionale*. Tesi di Dottorato, Univ. Studi Cagliari, pp. 237, Cagliari.
- LOVISATO D. (1885) - *Il Pliocene non esiste nel sistema collinesco di Cagliari*. Boll. Com. Geol. It., **XVI**, Roma.
- LOVISATO D. (1894) - *Il Devoniano nel Gerrei (Sardegna)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., **3**: 131-135, Roma.
- LOVISATO D. (1901) - *Le calcair jounâtre de Pirri, del Lamarmora ed i calcari di Cagliari come pietra da costruzione*. Cagliari.
- LOVISATO D. (1902) - *Le specie fossili finora trovate nel calcare compatto di Bonaria e di S. Bartolomeo*. Cagliari.
- LOVISATO D. (1914) - *Altre specie nuove di Clypeaster, Scutella e Amphiope della Sardegna*. Riv. It. Paleont., **20** (3-4): 1-34, Perugia.
- LOWE J.J., RASMUSSEN S.O., BJÖRCK S., HOEK W.Z., STEFFENSEN J.P., WALKER M.J.C. & YU Z. (2008) - *Precise dating and correlation of events in the North Atlantic region during the Last Termination*:

- a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quat. Sci. Rev.*, **27**: 6-17, Oxford.
- MACKLIN M.G., FULLER I.C., LEWIN J., MAAS G.S., PASSMORE D.G., ROSE J., WOODWARD J.C., BLACK S., HAMLIN R.H.B. & ROWAN J.S. (2002) - *Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change*. *Quat. Sci. Rev.*, **21**: 1633-1641, Oxford.
- MARINO A. (1998) - *Il giacimento a fluorite e galena di Silius (Cagliari)*. In: C. MARINI (Ed.): «*Le materie prime minerali sardi, problemi e prospettive*», 258-268, Cagliari.
- MATTEUCCI R. (1985a) - *Marine Eocene of Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*19th European Micropaleontological Colloquium*», Sardinia, october 1-10, 1985, 80-85, Cagliari.
- MATTEUCCI R. (1985b) - *Ilerdian of Monte Cardiga (Perdasdefogu)*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book. 19th European Micropaleontological Colloquium*»: 195-199, Cagliari.
- MATTEUCCI R. & MURRU M. (1988) - *Significato paleoambientale dell'affioramento di S.A. Frius (Campidano, Sardegna)*. IV Simposio Ecologia Paleontologia Comunità Bentoniche, Sorrento 1-5 novembre 1988, pp. 51, Sorrento.
- MATTEUCCI R. & MURRU M. (2002) - *Early tertiary microcodium from Sardinia, Italy*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **121** (2): 289-296, Roma.
- MATTEUCCI R., RUSSO A. & MURRU M. (1985) - *Ilerdian-Cuisian of Nuraghe Sioco*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia*». Guide Book. 19th European Micropaleontological Colloquium: 278-281, Cagliari.
- MAXIA C. (1938) - *Alcune osservazioni sulla flora autuniana di Perdasdefogu e sul Paleozoico recente della Sardegna*. *Riv. It. Paleont.*, **44**: 107-126, Modena.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982) - *Il magmatismo pre-ercinico della Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*», Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 157-164, Siena.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1983) - *Further geochemical data on the pre-hercynian igneous activity of Sardinia and on their geodynamic significance*. I.G.C.P. Project No. 5 Newsletter, 87-93, Siena.
- MENECHINI G. (1880) - *Nuovi fossili siluriani di Sardegna*. *Atti R. Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. Lincei*, ser. 3, **5**: 216-229, Roma.
- MIALI A.D. (1985) - *Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. *Earth Sci. Rev.*, **22**: 261-308, Elsevier, Amsterdam.
- MIALI A.D. (1990) - *Principles of sedimentary basin analysis*. 2nd Edition, Springer-Verlag.
- MIALI A.D. (1996) - *The geology of fluvial deposits*. Springer Ed., pp. 582, Berlin.
- MINERARIA PREALPINA S.P.A. (1963) - *Programma dei lavori nella Concessione "Bruncu Mannu" per l'anno 1963*. Relazione interna, pp. 3, Sant'Andrea Frius (Cagliari).
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI. SERVIZIO IDROGRAFICO (1934) - *Le sorgenti italiane. Elenco e descrizione, vol. IV: Sardegna*. Istituto Poligrafico dello Stato, Roma.
- MINUCCI E. (1935) - *La regione vulcanica del Cixerri in Sardegna*. *Boll. R. Uff. Geol. d'It.*, **60**: 1-124, Roma.
- MINZONI N. (1975) - *La serie delle formazioni Paleozoiche a sud del Gennargentu*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**: 347-365, Roma.
- MORETTI A. (1937) - *Osservazioni sul Terziario dell'Anglona nord-orientale (Sardegna)*. *Boll. R. Ufficio Geol. d'It.*, **62**: 1-25, Roma.
- MORETTI A. (1943) - *Segnalazione di un giacimento di tufi miocenici dell'Anglona*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **61**: 405-410, Roma.
- MORLEY C.K., NELSON R.A., PATTON T.L. & MUNN S.G. (1990) - *Transfer zone in the East African rift system and their relevance in the hydrocarbon exploration in Rifts*. *Am. Ass. Petrol. Bull.*, **74**: 1234-1253, Tulsa.
- 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.
- MURRU M. (1990) - *Il Paleogene sardo: tentativo di ricostruzione paleogeografica*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **13**: 151-154, Roma.

- MURRU M. & FERRARA C. (1999) - *I depositi continentali paleocenici della Sardegna meridionale ed il loro significato paleoclimatico*. Boll. Soc. Geol. It., **118** (2): 389-393, Roma.
- MURRU M., FERRARA C., DA PELO S. & IBBA A. (2003) - *The Palaeocene-Middle Eocene deposits of Sardinia (Italy) and their palaeoclimatic significance*. C.R. Acad. Sc. Paris, **335**: 227-238, Paris.
- MUSUMECI G. (1992) - *Ductile wrench tectonics and exhumation of Hercynian metamorphic basement in Sardinia: Monte Grighini Complex*. Geod. Acta, **5**: 119-133, Paris.
- NATALE P. (1969) - *Il giacimento di fluorite di Silius nel Gerrei*. Ass. Min. Subalp.: **4** (2): 249-283, Torino.
- NATALE P. (1978) - *Relazione geomineraria sui permessi di ricerca "Muscadroxu II", "Plan 'e Sanguni", "Monte Lentisco" nei comuni di Silius e San Basilio (Cagliari)*. Relazione inedita, pp. 11, Torino.
- NAUD G. (1979) - *Les shales de Rio Canoni, formation-repère fossilifère dans l'Ordovicien supérieur de Sardaigne orientale. Conséquences stratigraphiques et structurales*. Bull. Soc. Geol. Fr., **21**: 155-159, Paris.
- NAUD G. (1980) - *Tentative de synthèse sur l'évolution géodynamique de la Sardaigne antépermienne*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979): 85-89, 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. Sc., Paris, **292**: 1153-1156, Paris.
- NAUD G. (1982) - *Schema stratigrafico strutturale del paleozoico di S. Basilio (Sardaigne sud-orientale)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo». Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 109-115, Cagliari.
- NAUD G. & PITTAU DEMELIA P. (1985) - *Première découverte d'Acrîtarches 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*. In: T. COCOZZA & C.A. RICCI (Eds.): «Paleozoico ed Evoluzione magmatica metamorfica della crosta fanerozoica». Gruppo di lavoro del CNR, Riunione Scientifica, 39-40, Siena.
- NAUD G. & TEMPIER C. (1977) - *Schema stratigraphique et tectonique des formations paleozoiques de Sardaigne sud-orientale*. 5e Reun. Ann. Sci. Terre, pp. 348, Rennes.
- ODIN G.S. (1994) - *Geological Time Scale (1994)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **318** (II): 59-71, Paris.
- ODIN G.S. & ODIN C. (1990) - *Echelle numérique des temps géologiques*. Géochronique, **35**: 12-21, Paris.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988) - *I graniti peralluminiferi sin-tettonici nell'area di Aggius-Trinità D'Agultu e loro rapporti con le metamorfiti di alto grado della Bassa Gallura (Sardaigne Setentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 471-480, Roma.
- OGGIANO G., FUNEDDA A., CARMIGNANI L. & PASCI S. (2009) - *The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine Geodynamics*. Ital. J. Geosci., **128** (2): 527-541, Roma.
- OGGIANO G., GAGGERO L., FUNEDDA A., BURRI L. & TIEPOLO M. (2010) - *Multiple early Palaeozoic volcanic events at the Northern Gondwana margin: U-Pb age evidence from the Southern Variscan branch (Sardinia, Italy)*. Gondwana Research, **17** (1): 44-58, Amsterdam.
- OGGIANO G., PASCI S. & FUNEDDA A. (1995) - *Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura transensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Boll. Soc. Geol. Ital., **114**: 465-475, Roma.
- OGGIANO G., SANNA G. & TEMUSSI I. (1987) - *Caractères géologiques, géologiques et géochimiques de la bauxite de la region de la Nurra*. In: A. CHERCHI (Ed.): Groupe Française du Crétacé. Sardinia, 72-124, Cagliari.
- OLIVIERI R. (1965) - *L'aspetto della fauna a Conodonti nel Devoniano superiore del Gerrei (Sardaigna)*. Boll. Soc. Paleont. It., **4**: 28-63, Modena.
- OLIVIERI R. (1970) - *Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardaigna)*. Boll. Soc. Paleont. It., **8**: 63-152, Modena.
- 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.

- PALA A., PECORINI G., PORCU A. & SERRA S. (1982) - *Geologia e idrogeologia del Campidano*. In: «*Ricerche Geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al Graben del Campidano*», CNR - Progetto Finalizzato Energetica - Sottoprogetto Energia Geotermica, **10**: 87-103, Pisa.
- PASCI S. (1997) - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia*. Bull. Soc. Geol. Fr., **168**: 301-312, Paris.
- PASCI S., CARMIGNANI L., PISANU G., SALE V., ULZEGA A., ORRÙ P., PINTUS C. & DEIANA G. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000, Foglio 564 "Carbonia"*. ISPRA, Serv. Geol. d'It., Roma.
- PECORINI G. (1963) - *Segnalazione di Eocene fossilifero nella Trexenta (Sardegna meridionale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **33** (1-2): 22-26, Cagliari.
- PECORINI G. (1966) - *Sull'età oligocenica del vulcanesimo al bordo orientale della fossa tettonica del Campidano (Sardegna)*. Atti Acc. Naz. Lincei., **40**: 1058-1065, Roma.
- PECORINI G. (1974a) - *Sui tufi pomicei langhiani della Sardegna meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 1001-1012, Roma.
- PECORINI G. (1974b) - *Nuove osservazioni sul Permo-Trias di Escalaplano (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 991-999, Roma.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., (1968), **8**: 421-451, Roma.
- PERTUSATI P.C., SARRIA E.A., CHERCHI G.P., CARMIGNANI L., BARCA S., BENEDETTI M., CHIGHINE G., CINCOTTI F., OGGIANO G., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2002) - *Carta Geologica d'Italia: Foglio 541 "Jerzu" alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, 168 pp., Roma.
- PITTAU P., DEL RIO M. & FUNEDDA A. (2008) - *Relationships between plant communities characterization and Basin formation in the Carboniferous-Permian of Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., **127** (3): 637-653, Roma.
- PITTAU P. & FUNEDDA A. (1998) - *Riu Parredis (Arcu de su Bentu unit): geological outline and acritarch*. In: PITTAU P. (Ed.) : «*Guide book to Field trip Session: Palynological Research in the Sardinian Basement*»: CIMP Symposium and Workshop 1998, 62-67, Cagliari.
- POMESANO CHERCHI A. (1960) - *Sui porfiroidi nel Gotlandiano del Gerrei (Sardegna)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **28** (5): 670-673, Roma.
- POMESANO CHERCHI A. (1962) - *Discordanze e dislocazioni dell'Eocene nel Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 707-716, Roma.
- POMESANO CHERCHI A. (1963) - *I primi conodonti della Sardegna nei calcari neodevonic del Gerrei*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Cagliari, **7**: 1-11, Cagliari.
- POMESANO CHERCHI A. (1964) - *Microfacies eoceniche di Is Cantonis (Monte Gennas, Sardegna sud-orientale)*. Quat. Ric. Sci., **7**: 601-612, Roma.
- PROGEMISA S.p.A. (2009) - *Convenzione per attività di collaborazione e supporto allo sviluppo del P.P.R.: Carta Geologica di Base della Sardegna, scala 1:25.000 - Rendicontazione tecnica finale*. E. SARRIA (coord.), Regione Autonoma Sardegna, Ass. Enti Locali, Finanze e Urbanistica, Ass. Industria, Progemisa S.p.A., 58 pp., Cagliari.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and Fracturing of Rocks*. pp. 568, McGraw-Hill, New York.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA (2005) - *Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico (PAI)*. L.R. n°183 art.17 comma 6 ter D.L.180/98 del 18 maggio 1989. Cartografia, Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA (2007) - *Il Piano Regionale delle attività estrattive*. L.R. 30 art.6 del 7 giugno 1989. Relazione generale. Ass. Ind. Reg. Sardegna, Progemisa S.p.A., Cagliari.
- RONCA S., DEL MORO A. & TRAVERSA G. (1999) - *Geochronology, Sr-Nd isotope geochemistry and petrology of late-hercynian dyke magmatism from Sarrabus (SE Sardinia)*. Per. Mineral., **68** (3): 231-260, Roma.
- ROSE J., MENG X. & WATSON C. (1999) - *Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca, Spain*. J. Geol. Soc., **156** (2): 435-448, London.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. America Bull., **98**: 232-237, Boulder.

- SANFILIPPO G. (1954) - *Rapporto sulla visita eseguita nei giorni 18-19 giugno 1954 al permesso per minerali di Pb, Zn, Ag, Ba e Fl "Su Muscadroxu" in Comune di Silius*. Rapporto interno Corpo delle Miniere, Distretto di Sardegna (Iglesias), Iglesias.
- SARTORI R., CARRARA G., TORELLI L. & ZITELLINI N. (2001) - *Neogene evolution of the southwestern Tyrrhenian sea (Sardinia Basin and Western Bathyal Plain)*. *Marine Geol.*, **175** (1-4): 47-66, Amsterdam.
- SCHEU E. (1923) - *Sardinien, landeskundliche Studien*. Beitrage. Mittl. Gesell. fur Erdkunde: 32-102, Leipzig.
- SECCHI F.A., BROTZU P. & CALLEGARI E. (1991) - *The Arburese igneous complex (SW Sardinia-Italy) - an example of dominant igneous fractionation leading to peraluminous cordierite-bearing leucogranite as residual melt*. *Chem. Geol.*, **92**: 213-249, Amsterdam.
- SELLA Q. (1869) - *Sulle condizioni dell'industria mineraria nell'isola di Sardegna. Relazione alla commissione parlamentare d'inchiesta*. Riedizione Ilisso Ed., 320 pp., Nuoro.
- SERRANO F., CASU L., GUERRERA F., SERRA M. & SPANO C. (1997) - *Nuovi dati biostratigrafici sul Miocene inferiore della Sardegna*. In: A. ASSORGIA, S. BARCA & C. SPANO (Eds.): «*La Fossa sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*». 163 pp., Villanovaforru (Ca).
- SOWERBUTTS A. & UNDERHILL J.R. (1998) - *Sedimentary response to intra-arc extension: controls on Oligo-Miocene deposition, Sarcidano sub-basin, Sardinia*. *J. Geol. Soc. London*, **155**: 491-508, London.
- 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*». Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 117-118, Siena.
- SPANO G. (1874) - *Emendamenti ed aggiunte all'Itinerario dell'Isola di Sardegna del Conte Alberto della Marmora*. Tipografia Alagna, 242 pp., Cagliari.
- ŠTORCH P. & PIRAS S. (2009) - *Lower Telychian graptolite fauna in Sedda de S' Ortu Section (Lower Graptolitic Shales, SE Sardinia)*. In: C. CORRADINI, A. FERRETTI & P. ŠTORCH (Eds.): «*Silurian of Sardinia*». *Rend. Soc. Paleont. It.*, **3** (2): 205-208, Modena.
- ŠTORCH P., PIRAS S., PITTAU P. & DEL RIO M. (2009) - *The historical section at Goni (Lower Graptolitic Shales, SE Sardinia)*. In: C. CORRADINI, A. FERRETTI & ŠTORCH P. (Eds.): «*Silurian of Sardinia*». *Rend. Soc. Paleont. It.*, **3** (2): 197-204, Modena.
- TARICCO M. (1913) - *Il Gothlandiano in Sardegna*. *Rend. Acc. Naz. Lincei*: **22**: 109-115, Roma.
- TEICHMÜLLER R. (1931) - *Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. Teil 1: Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien*. *Abh. Gas. Wiss. Göttingen, math-phys. Kl.*, **3** (V): 857-950, Göttingen.
- THOMAS D.S.G. (1997) - *Arid zone geomorphology. Process, form and change in drylands*. In: WILEY & SONS (Ed.), 713 pp., New York.
- TOMMASINI S., POLI G. & HALLIDAY A.N. (1995) - *The role of sediment subduction and crustal growth in Hercynian plutonism: isotopic and trace element evidence from the Sardinian-Corsica Batholith*. *J. Petrol.*, **36** (5): 1305-1332, Oxford.
- TONGIORGI M., ALBANI R. & DI MILIA A. (1984) - *The Solanas Sandstones of Central Sardinia: New paleontological data (Acrirarchs) and an attempt of geological interpretation (a "post-sardinian" molasse?)*. *Bull. Soc. Géol. Fr.*: **26**: 665-680, Paris.
- VARDABASSO S. (1951) - *Le peneplaine hercynienne de la Sardaigne du centre est. Essai paléogéographique*. *Rev. Geogr. Lyon*, 131-139, Lyon.
- VARDABASSO S. (1962) - *Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico della Sardegna*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **3**: 655-673, Roma.
- VARDABASSO S. (1966) - *Il Verrucano Sardo*. *Atti Symposium sul Verrucano - Pisa Settembre 1965*, 293-310, Pisa.
- VARDABASSO S. & GRIMALDI G. (1935) - *Contributo allo studio dei giacimenti caoliniferi di Serrenti-Furtei (Cagliari)*. *Ass. Min. Sarda*, **40** (4): 19-29, Iglesias.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P. A. (1977) - *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. *Chem. Geol.*, **20**: 306-325, Amsterdam.

PROGETTO
CARGO

APPENDIX

PROGETTO
CARG

EXTENDED ABSTRACT

The Geological Map Sheet 548 “Senorbì” is located in central-southern Sardinia, across the counties of Cagliari, in the regions of Trexenta, Parteolla and Gerrei. Some small towns lay in the area: the more important are Senorbì and San Nicolò Gerrei, other smaller are S. Andrea Frius, S. Basilio, Silius, Goni, Siurgus, Nuraminis, Guasila, Suelli, Selegas, Samatzai, Ortacesus, Guamaggiore, Pimentel, Donori, Barrali. The most important roads are the State Road SS n°128 and the railway of *Ferrovie della Sardegna*, which cross the area from S to N; many other roads of minor order cross the whole area. Morphologically, the western part is characterised by the eastside of the plain of Campidano and by small, rounded hills and plain mainly constituted by the Miocene sedimentary succession (Trexenta and Parteolla regions), whereas in the eastern part a landscape with rough reliefs and deep valleys has been developed on the metamorphic and granitic Palaeozoic basement (Gerrei region). The highest relief is M. Genis (979 m a.s.l.) in the south-eastern corner. The main rivers crossing the 548 Map Sheet are: the Flumendosa River that runs for a small extent in the north-eastern part (it is the second river of Sardinia for length), the effluent from the Mulargia Lake (one of the dextral tributaries of the Flumendosa) and the Rio Mannu (in the central-southern part, close to Barrali) which flows towards the Campidano plain.

In the study area occur many of the geological complexes that characterise the whole Island: the Palaeozoic metamorphic basement, the late Hercynian magmatic complex, the Permian and Cainozoic volcano-sedimentary successions.

The Palaeozoic metamorphic basement

In Sardinia crops out a segment of the Southern branch of the European Variscan (i.e. Hercynian) realm, and inside this segment, from many years, a tectono-metamorphic zonation has been recognised: an inner Zone in the north, a nappe Zone in the central to south-east and a foreland Zone in the south-west. Inside the nappe Zone it is possible to distinguish the “external nappes”, with a well defined lithostratigraphic succession, from the “inner nappes”, where the original lithostratigraphic succession is not recognizable. Generally, the tectonic transport direction of the several tectonic units was from NNE to SSW (in present-day coordinates) and the regional metamorphism increased in the opposite direction, together with deformation intensity: an anchizone in the Foreland, a low grade metamorphism in the Nappe zone up to a medium grade in the Inner zone (see tav.1 and tav.3a). The Hercynian basement that crops out in the Senorbì geological map belongs to the external nappes. Four stacked tectonic units have been mapped, from the deepest one are: Riu Gruppa Unit, Gerrei Unit (subdivided in Monte Lora and Arcu de su Bentu sub-units), Meana Sardo unit and Sarrabus unit.

These tectonic units have more or less the same lithostratigraphic succession, from Middle Cambrian to Lower Carboniferous, with most important differences in the Ordovician volcano-sedimentary succession (see tav.4). All the formations are affected by a lower green-schist facies metamorphism, that partially wiped out the primary features (bedding or fossils). In the pre-Hercynian succession four main synthems can be distinguished, each one separated by first order angular unconformity. The oldest one cuts the Cambrian - Lower Ordovician succession and is covered by the Middle Ordovician volcano-sedimentary succession; it was for the first time described by CALVINO (1959) as the “Sarrabese unconformity” and correlated to the most famous “Sardic unconformity” which crops out in the Foreland zone. The second one is a non-conformity between the volcanic succession and the Upper Ordovician sedimentary succession (“Caradocian transgression” according the older authors). The third one is an angular unconformity that separates the Devonian carbonatic succession from the overlying silici-clastic succession generally interpreted as a Culm-like flysch deposit related to the dismantlement of the chain as the Hercynian deformation was going on.

The first synthem is mainly made up of metasandstones and metasiltstones of the *arenarie di San Vito* (CALVINO, 1959) before also named as *arenarie di Solanas*, a Middle Cambrian - Lower Ordovician age has been recognised by acritarchs (BARCA *et alii*, 1982b; NAUD & PITTAU DEMELIA, 1985), stratigraphic features point out a deposition that varied from submerged conoids to littoral and inter-tidal areas, probably along the passive margin of northern Gondwana continent.

Above the *arenarie di San Vito* a volcano-sedimentary succession lays on, the unconformity is often underlined by the occurrence of metaconglomerates (*metaconglomerati di Muravera*) above which lays a thick volcano-sedimentary succession: at the base metatuffites, metavolcanoclastites with interlayered metaepiclastites andesitic in composition (*Monte Santa Vittoria* formation), at the top metarhyolitic rocks with a porphyric texture with phenocrysts of quartz and feldspar (*porfidi grigi del Sarrabus* and *porfiroidi Auct.*). The entire volcanic suite shows a calcalkaline chemistry related to a convergent tectonics dynamics (CARMIGNANI *et alii*, 1994b) with subduction of oceanic lithosphere under continental lithosphere during Middle Ordovician.

The third synthem starts with a coarse to fine-grained silici-clastic deposits (Upper Ordovician) mainly derived from weathering of the volcanic formations (*metarose di Genna Mesa* in the Gerrei unit and the lower part of the *Orroledu* formation in the Meana Sardo and Rio Grappa units) covered by marlstones, metasiltstones and rare metalimestones bearing fossils (*argilloscisti di Rio Canoni* and the upper part of the *Orroledu* formation). Going to the top black shales crop out, with graptolite and interlayered ockerkalk (*Scisti neri* formation, Silurian), fossiliferous metasiltstones and metalimestones (*Scisti a Tentaculiti* member, Lower Devonian) and finally metalimestones bearing *Clymenia* (*calcari di Villasalto*, Middle Devonian-Lower Carboniferous).

The last pre-Hercynian synthem is composed by the *Pala Manna* formation, a thick siliciclastic sequence with metaconglomerates, metasandstones and olistolites that unconformably rest on the Devonian formations, and probably represents a Culm-like flysch.

Late-Palaeozoic intrusive complex

In the Senorbì geological Map Sheet several intrusive units and dykes crop out: the *gabbri di Casa Cardo*, small basic bodies; the *granodioriti di Riu Pireddu*, granodiorites with biotite and amphibole; the *monzograniti di Barrali* and the *leucograniti di Monte Genis*, fine grained leucogranites. Several dykes cut the metamorphic basement: granitic porphyry (fg), hydrothermal veins and dykes (generally quartz) (fq) and basic intermediate dykes (fi). They were emplaced between Upper Carboniferous to Permian, after Hercynian deformation and syn-cinematic metamorphism.

Late-Palaeozoic volcano-sedimentary succession

In the NE corner of the mapped area the *Rio su Luda* Formation crops out, a succession of conglomerates, siltstones alternating with pyroclastites and epiclastites (*piroclastiti di Sa Fossada*) of Lower Permian period. On the top of the succession there are andesitic lava flows (*andesiti di Mataracui*).

These formations unconformable rest on the metamorphic basement, and were not involved in the Hercynian evolution.

Tertiary volcano-sedimentary succession

Unconformable on the Permian succession and the crystalline basement a Lower-Middle Eocene to Pliocene succession lays, with many unconformities and gaps in between and with both volcanic and sedimentary rocks. Several syntheses can be recognised, separated by regional unconformities.

During Lower Eocene the *Monte Cardiga* formation was deposited, made up of conglomerates and sandstones that pass to marlstones rich in nummulites (see tav.7). Unconformable on the Lower Eocene a siliciclastic continental succession (*Cixerri* formation) rests, mainly sandstones and conglomerates, whose age is not well constrained, but is considered *post*-middle Eocene and pre-Upper Oligocene.

The top of this time span is the age of emplacement of several volcanic formations. They consist of porphyric andesitic lavas in domes and flows (*andesiti anfiboliche di Monte Mannu*), poor welded pyroclastic flows (*ignimbrite di Monte Ibera*), and porphyric basaltic lavas, in domes, dykes, necks and sills (*andesiti di Monte Zara*).

Then, after a gap of marine sedimentation, the Oligo-Miocene volcano-sedimentary cycles started (see tav.6). The first one spans from Upper Oligocene to Lower Burdigalian, and is characterised by cycle continental coarse deposits (*Ussana* formation, Upper Oligocene - Lower Aquitanian) at the base, littoral deposits made up of costal conglomerates and littoral carbonatic sandstones (*Nurallao* formation, Upper Oligocene - ?middle Burdigalian), partially ethropic to limestones (*calcari di Villagrega*, lower Burdigalian) and siliciclastic succession with an irregular sequence of sandstones and siltstones deposited in the deepest part of the basin (*Marmilla* formation, Aquitanian - lower Burdigalian). In a not well defined stratigraphic position between these formations crop out tuff and ash deposits of the *Aragixi* formation. The second cycle, in this area, is constituted just by the *marne di Gesturi* (upper Burdigalian - Langhian) which rest with a small angular unconformity both on the first cycle's formations and on all the oldest formations (metamorphic basement included). It is characterised by medium grain sandstones at the base and by marlstones, sandstones and siltstones, with interlayered carbonatic levels. At the top few meters of feldspatic sandstones (arkose) and pomiceous pyroclastites are preserved from the erosion.

The last Tertiary synthem in the area is made up by basaltic lava flows (*basalti delle Giare*) emplaced during Pliocene, thick up to 30 m, that rest on the top of tabular reliefs named "*giare*".

Quaternary deposits

In the area there are small outcrops of upper Pleistocene terraced alluvium belonging to the *Portovesme* synthem.

The Holocene is represented by alluvium both terraced and still in evolution, eluvium and colluvium, marsh deposits and several type of landslides, active or inactive.

Tectonic

The structural framework of the area is mainly related to the Hercynian events and in a lesser important way to Tertiary tectonics.

The Hercynian orogeny is here characterised by a shortening phase D1 related to the continent-continent collisional stage, that produced the nappe stack above described, and by a stretching related phase D2 related to *post*-collisional extension. The overprinting relationships between structural elements (folds, faults, foliations and lineations) allow to distinguish a polyphasic evolution inside these two different tectonic events (see tab.6 and tav.9).

The main shortening structures are large, kilometric in amplitude, recumbent isoclinal folds facing from NNE to SSW (see tav.11), with an axial plane foliation developed under low metamorphic condition, and large overthrusts between the several tectonic units, with the same transport direction. Depending on the lithotype the axial plane foliation S_1 could be a slaty cleavage in phyllites or a non-continuous cleavage in quartzites; it is the main surface in outcrop and usually transpose the original bedding; for this reason, where lithological difference are not clear it may be difficult to map D1 axial surfaces. The tectonic units were detached by thrusts with mylonitic zones thick up to one hundred meters and with kinematic indicators parallel to the stretching lineation collected on the S_1 foliations. In the Riu Grappa unit the D1 phase was characterised by two syn-kinematic foliations, both developed under lower green-schist facies, that testify a progressive deformation inside the same shortening events. The Sarrabus unit was the shallowest one and its emplacement occurred after the other tectonic units and with a different tectonic transport direction: top-to-the-west D1a phase. It suffered a less intense deformation, thus the main surface in the field is the bedding rather than the cleavage, and the regional metamorphism was very low grade.

All the D1 and D1a structures were affected by a late shortening event D1t that produced large upright antiforms, with more then 10 km wavelength. The envelope of these antiforms composes the Flumendosa Antiform, recognised from the eastern coast for 50 km towards WNW (see tav.3). The Siurgus Donigala antiform is one of these antiforms, with at its core the Riu Grappa unit (see fig.51 and fig.52).

During the *post*-collisional phase D2 all the nappe stacks above described suffered a generalised uplift and extension. The D1t dome shape was enhanced by low-angle ductile normal shear zones, so they became structural highs and lost their antiformal geometry (i.e. it is difficult to locate an axial plane) (see fig.53).

Inside the normal shear zone asymmetric folds developed, overturned away from the hinge zones of the antiforms (see fig.56). Also related to *post*-collisional evolution are D3 upright folds, trending N-S.

All the D2 folds and low-angle faults were deformed by high-angle faults, normal or strike-slip, usually striking NNW-SSE.

Unconformable above the Hercynian structures rest the Lower Permian basins, situated in a tectonic lowland, fitting with a D1t synform, bounded by normal faults. The volcano-sedimentary succession is affected by several normal faults, sutured by Eocene deposits.

After Palaeozoic the most important tectonic event that affected the mapped area was that occurred during Upper Oligocene - Miocene, and gave rise to the so-named Sardinian Rift. Nevertheless, also a Paleogene tectonics could be inferred.

The Palaeozoic and Cainozoic formations have been affected by several fault systems and also some folds. Some of these structures have been reactivated several times also with different kinematics; in turn they affected Eocene, Miocene and Pliocene volcano-sedimentary successions. According to their attitude it is possible to distinguish three main fault systems:

- i) NW-SE normal (and/or strike-slip) faults, which may be responsible for the origin of Miocene basins, but even worked during late Palaeozoic; they show the most important vertical displacement when cross the Permian and Eocene succession in the eastern side of the map (see fig.58). In the western side they crosscut the Oligo-Miocene succession, often they are buried under the quaternary cover, and usually they bound tilted blocks of basement that form the boundary of NW-elongated basins filled by the Lower Miocene formations (I cycle). Rarely, the NW-SE faults crosscut the *post*-Burdigalian succession (II cycle), this is the case of the Nuraminis normal fault, whose footwall consists of the *calcarei di Villagrecia* and its hanging wall, on its western side, consists of the *marne di Gesturi* formation.
- ii) N-S normal (and/or strike-slip) faults that worked for many times from Permian to Pliocene.
- iii) E-W normal faults, generally with small displacement and normal kinematics.

A large, open fold deformed the *calcarei di Villagrecia* close to Samatzai. It is an upright antiform, trending N160E, mapped for 15 km along its axial plane (see fig.59).

A pre-Eocene tectonics is testified by the unconformity at the base of the *Monte Cardiga* formation, that rests unconformable either on the Hercynian crystalline basement, on the Permian succession and, out of the study area, also on the Mesozoic formations; thus some of the fault systems above mentioned were active before Eocene sedimentation.

More evident are the Oligo-Miocene polyphasic tectonics, whose many structures are recognizable in the Senorbi geological Map Sheet. Different interpretations there are about the geodynamic framework of Sardinia during Tertiary (SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998; CARMIGNANI *et alii*, 2001c; 2004; CASULA *et alii*, 2001; OGGIANO *et alii*, 2009) and many of these stem by data collected in the study area. According to many authors it is possible to distinguish two tectono-sedimentary cycle: the “I cycle” from Upper Oligocene to Lower Burdigalian and the “II cycle” from Upper Burdigalian to Langhian (CARMIGNANI *et alii*, 1994a; ASSORGIA *et alii*, 1997) partially coincident to the syn-rift and *post*-rift sequences proposed by CHERCHI & MONTADERT (1982).

According to what known in the rest of the Island, and to the stratigraphic records collected in the Senorbi Map Sheet, it is possible to distinguish two tectono-sedimentary cycles separated by an angular unconformity.

The first cycle basins are characterised by the occurrence of synsedimentary tectonics (slumping, faults, *etc.*) and by an intense volcanic activity. They seem to lay on blocks made up of Palaeozoic basement or Oligocene volcanic rocks, tilted towards the east by the NW-SE trending, west dipping faults, probably with an important strike-slip component. The highest parts of these tilted blocks often crop out just as isolated outcrops of Palaeozoic basement. Others structural features that involve the Oligo-Aquitania cycle are gentle open antiforms (see fig.59 and fig.60) *post*-dated by the upper Burdigalian formation.

The second cycle basin is filled by the *marne di Gesturi* that unconformable lays either on the first cycle and on the Palaeozoic basement. The lack of disseminated synsedimentary tectonic structures probably testifies that the sedimentation during Upper Burdigalian - Langhian was no more forced by tectonics.

PROGETTO
CARG

LEGEND GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY DEPOSITS

HOLOCENE DEPOSITS

Anthropic Deposits (h)

Mining wastes (h_{1m}), industrial wastes (h_{1i}), fill material and reclaimed areas (h_{1r}), urban solid waste sites (h_{1u}). *HOLOCENE*

Alluvial deposits (b)

Polygenetic, heterometric gravels with scarce matrix (b_a), prevalent quartzitic sands poorly sorted (b_b), deposited in active rivers. *HOLOCENE*

Active marsh deposits (e_s)

Clays with a large organic component and interlayered sands. *HOLOCENE*

Eluvial and colluvial deposits (b_2)

Detritus in a fine-grained matrix, sometimes with soil intercalations, of varying development, which suffered short or no transport. *HOLOCENE*

Slope Wash Deposits (a)

Chaotic accumulations of detritus, in lenses and layers, sometimes partially cemented. *HOLOCENE*

Marsh deposits (e_3)

Clays and silts with intervening sands, cropping out in the western part of the geological map sheet. *HOLOCENE*

Terraced alluvial deposits (b_n)

Fluvial deposits: gravels prevalent (b_{na}), alternated with lens-shaped sands (b_{nb}), silts and clays (b_{nc}). *HOLOCENE*

Landslides

Recent (a_1) and ancient landslides (a_{1a}).

?*PLEISTOCENE* - ?*HOLOCENE*

PLEISTOCENE DEPOSITS**PORTOVESME SYNTHEM (PVM)****Portoscuso Subsynthem (PVM₂)**

Heterometric gravels and sands of fluvial environment in small outcrops (PVM_{2a}).

UPPER PLEISTOCENE

TERTIARY VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION**BASALTI DELLE GIARE (BGR)**

From Alkaline to sub-alkaline basaltic lava flows, in small outcrops.

PLIOCENE

MARNE DI GESTURI (GST)

Marls, fine arenaceous and silty marlstones and intervening sandstones (GST), usually at the base coarse sandstones and conglomerates (GST_c); at the top pomiceous tuffs intervening in feldspatic sandstones (GST_a).

UPPER BURDIGALIAN - MIDDLE LANGHIAN

ARAGIXI FORMATION (ARX)

Poor welded cinereous tuffs, in a small outcrop near San Basilio.

UPPER AQUITANIAN - LOWER BURDIGALIAN

MARMILLA FORMATION (RML)

Silty marls, with intervening coarse to fine sandstones with abundant volcanoclastic elements.

AQUITANIAN - LOWER BURDIGALIAN

CALCARI DI VILLAGRECA (VLG)

Bioclastic limestones, with corals, bryozoans and biostroma with “*Lithothamnium*” and “*Ostrea edulis lamellosa*” ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$: $24,47 \pm 0,27$ e $21,40 \pm 0,16$ Ma).

?*UPPER OLIGOCENE* - *LOWER BURDIGALIAN*

NURALLAO FORMATION (NLL)*Arenarie di Serralonga*

Sands and conglomerates (NLL₂), in the middle-upper part metric thick bedded fossiliferous sandstones and calcarenites (NLL_{2a}).

Conglomerato di Duidduru

Polygenetic and heterometric conglomerates, sands with interlayered metric beds of fossiliferous sandstones, sometimes with volcanic elements (NLL₁).

UPPER OLIGOCENE - LOWER MIOCENE (LOWER BURDIGALIAN)

USSANA FORMATION (USS)

Coarse and heterometric conglomerates and breccias, with mainly elements from the crystalline Palaeozoic basement; subordinate reddish silty clays.

UPPER OLIGOCENE - LOWER MIOCENE (LOWER AQUITANIAN)

MONTE ZARA ANDESITES (ZAR)

Andesitic lavas with porphyric texture in domes, dykes, necks and sills.

UPPER OLIGOCENE

MONTE IBERA IGNIMBRITE (MIR)

Piroclastic flows and epiclastic rocks, from andesitic to dacitic in composition, grey in color, weakly welded, with eterometric lava blocks.

UPPER OLIGOCENE

MONTE MANNU AMPHIBOLIC ANDESITES (MMN)

Massive faneritic lava flows, dark to darkish-grey in color, greenish to purple if altered; in domes, dykes and flows, with slope breccias (MMN_a);, locally propylitic to argillic alteration (³⁹Ar/⁴⁰Ar: 28,16±0,39 Ma). *UPPER OLIGOCENE*

CIXERRI FORMATION (CIX)

Quartzitic and feldspatic sandstones, sometimes conglomerates.

?MIDDLE EOCENE - ?UPPER OLIGOCENE

MONTE CARDIGA FORMATION (FMC)

Sandstones and puddings: coarse sandstones and polygenetic conglomerates with mainly clasts from the crystalline Palaeozoic basement, siltstones with ostree, Cerithium and plant remains (FMC_a); marls and limestones bearing ostracods and nummulites (FMC_b).

LOWER EOCENE

LATE-PALAEOZOIC VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION**MATARACUI ANDESITES (MTR)**

Lava flows, sometimes brecciated, and hypoabyssal lava bodies, with andesitic composition and porphyric texture.

PERMIAN

SA FOSSADA PYROCLASTITES (PFD)

Massive ignimbrites, from pink to gray, with lithic fragments, pumices, rhyolitic in composition, interbedded in LUD_b.

LOWER PERMIAN

RIU SU LUDA FORMATION (LUD)

At the base: conglomerates and micro-conglomerates with reddish arenaceous matrix (LUD_a). Clayey-silty epiclastites, rarely sandy, with interbedded cinerites and cherts in centimetric levels (LUD_b).

LOWER PERMIAN (AUTUNIAN)

LATE-PALAEOZOIC INTRUSIVE COMPLEX

DYKE SYSTEM

Hydrothermal dykes (fq), composed mainly of Qtz.

Intermediate-basic dykes (fi), andesitic to basaltic in composition.

Granitic dykes (fp), porphyric for phenocrysts of Qtz and Kfs, generally pink or red, in dykes and stocks.

LATE CARBONIFEROUS - PERMIAN

GRANITOIDS

MONTE GENIS LEUCOGRANITES (GED)

Fine grained biotite leucogranites reddish to pinkish, with pink Kfs phenocrysts and miarolitic structures.

BARRALI MONZOGRANITES (RRL)

Equigranular biotite monzogranites, from gray to pinkish if altered.

RIU PIREDDU GRANODIORITES (PDU)

Biotite-amphibole granodiorites, fine to medium grained, with cm size mafic enclaves.

CASA CARDO GABBROS (URD)

Equigranular gabbro-diorites, with holocrystalline texture, in small outcrops near Silius.

LATE CARBONIFEROUS - PERMIAN

PALAEOZOIC METAMORPHIC BASEMENT

SARRABUS TECTONIC UNIT

TUVIOIS FORMATION (TUV)

Metasiltstones and grey metalimestones, sometimes silicified, in a small outcrop SE of M. Genis.

UPPER ORDOVICIAN

PUNTA SERPEDDÌ FORMATION (PSR)

Bruncu is Mallorus member (PSR₃)

Alternating fine grained metasandstones and coarse metasiltstones with abundant dark laminae made up of heavy minerals.

Sa Murta Member (PSR₂)

Metasiltstones and fine grained metasandstones.

Bruncu Spollittu Member (PSR₁)

Quartzitic metaconglomerates and coarse metasandstones.

UPPER ORDOVICIAN

PORFIDI GRIGI DEL SARRABUS (PGS)

Rhyolitic and rhyodacitic volcanic rocks, with porphyric texture with phenocryst of Qtz and Kfs.

?MIDDLE ORDOVICIAN

MONTE SANTA VITTORIA FORMATION (MSV)

Whitish aphanitic metarhyolitic rocks, sometimes with small phenocrysts of Qtz and Kfs (according older Authors: "Porfidi bianchi") (MSV), with interlayered metaconglomerates and metaepiclastites (MSV_a). ?MIDDLE ORDOVICIAN

METACONGLOMERATI DI MURAVERA (MRV)

Heterometric, coarse metaconglomerates, with clasts of sandstones in phyllitic matrix; in small lens-shaped outcrops close to M. Acutzu. LOWER - MIDDLE ORDOVICIAN

ARENARIE DI SAN VITO (SVI)

Irregular levels, from dm- to m-sized, of micaceous metasandstones, quartzites and metasiltstones, with parallel and cross laminations. MIDDLE CAMBRIAN - LOWER ORDOVICIAN

*MEANA SARDO TECTONIC UNIT***SCISTI A GRAPTOLITI AUCT. (SGA)**

Metalmestones (SGA_a). Dark fossiliferous metalimestones.

SILURIAN - MIDDLE DEVONIAN

ORROLEDU FORMATION (ORR)

Gray to green fossiliferous metasiltstones (ORR), alternating to metarkoses and arkosic metagreywackes, quartzites and quartzitic metaconglomerates, in thick beds or massive (ORR_a); levels of silicified metalimestones (ORR_c). UPPER ORDOVICIAN

MONTE SANTA VITTORIA FORMATION

Metagreywackes and metandesites (MSV_b): volcanic metagreywackes and rare metandesites (previous "Serra Tonnai formation"). **Metaepiclastites** (MSV_a): metaepiclastites with volcanic matrix, metagreywackes and metasandstones, metaconglomerates with prevalent elements from acid volcanites (previous "Manixeddu formation"). **Metarhyolites** (MSV_c): afyric metarhyolites (previous "Monte Corte Cerbos formation"). ?MIDDLE ORDOVICIAN

*GERREI TECTONIC UNIT***PALA MANNA FORMATION (PMN)**

Metasandstones, metaconglomerates and metabreccias with polygenetic pebbles of quartz, limestones and black cherts ("liditi").

LOWER CARBONIFEROUS.

CALCARI DI VILLASALTO (VLL)

Gray metalimestones, often massive, sometimes nodular, with fossiliferous remains of ammonites, tentaculites and echinoderms.

UPPER DEVONIAN - LOWER CARBONIFEROUS

SCISTI A GRAPTOLITI AUCT. (SGA)

Carbonaceous metapelites bearing graptolites and metasiltstones; black cherts ("liditi") (SGA).

"**Scisti a tentaculiti**" *Auct.* (SGA_b): cm-sized intervals of metalimestones and metasiltstones.

Metalmestones (SGA_a): dark metalimestones and fossiliferous nodular metalimestones.

SILURIAN - MIDDLE DEVONIAN

RIO CANONI SHALES (ACN)

Grey-green metapelites, carbonatic fossiliferous metasilstones sometimes coarse at the top (ACN) with interlayered metalimestones, sometimes silicified (ACN_a) and basic metavolcanites (ACN_c). (²³⁵U/²⁰⁷Pb: 440±17 Ma, OGGIANO *et alii*, 2010). *UPPER ORDOVICIAN*

METARCOSE DI GENNA MESA (MGM)

Metarkoses and arkosic metagreywackes, quartzitic metasandstones and metaconglomerates, in thick strata or massive. *UPPER ORDOVICIAN*

PORFIROIDI AUCT. (PRF)

Metarhyolites or dacites with “augen” structure, metaepiclastites (PRF). Large phenocryst porphyroids (PRF_a): Metarhyolites and dacites with large-size (up to 10-12 cm) Kfs phenocrysts.

MIDDLE ORDOVICIAN

MONTE SANTA VITTORIA FORMATION (MSV)

Metavolcanites with basic to intermediate composition, metaepiclastites, feldspatic metasandstones and metaconglomerates with volcanic elements. *?MIDDLE ORDOVICIAN*

METACONGLOMERATI DI MURAVERA (MRV)

Polygenetic, heterometric, coarse metaconglomerates, with rounded clasts of quartzarenites and layered sandstones, with phylladic matrix, interlayered with metasilstones and greenish metasandstones, sometime dark grey in color. *LOWER- MIDDLE ORDOVICIAN*

ARENARIE DI SAN VITO (SVI)

Irregular alternating metaquartzitic sandstones, micaceous metasandstones and metasilstones.

MIDDLE CAMBRIAN - LOWER ORDOVICIAN

RIU GRUPPA TECTONIC UNIT**PALA MANNA FORMATION (PMN)**

Alternating metasilstones and micaceous metasandstones, metaquartzarenites and quartzites (PMN); metaconglomerates and metabreccias with elements of black cherts (“liditi”) (PMN_a); olistolithes of metalimestones and rare marls (dv). *?LOWER CARBONIFEROUS*

SCISTI A GRAPTOLITI AUCT. (SGA)

Carbonaceous metapelites bearing graptolites and metasilstones; black chert (“liditi”) (SGA).

Metalimestones (SGA_a): dark metalimestones and fossiliferous nodular metalimestones.

SILURIAN - MIDDLE DEVONIAN

METARCOSE DI GENNA MESA (MGM)

White quartzites and quartzitic metasandstones, with less interbedded massive metaconglomerates.

UPPER ORDOVICIAN

MONTE SANTA VITTORIA FORMATION (MSV)

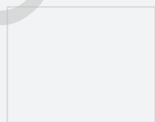
White metarhyolites with quartz porphyritic texture (*Monte Corte Cerbos* formation Auct.: MSV_c); grey metavolcanites with basic to intermediate composition, often with epidote by alterate feldspar (*Serra Tonnai* formation Auct.: MSV_b). *?MIDDLE ORDOVICIAN*

NOTE

PROGETTO

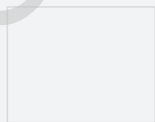
CARG

PROGETTO
548 "SENORBI"
CARG



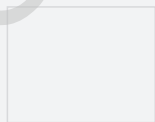
PROGETTO
CARGO

PROGETTO
548 "SENORBI"
CARG



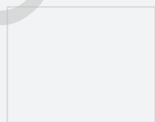
PROGETTO
CARGO

PROGETTO
548 "SENORBI"
CARG



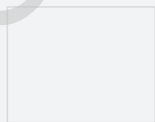
PROGETTO
CARGO

PROGETTO
548 "SENORBI"
CARG



PROGETTO
CARGO

PROGETTO
548 "SENORBI"
CARG



PROGETTO
CARGO

PROGETTO
548 "SENORBI"
CARG

