



ISPRA

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 540

MANDAS

A cura di:

**A. Funedda⁽¹⁾, P.C. Pertusati⁽²⁾, L. Carmignani⁽³⁾, V. Uras⁽⁴⁾,
G. Pisanu⁽⁴⁾, M. Murtas⁽⁴⁾**

Hanno collaborato:

Geomorfologia e stratigrafia del Quaternario: **M. Coltorti⁽³⁾**;

Stratigrafia del Permiano: **P. Calzia⁽⁴⁾**;

Vulcanismo: **M. Rosi⁽²⁾** e **A. Selis⁽²⁾**;

Stratigrafia del Mesozoico: **S. Barca⁽¹⁾** e **L.G. Costamagna⁽¹⁾**;

Biostratigrafia del Miocene: **D. Cosentino⁽⁵⁾** e **P. Cipollari⁽⁵⁾**;

Geocronologia dei carbonati miocenici: **F. Castorina⁽⁶⁾**;

Petrografia delle rocce metamorfiche e magmatiche erciniche: **C. Ghezzi⁽³⁾**;

Biostratigrafia del Siluriano-Devoniano: **C. Corradini⁽¹⁾** e **E. Serpagli⁽⁷⁾**;

Idrogeologia: **A. Pala⁽¹⁾**;

Pedologia: **A. Aru⁽¹⁾**, **M.A. Dessena⁽⁸⁾** e **D. Tomasi⁽¹⁾**.

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

Ente realizzatore



Regione Autonoma della Sardegna

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

***Responsabile del Progetto CARG per il 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:

C. Cipolloni, M.P. Congi, 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, 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	» 12
2.	- MESOZOICO	» 13
3.	- TERZIARIO	» 14
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 15
1.	- BASAMENTO METAMORFICO ERCINICO	» 15
2.	- COMPLESSO MAGMATICO E VULCANO-SEDIMENTARIO TARDO-PALEOZOICO.....	» 19
3.	- SUCCESSIONI MESOZOICHE.....	» 19
4.	- SUCCESSIONI TERZIARIE	» 20
IV	- STRATIGRAFIA	» 21
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO	» 22
1.1.	- UNITÀ TETTONICA DI RIU GRUPPA.....	» 25
1.1.1.	- <i>Arenarie di San Vito (SVI)</i>	» 26
1.1.2.	- <i>Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)</i>	» 27
1.1.3.	- <i>Metadoleriti (md)</i>	» 28
1.1.4.	- <i>Metarose di Genna Mesa (MGM)</i>	» 29
1.1.5.	- <i>Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)</i>	» 29
1.1.6.	- <i>Marmi di Asuni (ASU)</i>	» 31
1.1.7.	- <i>Formazione di Pala Manna (PMN)</i>	» 32
1.2.	- UNITÀ TETTONICA DEL GERREI	» 34
1.2.1.	- <i>Arenarie di San Vito (SVI)</i>	» 34
1.2.2.	- <i>Metaconglomerati di Muravera (MRV)</i>	» 35
1.2.3.	- <i>Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)</i>	» 36
1.2.4.	- <i>Metarenarie e quarziti di Su Muzzioni (MUZ)</i>	» 37
1.2.5.	- <i>Porfiroidi Auct. (PRF)</i>	» 38
1.2.6.	- <i>Metarose di Genna Mesa (MGM)</i>	» 40
1.2.7.	- <i>Argilloscisti di Rio Canoni (ACN)</i>	» 41
1.2.8.	- <i>Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)</i>	» 42
1.3.	- UNITÀ TETTONICA DI MEANA SARDO	» 43
1.3.1.	- <i>Arenarie di San Vito (SVI)</i>	» 43
1.3.2.	- <i>Metaconglomerati di Muravera (MRV)</i>	» 45

1.3.3.	- <i>Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)</i>	Pag. 45
1.3.4.	- <i>Metadoleriti (md)</i>	» 50
1.3.5.	- <i>Formazione di Orroeledu (ORR)</i>	» 51
1.3.6.	- <i>Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)</i>	» 52
1.4.	- UNITÀ TETTONICA DELLA BARBAGIA.....	» 53
1.4.1.	- <i>Formazione delle filladi grigie del Gennargentu (GEN)</i>	» 54
2.	- COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO	» 54
2.1.	- GRANODIORITI DI PUNTA TREMPU (TPU).....	» 54
2.1.1.	- <i>Facies Fiume Mannu</i>	» 54
2.2.	- FILONI ED AMMASSI DI PORFIDI GRANITICI (fp).....	» 55
2.3.	- FILONI IDROTERMALI DI QUARZO PREVALENTE (fq).....	» 56
2.4.	- FILONI INTERMEDIO-BASICI (fi).....	» 56
3.	- SUCCESIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA.....	» 57
3.1.	- FORMAZIONE DI RIO SU LUDA (LUD).....	» 57
3.2.	- PIROCLASTITI DI SA FOSSADA (PFD)	» 60
3.3.	- ANDESITI DI MATARACUT (MTR).....	» 61
4.	- SUCCESIONE SEDIMENTARIA MESOZOICA	» 62
4.1.	- BUNTSANDSTEIN AUCT. (BUN).....	» 62
4.2.	- MUSCHELKALK AUCT. (MUK)	» 64
4.3.	- FORMAZIONE DI GENNA SELOLE (GNS).....	» 66
4.4.	- FORMAZIONE DI DORGALI (DOR).....	» 66
5.	- SUCCESIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TERZIARIA...»	68
5.1.	- SUCCESIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA	» 70
5.1.1.	- <i>Formazione di Monte Cardiga (FMC)</i>	» 70
5.2.	- SUCCESIONE VULCANO-SEDIMENTARIA MIOCENICA	» 71
5.2.1.	- <i>Depositi del I ciclo miocenico</i>	» 72
5.2.1.1.	- <i>Formazione di Ussana (USS)</i>	» 72
5.2.1.2.	- <i>Formazione di Nurallao (NLL)</i>	» 77
5.2.1.3.	- <i>Calcari di Villagreca (VLG)</i>	» 84
5.2.1.4.	- <i>Formazione della Marmilla (RML)</i>	» 87
5.2.1.5.	- <i>Formazione di Aragixi (ARX)</i>	» 90
5.2.2.	- <i>Depositi del II ciclo miocenico</i>	» 91
5.2.2.1.	- <i>Marne di Gesturi (GST)</i>	» 92
5.3.	- SUCCESIONE VULCANICA PLIOCENICA	» 97
5.3.1.	- <i>Basalti delle Giare (BGR)</i>	» 98
6.	- DEPOSITI QUATERNARI.....	» 105
6.1.	- DEPOSITI PLEISTOCENICI.....	» 107
6.1.1.	- <i>Subsintema di Portoscuso (PVM_{2a})</i>	» 107
6.2.	- DEPOSITI OLOCENICI	» 107

6.2.1.	- <i>Travertini (f₁)</i>	Pag. 107
6.2.2.	- <i>Depositi di frana (a₁, a_{1a})</i>	» 109
6.2.2.1.	- <i>Corpi di frana antichi (a_{1a})</i>	» 109
6.2.2.2.	- <i>Corpi di frana (a₁)</i>	» 109
6.2.3.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati (b_n)</i>	» 110
6.2.4.	- <i>Depositi di versante (a)</i>	» 112
6.2.5.	- <i>Coltri eluvio-colluviali (b₂)</i>	» 113
6.2.6.	- <i>Depositi alluvionali (b)</i>	» 113
6.2.7.	- <i>Depositi palustri (e₂)</i>	» 114
6.2.8.	- <i>Depositi antropici (h)</i>	» 115
V	- TETTONICA	» 117
1.	- TETTONICA PALEOZOICA	» 117
1.1.	- TETTONICA ERCINICA	» 118
1.1.1.	- <i>Fase deformativa collisionale D1</i>	» 118
1.1.1.1.	- <i>Unità tettonica della Barbagia</i>	» 122
1.1.1.2.	- <i>Unità tettonica di Meana Sardo</i>	» 124
1.1.1.3.	- <i>Unità tettonica del Gerrei</i>	» 127
1.1.1.4.	- <i>Unità tettonica di Riu Grappa</i>	» 129
1.1.2.	- <i>Fase deformativa tardo-collisionale D1t.</i> <i>Culminazioni antiformali</i>	» 131
1.1.3.	- <i>Fase deformativa post-collisionale. Strutture D2 e D3</i>	» 135
1.1.3.1.	- <i>Pieghe</i>	» 136
1.1.3.2.	- <i>Faglie</i>	» 138
1.2.	- TETTONICA PALEOZOICA POST-ERCINICA. STRUTTURAZIONE DEI BACINI PERMIANI	» 139
2.	- TETTONICA MESO-CENOZOICA	» 141
2.1.	- LE STRUTTURE	» 141
2.1.1.	- <i>Faglie NW-SE</i>	» 142
2.1.2.	- <i>Faglie N-S</i>	» 144
2.1.3.	- <i>Faglie NE-SW</i>	» 145
2.1.4.	- <i>Faglie E-W</i>	» 145
2.2.	- STRUTTURAZIONE MESOZOICA-PALEOGENICA	» 145
2.3.	- STRUTTURAZIONE DEI BACINI OLIGO-MIOCENICI	» 147
2.3.1.	- <i>I ciclo tettono-sedimentario oligo-miocenico</i>	» 147
2.3.2.	- <i>Il ciclo tettono-sedimentario miocenico</i>	» 150
2.4.	- TETTONICA PLIOCENICA	» 151
VI	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	» 153

VII	- GEOLOGIA APPLICATA	Pag. 157
1.	- GIACIMENTI MINERARI	» 157
2.	- CAVE.....	» 158
3.	- IDROGEOLOGIA	» 160
3.1.	- IDROGRAFIA	» 160
3.2.	- CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE	» 162
3.2.1.	- <i>Permeabilità alta - medio-alta</i>	» 164
3.2.2.	- <i>Permeabilità medio-bassa</i>	» 164
3.2.3.	- <i>Permeabilità bassa</i>	» 165
3.3.	- CARATTERI IDROGEOLOGICI	» 165
3.3.1.	- <i>Emergenze idriche</i>	» 168
3.3.2.	- <i>Bilancio idrologico</i>	» 170
4.	- PEDOLOGIA.....	» 170
4.1.	- CENNI DI PEDOLOGIA.....	» 170
4.2.	- DIFESA DEL SUOLO	» 174
5.	- DISSESTI	» 176
5.1.	- INSTABILITÀ DEI VERSANTI	» 176
5.1.1.	- <i>Deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV)</i>	» 180
	BIBLIOGRAFIA	» 183
	EXTENDED ABSTRACT	» 195
	LEGEND GEOLOGICAL MAP.....	» 203

I - INTRODUZIONE

1. - CARATTERI GENERALI DEL FOGLIO

Le presenti note illustrative descrivono i risultati del rilevamento della Carta Geologica del Foglio Mandas, realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 438/95), tramite convenzione tra l'ex APAT, ora ISPRA - Servizio Geologico d'Italia e la Regione Autonoma della Sardegna - Assessorato dell'Industria.

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).

Le precedenti edizioni della Carta Geologica ufficiale in scala 1:100.000 che ricadono nell'area del Foglio Mandas sono state realizzate dal Servizio Geologico d'Italia: Foglio 226 "Mandas" (CAVINATO & BENE0,1959) e Foglio 218 "Isili" (PERNO, 1976).

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 (ODIN, 1994) adottata dalla Società Geologica Francese.

Durante il lavoro di rilevamento è stata condotta una estesa campionatura con analisi petrografiche, sedimentologiche, paleontologiche (micropaleontologiche su rocce siluro-devoniche e oligo-mioceniche) e datazioni radiometriche.

L'ubicazione delle località citate nel testo è talora identificata utilizzando le ultime tre cifre delle coordinate chilometriche UTM, tralasciando le cifre di designazione di zona e d'identificazione del quadrato di cento chilometri di lato (ad es. 32SMJ725540 diventa 725-540).

Riguardo all'impianto colori utilizzato per la stampa del Foglio, il coordinatore scientifico Prof. P.C. Pertusati ed il direttore di rilevamento Dott. A. Funedda fanno presente che l'attribuzione di colori diversi rispetto all'adiacente Foglio 541 "Jerzu", edito nel 2002, 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 Jerzu ed il Foglio Mandas.

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 Jerzu 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 Jerzu, 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

L'area del Foglio 540 "Mandas" è ubicata nella Sardegna centro-orientale (tav.1), interessa una superficie di circa 630 kmq, appartiene alla provincia di Cagliari per la parte meridionale, alla nuova provincia del Medio Campidano per la parte occidentale e alla provincia di Nuoro per il settore settentrionale. Nella cartografia ufficiale IGM, in scala 1:25.000, il Foglio comprende le sezioni I "Nurri", II "Orroli", III "Mandas", IV "Isili" e include i seguenti centri abitati: Mandas, Siurgus Donigala, Orroli, Nurri, Esterzili, Villanovatulo, Isili, Villanovafranca, Gergei, Escolca, Serri, Nurallao, Nuragus, Barumini, Gesico, Gesturi.

Le principali vie di comunicazione sono la S.S.128, che si articola nel settore centrale del Foglio con direzione N-S e attraversa i centri abitati di Mandas, Isili e Nurallao; la S.S.198, che ha origine nella “Cantoniera S. Lucia” ad E dell’abitato di Serri e attraversa, con direzione NE-SW, l’area nord-orientale del Foglio verso Esterzili ed il lago del Flumendosa; la S.S.197, che attraversa e collega i centri abitati della Marmilla e a Nurallao si immette sulla S.S.128.

Per il resto esiste una viabilità secondaria, ben sviluppata, costituita da numerose strade provinciali e comunali che assicurano i collegamenti tra i vari centri urbani e le zone agricole.

L’area del Foglio, inoltre, è percorsa dalle “Ferrovie della Sardegna” con una tratta principale, attualmente ancora in utilizzo, che collega Cagliari a Mandas; dalla stazione di Mandas il tracciato ferroviario si dirama in due tratte, una diretta a N verso il Sarcidano e l’altra a NE verso l’Ogliastra, quest’ultima utilizzata prevalentemente a scopo turistico.

Il paesaggio è caratterizzato da una morfologia nettamente montuosa nella parte orientale del Foglio in corrispondenza degli affioramenti di rocce del basamento metamorfico. Nell’angolo NE del Foglio si trova infatti la quota massima, raggiunta a M. S. Vittoria (1209 m). Muovendosi da queste aree verso il centro del Foglio si passa rapidamente alle morfologie collinari e poi pianeggianti del settore occidentale ove affiorano successioni cenozoiche poco o nulla deformate.

Alcuni invasi artificiali, realizzati nella seconda metà del 1900, caratterizzano il paesaggio del Foglio: il Lago medio Flumendosa tra Esterzili e Orroli, il Lago Mulargia a NE di Siurgus Donigala, lungo l’omonimo rio e il Lago di Is Barroccus presso Isili, creato sbarrando il corso del Rio S. Sebastiano e da cui fuori esce il Rio Mannu.

La copertura vegetazionale è ben sviluppata soprattutto nel settore orientale del Foglio ed è costituita da specie arbustive ed arboree sia endemiche che alloctone. Nonostante l’intenso disboscamento in alcuni punti è ancora preservato il bosco a quercia da sughero, roverella e leccio. Nel settore orientale dove è più sviluppata l’attività agricola, la copertura vegetale spontanea si conserva limitatamente nelle aree rocciose.

II - STUDI PRECEDENTI

La Carta Geologica dell'Isola di Sardegna realizzata da Alberto Ferrero De LA MARMORA (1857) allegata al “*Voyage en Sardaigne, Troisième partie*” è il primo documento che riporta notizie sulla geologia dell'area in cui ricade il Foglio Mandas; successivamente, rari sono i lavori fino alla prima metà del secolo XX. In particolare l'Autore descrive con dovizia di particolari la successione carbonatica mesozoica, dove riconosce anche alcune strutture tettoniche, quali la faglia diretta che ribassa il fianco orientale del Taccu de Nurri in località N.ghe Sutta Corongiu (fig.1); riconosce parte della successione miocenica e fornisce un'ampia descrizione delle “giare” (nome locale per indicare un rilievo tabulare costituito da basalti pliocenici).

La scarsa produzione scientifica, soprattutto se paragonata a quella che veniva prodotta contemporaneamente per altre aree della Sardegna (Sulcis-Iglesiente, Sarrabus), va in gran parte addebitata alla mancanza di un analogo interesse minerario ed anche alla difficoltà che comportava il rilevamento di aree allora poco raggiungibili. I primi lavori generali sono legati alla realizzazione della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (CAVINATO, 1939; CAVINATO & BENE0, 1959). Iniziative di ricerca e relative pubblicazioni, specialmente per le coperture permiane, mesozoiche e cenozoiche diventano sempre più frequenti nella seconda metà del XX secolo.

Il lavoro di rilevamento condotto per la realizzazione del Foglio Mandas è quindi la prima sintesi cartografica geologica di quest'area dopo oltre 50 anni e ha permesso una revisione organica della moltitudine di dati fino ad ora prodotti.

Una grande produzione di dati sulle successioni mesozoiche e terziarie di quest'area è stata realizzata dal prof. G. Pecorini dell'Università di Cagliari, in particolare negli anni '60 e '70, anche se spesso dati, ipotesi e modelli sono stati proposti in relazioni per realizzazione di opere pubbliche e tesi di laurea inedite quindi difficilmente reperibili; ciò nonostante le conoscenze su queste successioni sono fortemente progredite grazie alle intuizioni e ai dati che egli ha diffuso nella comunità scientifica, sotto molteplici forme, spesso informali.

In questo capitolo vengono citati alcuni degli studi più rilevanti e in genere quelli più antichi, mentre nei successivi capitoli verranno citati con maggiore dettaglio tutti i lavori significativi. Una recente sintesi delle conoscenze geologiche della Sardegna è rappresentata nella Carta Geologica della Sardegna (CARMIGNANI, 1996) e nelle relative note illustrative (CARMIGNANI *et alii*, 2001c).

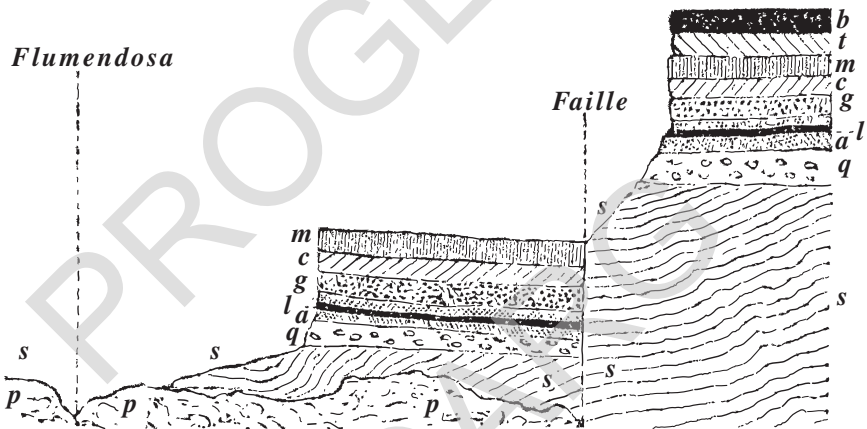


Fig. 1 - Riproduzione della figura 23 tratta dal testo "Voyage en Sardaigne" di Alberto De LA MARMORA (1857) che rappresenta la faglia diretta che disloca il lembo orientale del Taccu de Nurri. Legenda originale della figura: s) terreno siluriano; q) puddinga e grès quarzoso; a) argilla detta "di Nurri"; l) banco di lignite; g) grès fino per affilare; c) calcare marnoso; m) calcare magnesiaco; t) terreno terziario subappenninico; b) colata basaltica; p) porfido rosso.

1. - PALEOZOICO

Fino agli anni '70 del XX secolo, le conoscenze sul basamento metamorfico paleozoico del Foglio e della Sardegna centrale in generale erano molto limitate. I lavori di ATZENI (1960; 1983) per primi propongono una cartografia geologica (dell'area che da Seui arriva fino a Villanovatulo) e forniscono un quadro stratigrafico di maggiore dettaglio.

VARDABASSO (1966a) include alcune considerazioni sul metamorfismo del basamento. Negli anni '70 viene definita l'età ercinica della strutturazione del basamento metamorfico e del complesso granitoide (BOSELLINI & OGNIBEN, 1968; DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; MINZONI, 1975). In periodi più recenti, fine anni '70 - primi anni '80, cominciano ad essere pubblicati, su rivista o su guide ad escursioni (CARMIGNANI *et alii*, 1982a; 1986), alcuni stralci di cartografia geologico-strutturale che permettono di distinguere le varie unità litostratigrafiche, la presenza di diverse unità tettoniche e quindi il riconoscimento degli stessi motivi strutturali e tettonici (una tettonica collisionale ercinica) delle aree più orientali (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978a; 1978b; NAUD, 1979a; 1979b; 1982). Una sintesi dei dati cartografici è pubblicata nella tesi di dottorato di GATTIGLIO (1988) e successivamente in CAROSI *et alii* (1997).

Un discorso a parte va invece fatto sulla successione permiana, in quanto questa fin dagli anni '30 (CAVINATO, 1938) ha destato l'interesse di diversi Autori che hanno fornito un'accurata descrizione della serie (CAVINATO & ANEDDA, 1954; GASPERI & GELMINI, 1977; VARDABASSO, 1950; 1966b), fino a PECORINI (1974b) che propone anche una più corretta correlazione tra il bacino di Escalaplano e quello del Mulargia e ne fornisce un quadro stratigrafico completo.

2. - MESOZOICO

La successione mesozoica della Sardegna centro-orientale, ed in particolare quella affiorante nel Foglio Mandas, è stata oggetto di numerose ricerche, fin dai primi studi pionieristici del LA MARMORA (1857) che descrive il Taccu de Nurri come costituito da "*calcaire magnésien*", e si sofferma con dovizia di particolari anche sulle caratteristiche della formazione di Genna Selole in tutte le sue diverse litofacies.

L'attribuzione alla successione triassica di una parte delle rocce affioranti è stata spesso fonte di dibattito tra gli studiosi. In merito si ricordano i contributi di numerosi Autori a partire dalla fine del XX secolo (DAMIANI & GANDIN, 1973a; DAMIANI & GANDIN, 1973b; 1973c; DAMIANI, 1979; FAZZINI *et alii*, 1974; PECORINI, 1974b; VARDABASSO, 1951; 1959). In tempi più recenti COSTAMAGNA *et alii* (2000) hanno proposto una revisione dei dati esistenti integrandoli con nuove osservazioni stratigrafiche.

La successione giurassica dei "Tacchi" affiorante nel Foglio è stata descritta da alcuni Autori, sia per il contenuto fossilifero che per la successione stratigrafica (DEL RIO, 1977; 1985; LECCA *et alii*, 1987; VARDABASSO, 1959). Di recente COSTAMAGNA & BARCA (2004) hanno meglio precisato alcuni aspetti paleoambientali e deposizionali del bacino giurassico della Sardegna centrale.

3. - TERZIARIO

La successione terziaria, ed in particolare miocenica, destò già nel La Marmora un grande interesse, che è aumentato con il passare degli anni.

La successione eocenica è stata descritta sia nei lavori del LA MARMORA (1857), che in numerosi lavori successivi (MATTEUCCI, 1985a; 1985b; MATTEUCCI & MURRU, 2002; MURRU & FERRARA, 1999; MURRU *et alii*, 2003; PECORINI, 1963; POMESANO CHERCHI, 1962; 1964).

Nel secondo dopoguerra MONTALDO (1948) proponeva un primo studio articolato sulla successione miocenica, con allegato schema geologico.

Tra i numerosi lavori, che vengono ampiamente citati nel prosieguo di queste note illustrative, sia nella parte stratigrafica sia in quella tettonica, vogliamo qui ricordare quelli che hanno avuto un ruolo importante nell'avanzamento delle ricerche:

- PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) per la prima descrizione organica di alcune delle formazioni oligo-mioceniche;
- CHERCHI & MONTADERT (1982) per una proposta sull'evoluzione geodinamica;
- CHERCHI (1985b) per una sintesi del quadro biostratigrafico.

Da un punto di vista cartografico moderno l'unico dettaglio disponibile è quello riguardante l'estremo nord-occidentale del Foglio (LEONE *et alii*, 1983; 1984), mentre ASSORGIA *et alii* (1995b) hanno pubblicato una carta di sintesi della successione miocenica in cui ricade la parte nord-occidentale del Foglio, con particolare riguardo al ciclo vulcanico calcalalino.

La successione vulcanica pliocenica è stata studiata in particolare per le caratteristiche geo-petrografiche (ASSORGIA *et alii*, 1983; MURGIA, 1982; 1984).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Nel Foglio Mandas (tav.2) sono ben rappresentati tutti i complessi geologici che caratterizzano il resto dell'Isola, e precisamente: il basamento metamorfico, il complesso magmatico (intrusivo ed effusivo) tardo-ercinico, le successioni sedimentarie e vulcaniche tardo-paleozoiche, mesozoiche e cenozoiche.

1. - BASAMENTO METAMORFICO ERCINICO

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*, 2001b).

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 generalmente da NNE verso SSW e in una diffusa granitizzazione.

Nella catena sono individuabili una Zona interna 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 (fig.2).

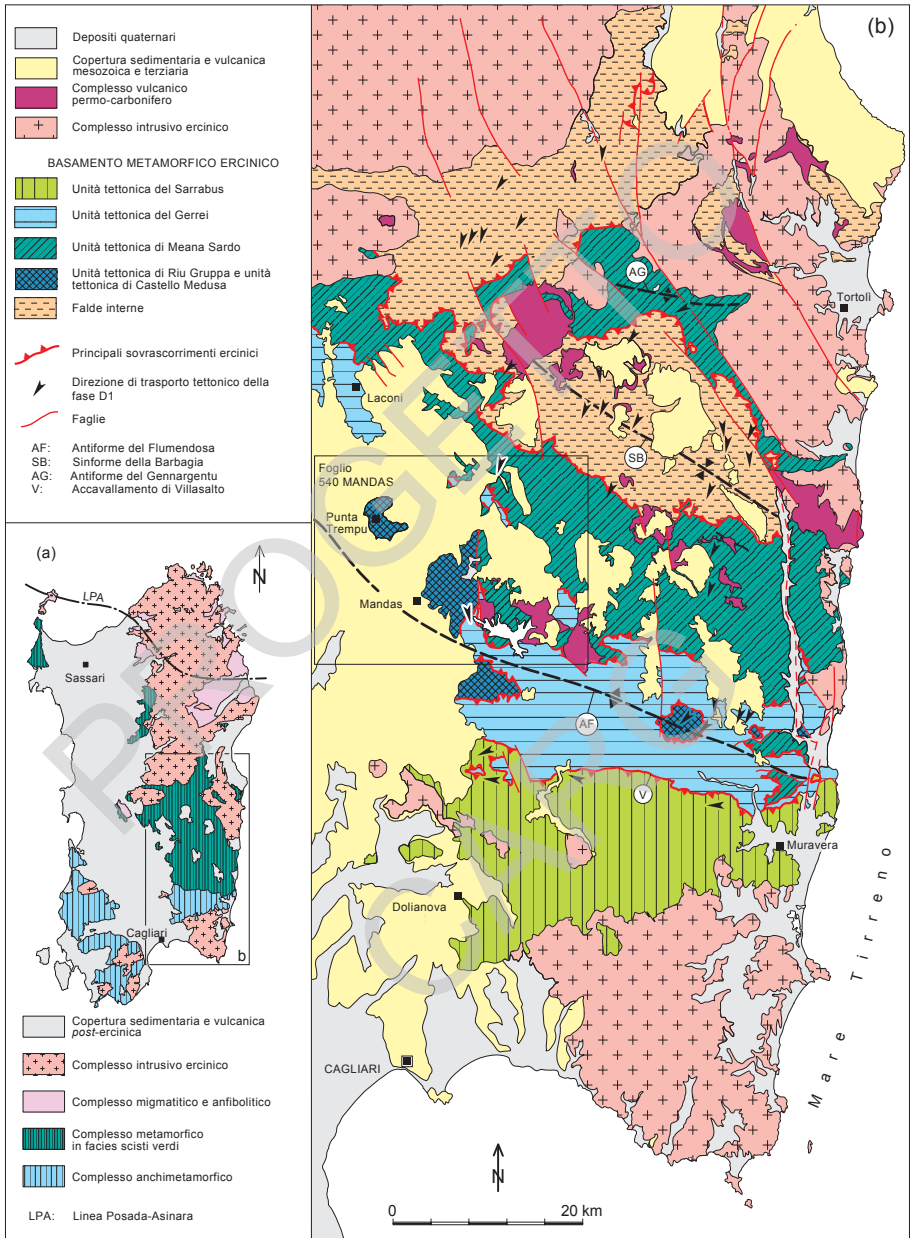
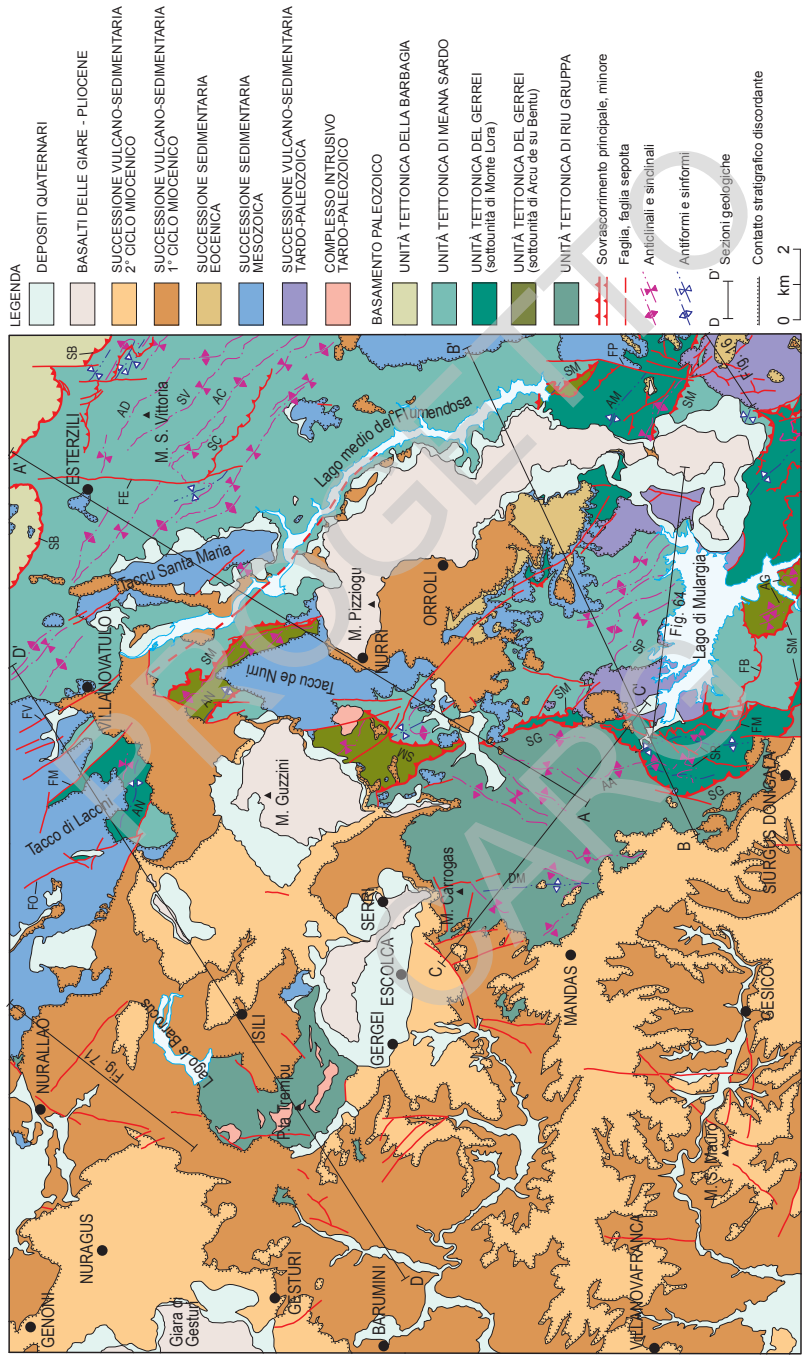


Fig. 2 - a) Zonazione metamorfica del basamento ercinico sardo; b) Schema tettonico del basamento ercinico della Sardegna sud-orientale (da CARMIGNANI et alii, 2001c).



Tav. 2 - Schema geologico-strutturale del Foglio Mandas. SB: Sovrascorrimento della Barbagia; SM: Sovrascorrimento della Meana Sardo; SG: Sovrascorrimento del Gerrei; AN: Antiforme di Nurri; DM: Duomo di Mandas; AM: Antiforme di Sa Mandara; AD: Anticlinale di Domu 'e Oraxia; SV: Sinclinale di M. S. Vittoria; AC: Anticlinale di Costa de Lepori; SC: Sinclinale di Perdamaia; SR: Sinclinale di Villanovatulu; FM: Faglia di Medadroxii; AG: Anticlinale di Gennedda; AA: Anticlinale di M. Argentu; FP: Faglia di Perda Utezi; FB: Faglia di Brevestili; FV: Faglia di Villanovatulu; FM: Faglia di Medadroxii; FO: Faglia di Ortrigras; FE: Faglia di Esterzili; FM: Faglia del Mulargia.

In tutta la Sardegna la fase collisionale è caratterizzata da pieghe isoclinali pluri-chilometriche, falde di ricoprimento, scistosità e sovrascorrimenti.

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 e alla Baronia ed il cui attuale fronte di sovrascorrimento affiora nel settore nord-orientale del Foglio Mandas.

Queste sono sovrascorse sulle cosiddette “Falde esterne”, in cui viene riconosciuta una successione litostratigrafica che va dal Cambriano medio al Carbonifero Inferiore, caratterizzata da pieghe sincisose e sovrascorrimenti, con un metamorfismo in facies degli scisti verdi. Queste ultime, a loro volta si accavallano sulla Zona esterna dell’Iglesiente-Sulcis.

Il cuneo orogenico ispessito formatosi a seguito di una tettonica tangenziale durante la fase collisionale, subì 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, esasperò le strutture antiformali tardo-collisionali, ad es. l’Antiforme del Flumendosa, originando delle culminazioni tettoniche (CAROSI & PERTUSATI, 1990; CONTI *et alii*, 1999).

A 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 degli ultimi depositi 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 individuate da diversi Autori (DEL MORO *et alii*, 1975; DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; DI VINCENZO *et alii*, 2004; FERRARA *et alii*, 1978) nel Complesso metamorfico d’alto grado e migmatitico nella Zona interna.

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. 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 (v. fig.2), 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 complesso granitoide d'età ercinica che costituisce il Batolite sardo-corso. Si tratta di un Batolite composito, con affinità prevalentemente calcicalina (BRALIA *et alii*, 1981; DEL MORO *et alii*, 1975; DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; GHEZZO & ORSINI, 1982; ORSINI, 1980; TOMMASINI *et alii*, 1995) con subordinati graniti peralluminosi (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974; DI VINCENZO & GHEZZO, 1992; OGGIANO & DI PISA, 1988; SECCHI *et alii*, 1991) e monzosieniti sodiche (BROTZU *et alii*, 1978).

I dati radiometrici indicano un'età di raffreddamento compresa tra i 310 e i 275 Ma (BECCALUVA *et alii*, 1985; BROTZU *et alii*, 1982; BROTZU *et alii*, 1994; CARMIGNANI *et alii*, 1982a; CASTORINA & PETRINI, 1992; COCHERIE, 1985; DEL MORO *et alii*, 1991; DI SIMPLICIO *et alii*, 1975). 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 sincinemati come quelli citati del M. Grighini, suggerisce un'evoluzione più complessa, non puramente estensionale.

Nel Foglio Mandas i granitoidi sono limitati agli affioramenti del rilievo di P.ta Trempu.

Il Batolite è intruso da un corteo filoniano molto diffuso, con chimismo sia basico sia acido e composizione abbastanza variabile (ATZORI & TRAVERSA, 1986). Fondamentalmente si riconoscono: un corteo di filoni con composizione andesitico-basaltica d'età Carbonifero Superiore - Permiano Inferiore connesso con il collasso della catena ercinica ed un corteo a composizione riolitica d'età Permiano Superiore - Triassico Inferiore, probabilmente connesso con una fase di *rifting* continentale precoce che prelude all'apertura della Tetide.

3. - SUCCESSIONI MESOZOICHE

Durante il Mesozoico, dopo il passaggio dagli ambienti continentali permiani a quelli transizionali e marini triassici, l'Isola faceva parte del margine passivo sud-europeo, probabilmente legato al Dominio Brianzone, di cui costituiva un alto strutturale che è stato sommerso solo dal Giurassico Medio, ed ovunque la successione arrivi al Cretacico Superiore è presente una lacuna al Cretacico medio. Nel Foglio 540 "Mandas" affiorano la successione triassica e parte della successione giurassica.

4. - SUCCESSIONI TERZIARIE

Dopo il Cretacico Superiore segue una lacuna stratigrafica, i primi sedimenti marini sono attribuiti all'Eocene Inferiore, con la deposizione di una sequenza carbonatica con fauna a nummuliti estesa in varie parti dell'Isola e che nel Gerrei e Sarcidano poggia su conglomerati trasgressivi (MATTEUCCI, 1985a).

L'aspetto geodinamico più significativo che interessò 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 comportò l'apertura del Bacino balearico. L'interpretazione di questo fenomeno (datato da diversi Autori all'Aquitaniano-Langhiano) a scala della Provincia geodinamica mediterranea non è unanime.

Alcuni Autori (CASULA *et alii*, 2001; CHERCHI & MONTADERT, 1982) 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; 1995; OGGIANO *et alii*, 2009) ipotizzano che all'Oligocene Superiore - Aquitaniano Inferiore il Blocco sardo-corso costituisca il retropaese della collisione tra Margine sud-europeo e Margine apulo e che originò l'Appennino settentrionale. I bacini aquitaniani secondo questi Autori sarebbero perciò connessi con l'evoluzione collisionale appenninica, mentre i successivi bacini burdigaliani, con la rotazione antioraria del Blocco sardo-corso e relativa apertura del Bacino balearico. La formazione di questi bacini fu accompagnata da un vulcanismo oligo-miocenico calcocalino (LECCA *et alii*, 1997b *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 fu interessata da un ulteriore evento estensionale, probabilmente legato all'apertura del bacino del Tirreno meridionale, che originò la fossa tettonica del Campidano, ed il conseguente sollevamento delle aree limitrofe dell'Arburese, Sulcis ed Iglesiente a W e del Sarrabus, Gerrei e Sarcidano a E. Questa fase fu accompagnata dalla venuta a giorno di basalti alcalini intraplacca che formarono espandimenti in gran parte dell'Isola. Quest'attività vulcanica anorogena proseguì anche per parte del Pleistocene.

IV - STRATIGRAFIA

Il Foglio geologico 540 “Mandas” è stato rilevato utilizzando il criterio litostratigrafico e, per i depositi quaternari, quello delle *UBSU* (o sintemi) (PASQUARÈ *et alii*, 1992): alcune formazioni sono suddivise in membri; talora nelle formazioni sono presenti particolari litofacies cartografate separatamente.

A testimonianza dei progressi nelle conoscenze della geologia dell'area intercorsi negli ultimi 50 anni, è sufficiente confrontare il numero delle unità litostratigrafiche distinte, soprattutto nel basamento, rispetto a quello dei fogli 218 “Isili” e 226 “Mandas” della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000.

Durante il rilevamento del Foglio, in accordo con quanto previsto dalle norme internazionali (SALVADOR, 1994), richiamate e specificate dal Servizio Geologico d'Italia in GERMANI *et alii* (2003), è stata condotta una revisione delle suddivisioni litostratigrafiche, in genere informali, che i vari ricercatori hanno proposto nel corso degli anni. Il risultato raggiunto, seppure parziale e soggettivo, è quello di una riorganizzazione della mole di dati esistente, in particolare per la successione oligo-miocenica, i cui rapporti inter-formazionali sono particolarmente ben esposti nell'area in esame. I casi di sinonimia e la revisione delle suddivisioni litostratigrafiche saranno evidenziate nella descrizione dettagliata delle varie formazioni. Per le sigle delle unità cartografate è stata adottata questa convenzione:

- le unità litostratigrafiche (formazioni) formali, informali, quelle con nomi tradizionali e di nuova istituzione sono distinte con tre lettere maiuscole;

- gli insiemi litologici sono distinti con lettere minuscole;
- i membri sono distinti aggiungendo un numero a pedice della sigla della formazione;
- le litofacies sono distinte aggiungendo una lettera minuscola a pedice della sigla della formazione.

Per lo spessore degli strati è stata adottata la classificazione di CAMPBELL (1967).

Le unità litostratigrafiche distinte nel Foglio 540 "Mandas" sono raggruppate dal basso verso l'alto in:

- Basamento metamorfico paleozoico;
- Complesso intrusivo tardo-paleozoico;
- Successione vulcano-sedimentaria tardo-paleozoica;
- Successione sedimentaria mesozoica;
- Successione vulcano-sedimentaria terziaria del Campidano;
- Depositi quaternari.

1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

Di seguito verranno descritte le caratteristiche litostratigrafiche delle successioni affioranti nel Foglio Mandas suddivise per le differenti unità tettoniche appartenenti alla Zona a falde: Unità della Barbagia, di Meana Sardo, del Gerrei e di Riu Grappa (fig.3, tav.3).

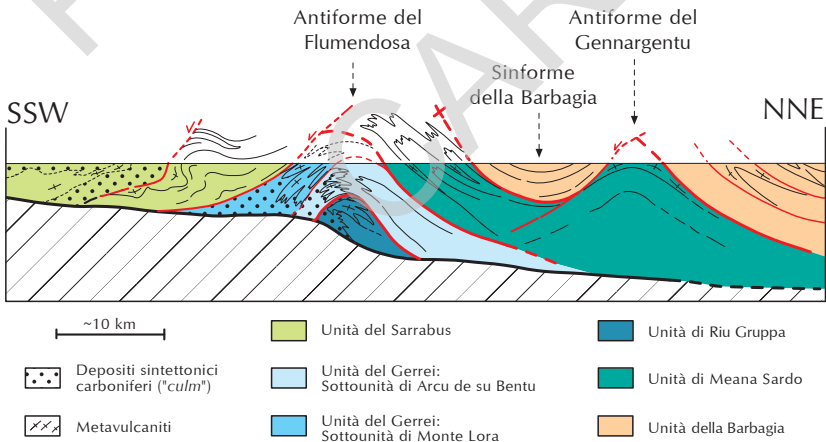
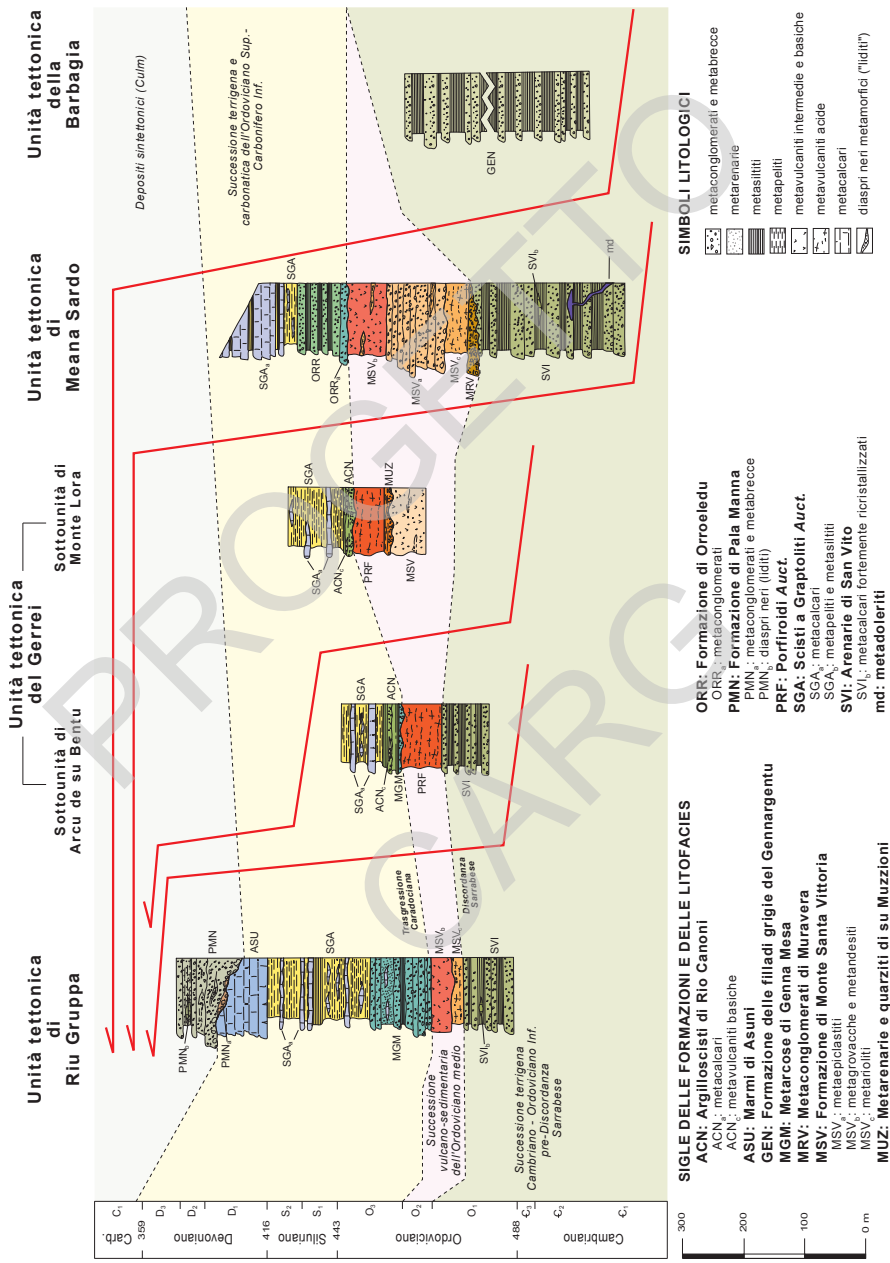


Fig. 3 - Profilo schematico della struttura a falde della Sardegna sud-orientale (da: CARMIGNANI et alii, 2001a).



Tav. 3 - Colonne litostratigrafiche delle successioni del basamento metamorfico paleozoico del Foglio 540 "Mandas".

Queste unità hanno una successione litostratigrafica sostanzialmente analoga, che si differenzia principalmente nella successione vulcano-sedimentaria ordoviciana e per la presenza o meno di estesi affioramenti attribuiti alla formazione flyschoidi di Pala Manna del Carbonifero Inferiore (v. tav.3).

La stratigrafia delle unità tettoniche sarà descritta a partire dall'unità tettonica geometricamente più bassa, e all'interno di ogni unità secondo l'ordine stratigrafico, partendo dalle unità litostratigrafiche più antiche verso quelle più giovani. Poiché si tratta di rocce dove è sempre presente una foliazione metamorfica con una ricristallizzazione in facies degli scisti verdi inferiore, di seguito si utilizzerà il prefisso "meta" di fronte al nome litologico.

Tre discordanze di prim'ordine suddividono la successione litostratigrafica all'interno delle singole unità tettoniche in quattro cicli sedimentari.

La discordanza più antica separa la successione del Cambriano - Ordoviciano Inferiore dal sovrastante complesso vulcanico dell'Ordoviciano Medio-Inferiore, nota in letteratura come "discordanza sarrabese" (CALVINO, 1959) e dallo stesso autore correlata con la "Fase sarda" proposta da STILLE (1939) nell'Iglesiente.

La seconda è una *non-conformity* tra il complesso vulcanico sub-aereo dell'Ordoviciano Medio e la successione trasgressiva dell'Ordoviciano Superiore ("Trasgressione caradociana" *Auct.*), talvolta alcune formazioni vulcaniche ordoviciane sono completamente assenti, perchè non deposte o erose.

La terza discordanza separa la successione terrigena e carbonatica siluro-devonica dai depositi prevalentemente clastici detritici del Carbonifero Inferiore in facies *Culm*, legati allo smantellamento progressivo della catena.

I quattro cicli mostrano le seguenti caratteristiche comuni, con piccole differenze, in tutta la Zona a falde del segmento della catena ercinica affiorante in Sardegna:

- a) la base della successione, costituita da prevalenti metarenarie e metasiltiti e da metaconglomerati, del Cambriano Medio - Ordoviciano Inferiore, appartiene alla formazione delle arenarie di San Vito nel Sarrabus (CALVINO, 1959), in letteratura è definita anche come "arenarie di Solanas" in Barbagia. Le ricostruzioni paleo-deposizionali indicherebbero ambienti che vanno da conoidi sottomarine a depositi litorali intertidali. Non si osserva, nella Zona a falde, la potente successione carbonatica che caratterizza quella parzialmente coeva affiorante nella Zona esterna della catena affiorante nella Sardegna SW. È probabile che si tratti di quanto rimane di un margine continentale passivo persistente per tutto il Cambriano fino all'Ordoviciano Inferiore, che potrebbe essere individuato nel margine settentrionale del continente Gondwana.
- b) In discordanza angolare sopra la successione cambro-ordoviciana, spesso marcata da metaconglomerati (metaconglomerati di Muravera in CARMIGNANI *et alii*, 2001c), affiora un complesso magmatico costituito da metavulcaniti e

da metavulcanoclastiti con abbondanti metaconglomerati. Tutte le falde esterne sono caratterizzate da grandi spessori di metavulcaniti e metaepiclastiti discordanti sulle metarenarie cambro-ordoviciane (OGGIANO *et alii*, 2010). Il magmatismo ordoviciano costituisce una *suite* che varia in composizione da riolitica ad andesitica. Questi prodotti sono attribuiti ad un'attività di arco vulcanico su crosta continentale riferito ad una fase di subduzione dell'Oceano sud-armoricano al di sotto del Gondwana. Il complesso magmatico presenta marcate variazioni di composizione nelle diverse unità tettoniche, attribuite ad un'originaria zonazione dell'arco vulcanico (CARMIGNANI *et alii*, 1994b).

- c) Il terzo ciclo testimonia un'importante variazione geodinamica, con la trasgressione marina sui depositi vulcanici ordoviciani (“Trasgressione caradociana” *Auct.*) testimoniata da sedimenti detritici anche grossolani d'ambiente costiero (?Caradoc), seguiti da depositi pelitico-arenacei con intercalazioni carbonatiche d'ambiente neritico (Ashgill). Al passaggio Ordoviciano-Siluriano, una modesta attività vulcanica caratterizzata da basalti intraplacca testimonia una tettonica distensiva cui è da riferire il collasso e la trasgressione sull'arco vulcanico calcocalino dell'Ordoviciano Inferiore e Medio. La successione dell'Ordoviciano Superiore è generalmente caratterizzata da una grande variabilità di facies: i prodotti dello smantellamento degli apparati vulcanici subaerei sono fortemente dipendenti dalla locale morfologia della superficie di trasgressione. Nel dominio marino instauratosi alla fine dell'Ordoviciano si stabilisce una sedimentazione uniforme per un lungo intervallo che arriva fino all'inizio del Carbonifero. L'ambiente della sedimentazione siluro-devoniana è di mare aperto, come provano le faune pelagiche, di profondità relativamente modesta, con apporti da terre emerse scarsi o assenti e frequenti condizioni riducenti sul fondo soprattutto nel Siluriano. Si tratta di una successione clastica e carbonatica (con quarziti, metaconglomerati, metasiltiti fossilifere e metacalcari) del Siluriano, rappresentato da metapeliti nere con graptoliti, liditi e metacalcari ad ortoceratidi, che passano a metacalcari marnosi e metacalcari nodulari del Devoniano.
- d) Il quarto ciclo è costituito da una successione di tipo flyschoid, caratterizzata da grandi estensioni di metarenarie con caratteristiche litologiche piuttosto omogenee, poco definita, che rimaneggia tutte le successioni sottostanti, attribuita al Carbonifero Inferiore.

1.1. - UNITÀ TETTONICA DI RIU GRUPPA

È l'unità tettonica geometricamente più profonda dell'area rilevata e affiora nella parte centrale del Foglio. In lavori precedenti (BARCA *et alii*, 1984; BARCA, 1991; BARCA *et alii*, 1992; BARCA & ELTRUDIS, 1994; CARMIGNANI *et alii*, 1978a;

CAROSI & PERTUSATI, 1990) questa unità è stata chiamata in modi diversi a seconda degli autori: Unità di Castello Medusa, Unità di Riu Mulargia, Unità o Duomo di Mandas. Noi preferiamo usare il nome di Unità di Riu Gruppa in quanto, per le sue caratteristiche litologiche e deformative e per la sua posizione geometrica nell'edificio a falde, quest'unità è direttamente correlabile con l'omonima unità tettonica descritta negli adiacenti Fogli 548 "Senorbì" e 549 "Muravera".

Il grado metamorfico e l'entità della deformazione sono generalmente maggiori di quelli riconosciuti nelle unità sovrastanti e per questo motivo è difficile riconoscere con precisione la successione litostratigrafica. Le attribuzioni formazionali di seguito descritte sono prevalentemente basate su analogie con le successioni litostratigrafiche delle altre unità tettoniche che si presentano meno deformate e con contenuto paleontologico significativo. Seppure con queste incertezze, si riconosce una successione completa che va dal Cambriano al Carbonifero Inferiore, polideformata, molto simile a quella descritta per l'Unità tettonica di Meana Sardo, per l'assenza nel complesso vulcano-sedimentario ordoviciano della formazione dei "porfiroidi" *Auct.* e per una simile successione dell'Ordoviciano Superiore.

1.1.1. - Arenarie di San Vito (SVI)

In letteratura questa formazione viene anche definita come "Arenarie di Solanas" (MINZONI, 1975). La nuova denominazione è basata sulla stretta analogia litologica, paleo-ambientale e cronostatigrafica con la formazione affiorante più a SE, come riportato nelle note illustrative del Foglio 549 "Muravera" (CARMIGNANI *et alii*, 2001a). In precedenza, gran parte di questi affioramenti erano conosciuti, ma attribuiti, insieme alle adiacenti metavulcaniti descritte di seguito, alla successione flyshoide carbonifera (BARCA & ELTRUDIS, 1994; CARMIGNANI, 1996).

Questa formazione affiora poco a W dei rilievi Sa Cerasia e M. Carrogas, tra gli abitati di Mandas e Gergei e, in un affioramento limitato, a W di Mandas, presso N.ghe Ardiddi. Prevalentemente si tratta di filladi e metarenarie, con grana da medio a grossolana, di colore variabile dal grigio chiaro al grigio scuro, con clivaggio ardesiaco penetrativo, dove non sono visibili strutture primarie. Presso N.ghe Ardiddi, ad W di Mandas, affiorano metacalcari e calcescisti (SVI₁) all'interno delle metarenarie, analoghi a quelli riconosciuti anche nelle Unità di Meana Sardo e del Gerrei.

In sezione sottile è possibile osservare una tessitura inequigranulare, con una pasta di fondo fatta di sericite e clorite di origine metamorfica, isorientate, e individui di quarzo e miche detritiche (sia biotite che muscovite) di dimensioni maggiori. Tra i minerali accessori sono presenti tormalina in cristalli piccoli o

frammenti, opachi disseminati come aggregati in maniera discontinua, e individui idiomorfi di zirconio. La ricristallizzazione metamorfica è più spinta nei livelli più ricchi in materiale pelitico.

Non affiorando la base, lo spessore della formazione è indefinito. La presenza di rari nuclei di cerniera con semilunghezza d'onda anche metrica, suggerisce che la successione sia ripetuta tettonicamente numerose volte. Perciò, si può solo ipotizzare uno spessore apparente di un centinaio di metri nell'area d'affioramento.

Il contatto stratigrafico superiore passa in modo abbastanza netto alla successione vulcano-sedimentaria ordoviciana.

Pur non essendo stato trovato alcun resto fossile, per analogia litologica e posizione stratigrafica questa formazione è attribuita al Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore.

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

Affiora a N-NE dell'abitato di Mandas, nell'area di M. Carrogas ed in località Sa Cerasia sono presenti le esposizioni migliori. Sono state distinte due litofacies corrispondenti alle distinzioni litostratigrafiche proposte da MINZONI (1975) e BOSELLINI & OGNIBEN (1968).

Metarioliti (MSV_a): questa litofacies è ben esposta sul M. Carrogas e in un affioramento molto deformato alcune centinaia di metri a E di N.ghe Ardiddi.

Si tratta di metarioliti e metadaciti subafiriche bianco-giallastre, massive, in livelli che raggiungono i 15-20 m di spessore ed una continuità laterale di alcune centinaia di metri. Sono caratterizzate da rari porfiroclasti millimetrici di quarzo e feldspati dispersi in una matrice quarzoso-sericitica. La tessitura porfirica è particolarmente evidente in sezione sottile per fenocristalli di quarzo e plagioclasio, raramente feldspato potassico e muscovite. La massa di fondo è costituita da una frazione quarzo-feldspatica a grana molto fine e da una frazione pelitica, spesso cloritizzata. Il plagioclasio è spesso sostituito parzialmente da epidoto. La ricristallizzazione metamorfica ha portato alla formazione di sericite e clorite a spese dell'originaria frazione pelitica, ed alla crescita di muscovite.

Il passaggio con la litofacies delle metagrovacche e metandesiti è abbastanza netto, ma non sempre la geometria è ben definita a causa della forte trasposizione dell'originario contatto primario. È probabile che fosse sia laterale sia verticale, e non è escluso, come osservato in altre unità tettoniche, che la stessa litofacies possa essere presente in diversi livelli nella successione stratigrafica, testimoniando il ripetersi di più eventi vulcanici.

Metagrovacche e metandesiti (MSV_b): affiorano in particolare nel rilievo di Sa Cerasia. Sono prevalentemente metavulcaniti a chimismo andesitico

che talvolta preservano elementi di plagioclasio con l'abito primario. A queste si intercalano metagrovacche vulcaniche e metaconglomerati matrice-sostenuti di colore grigio chiaro, in bancate metriche, che rappresentano i derivati metamorfici di sedimenti poco selezionati a prevalenti elementi litici e subordinati clasti di quarzo e feldspati, immersi in una matrice pelitica essenzialmente quarzosa o quarzoso-feldspatica. Tra i litici, oltre ad abbondanti elementi di metavulcaniti acide (metarioliti), sono presenti clasti di metapeliti e metaquarzoareniti. I ciottoli hanno dimensioni in genere comprese tra 0,5 e 4 cm.

Ambedue le litofacies descritte mostrano una foliazione tettonica pervasiva sia alla scala macro che microscopica.

Lo spessore apparente della formazione è di circa 80 m.

Il contatto stratigrafico inferiore poggia in maniera netta sulle arenarie di San Vito. Quello superiore passa alle metasiltiti e quarziti della formazione delle metarocce di Genna Mesa.

Per analogia litostratigrafica con le Unità di Meana Sardo e del Gerrei, questa formazione è attribuita all'Ordoviciano ?Medio.

1.1.3. - *Metadoleriti* (md)

Sono anche conosciute con il termine generico di metabasiti, che però per gli Autori dei primi anni del secolo XX indicava una roccia basica deformata dagli eventi ercinici, e nell'adiacente Foglio 549 "Muravera" sono state cartografate con la sigla mθ.

Sono corpi in giacitura intrusiva, sia filoniana sia in ammassi, esclusivamente all'interno delle arenarie di San Vito. Nell'area del Foglio sono stati riconosciuti diversi corpi nell'affioramento di basamento presso N.ghe Ardiddi, ad W di Mandas.

Sono rocce generalmente di colore scuro, con tonalità verdastre, con tessitura porfirica per fenocristalli di plagioclasio che, a differenza di quanto osservato nelle medesime rocce riconosciute nell'Unità tettonica di Meana Sardo, mostrano una foliazione tettonica pervasiva.

In sezione sottile mostrano una tessitura intersertale per cristalli relitti di plagioclasio in una massa di fondo cloritico-epidotica, con abbondanti ossidi e rari relitti di orneblenda.

Lo spessore massimo dei corpi filoniani è in genere inferiore ai 4 m, gli ammassi hanno in genere una forma "ellissoidale" in affioramento con diametro di anche 15 m.

L'età è definita dalla loro giacitura in quanto queste metadoleriti intrudono costantemente le arenarie di San Vito, e da quanto descritto nel Foglio 549 "Muravera", lungo il corso del Rio Gruppa, un filone di queste metadoleriti attraversa

la successione vulcanica della formazione di Monte Santa Vittoria, ma non i sovrastanti metasedimenti dell'Ordoviciano Superiore.

Non esistono studi di dettaglio di queste rocce basiche, per ora sembra che l'affinità chimica sia di tipo alcalino.

?Ordoviciano Medio - Superiore

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

Affiorano in modo continuo intorno a M. Carrogas ed a nucleo di pieghe isoclinali coricate a S di Cuccuru Antonio Marras e sul versante settentrionale di M. Piddiu.

La formazione è costituita da metarcose e metagrovacche arcosiche grigio-chiare e grigio-verdastre in strati da medi a molto spessi. Si tratta di originari sedimenti ben selezionati, a granulometria da fine a grossa, con elementi di quarzo, feldspati detritici e scarsi litici in una matrice quarzoso-sericitica. Localmente le metarcose passano a metaquarzoareniti a grana fine, con intercalazioni da centimetriche a decimetriche di metapeliti grigio-scure. Sono inoltre presenti irregolari intercalazioni di metaconglomerati minuti ad elementi di quarziti. Presso Cuccuru Antonio Marras la formazione è caratterizzata da rocce fortemente silicizzate, probabilmente a spese di originari calcari.

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

Il passaggio con la sovrastante formazione degli Scisti a Graptoliti è marcato dalla comparsa di metasiltiti fini e metapeliti. A causa della forte trasposizione tettonica e per la presenza di numerose pieghe isoclinali, talvolta, il contatto prende l'aspetto di un'alternanza litologica tra metasedimenti clastici a granulometria differente.

L'età ordoviciana superiore è stabilita sempre per analogia con le altre unità tettoniche, in quanto non sono stati rinvenuti resti fossili.

Ordoviciano Superiore

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

Nel Foglio 549 "Muravera", a causa della forte complicazione tettonica, i litotipi che sono qui attribuiti a questa formazione sono stati cartografati insieme ai marmi devonici e ai sedimenti clastici flyshoidi, come complesso di Sa Lilla. Costituiscono affioramenti estesi a S di Tacquara ed in buona continuità laterale a NE dell'abitato di Mandas. La formazione è caratterizzata da una forte complica-

zione strutturale che impedisce una corretta ricostruzione dell'originaria sequenza stratigrafica. La formalizzazione proposta da CITA *et alii* (2007a) è successiva al rilevamento del Foglio, quindi non è stato possibile utilizzarla.

Si tratta di una sequenza di filladi quarzifere e filladi scure o nere o più raramente verdastre, a cui localmente si intercalano caratteristici livelli di diaspri neri ("liditi") in strati medi o molto sottili (ad esempio a E di Serra S' Astula; fig.4). A queste filladi sono associati livelli di metacalcari grigiastri completamente ricristallizzati (fig.5) talvolta con aspetto nodulare (SGA_a) dovuto a una penetrativa scistosità per dissoluzione e precipitazione. Le facies più carboniose sono frequenti in prossimità del contatto con i livelli carbonatici o con la sovrastante formazione dei marmi di Asuni, ad esempio poco a S della cava di marmo di Truncobabis ad E di Mandas. È probabile che in questa formazione siano compresi anche i litotipi che nelle altre unità sono distinti come "Scisti a tentaculiti" *Auct.*.

Lo spessore reale non è assolutamente valutabile, quello apparente è di almeno 200 m.

Il contatto superiore della formazione è netto sia con i marmi di Asuni, per la comparsa di estesi affioramenti di metacarbonati, sia con la formazione di Pala Manna per la comparsa di metasedimenti clastici grossolani.

Siluriano - Devoniano Medio



Fig. 4 - Livelli di liditi della formazione degli Scisti a Graptoliti intensamente piegati ad E di M. Piddu durante gli eventi precoci della fase tettonica collisionale D1 (cfr. § V - 1.1.) (coord.: 157-915).



Fig. 5 - Pieghe intrafoliari nella litofacies carbonatica all'interno della formazione degli Scisti a Graptoliti Auct. (SGA₀) affiorante presso la cava di Trunconabis, la foliazione ripiegata è una foliazione tettonica (coord.: 127-913).

1.1.6. - Marmi di Asuni (ASU)

È una delle litofacies più caratteristiche dell'Unità tettonica di Riu Grappa affiorante nel Foglio Mandas, spesso in letteratura definita appunto "Unità a marmi" (BARCA *et alii*, 1992; BARCA & ELTRUDIS, 1994). Gli affioramenti hanno una buona continuità laterale tra M. Argentu, Conca 'e Arrundini, Cuccuru 'e Riu Porcus e Cuccuru de Ingias.

Si tratta di marmi in banchi molto spessi, di colore variabile dal grigio al grigio-chiaro e al bianco, spesso venati con sottili livelli di filladi scure. Presentano spesso un aspetto fortemente scistoso con una foliazione definita dall'alternanza regolare di livelli centimetrici carbonatici chiari e livelli grigi ricchi in fillosilicati e ossidi. I marmi bianchi massivi hanno generalmente una grana grossa e tessitura saccaroide. Si intercalano irregolarmente livelli metrici di marmi dolomitici e metadolomie grigie. In sezione sottile la struttura è generalmente equigranulare, spesso con tessitura a mosaico, dovuta a fenomeni di *annealing* successivi all'evento metamorfico che hanno originato la foliazione penetrativa. In alcune zone sono osservabili isorientazioni lungo fasce milonitiche.

Lo spessore varia da 0 fino a 100 m. È probabile che tale discontinuità orizzontale sia prevalentemente di natura tettonica, dovuta alla lacerazione del contatto originario lungo fianchi di pieghe isoclinali estremamente assottigliati.

Superiormente i marmi passano con contatto stratigrafico a metaquarzoareniti grigie a grana medio-grossolana, e localmente vanno a contatto con metaconglomerati a clasti di diaspri neri (“liditi”) appartenenti alla formazione di Pala Manna.

Gli unici fossili rinvenuti nei marmi sono rari articoli di crinoidi molto deformati in località Cuccuru de Ingias. In base ai caratteri litologici ed alla posizione nella successione, questi marmi sono correlati con i “Calcarei di Villasalto” *Auct.* dell’Unità tettonica del Gerrei (BARCA *et alii*, 2000; CORRADINI *et alii*, 1998).

Devoniano Medio - Carbonifero Inferiore

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

Costituisce l’affioramento più esteso all’interno dell’Unità di Riu Gruppa, limitato a W dai depositi miocenici e ad E dal contatto tettonico con le Unità del Gerrei e di Meana Sardo. A causa della complessità tettonica e della caoticità primaria, non è possibile osservare una sezione litostratigrafica significativa.

Si tratta di metaquarzoareniti grigio-scure a grana medio-grossa, con sottili livelli filladici. Ad esse sono associate metagrovacche e metarenarie litiche, metasiltiti grigio-scure con sottili lamine filladiche nerastre e metapeliti grigio-scure omogenee, con intercalazioni centimetriche di metareniti grigio-verdi a grana fine. A queste litologie sono intercalate lenti di metaconglomerati poligenici, in abbondante matrice pelitico-arenacea, costituiti da clasti da millimetrici a centimetrici di quarzo, originarie quarzoareniti (PMN_b) spesso molto scure, peliti e diaspri neri (“liditi”) (fig.6). Localmente i metaconglomerati sono costituiti quasi esclusivamente da clasti di diaspri neri (PMN_a), affiorano specialmente ad E di M. Corongedda ed a N di Cuccuru Samassi con una buona continuità laterale, con spessori che si aggirano intorno alle decine di metri. L’intensa deformazione non consente una sicura valutazione della forma originaria dei clasti. Lungo la strada a fondo naturale che da Cuccuru Samassi giunge fino al ponte sul Riu Mulargia sono visibili i metaconglomerati ben organizzati in livelli da decimetrici a metrici in alternanza con livelli di metaquarzoareniti da medie a fini (fig.7). In alcuni affioramenti è ancora riconoscibile una gradazione, con il passaggio, per riduzione di grana, a metagrovacche della medesima composizione.

Il limite superiore è sempre tettonico, quando in contatto con le altre unità tettoniche, o interrotto da una discordanza basale (*non-conformity*). Non sono stati trovati resti fossili.

Carbonifero ?Inferiore



Fig. 6 - Breccie con elementi centimetrici di "liditi" nella formazione di Pala Manna (PMN_b), presso Corongedda (coord.: 145-862).



Fig. 7 - Livelli di breccie di "liditi" alternati a metarenarie nella formazione di Pala Manna (PMN_b) a N di Cuccuru Samassi (coord.: 156-876).

1.2. - UNITÀ TETTONICA DEL GERREI

Affiora nella parte nord-orientale e meridionale del Foglio Mandas, prevalentemente in culminazioni strutturali, subito a E del Tacco de Nurri, e poco ad W di Villanovatulo. Da un punto di vista litostratigrafico, l'unità è caratterizzata soprattutto da metarioliti e metariodaciti con struttura occhiadina ("Porfiroidi" *Auct.*) e da una particolare successione dell'Ordoviciano Superiore. Nonostante la forte deformazione sin-metamorfica e la successiva deformazione fragile, localmente è ancora ben conservata la successione originaria.

Come nell'adiacente Foglio 541 "Jerzu" l'unità è suddivisa nelle sottounità di Monte Lora (geometricamente superiore) e di Arcu de su Bentu (geometricamente inferiore) (v. fig.3, tav.3). Da un punto di vista litostratigrafico le due sottounità si differenziano tra loro solamente per qualche diversità nella successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano Medio, che risulta costituita da metaepiclastiti, metandesiti e porfiroidi nella prima sottounità e solo da porfiroidi nella seconda. Nella descrizione che segue saranno sottolineate le differenze tra le due sottounità.

1.2.1. - Arenarie di San Vito (SVI)

Nell'Unità tettonica del Gerrei questa formazione affiora, per quanto riguarda la sottounità di Arcu de su Bentu, nella zona di Riu Sa Mitza e Sa Matta 'e Caccu a W di Villanovatulo, mentre per la sottounità di Monte Lora è stato riconosciuto solo un affioramento di una decina di ettari immediatamente a S della diga del Lago medio del Flumendosa presso Pranu Arrideli.

Si tratta di una formazione terrigena costituita in prevalenza da metaquarzoareniti e più raramente metarenarie feldspatiche di colore grigio chiaro, grigio-verdastro o nocciola chiaro. La granulometria è in genere fine, con grani ben selezionati, in strati molto sottili o medi, raramente metrici, ricchi in miche detritiche e con matrice cloritico-sericitica. È presente spesso una componente litica rappresentata da frammenti di metamorfiti. Queste metarenarie formano regolari alternanze, da centimetriche a metriche, con metasiltiti e metapeliti grigio-verdastre e raramente metapeliti scure. Localmente affiorano metaquarzoareniti grigio-chiare, massive in bancate di alcuni metri di spessore. Nella zona di Sa Matta 'e Caccu (sottounità di Arcu de su Bentu) prevalgono metarenarie listate con forte trasposizione dell'originaria stratificazione sulla scistosità S_1 . A S della diga sul Flumendosa (sottounità di Monte Lora), immediatamente a contatto con la sottostante sottounità di Arcu de su Bentu, affiorano metasiltiti scure foliate, con sottili livelli pelitici scuri.

Tutte le litologie affioranti sono intensamente deformate, con un clivaggio ardesiaco penetrativo, che spesso costituisce la superficie più evidente in affioramento. Raramente è possibile osservare strutture sedimentarie, quali laminazioni incrociate e contro-impronte da carico. Gli effetti del metamorfismo sono evidenziati in particolare dalla presenza di sericite legata alla ricristallizzazione della pasta di fondo ed alla presenza di clorite.

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, che alle meta-vulcaniti della formazione di Monte Santa Vittoria, oppure alla formazione dei "Porfiroidi" *Auct.*

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

Sono depositi che mostrano caratteri tipici di ambienti sedimentari che variano da facies litorali a facies d'ambiente deltizio sottomarino.

Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore

1.2.2. - *Metaconglomerati di Muravera (MRV)*

Affiorano solo per la sottounità di Arcu de su Bentu nell'area di Gutturu su Filixi stratigraficamente sopra i metasedimenti della formazione delle arenarie di San Vito.

Si tratta di originari conglomerati matrice-sostenuti (i clasti costituiscono in media circa il 40% del totale della roccia), eterometrici, poligenici, con clasti arrotondati a bassa sfericità. I clasti sono costituiti principalmente da originarie quarzoareniti e più raramente da arenarie feldspatiche provenienti dalla formazione delle arenarie di San Vito, con dimensioni massime di circa 40 cm. La matrice è in genere filladica e in sezione sottile rivela una frazione di quarzo d'origine vulcanica.

A causa della differenza di competenza tra ciottoli e matrice, quest'ultima è stata interessata da una scistosità molto penetrativa S_1 , mentre i ciottoli evidenziano una minore deformazione.

Lo spessore di quest'unità è molto variabile, ed è interposta tra le sottostanti arenarie di San Vito e i sovrastanti "Porfiroidi" *Auct.*, in giacitura lentiforme.

Sono depositi tipici d'ambiente continentale, canalizzati e perciò disconti-

nui già in fase di deposizione; rimangono la formazione sottostante indicando quindi un periodo di continentalità e di erosione subaerea.

Sono azoici, ma per la loro posizione stratigrafica sono attribuiti all'Ordoviciano Inferiore-Medio in quanto precedono l'inizio del ciclo vulcanico calcocalalino dell'Ordoviciano Medio.

In zone meno deformate il contatto tra questi metasedimenti clastici e le sottostanti arenarie di San Vito evidenzia una discordanza angolare molto netta di natura tettonica, la "discordanza sarrabese" (CALVINO, 1960), che tuttavia in quest'area non è chiaramente riconoscibile a causa della maggiore deformazione.

Ordoviciano ?Inferiore-Medio

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

Affiora nella zona di Pranu Arrideli, presso la diga sul Flumendosa, e quindi in continuità presso Pranu Suergiu fino al tratto di ferrovia Cagliari-Arbatax in prossimità di Topaiorgiu, e più a S presso Perdas Moddes.

È costituita da metavulcaniti a chimismo intermedio e basico, metaepiclastiti, rare metarenarie feldspatiche e metaconglomerati. Questi litotipi sono correlabili con le formazioni di Monte Corte Cerbos, Manixeddu e Serra Tonnai distinte a S del Gennargentu (BOSELLINI & OGNIBEN, 1968; MINZONI, 1975).

Nell'area di Pilisinu affiora una metavulcanite di colore verde scuro, con rari cristalli femici, che ha subito un'alterazione cloritico-epidotica. Lateralmente in prossimità di Baccu de Pibionis queste metavulcaniti presentano un colore grigio scuro con evidenti cristalli di quarzo vulcanico, ed inclusi di originarie lave porfiriche. Lungo la strada vicinale Nuratzolu affiorano metavulcaniti da grigio-verdi a verde scuro, con fenocristalli chiari di plagioclasio talvolta alterati. Al contatto con i soprastanti porfiroidi, presso Perdas Moddes affiorano metandesiti con pasta di fondo scura e con inclusi nerastri.

La scistosità S_1 è sempre penetrativa e traspone quasi sempre le originarie superfici di deposizione, e su di essa i fenocristalli sono sempre isorientati.

In sezione sottile il plagioclasio è spesso sericitizzato e costituisce, insieme al quarzo, fenocristalli immersi in una matrice molto fine di clorite, anfibolo, plagioclasio e quarzo. Nei litotipi filladici, testimonianti originarie epiclastiti, prevale la muscovite in genere isorientata, nei metaconglomerati, oltre ai fenocristalli di quarzo e plagioclasio, si osservano aggregati di quarzo e K-feldspato d'origine magmatica.

Lo spessore totale della formazione non è determinabile poiché nel Foglio Mandas non è possibile eseguire una sezione misurata dalla base al tetto; lo spessore apparente è di oltre un centinaio di metri.

Avendo alla base le arenarie di San Vito che arrivano all’Arenig e a tetto i metasedimenti del Caradoc-Asghill, questa formazione, così come i sovrastanti “porfiroidi”, viene attribuita all’Ordoviciano Medio; prodotti vulcanici aventi la stessa età, sia effusivi sia sub-vulcanici, sono noti in altre zone della catena ercinica sarda.

Il passaggio tra queste e le sottostanti arenarie di San Vito non è marcato da un intervallo sedimentario, mentre quello superiore a volte passa alla formazione delle metarenarie e quarziti di Su Muzzioni (FUNEDDA, 2000) (area a S del Lago Mulargia), più di frequente direttamente con i “Porfiroidi” *Auct.*

Questa successione viene interpretata come il prodotto di un vulcanismo calcocalino durante una fase di subduzione di crosta oceanica sotto crosta continentale (CARMIGNANI *et alii*, 1994b; DI PISA *et alii*, 1991; OGGIANO *et alii*, 2010).

Nell’Unità tettonica del Gerrei, la formazione di Monte Santa Vittoria è presente esclusivamente nella sottounità di Monte Lora.

Ordoviciano ?Medio

1.2.4. - *Metarenarie e quarziti di Su Muzzioni (MUZ)*

Costituiscono un livello sedimentario intercalato tra la formazione di Monte Santa Vittoria e i “Porfiroidi” *Auct.*, definito anche come formazione di Su Muzzioni (FUNEDDA, 2000). Affiorano esclusivamente nel settore a SE del Lago di Mulargia, nell’area contigua all’omonima diga.

Sono prevalenti metarenarie micacee grossolane di colore verde scuro e metaconglomerati matrice-sostenuti e con clasti di metarenarie e quarziti prevalenti, con dimensioni fino a 8-10 cm, e matrice filladica. Raramente si osservano frazioni filladiche scure, in prossimità del contatto con i “porfiroidi”. Una litofacies particolarmente caratteristica affiora nei pressi della confluenza del Rio Craddaxiu nel Lago di Mulargia: è costituita da quarziti bianche, massive, che rappresentano il prodotto metamorfico in facies degli scisti verdi inferiori di originarie quarzoareniti molto mature, composte da cristalli omogenei di quarzo di origine magmatica immersi in una matrice anch’essa quarzosa.

In sezione sottile la tessitura è decisamente scistosa, evidenziata da superfici lungo le quali sono state riorientate le miche detritiche ed i granuli di quarzo; nelle frazioni a granulometria più fine si osserva la blastesi di miche bianche metamorfiche. Ai bordi dei cristalli detritici di quarzo, spesso con anse di riassorbimento che ne testimoniano la provenienza vulcanica, si sviluppano anche granuli di quarzo d’origine metamorfica. Altri minerali che caratterizzano sia la frazione arenacea sia quella siltosa di questa formazione sono clorite, epidoto, tormalina, zircone e biotite detritica, con livelli ricchi in minerali opachi.

Lo spessore è variabile, ma nelle sezioni meglio esposte (Rio Craddaxiu e Rio Mulleri) è di circa 20 m. Essendo completamente trasposto, non è possibile osservare il carattere primario del contatto con le sottostanti metavulcaniti. Il limite superiore è generalmente con i “porfiroidi”, talvolta (Rio Mulleri) su questa formazione poggiano direttamente i metasedimenti fossiliferi asghilliani degli arilloscisti di Rio Canoni.

Sulla base delle stesse considerazioni svolte per la formazione di Monte Santa Vittoria, questa formazione è dubitativamente attribuita all’Ordoviciano Medio.

In assenza di studi dettagliati, l’elevato rimaneggiamento testimoniato dalle frazioni quarzitiche, indicherebbe un ambiente deposizionale evoluto, probabilmente una piana alluvionale. L’assenza di metavulcaniti intercalate potrebbe indicare una fase di stasi nel ciclo vulcanico dell’Ordoviciano Medio, separando nettamente i prodotti intermedio-basici da quelli più acidi. Questa formazione è stata finora riconosciuta solo nella sottounità di Monte Lora.

Ordoviciano ?Medio

1.2.5. - *Porfiroidi Auct. (PRF)*

Queste metavulcaniti caratterizzano l’Unità tettonica del Gerrei. Affiorano nella zona di Gutturu su Filixi poco a W di Villanovatulo, nella valle del Fiume Flumendosa al di sotto del Taccu de Nurri presso Pranu Suergiu, con continuità ininterrotta dalla diga sul Flumendosa fino a Pitzu Acutzu, e più ad W verso Case Porcedda e con affioramenti meno estesi a S di Bruncu su Para sotto le coperture mesozoiche, quindi, in modo esteso, a W e a SE del Lago di Mulargia.

Si tratta di originari tufi e ignimbriti a composizione riolitica e riodacitica, con struttura marcatamente occhiadina conferita da porfiroclasti di K-feldspato, plagioclasio e quarzo con dimensioni in genere di 0,5-1 cm, in una massa di fondo sericitico-cloritica. Talvolta sono presenti livelli rimaneggiati arcocici, dove la percentuale di cristalli di feldspato diminuisce. Ciò probabilmente testimonia fasi di stasi nell’evento magmatico, con parziale erosione e rimaneggiamento in ambiente subaereo. Si presentano in giacitura massiva, con colori variabili dal verdastro al giallo al rosa chiaro secondo il tipo e del grado d’alterazione. In alcune località, come Tumba Coa de Pranu, a N di N.ghe Cangialis e Cuccuru Saxidda, affiora una litofacies a grossi fenocristalli (**PRF_a**), con struttura porfirica per fenocristalli di K-feldspato che raggiungono dimensioni di 6-7 cm, costituendo talvolta circa il 20% della roccia totale (fig.8). Con dimensioni solitamente minori si osservano anche fenocristalli di quarzo. La matrice è filladica di natura sericitico-cloritica, prodotto della ricristallizzazione metamorfica della matrice pelitica. L’aspetto mesoscopico è caratterizzato da un colore che generalmente



Fig. 8 - Porfiroidi, litofacies a grossi fenocristalli di K-feldspato (PRF_d), affioramento NW di Cuccuru Saxidda. (coord.: 181-847).

varia dal rosa chiaro al verde scuro, talvolta rossastro, secondo il tipo ed il grado d'alterazione della matrice.

La foliazione di prima fase S_1 è raramente penetrativa e la roccia presenta spesso un aspetto massivo. Questo è evidente in alcune parti dell'affioramento in località Su Putzu dove spesso fenocristalli di dimensioni centimetriche, sebbene intensamente fratturati, non sono stati completamente riorientati lungo la scistosità S_1 , che è invece ben espressa nella frazione filladica.

In sezione sottile, oltre al quarzo, al plagioclasio e al K-feldspato, è possibile osservare muscovite, zirconi e ossidi.

La potenza di questa formazione mostra una notevole variabilità, riconducibile sia a cause tettoniche, sia a variazioni primarie di spessore degli edifici vulcanici. Nelle sezioni dove è possibile osservare il tetto e la base della formazione, ad esempio a NE e SE di N.ghe Cangialis, sono evidenti spessori inferiori ai 100 m.

Stratigraficamente poggiano sia sulle arenarie di San Vito (Serra Nurio-la) che sui metaconglomerati di Muravera (**MRV**) (Gutturu su Filixi) e presso Riu Craddaxiu, sponda S del Lago Mulargia, sulle metarenarie e quarziti di Su Muzziioni (**MUZ**). Nella zona di Tumba Coa de Pranu, Pitzu Acutzu e vicino a case Porcedda passano direttamente alla formazione delle metarose di Genna Mesa (**MGM**). Piccoli affioramenti di "porfiroidi" fortemente deformati segnano

il contatto tettonico tra l'Unità del Gerrei e la soprastante Unità di Meana Sardo. In campagna questo litotipo, particolarmente resistente all'erosione, dà luogo a morfologie aspre ben riconoscibili sia in aree pianeggianti sia in versanti.

Essendo compresa tra il tetto delle sottostanti metarenarie e quarziti di Su Muzziu, che tramite l'intermediario della formazione di Monte Santa Vittoria sovrastano le arenarie di San Vito dell'Ordoviciano Inferiore, e i sovrastanti metasedimenti del Caradoc-Asghill, questa formazione è attribuita all'Ordoviciano Medio.

Non è chiara la genesi di questo litotipo: per la litofacies a piccoli fenocristalli si ipotizza però un ambiente di messa in posto subaereo. Per i rapporti osservati in campagna, per la loro struttura e chimismo, sono interpretabili come flussi ignimbrici. La presenza dei grossi fenocristalli di K-feldspato potrebbe indicare una fase di cristallizzazione intratellurica delle originarie vulcaniti; le lave molto viscosi potrebbero essere state portate a giorno come cupole di ristagno. Mentre la facies a piccoli fenocristalli è presente in ambedue le sottounità, quella a grossi fenocristalli è tipica solo della sottounità di Arcu de su Bentu.

Ordoviciano ?Medio

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

Nel Foglio 226 "Mandas" in scala 1:100.000 (CAVINATO & BENE0, 1959), questa formazione era compresa nei generici "Scisti sericitici neri filladici" del Gotlandiano, mentre nel vecchio Foglio 227 "Muravera" (CALVINO, 1972) sono indicati con la sigla "Saq" come "Arcose, quarziti e grovacche" dell'Ordoviciano-Gotlandiano. Costituiscono affioramenti in genere limitati, lungo la valle del Flumendosa presso Pianu Suergiu, nell'altopiano di Perda Utzei e Tumba Coa de Pranu, e a W e S del Lago di Mulargia nelle aree di Genna Taula e Gennedda.

I termini basali di questa serie sono rappresentati da metaconglomerati quarzosi con granulometria arenitica e raramente con ciottoli provenienti dai sottostanti "porfiroidi". Verso l'alto affiorano metareniti talvolta stratificate, spesso massive, morfologicamente poco mature, con granulometria da fine a grossolana, con grani di quarzo e K-feldspato con dimensioni da meno di 1 mm a 2 mm, di colore grigio chiaro. In un affioramento vicino Tumba Coa de Pranu le metarcose si presentano morfologicamente mature, a grana fine, costituite quasi esclusivamente da granuli di quarzo di colore nero. Spesso affiorano quarzoareniti ben stratificate, come si può osservare nei pressi di Case Porcedda. Il passaggio con i sottostanti porfiroidi nella zona a E di Tumba Coa de Pranu è marcato da metarcose di colore chiaro, dove si osservano facies più grossolane con abbondanza di quarzo e feldspati.

Lo spessore della formazione è variabile, in genere non superiore ai 15 m.

Il contatto con le successioni sotto e sovrastanti è in genere sfumato.

Il limite inferiore è individuabile quando il rimaneggiamento dei sottostanti porfiroidi è evidente e continuo, e talvolta è marcato dalla presenza di metarenarie grossolane. Il limite superiore è marcato in maniera netta dal passaggio a prevalenti metasiltiti abbondantemente fossilifere.

Raramente sono segnalati resti fossili (articoli di crinoidi e brachiopodi), ma per continuità con la sovrastante formazione degli argilloscisti di Rio Canoni, l'età è attribuita al Caradoc-Asghill (Ordoviciano Superiore).

A scala cartografica, nella zona di Gennedda la formazione è discordante sulla successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano Medio, poggiando sia sulla formazione di Monte Santa Vittoria, sia sui "Porfiroidi" *Auct.*, e marca così la "Trasgressione caradociana" *Auct.*. La deposizione di questi metasedimenti è successiva allo smantellamento del sottostante edificio vulcanico, in condizioni probabilmente subaeree e marine litorali.

Ordoviciano Superiore

1.2.7. - *Argilloscisti di Rio Canoni (ACN)*

Nel Foglio 226 "Mandas" in scala 1:100.000 (CAVINATO & BENE0, 1959), questa formazione era compresa negli "Scisti sericitici neri filladici" del Gotlandiano. È esposta a S di Pitzu Acutzu e, in isolati affioramenti coinvolti in scaglie tettoniche e pieghe isoclinali, nell'altopiano di Tumba Coa de Pranu e Pranu Arideli, lungo la valle del Flumendosa e a S di Sedda Intrezza, ivi compresi gli affioramenti nei pressi di case Pitzalis e lungo la strada panoramica che porta alla diga sul Flumendosa. Inoltre, affiora estesamente, ma in condizioni non ottimali, nell'area di M. Cugussi, a S dell'espandimento basaltico di M. Guzzini.

Si tratta di metarenarie fini di colore generalmente grigio scuro, con rari livelli a granulometria grossolana. A queste seguono metasiltiti, talvolta carbonatiche, di colore da grigio-rossastre a nocciola, caratteristiche per la presenza di vacuoli limonitizzati con forme diverse, dovuti a dissoluzione di resti fossili. In alcune località, ad esempio presso Gennedda, si osservano orizzonti di metacalcari (ACN_a), mediamente ricristallizzati, ricchi in resti fossili. Una litofacies particolare affiorante in prossimità del limite superiore è data da metavulcaniti basiche (ACN_c) che affiorano per un tratto abbastanza esteso a S di Pitzu Acutzu: mostrano colore grigio-violaceo, con caratteristici vacuoli di dimensioni variabili dovuti alla dissoluzione di carbonato di calcio secondario. Affioramenti minori possono essere osservati lungo la valle del Flumendosa, a N di case Porcedda e a Mesone Margiani.

Dove misurabile, lo spessore della formazione è in genere inferiore a 20 m.

La medesima associazione faunistica che caratterizza questi litotipi è stata datata Caradoc-Asghill (NAUD, 1979a). Si tratta prevalentemente di briozoi, cri-noidi, brachiopodi, gasteropodi e rari trilobiti. Questi metasedimenti poggiano in concordanza sulle metarose e passano superiormente e in modo netto ai meta-sedimenti siluro-devonici.

In base all'associazione di fossili riconosciuta, queste litologie sono state attribuite al Caradoc-Asghill (Ordoviciano Superiore). Questo dato è confermato dall'età radiometrica U-Pb di $440 \pm 1,7$ Ma misurata su zirconi da OGGIANO *et alii*, 2010.

Si tratta di sedimenti tipici di una piattaforma terrigena poco profonda che s'instaura dopo gli eventi vulcanici dell'Ordoviciano Medio.

Ordoviciano Superiore

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

Quest'unità litostratigrafica affiora a S di Bruncu de Murdegus, lungo la valle del Flumendosa, presso Tochesei, Bau Ureu e M. Fruccas.

Essa raggruppa sia le classiche facies di scisti carboniosi ricchi in graptoliti (GORTANI, 1923) con intervalli carbonatici riferiti al Siluriano - Devoniano Inferiore, sia la facies conosciuta come "Scisti a tentaculiti" *Auct.* (non riconosciuta nel Foglio) attribuita al Devoniano Inferiore-Medio. La formalizzazione proposta da CITA *et alii* (2007a), che limita l'attribuzione di questa unità al Siluriano, è successiva al rilevamento, quindi non è stato possibile utilizzarlo.

Per l'Unità del Gerrei CORRADINI *et alii* (1998) individuano all'interno di questa formazione la classica tripartizione in facies "turingica" che arriva fino al Devoniano Inferiore, che comprende: (a) "Scisti a graptoliti inferiori"; (b) "Ocherkalk"; (c) "Scisti a graptoliti superiori".

Si tratta di metapeliti di colore scuro, che spesso per alterazione divengono gialle e grigio scure, con intercalati rari livelli di quarziti nere ("liditi" *Auct.*). Interstratificate vi si osservano lenti discontinue di metacalcari nodulari (*ocherkalk*: BARCA *et alii*, 1995b) (**SGA_a**), aventi una lunghezza di circa 5 m e spessore massimo di 1-2 m; le lenti appaiono attraversate 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 in bancate pluri-decimetriche. Gli affioramenti sono frequenti nella zona di Tochesei e presso Bau Ureu dove sono fortemente deformati tettonicamente marcando il contatto tettonico tra l'Unità del Gerrei e la soprastante Unità di Meana Sardo. 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, come si osserva lungo la strada che sale a Pitzu Acutzu. È dunque difficile stimarne lo spessore reale.

Il contenuto fossilifero è costituito prevalentemente da graptoliti, conodonti, scifocrinoidi, crinoidi, tentaculiti e trilobiti. L'attribuzione cronostatigrafica è resa possibile dal riconoscimento delle associazioni a conodonti e relative biozone (CORRADINI & OLIVIERI, 1996; CORRADINI *et alii*, 1998).

Sebbene, a causa della sua scarsa competenza, i contatti della formazione siano spesso laminati tettonicamente, è possibile ipotizzare la continuità stratigrafica con i sottostanti metasedimenti del Caradoc-Asghill, testimoniando un'evoluzione verso un ambiente neritico con fondali in condizioni riducenti.

Siluriano - Devoniano Medio

1.3. - UNITÀ TETTONICA DI MEANA SARDO

È l'unità tettonica ercinica più estesa nel Foglio Mandas, con una buona qualità d'affioramento che ha permesso di riconoscervi tutti i termini della successione litostratigrafica, dal Cambriano medio al Siluriano-Devoniano. È tettonicamente compresa tra le Unità del Gerrei, con cui è ripiegata nell'Antiforme del Flumendosa, e l'Unità della Barbagia. La relativa successione litostratigrafica si distingue da quella dell'Unità del Gerrei per l'assenza della formazione dei "porfiroidi", e per una successione dell'Ordoviciano Superiore più potente. La sezione che meglio descrive questa successione parte da Cuccuru Tirebezza e prosegue verso NE attraverso la stazione ferroviaria di Esterzili fino a Cuccuru de Ferru.

1.3.1. - Arenarie di San Vito (SVI)

Precedentemente questa formazione era denominata "Arenarie (o formazione) di Solanas" (ALBANI *et alii*, 1985; CARMIGNANI *et alii*, 1982b; MINZONI, 1975). In realtà, come evidenziato negli adiacenti nuovi Fogli geologici in scala 1:50.000 541 "Jerzu" e 549 "Muravera" e relative note illustrative (CARMIGNANI *et alii*, 2001a; PERTUSATI *et alii*, 2002), litologicamente e per contenuto micropaleontologico i due nomi indicano la stessa formazione, e per ragioni di priorità si usa il nome formazionale di arenarie di San Vito anche per l'Unità di Meana Sardo.

Affiora estesamente nella parte orientale del Foglio a cavallo del Flumendosa, implicata in pieghe isoclinali sinscistose, e a S e N del Lago di Mulargia. È una formazione prevalentemente terrigena costituita da metarenarie fini di colore grigio-verde oliva, metasiltiti, quarziti e metargilliti. Nella parte media della

formazione sono presenti metaconglomerati a elementi di quarzo e metarenarie in abbondante matrice filladica grigio chiara. La parte alta della formazione è caratterizzata dalla presenza di livelli da centimetrici a decimetrici di metapeliti varicolori da grigio a viola scuro (fig.9). Affiorano lungo la strada Esterzili-Escalaplano, nella zona del Flumendosa compresa tra Taccu 'e Linu e Nuraghe Tipoi, in continuità fino a Bruncu sa Matta Manna. Talvolta, ad esempio presso Cea Palleri, è possibile osservare laminazioni incrociate nei litotipi siltitici o arenacei a grana fine. Lungo il versante di Bruncu M. Nieddu, in prossimità della miniera abbandonata, sono state cartografate lenti di metacalcari (SVI_b) grigio scuri, con evidenti ricristallizzazione, aspetto cataclastico, privi di fossili. Un affioramento analogo, sebbene spesso sommerso, è osservabile sempre in riva sinistra del Lago medio del Flumendosa all'altezza del parallelo di Su Casteddu.

In sezione sottile nei litotipi a granulometria più fine la stratificazione è spesso trasposta sulla S_1 , abbondano quarzo in cristalli subangolosi, abbondanti muscovite e biotite detritica, clorite; tra gli accessori: tormalina, apatite e zircone. Gli effetti della blastesi metamorfica sono particolarmente evidenti nei domini fillosilicatici.

La base stratigrafica di questa formazione non è mai esposta, e sebbene coinvolta in numerosi raddoppi tettonici, lo spessore potrebbe non essere inferiore ad alcune centinaia di metri. Essa poggia tettonicamente sopra l'Unità del



Fig. 9 - Alternanza di lamine millimetriche nelle arenarie di San Vito, deformate da pieghe a piano assiale verticale, nei pressi del Lago Flumendosa, a N di Santu Lucifero (coord.: 207-003).

Gerrei ed è ricoperta con discordanza dai metaconglomerati di Muravera o dalla formazione di Monte Santa Vittoria.

Attualmente il contenuto fossile di questa formazione nel Foglio Mandas è limitato agli acritarchi studiati da ALBANI (1989) ed ALBANI *et alii* (1985), che indicano un intervallo Cambriano Superiore - Arenig. In aree contigue per questa formazione è stato riconosciuto il Cambriano medio (NAUD & PITTAU DEMELIA, 1985).

L'ambiente di sedimentazione potrebbe variare da ambienti litorali a sistemi di conoidi con processi di sedimentazione di tipo torbido; nella parte alta della formazione i litotipi indicano una tendenza regressiva del bacino stesso.

Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore

1.3.2. - *Metaconglomerati di Muravera (MRV)*

In precedenza questa formazione era stata definita "Conglomerato basale" da CALVINO (1960) e "Conglomerato di Rio Ceraxa" da BARCA & MAXIA (1982).

I principali affioramenti, molto discontinui, seguibili per poche decine di metri, si trovano nella zona di Rio Ollastus, presso Genna Caiddu e lungo la strada Escalaplano-Esterzili.

Si tratta di metaconglomerati eterometrici poligenici, matrice-sostenuti, con clasti arrotondati. I clasti sono costituiti principalmente dalle sottostanti metarenarie e quarziti, con dimensioni massime di circa 30 cm, immersi in una matrice siltitico-arenacea sempre molto scarsa (fig.10). La deformazione che ha originato la foliazione tettonica principale S_1 interessa particolarmente la matrice, raramente i ciottoli.

Lo spessore della formazione è di difficile valutazione a causa delle complicazioni tettoniche; dove è più potente raggiunge i 20 m.

In aree meno deformate, esterne al Foglio, il contatto tra questi metasedimenti clastici e le sottostanti arenarie di San Vito evidenzia una discordanza angolare molto netta ("discordanza sarrabese" in CALVINO, 1960).

Data l'assenza di resti fossili o di altri indizi, l'età è attribuita all'Ordoviciano Medio, in quanto a tetto di metasedimenti datati Tremadoc.

Ordoviciano ?Inferiore-Medio

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

Sotto questo nome sono raggruppate diverse unità litostratigrafiche informali distinte in passato (in ordine stratigrafico) come "Formazione di Monte Corte Cerbos" (metarioliti afriche) (MINZONI, 1975), "Arenarie" o "Formazione di Ma-



Fig. 10 - *Metaconglomerati di Muravera dell'Unità di Meana Sardo, presso Sedda sa Va (coord.: 230-976).*

nixeddu” (metaepiclastiti grossolane con ciottoli delle metarioliti) (BOSELLINI & OGNIBEN, 1968) e “Formazione di Serra Tonnai” (metagrovacche vulcaniche e metandesiti) (BOSELLINI & OGNIBEN, 1968).

Questa successione affiora in modo completo nell’area di studio, anche se l’ordine di sovrapposizione non è sempre quello descritto dagli Autori citati. In particolare le metarioliti africane (formazione di Monte Corte Cerbos) e i derivati metamorfici dei prodotti del rimaneggiamento di vulcaniti acide (formazione di Manixeddu) hanno posizioni stratigrafiche variabili. Pertanto, non esistendo chiari rapporti di successione, le succitate partizioni sono state mantenute ma con il rango di litofacies. Rispetto all’adiacente Foglio 541 “Jerzu” è stato possibile distinguere tra metarioliti e metaepiclastiti, che sono quindi rappresentate cartograficamente per fornire maggiore dettaglio. La suddivisione in litofacies, invece che in formazioni, per associazioni litologiche cartografabili che mostrano frequenti passaggi laterali, è consigliata anche dalla normativa stratigrafica internazionale.

Questa formazione affiora in modo esteso lungo la valle del Flumendosa, a N di Villanovatulo fino a Pizzu ‘e Monte, presso Esterzili e con continuità d’affioramento da M. S. Vittoria fino a Taccu sa Pruna, e più a S verso il Lago di Mulargia. Sono state distinte le seguenti litofacies.

Metarioliti afiriche (**MSV_c**) (v. formazione di Monte Corte Cerbos): i principali affioramenti si trovano lungo la strada Escalaplano-Esterzili, sotto Taccu 'e Linu a SW di Cuccuru Trobinulu, in località Perdanili, più a N presso il Taccu S. Maria e sulla sponda settentrionale del Lago di Mulargia e presso Picone Melas.

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. Nelle frazioni più fini mostrano una foliazione pervasiva e sono intensamente piegate anche da pieghe tardive (fig.11).



Fig. 11 - Metarioliti della formazione di Monte Santa Vittoria, fittamente foliate e ripiegate da pieghe tardive, affioramento ad E di Santu Lucifero (coord.: 217-994).

In sezione sottile si osserva una struttura da afirica a microporfirica per fenocristalli di plagioclasio idiomorfi e aggregati sub-arrotondati di opachi e clorite. La massa di fondo è costituita da plagioclasio e clorite prevalenti, e subordinata sericite e quarzo. Talvolta la sericite può essere molto abbondante.

Lo spessore di questa litofacies è variabile da qualche metro a 20-30 m, con forti variazioni laterali che portano alla sua locale scomparsa, come nell'area di Funtanas de Nurri, dove le arenarie di San Vito sono direttamente ricoperte dai metaconglomerati della formazione di Manixeddu.

Metaepiclastiti (MSV_a) (v. formazione di Manixeddu): affiorano estesamente nella valle del Flumendosa tra Villanovatulo e il Taccu S. Maria, e a M. S. Vittoria fino Taccu sa Pruna e a S del Lago di Mulargia.

Sono principalmente metagrovacche litiche, metarenarie vulcaniche e metaconglomerati. Frammenti di riolite bianca o gialla sono diffusi nelle metagrovacche litiche insieme a frammenti di quarziti e filladi, la selezione è scarsa e scarso è il grado di arrotondamento dei grani immersi in una matrice quarzo-sericitica (fig.12). Particolarmente abbondanti sono i metaconglomerati con derivati metamorfici dello smantellamento delle sottostanti rioliti con ciottoli di dimensioni centimetriche, ma che nell'area sotto Taccu sa Pruna possono arrivare fino a 15 cm. Questa litofacies testimonia un periodo di stasi delle manifestazioni magmatiche, durante il quale avveniva lo smantellamento degli edifici vulcanici pre-esistenti. I ciottoli mostrano una forte isorientazione di origine tettonica sulla superficie della scistosità S_1 .



Fig. 12 - Metaconglomerati della formazione di Monte Santa Vittoria (MSV_a), con i ciottoli isorientati sul piano della scistosità S_1 , affioramento ad E di Santu Lucifero (coord.: 216-997).

In sezione sottile i fenocristalli, di chiara origine magmatica, sono costituiti da quarzo e plagioclasio e talvolta biotite e muscovite. I frammenti litici delle frazioni più grossolane sono in genere costituiti da aggregati quarzo-feldspatici: talvolta a grana molto fine, talvolta con struttura porfirica immersi in una matrice sempre di quarzo e feldspato e di sericite subordinata.

Lo spessore maggiore, circa 300 m, si osserva nel rilievo di M. S. Vittoria, ma è chiaramente dovuto a raddoppi tettonici per pieghe isoclinali e faglie inverse (v. tav.2), in ogni caso dai dati di campagna sembra che questo possa variare localmente da pochi fino a circa un centinaio di metri.

Metagrovacche e metandesiti MSV_b (v. formazione di Serra Tonnai): affiorano in maniera discontinua a N di Pizzu Mannu, presso M. Corongiu e a W di M. S. Vittoria. Nella parte meridionale del Foglio altri affioramenti importanti si osservano presso Bruncu Brevexilis, M. Truiscu e più a N lungo il Rio Serra Suergiu.

Sono metaepiclastiti verdastre, prevalentemente metagrovacche, massive o in bancate di alcuni metri di spessore, con abbondanti frammenti litici che conferiscono alla roccia un caratteristico aspetto macchiettato. A queste si intercalano metavulcaniti grigio scure di composizione da andesitica a basaltica. Sono spesso caratterizzate dalla presenza di caratteristici fenoclasti verdastrici di epidoto o bianchi di plagioclasio e talvolta da vacuoli da millimetrici fino a centimetrici (vedi affioramenti sulla sponda N del Lago di Mulargia, fig.13) riempiti da calcite e avvolti da clorite, riconducibili ad una alterazione di tipo spilitico.



Fig. 13 - Metagrovacca appartenente alla formazione di Monte Santa Vittoria (MSV_b) con caratteristici vacuoli, affiorante presso il Lago di Mulargia (coord.: 199-876).

In sezione sottile nelle metavulcaniti è evidente una struttura blastoporfirica, con microfenocristalli che sono in genere aggregati quarzo-feldspatici, con lamine di clorite, pseudomorfi su plagioclasio e aggregati cloritico-epidotici pseudomorfi su originali minerali femici. La massa di fondo è in genere composta da plagioclasio intersertale.

Nelle metagrovacche i frammenti litici sono costituiti da plagioclasio albitico e abbondanti resti, anche millimetrici, di scisti cloritici verde scuro. Sia i frammenti litici delle metagrovacche sia i fenocristalli delle metavulcaniti sono fortemente isorientati sul piano della scistosità principale.

Questa successione vulcanica, compresa tra l'Arenig ed il Caradoc sarebbe il prodotto effusivo di una fase di convergenza e subduzione di crosta oceanica sotto crosta continentale di tipo andino (CARMIGNANI *et alii*, 1992; DI PISA *et alii*, 1991).

Ordoviciano ?Medio

1.3.4. - *Metadoleriti* (md)

Talvolta in letteratura, anche quella grigia, sono definite con il vago termine di metabasiti. Sono corpi filoniani, raramente piccoli ammassi, che affiorano diffusamente intrudendo le arenarie di San Vito. Gli affioramenti più significativi sono sulle sponde del Lago medio del Flumendosa, alcuni in parte sommersi. Altri affioramenti sono frequenti a SE del M. S. Vittoria.

Si distinguono dai filoni tardoercinici perché hanno subito gli effetti del metamorfismo regionale: la scistosità ercinica diffusa nelle metamorfite incassanti interessa le metadoleriti, anche se con minore pervasività. Macroscopicamente si presentano in genere con un aspetto grigio scuro, con sfumature verdastre, talvolta con una evidente porfiricità per fenocristalli di plagioclasio.

In sezione sottile è ben conservata una tessitura intersertale, marcata da relitti di plagioclasio in una massa di fondo cloritico-epidotica pseudomorfa su minerali femici. Si osservano inoltre abbondanti ossidi metallici (prevalentemente ilmenite). Talvolta sono presenti anche relitti di orneblenda.

Lo spessore massimo dei corpi filoniani è in genere di 5-6 m.

L'età è definita in quanto le metadoleriti intrudono le arenarie di San Vito ma non attraversano mai le formazioni dell'Ordoviciano Superiore.

In assenza di studi di dettaglio, queste rocce basiche sembrano avere un'affinità chimica di tipo alcalino: infatti DI PISA *et alii* (1991) le interpretano come basalti intra-placca in giacitura intrusiva, ma in relazione con le metavulcaniti effusive dell'Ordoviciano Superiore che sono state cartografate come ACN_b.

?Ordoviciano Medio-Superiore

1.3.5. - *Formazione di Orroledu (ORR)*

Questa formazione è stata descritta da BOSELLINI & OGNIBEN (1968) con il nome di “Arenarie di Orroledu”. Affiora estesamente nella zona compresa tra Genna Nuscai ed Esterzili e quindi in continuità da Funtana de Idda fino a Sainali, a Cambeddas e al Lago di Mulargia presso M. Pardie, Sa Perdandoia e Riu Umbrarutta.

Si tratta di un complesso litostratigrafico piuttosto vario. Nella parte inferiore, non necessariamente alla base, si hanno metagrovacche, metarenarie arcosiche e metaconglomerati (**ORR_a**) matrice-sostenuti, con clasti di quarzo bianco e nero e frammenti litici mediamente arrotondati, di dimensioni massime di 1-2 cm, come si può osservare nei pressi di Genna Larza. La matrice è quarzosa e di colore biancastro. Su queste poggiano in continuità metarenarie e metasiltiti varicolori. Le metarenarie presentano generalmente una scarsa selezione, con elementi di dimensioni variabili da granuli a *silt*, presentano inoltre forti variazioni laterali di spessore e di composizione che rendono impossibile ricostruire una successione stratigrafica valida su aree sufficientemente vaste. Le metasiltiti hanno un colore variabile dal grigio al nocciola, sono interessate da un clivaggio ardesiaco penetrativo, e in genere non hanno evidenti strutture primarie. Le frazioni silteose hanno un aspetto spesso vacuolare, dovuto alla dissoluzione di resti fossili. Talvolta si rinvengono, intercalati, livelli metrici di originari calcari tipo *mudstone*.

In sezione sottile è spesso evidente una laminazione tettonica che macroscopicamente viene scambiata per una superficie primaria. Sempre a causa della deformazione la tessitura è fortemente isorientata, con evidenza di miche detritiche e di cristalli di quarzo e plagioclasio. In prossimità del sovrascorrimento della Barbagia si osserva una deformazione milonitica testimoniata da microstrutture frequenti nel quarzo, come rotazioni di sub-grani e migrazioni dei margini dei cristalli. Subordinatamente si osservano clorite, biotite, zircone (talvolta in livelli particolarmente ricchi), apatite e tormalina. Nei livelli conglomeratici i litoclasti sono spesso di natura vulcanica.

Abbastanza comunemente nelle metasiltiti e raramente nelle metarenarie, sono state rinvenute associazioni fossilifere contenenti abbondanti brachiopodi, articoli di crinoidi, briozoi (ad es. *Chasmatopora corniculata* Meneghini, 1880), ostracodi, gasteropodi e rari frammenti di trilobiti. In località Umbrarutta poco ad E da Siurgus Donigala, FERRETTI & SERPAGLI (1991) descrivono una fauna a conodonti con la biozona ad *Amorphognathus ordovicicus*. Questa fauna mostra una stretta correlazione con quella rinvenuta nella formazione di Portixeddu nella Sardegna sud-occidentale (CONTI, 1990; LEONE *et alii*, 1991).

In base a questa associazione fossilifera la formazione è attribuita all’Ordoviciano Superiore.

La formazione ha un carattere trasgressivo alla base della “trasgressione caradociana” e poggia su tutte le litofacies della formazione di Monte Santa Vittoria. Lo spessore fortemente variabile probabilmente dipende dell’irregolarità degli apparati vulcanici che essa trasgredisce. La parte superiore testimonia l’instaurazione di ambienti litorali e di piattaforma neritica a sedimentazione terrigena.

Ordoviciano Superiore

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

La formazione è stata recentemente inclusa tra le unità geologiche tradizionali italiane validate (CITA *et alii*, 2007a), proponendo una suddivisione diversa da quella utilizzata durante il rilevamento, eseguito negli anni 2000-2002, che includeva anche la facies detta “Scisti a Tentaculiti” non formalizzata dai suddetti autori.

Affiora estesamente nella parte N del Foglio, tra Genna Laccesu e Pusserra, e con continuità, interrotta dalla faglia di Esterzili, fino a Genna Nuscai.

Sono metapeliti nerastre carboniose, con alternati livelli di “liditi”. Nella parte alta della successione sono associati metacalcari grigi, a volte scuri (**SGA_a**), con livelli millimetrici di materiale pelitico che marcano un clivaggio per dissoluzione, con crinoidi ed orthoceratidi (fig.14).

Nelle porzioni più grossolane, in sezione sottile, si osserva una tessitura inequigranulare per cristalli di quarzo e di mica detritica. Talvolta il quarzo mostra livelli con individui aventi un’orientazione preferenziale, a testimonianza di zone di taglio duttile milonitiche, giustificate dalla prossimità con il sovrascorrimento dell’Unità della Barbagia. La matrice è costituita da sostanza carboniosa e da fillosilicati, anch’essi fortemente isorientati e prodotti da una ricristallizzazione dinamica. Nelle frazioni fini aumenta la presenza di mica chiara ricristallizzata dinamicamente.

I fossili rinvenuti negli argilloscisti carboniosi e nei metacalcari, nonché le analogie litologiche e stratigrafiche permettono di attribuire questa formazione al Siluriano - Devoniano Inferiore.

La parte basale della formazione poggia sui metasedimenti dell’Ordoviciano Superiore che passano a quelli siluriani in modo graduale e continuo, mediante un aumento di livelli a granulometria fine di colore grigio scuro, ed una contemporanea diminuzione dei metasedimenti clastici grossolani.

La parte alta è costantemente laminata dal contatto tettonico alla base dell’Unità della Barbagia. L’intera successione ha spessori variabili a causa delle frequenti laminazioni e ripetizioni tettoniche e può arrivare sino a 100 m.

Siluriano - Devoniano Medio



Fig. 14 - Livello di metacalcare degli Scisti a Graptoliti (SGA_g), con resti di articoli di crinoidi, la foliazione nella foto è di natura tettonica; presso Genna Iois (coord.: 261-037).

1.4. - UNITÀ TETTONICA DELLA BARBAGIA

Nell'alto Sarcidano e in Barbagia, al di sopra delle formazioni siluro-devoniane dell'Unità di Meana Sardo, affiora un potente complesso di metamorfiti di basso grado costituito prevalentemente da una successione terrigena nota in letteratura come "Postgotlandiano" o Complesso metamorfico di basso grado della Barbagia. Tale complesso che rappresenta la terminazione meridionale delle falde interne, costituisce il nucleo della Sinforme della Barbagia e buona parte del massiccio del Gennargentu (v. tav.1).

Il contatto di base dell'Unità tettonica della Barbagia affiora nella zona a N di Esterzili compresa tra Cuccuru 'e Mantesi e Valle Bertezzu, e quindi in continuità dal settore di Pirastu Lobau e Sartasoni fino a Genna Laccesu. Questo ha tutte le caratteristiche di un contatto tettonico di prim'ordine, marcato da fasce cataclastico-milonitiche, ed è discordante sulle formazioni dell'unità sottostante tagliando attraverso la successione siluro-devoniana fino a poggiare sulla formazione di Monte Santa Vittoria lungo il Rio Salixi.

1.4.1. - *Formazione delle filladi grigie del Gennargentu (GEN)*

Si tratta di una successione litostratigrafica costituita da una irregolare alternanza di livelli da metrici a decimetrici di metarenarie quarzose micacee, quarziti, filladi quarzifere, filladi e metasiltiti. In taluni casi la somiglianza con le successioni cambro-ordoviciane è molto netta, in altri casi prevalgono invece termini più quarziticci o metarenarie a grana fine e metasiltiti.

In campagna è spesso evidente un *layering* bimodale, che corrisponde però ad una foliazione tettonica. Spesso è possibile osservare in *microlithons* una foliazione tettonica ancora più vecchia. Quindi ogni evidenza delle strutture sedimentarie primarie è stata cancellata.

In prossimità del contatto tettonico che sovrappone l'Unità della Barbagia su quella di Meana Sardo si osservano fasce milonitiche ampie alcune decine di metri, con presenza di nastri di quarzo che, in sezione sottile, mostrano una orientazione preferenziale dei singoli cristalli.

Lo spessore originario della formazione non è valutabile, poiché nell'area del Foglio la base è sempre interessata dal Sovrascorrimento della Barbagia e non affiora mai il tetto.

Per quanto riguarda l'ambiente di deposizione, valgono le considerazioni esposte per le arenarie di San Vito con le quali la formazione delle filladi grigie del Gennargentu è ipoteticamente correlata.

?Cambriano - ?Ordoviciano

2. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

Nel Foglio 540 "Mandas" il complesso intrusivo tardo-paleozoico (Carbonifero Superiore - Permiano) è costituito da limitate intrusioni s.s., diffusi corpi filoniani ed ammassi correlati. Il complesso intrusivo è denominato granodioriti di Punta Trempu (TPU). I filoni magmatici sono abbastanza diffusi in tutto il basamento, ma sono stati cartografati solo quelli più continui e con maggiori spessori.

2.1. - GRANODIORITI DI PUNTA TREMPU (TPU)

2.1.1. - *Facies Fiume Mannu*

Affiora esclusivamente nel rilievo di P.ta Trempu, nella parte centrale del Foglio, circondato da sedimenti miocenici, dove costituisce corpi allungati con estensioni areali da poche decine di mq a circa 1 kmq.

Si tratta di rocce intrusive a composizione granodioritica, struttura olocristallina equigranulare e tessitura anisotropa, con fenocristalli di plagioclasio, K-feldspato e quarzo; la biotite può raggiungere circa il 15% del totale (fig.15). Talvolta è presente l'anfibolo (orneblenda).

La giacitura di questi corpi è in genere sub-verticale. Hanno indotto un esteso termometamorfismo nelle metamorfiti che costituiscono il rilievo isolato di P.ta Trempu. Talvolta i minerali di formazione termometamorfica mostrano sui bordi del contatto con le metamorfiti una spiccata isorientazione. La foliazione interna alle masse intrusive non è concordante con quella delle metamorfiti che costituiscono l'incassante.

Poco ad E di Mitza sa Sposa, lungo il corso del Fiume Mannu, affiora una massa basica a composizione gabbro-tonalitica, di colore scuro, a grana fine equigranulare, con abbondante anfibolo e biotite, scarso quarzo.

Carbonifero Superiore - Permiano

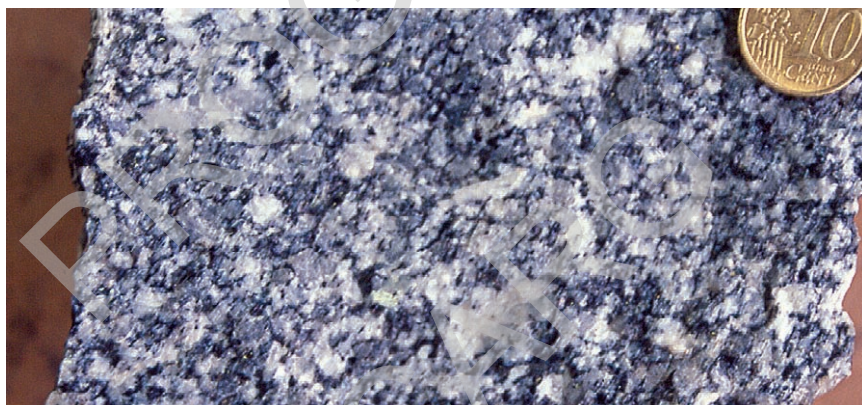


Fig. 15 - Campione della granodiorite di Punta Trempu, raccolto presso la diga di Is Barrocos (coord.: 075-001).

2.2. - FILONI ED AMMASSI DI PORFIDI GRANITICI (fp)

Affiorano con continuità in tutto il basamento metamorfico del Foglio, ed in particolare nelle aree circostanti il Lago medio del Flumendosa. Talvolta costituiscono ammassi anche di dimensioni ragguardevoli, come quello di Sant'Antonio (poco a W di Nurri) che affiora per circa 0,5 kmq.

Sono rocce più tenaci e compatte rispetto alle rocce incassanti e di norma costituiscono zone morfologicamente in rilievo.

Presentano struttura isotropa porfirica per la presenza di fenocristalli di K-feldspato, quarzo e subordinatamente biotite e rara muscovite, immersi in una massa di fondo granofirica. La porfirità è più pronunciata negli ammassi.

L'aureola termometamorfica è poco sviluppata. Non presentano un'isorientazione preferenziale dei cristalli e lineazioni di flusso.

I corpi filoniani di questa composizione sono diffusi in tutta l'area e mostrano una notevole costanza di spessore e giacitura, in genere nettamente discordanti rispetto alle discontinuità presenti nel basamento (superfici di scistosità o contatti di sovraccorrimento). Le direzioni variano tra N-S e NNW-SSE. Le dimensioni sono molto variabili, da qualche metro a parecchie centinaia di metri di lunghezza, con spessori fino ad alcune decine di metri. Gli esempi più vistosi affiorano nella zona di N.ghe Cangialis e presso Perdarubia a NE di Sedda sa Va'.

Carbonifero Superiore - Permiano

2.3. - FILONI IDROTERMALI DI QUARZO PREVALENTE (**fq**)

Affiorano in maniera diffusa nel basamento cristallino, secondo una direzione prevalente N-S. Si tratta di filoni di origine idrotermale prevalentemente quarzosi, con spessori che raramente superano qualche metro. Contengono spesso barite e mineralizzazioni a solfuri misti. Sono stati cartografati solo quelli più potenti e continui, alcuni dei quali in passato oggetto di ricerche e/o coltivazioni minerarie.

Carbonifero Superiore - Permiano

2.4. - FILONI INTERMEDIO-BASICI (**fi**)

Sono molto frequenti in tutto il basamento del Foglio Mandas. Le direzioni dominanti sono N-S, NNW-SSE e subordinatamente E-W. Di norma profondamente alterati, il loro spessore è generalmente molto modesto, e comunque non superiore ai 10 m. I più importanti affiorano nel settore centro-orientale del Foglio.

Mostrano struttura sub-africa o debolmente porfirica; l'associazione fenocristallina è caratterizzata da plagioclasio, anfibolo verde (spesso trasformato in aggregati anfibolici) e rara olivina, quasi completamente sostituita da talco. La massa di fondo è variabile da intersertale a subofitica. Nelle facies marcatamente porfiriche e microgranulari, a questa associazione cristallina si aggiungono frequentemente biotite e quarzo interstiziale di cristallizzazione tardiva. Presentano chimismo da andesitico a basaltico.

Carbonifero Superiore - Permiano

3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA

La successione permiana è costituita da rocce sedimentarie e vulcaniche ed interessa due aree contigue nella parte sud-orientale del Foglio (Lago di Mulargia e zona di Sa Fossada), separate da un alto strutturale, attualmente occupato da espandimenti basaltici pliocenici.

Rispetto a quanto riportato nei contigui Fogli 541 “Jerzu” e 549 “Mura-vera”, si è preferito distinguere nella successione 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 (fig.16).

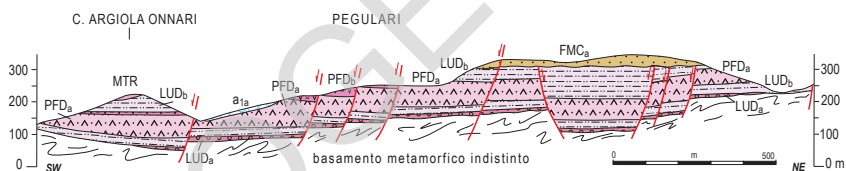


Fig. 16 - Sezione geologica attraverso il bacino permiano presso Sa Fossada (vedi traccia della sezione in tav.2).

La successione vulcano-sedimentaria tarso-paleozoica è perciò distinta come segue (tav.4):

- Formazione di Rio su Luda (**LUD**): conglomerati, epivulcanoclastiti ed argilliti con rari livelli carbonatici;
- piroclastiti di flusso (**PFD_a** e **PFD_b**): insieme litologico, distinto in due litofacies intercalate in LUD in due intervalli ben definiti;
- lave in colata andesitiche (**MTR**): insieme litologico, lave in colata con resti dell'apparato di alimentazione in giacitura intrusiva nel resto della successione permiana.

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

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

La formazione è stata recentemente inclusa tra le unità geologiche tradizionali italiane validate (CITA *et alii*, 2003).

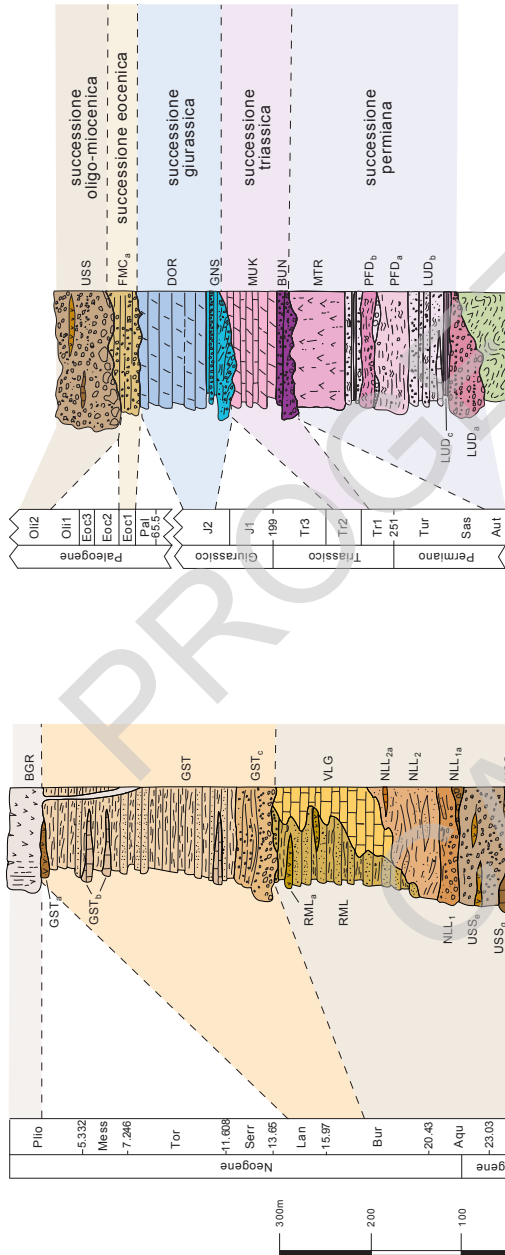
Affiora con continuità sia sulla sponda orientale e settentrionale del Lago di Mulargia, che ad E dell'altopiano basaltico di Tacchixeddu. Vi sono state distinte tre litofacies, un conglomerato basale, cui seguono depositi clastici ed epiclastici, ed intercalate siltiti carboniose nere.

Il conglomerato basale (**LUD_a**) affiora particolarmente lungo le sponde del Lago di Mulargia, dando luogo ad estesi affioramenti presso Case Mulargia, Riu su Tuvu, Pitzu de Mataracui e Moizzu Mannu. La formazione comincia con un conglomerato poligenico eterometrico (fig.17) con clasti scarsamente elaborati di metamorfiti, quarzo in subordine, massivo e spesso con piccole strutture canalizzate, che giace in discordanza angolare (*non-conformity*) sul basamento ercinico. Presenta una prevalente colorazione rosso-violacea. Lo spessore è solitamente di pochi metri nella parte orientale, massimo 15 m presso Moizzu Mannu, ed aumenta verso W raggiungendo spessori di circa 30 m, anche se a causa di alcune faglie dirette, cartograficamente lo spessore sembra maggiore.

Al di sopra del conglomerato basale affiorano epivolcanoclastiti varicolori (**LUD_b**): sono irregolari alternanze da decimetriche a metriche di cineriti ed epiclastiti prevalentemente argillitico-siltitiche e più raramente arenacee di colore variabile dal grigio scuro al rossastro. Nei livelli basali si intercalano localmente calcari grigi in banchi massivi anche di 2-3 m, di ambiente lacustre (Case Lai e Case Podda). Dato che le litologie sono particolarmente erodibili, tali depositi sono spesso ricoperti da detriti. Lo spessore è di circa 20-30 m.



Fig. 17 - Conglomerato basale della formazione di Rio su Luda (**LUD_a**), presso Monti Auras (coord.: 190-895).



SIGLE DI FORMAZIONI, MEMBRI E LITOFACIES

- BGR: Basalti delle Giare**
- GST: Marne di Gesturi**
- GST_a**: tutti pomice ed arenarie feldspatiche
- GST_b**: calcareniti a litolamini
- GST_c**: arenarie e conglomerati
- RML: Formazione della Marmilla**
- RML_a**: tutti biancastri
- VLG: Calcarei di Villagreca**
- NLL: Formazione di Nurallu**
- NLL_a**: arenarie carbonatiche
- NLL_b**: Arenarie di Serra Longa
- NLL_c**: Conglomerato di Duidduru
- NLL_d**: conglomerati a blocchi
- USS: Formazione di Ussana**
- USS₁**: calcari lacustri
- USS₂**: travertini
- USS₃**: vulcaniti
- USS₄**: vulcaniti
- FMC: Formazione di Monte Cardiga**
- FMC_a**: conglomerati poligenici
- DOR: Formazione di Dorgali**
- GNS: Formazione di Genna Seloe**
- MUK: Muschelkaik Auert.**
- BUN: Buntsandstein Auert.**
- MTR: Andesiti di Matarauci**
- PFD: Piroclastiti di sa Fossada**
- PFD_a**: piroclastiti di flusso
- PFD_b**: piroclastiti ed epiclastiti
- LUD: Formazione di Rio su Luda**
- LUD_a**: siltiti nere
- LUD_b**: epivulcanoclastiti varicolori
- LUD_c**: conglomerato poligenico

SIMBOLI LITOLOGICI

- conglomerati e breccie
- arenarie
- siltiti
- mame
- andesiti
- piroclastiti di flusso massive ed ignimbriti massive
- basalti
- vulcaniti e livelli vulcanoclastici
- calcarei
- dolomie
- travertini
- metamorfiti

Tav. 4 - Colonne stratigrafiche delle successioni permiana, mesozoica e terziaria affioranti nel Foglio 540 "Mandas".

La successione è interrotta dalle piroclastiti (**PFD**) descritte nel paragrafo seguente, su cui poggia in discordanza angolare (circa 10-15°) una breccia cementata, da grossolana fino a microconglomeratica, poligenica e fortemente eterometrica. I clasti, da molto arrotondati ad angolosi, sono derivati dalla riorganizzazione delle sottostanti ignimbriti, con rari elementi di quarzo e di metamorfiti del basamento. Il colore varia da rosso a grigio-verde. Questa breccia sembra variare sia lateralmente che verticalmente ad un'altra breccia, localmente a clasti arrotondati, che risulta di composizione andesitico-dacitica e spesso presenta una parziale organizzazione.

Lo spessore di questi depositi epiclastici, molto variabile, raggiunge i 50 m.

Nei pressi Taccu Caronas, intercalato in LUD_b, affiora un livello decimetrico di siltiti nere e argilliti (**LUD_c**) carboniose, fittamente foliate, con abbondanti resti fossili vegetali. Questa litofacies è correlabile alle medesime affioranti nei bacini di Perdasdefogu e di Seui, già cartografate (con la medesima sigla) nel Foglio 541 "Jerzu". A questa litofacies segue un livello conglomeratico alternato a livelli arenacei di colore grigio chiaro, cartografato come LUD_b.

La stessa successione, sebbene assai ridotta nello spessore, affiora nel settore orientale del Lago Mulargia (loc. Pitzu de Mataracui). Sporadiche porzioni invece affiorano sotto le colate basaltiche terziarie nel versante meridionale di Taccu Maggiore (loc. Serra is Craias).

La litofacies LUD_b, ed in particolare quella LUD_c, contengono resti fossili di piante, ben descritti da diversi Autori (BROUTIN *et alii*, 1995; BROUTIN *et alii*, 1996; PECORINI, 1974b), sia macro che microflora, che permettono un'attribuzione all'Autuniano, come già ipotizzato da altri Autori per il bacino di Seui, caratterizzato da un'analogha successione litostratigrafica (COMASCHI CARIA, 1959; MAXIA, 1938).

Permiano Inferiore (Autuniano)

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

Affiorano in particolare a E di Moizzu Mannu e, in spessori limitati, presso Pitzu de Mataracui e Pegulari.

Sono principalmente ignimbriti con tessitura eutassitica a chimismo riolitico-riodacitico. È stata distinta una litofacies più massiva (**PFD_a**) con fenocristalli di quarzo, K-feldspato, plagioclasio, biotite e con brandelli di pomice e fiamme. In genere il colore è rosato e nella parte alta spesso sono presenti livelli cineritici.

La potenza varia da pochi metri (Casa Carta, Pollasteri) a 12-15 m, fino ad oltre 25 m nella zona di Argiola Onnari. I rapporti laterali, gli spessori, le giaciture e le discordanze angolari con il substrato fanno pensare che tale litofacies sia canalizzata lungo paleovalli (paleodepressioni?) di direzione circa NW-SE.

Separata talvolta da un conglomerato potente pochi decimetri (cartografata come LUD_b, cfr. § 3.1.), affiora un'altra unità ignimbritica (**PFD_b**) caratterizzata da una granulometria più grossolana ricca in frammenti litici di dimensioni centimetriche e pomice. Il chimismo è variabile da andesitico a dacitico. Lo spessore non è costante, variando da 0 a 10 m.

Permiano Inferiore

3.3. - ANDESITI DI MATARACUI (**MTR**)

La successione permiana è chiusa da lave in colata, che originano gli espandimenti di Pitzu de Mataracui e Pira Pintada. Affiorano esclusivamente nel settore SE del Foglio: sulla sponda orientale del Lago di Mulargia e in località Sa Fossada, in riva sinistra del Fiume Flumendosa. In quest'ultima area (loc. Pirona), si riconoscono anche i condotti di alimentazione delle colate, che tagliano la successione sottostante.

Si tratta di lave in colata di colore scuro, omogenee con struttura olocristallina generalmente porfirica per fenocristalli di plagioclasio in individui con dimensioni massime di 2 cm (fig.18). Il quarzo è raro e mostra caratteristici



Fig. 18 - Struttura porfirica nella lava andesitica permiana (MTR). Presso Pira Pintada, coord.: 268-844.

bordi di corrosione. I femici sono prevalentemente orneblenda e pirosseno, in glomerofiri, spesso cloritizzati, e subordinata biotite. La pasta di fondo è micro o criptocristallina, costituita prevalentemente da feldspato e ossidi. Il chimismo è andesitico.

Il limite inferiore poggia sempre sopra la litofacies LUD_b della formazione di Rio su Luda. Il limite superiore, quando non eroso, è trasgredito dalle arenarie e conglomerati del membro basale della formazione di Monte Cardiga (FMC_a). Lo spessore delle colate raggiunge i 50 m.

Permiano Inferiore

4. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESOZOICA

La successione sedimentaria mesozoica del Foglio Mandas è costituita da due sintemi separati da una discordanza: il sintema triassico e il sintema giurassico (fig.19, v. tav.4). Ciascun sintema inizia con depositi terrigeni continentali o costieri, ed evolve verso depositi francamente marini.

Il Triassico inizia con depositi continentali (Buntsandstein *Auct.*) e termina con calcari neritici (Muschelkalk *Auct.*).

Il Giurassico inizia con sedimenti fluviali e transizionali (formazione di Genna Selole) e termina con calcari dolomitici di piattaforma neritica (formazione di Dorgali).

Recentemente COSTAMAGNA *et alii* (2000) hanno realizzato uno studio stratigrafico nel quale propongono una nuova nomenclatura per le formazioni mesozoiche della Sardegna centro-meridionale. In accordo con quanto suggerito dalla Commissione Italiana di Stratigrafia, tenuto conto del criterio di precedenza e di salvaguardia dei nomi storici, si è preferito continuare ad usare i vecchi nomi formazionali.

4.1. - BUNTSANDSTEIN AUCT. (BUN)

La formazione è stata recentemente inclusa tra le unità geologiche tradizionali italiane validate (CITA *et alii*, 2007b).

In COSTAMAGNA *et alii* (2000) viene definita come “Formazione di Escalaplano”, mentre i vecchi Autori la definivano insieme alla successione permiana come “Permo-Trias” (DAMIANI & GANDIN, 1973a; DAMIANI & GANDIN, 1973b; c; DAMIANI, 1979; PECORINI, 1974b; VARDABASSO, 1959; 1966b).

Affiora con giacitura suborizzontale nella zona di Ortu des Caidus, Genna Xeas, S’Accuzerei e a S di Bruncu Murdegus.

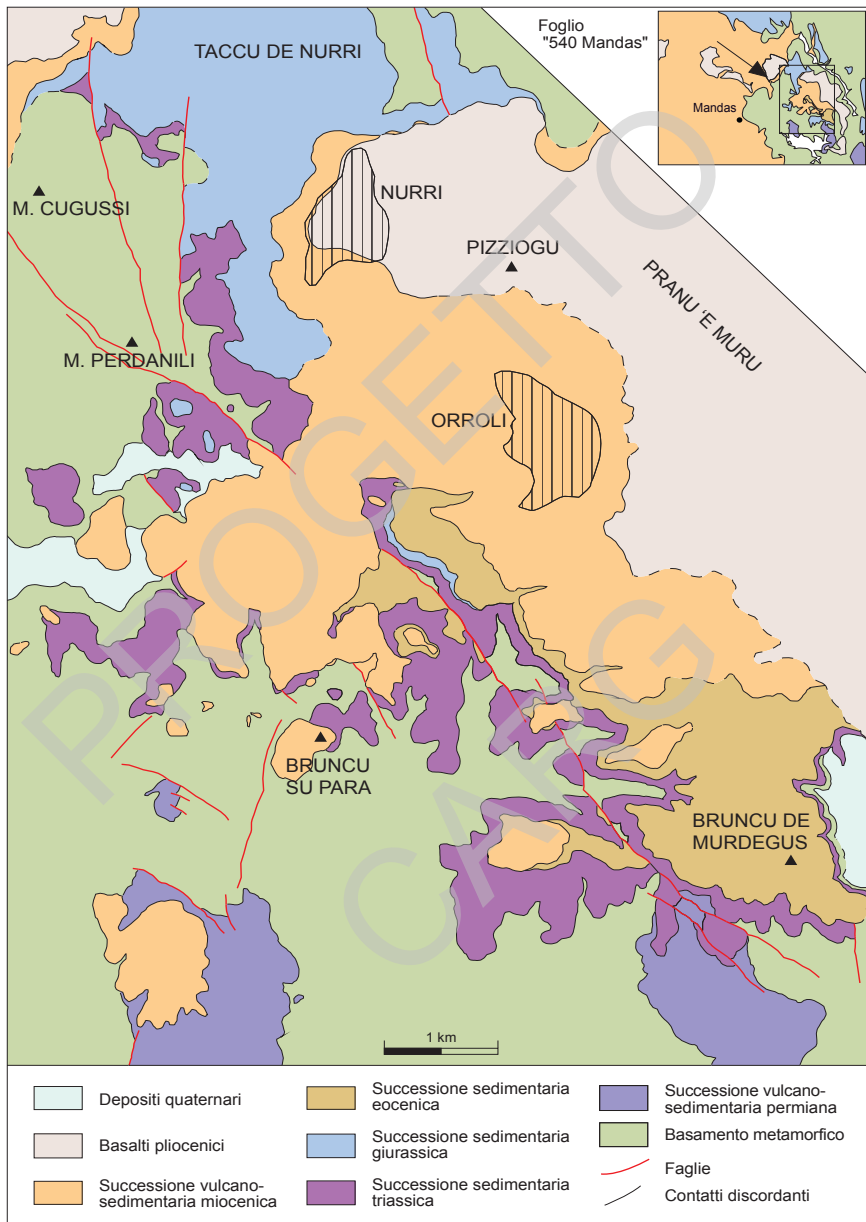


Fig. 19 - Schema delle successioni post-erciniche separate da importanti discordanze angolari nell'area di Orroli e Nurri.

Generalmente la successione inizia con un metro o due di conglomerato poligenico rossastro con abbondante matrice sabbiosa, costituito in prevalenza da clasti di quarzo e, in misura minore, da metamorfiti del basamento. Questo conglomerato è sormontato da un'alternanza centimetrica e decimetrica di argilliti marnose, di siltiti e subordinate arenarie generalmente rossastre e più raramente grigio-verdastre. Spesso, ad esempio presso Bruncu su Para, si osservano strutture evaporitiche tipo *halite casts* alla base degli strati marnoso-arenacei. In località Su Scaluzzu, si osserva una sezione continua costituita da argilliti stratificate, nerastre, potenti circa 2 m. In località Su Putzu affiora una sezione più completa, direttamente discordante sul basamento metamorfico paleozoico, caratterizzata da conglomerati eterometrici di colore rossastro con clasti prevalentemente di quarzo e subordinati frammenti di metamorfiti. Su questi poggiano arenarie ed argille varicolori che sembrano fare da transizione alla sovrastante formazione del Muschelkalk *Auct.*

In sezione sottile la matrice è spesso arenaceo-carbonatica con cemento dolomitico, con aumento verso l'alto della frazione carbonatica.

Il contatto inferiore è sempre in discordanza angolare sul basamento metamorfico e sui depositi permiani, sia a scala cartografica che a quella dell'affioramento, come ad esempio ad E di Serra su Zinnibiri sui depositi autuniani. Il contatto superiore è ben esposto lungo una strada a fondo naturale presso Funtana Nuxi, dove argille grigio-verdi del Buntsandstein *Auct.* passano rapidamente ed in maniera netta a dolomie giallastre del sovrastante Muschelkalk *Auct.*, laddove queste mancano, esso è ricoperto in discordanza da sedimenti giurassici o eocenici.

Lo spessore non supera i 20 m, e talvolta la formazione è del tutto assente.

Microflore fossili caratterizzate da numerosi esemplari appartenenti a diverse *taxa* sono state descritte per la parte inferiore della formazione da COSTAMAGNA *et alii* (2000), che segnalano la presenza di *Stellapollenites muelleri* (PITTAU DEMELIA & FLAVIANI, 1982) e *Dyupetalum vicentinense* ed un'associazione sporo-pollinica tipica dell'Anisico superiore (Pelsonico). Basandosi sui tassi di sedimentazione in ambienti simili gli stessi Autori non escludono un possibile Ladinico Inferiore.

L'ambiente di sedimentazione è continentale, di piana alluvionale-transizionale, in prossimità di lagune ipersalate.

Triassico medio (Anisico)

4.2. - MUSCHELKALK AUCT. (MUK)

La formazione è stata recentemente inclusa tra le unità geologiche tradizionali italiane validate (CITA *et alii*, 2007b).

In COSTAMAGNA *et alii* (2000) viene definita come “Formazione di Monte Majori”. Questa formazione affiora nella zona di Ortu des Caidus, Genna Xeas, S’Accutzerei e a S di Bruncu Murdegus.

È costituita da calcari stratificati con laminazioni e tracce di bioturbazioni, dolomie e calcari dolomitici mal stratificati, di colore grigio-giallo e nocciola; a tetto della successione i calcari possono essere silicizzati. Presso Bruncu su Para, in concordanza sul Buntsandstein *Auct.* affiorano per circa un metro di spessore dolomie marnose giallognole ben stratificate, e circa 20 m, non sempre ben esposti, di dolomie grigio-gialle sottilmente stratificate, con laminazioni gibbose, ondulate e rari *ripple mark*, ricoperte in discordanza da calcari miocenici. Sono frequenti i *mold* evaporitici (solfati ed alite). Nella parte alta spesso prevalgono i calcari tipo *mudstone* o *wackestone*, a volte dolomitizzati. Presso Bruncu Geroni si osservano dolomie stratificate con *Dasieladaceae*, mentre a Su Scaluzzu si ripete un’alternanza di dolomie gialle e dolomie marnose.

Il contatto inferiore con il Buntsandstein è netto, talvolta le dolomie poggiano direttamente sul basamento metamorfico. Il contatto superiore è spesso erosivo, e passa per discordanza sia alle formazioni giurassiche (fig.20) che a quelle terziarie paleo o neogeniche. Lo spessore massimo affiorante è di 20 m.

La successione è stata attribuita ad un generico Triassico medio-Superiore, in facies *Muschelkalk* superiore da DAMIANI & GANDIN (1973b) e perciò, verosimilmente, con un’età ladinica. Sulla base delle caratteristiche sedimentologiche gli Autori propongono un ambiente deposizionale di mare basso.

Triassico medio (Ladinico)

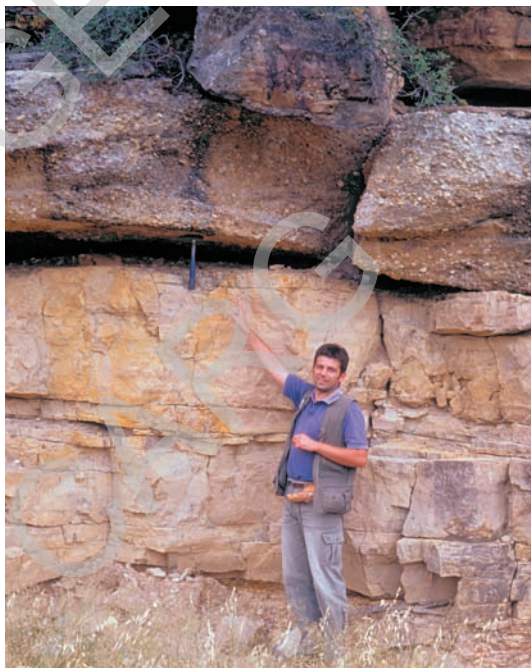


Fig. 20 - Contatto tra le dolomie gialle del *Muschelkalk* e i conglomerati quarzosi della formazione di Genna Selole presso Orroli.

4.3. - FORMAZIONE DI GENNA SELOLE (GNS)

Nell'area del Foglio questa unità affiora alla base della cornice carbonatica giurassica, talora con spessori modesti, fino a 0 m in alcune località (v. tav.4).

Spesso le condizioni di affioramento sono poco favorevoli, a causa delle falde di detrito che orlano il bordo dei Tacchi. Buone esposizioni esistono nella parte orientale del Foglio (Coi Puddas, Sedda Intrezza, Taccu 'e Linu), nella zona a N di Nurri (N.ghe Is Cangialis, Funtana Murtas, N.ghe Sutta Corongiu) e soprattutto a W di Villanovatulo in località P.ta Su Corongiu e P.ta Su Crobu.

La formazione (DIENI *et alii*, 1983) è costituita da conglomerati monogenici quarzosi, con intercalazioni di quarzoareniti biancastre e argille bianche o grigio-chiare caolinitiche, con clasti ben arrotondati costituiti dai litotipi del basamento più resistenti all'erosione (quarzo prevalente e subordinatamente "liditi", porfidi, quarziti, *etc.*); sono frequenti strutture sedimentarie quali gradazioni, laminazioni incrociate e parallele (fig.21). Associate si rinvengono spesso argille da grigio-scuro a grigie, a biancastre, con subordinate intercalazioni di conglomerati monogenici quarzosi e frammenti, localmente abbondanti, di lignite nera con la caratteristica fratturazione concoide. Nelle argilliti e siltiti sono abbondanti resti vegetali e pirite. Talvolta alla base del conglomerato affiorano paleosuoli ricchi in ossidi e idrossidi di ferro (il cosiddetto "Ferro dei Tacchi" *Auct.*), derivati da una lunga evoluzione pedogenetica di tipo lateritico in clima caldo-umido.

Nell'area rilevata questa formazione generalmente ricopre in discordanza il basamento metamorfico; solo lungo il Rio Pittonni essa poggia in discordanza angolare sulla successione triassica. La formazione è ricoperta in concordanza dai calcari giurassici della formazione di Dorgali (fig.22). Ha spessori variabili da pochi metri fino a 30 m. In base alle paleoflore l'unità è attribuita al Bajociano (DEL RIO, 1977) anche se la presenza di parte del Bathonianiano non può essere esclusa.

L'ambiente deposizionale della formazione è fluviale, e diviene lacustre e palustre nella parte superiore (COSTAMAGNA & BARCA, 2004).

Giurassico Medio (Dogger)

4.4. - FORMAZIONE DI DORGALI (DOR)

Questa formazione, già distinta nei Fogli geologici 1:100.000 (AMADESI *et alii*, 1967), è ben rappresentata in tutta l'area rilevata (Taccu 'e Linu, Taccu sa Pruna, Taccu de Nurri, Taccu S. Maria, *etc.*).

Essa ha qui giacitura da suborizzontale a debolmente inclinata (2-12°) e costituisce una serie di piccoli altopiani tabulari, detti "Tacchi", che caratterizzano fortemente la morfologia della regione.



Fig. 21 - Conglomerato matrice-sostenuto, con clasti di quarzo, della formazione di Genna Selole, a W di Orroli (coord.: 185-938).

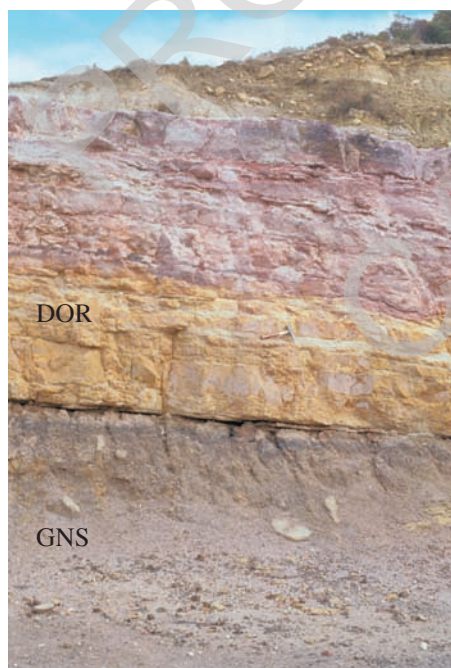


Fig. 22 - Base della successione giurassica presso Funtana Murtas (versante orientale del Taccu de Nurri). Dal basso verso l'alto: GNS formazione di Genna Selole, argille refrattarie e livelli carboniosi con resti vegetali ed arenarie giallastre a cemento dolomitico; DOR formazione di Dorgali, alternanza di dolomie e frazioni arenacee (coord.: 195-988).

Nella parte basale è costituita da calcari marnosi e marne da giallastri a grigi, con locali intercalazioni arenacee e siltitico-argillitiche grigio-verdastre. Seguono dolomie e calcari dolomitici di colore da biancastro a nocciola a rossastri, fossiliferi (gasteropodi, ostracodi, lamellibranchi, brachiopodi), in banchi da decimetri a metri (figg.23 e 24).

La formazione ricopre in concordanza quella di Genna Selole. Il limite superiore dell'unità è sempre erosivo, con differenti trasgressioni da parte delle successioni cenozoiche: formazione di Ussana (Oligocene superiore), formazione di Nurallao (Miocene Inferiore) e basalti delle Giare.

Lo spessore massimo affiorante è di 50 metri.

L'ambiente deposizionale è di piattaforma neritica.

Giurassico Medio-superiore (Dogger-Malm)



Fig. 23 - Bancate delle dolomie della formazione di Dorgali (Taccu sa Pruna; coord.: 281-943).

5. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TERZIARIA

In discordanza sulla successione mesozoica, e su quella paleozoica, nel Foglio Mandas affiorano depositi dell'intervallo compreso tra l'Eocene Inferiore ed il Pliocene, coperte a tratti dalle coltri quaternarie (v. tav.4 e fig.19).



Fig. 24 - Resti fossili in sedimenti marnosi nella parte basale della formazione di Dorgali, a W di Villanovatulo (coord.: 149-030).

In Sardegna la sedimentazione marina s'interrompe nell'Eocene medio per riprendere alla fine dell'Oligocene e soprattutto all'inizio del Miocene con lo sviluppo, tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara, di diversi bacini in cui si sono depositati oltre 1000 m di sedimenti ("Fossa sarda" *Auct.*).

Tuttavia, dopo l'Eocene Inferiore al di fuori di queste depressioni, 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 caso particolare del Foglio Mandas alla sedimentazione delle formazioni giurassiche segue una nuova prolungata fase di continentalità interrotta dalla trasgressione dell'Eocene Inferiore. Quindi, dopo un altro periodo di cui non rimangono testimonianze, all'Oligocene superiore si ha la messa in posto di vulcaniti e sedimenti continentali trasgressivi. Questi fanno da transizione a successioni prevalentemente marine in cui si distinguono 2 cicli sedimentari che vanno dall'Oligocene superiore al Burdigaliano medio e dal Burdigaliano superiore al Langhiano superiore (ASSORGIA *et alii*, 1997; CARMIGNANI *et alii*, 2001c; CHERCHI & MONTADERT, 1982; SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998).

5.1. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA

Del periodo paleogenico, nella Sardegna centro-meridionale, sono stati finora certamente riconosciuti e cartografati i depositi marini e continentali dell'Eocene Inferiore, e segnatamente nell'area del Foglio Mandas la formazione di Monte Cardiga.

Solo recentemente, in base alle presenza di tracce di *microcodium* è stata riconosciuta la presenza di sedimenti continentali sottostanti ai depositi litorali dell'Eocene basale, per i quali è stata ipotizzata una sedimentazione d'età paleocenica (MATTEUCCI & MURRU, 2002). L'esiguità di affioramento (rari lembi con spessori di circa 30 cm) e l'incertezza di attribuzione non permettono però la cartografia di questo intervallo cronostratigrafico.

5.1.1. - Formazione di Monte Cardiga (FMC)

La sezione tipo di questa formazione è stata definita a Monte Cardiga, nell'adiacente Foglio 549 "Muravera".

Nel Foglio Mandas la formazione costituisce morfologie tabulari in località Tumba Coa de Pranu e Sedda Intrezza, ed affiora estesamente lungo la strada vicinale Genna Xeas esclusivamente con la sua facies clastica basale (arenarie e puddinghe, FMC_a).

Nel M. Cardiga (Foglio 549 "Muravera"), ove affiora la successione più completa (280 m), a questa litofacies seguono sedimenti carbonatici a nummuliti, a loro volta ricoperti da arenarie arcose e conglomerati poligenici.

Nell'area rilevata affiora un'alternanza irregolare di arenarie a cemento carbonatico o siliceo ben stratificate, con conglomerati poligenici grossolani in bancate di oltre 1 m, a prevalenti elementi ben elaborati del basamento paleozoico (tav.4), tra cui abbondano quarzo, "liditi" e "porfidi". I clasti sono ben classati, la matrice è arenacea e abbondante. Le arenarie sono talvolta gradate, e presentano laminazioni piano-parallele, incrociate e *burrow*. Alle arenarie localmente si intercalano, soprattutto alla base, livelli marnosi di circa 0,5 m di spessore, contenenti frammenti di gasteropodi (ceritidi), lamellibranchi e abbondanti frustoli vegetali (fig.25). Lo spessore di questa litofacies varia da 15 a 30 m.

Il contenuto fossilifero raccolto alla base del M. Cardiga, analogo a quello affiorante nel Foglio, permette di attribuire questi depositi all'Ypresiano (MATTEUCCI, 1985b).

Si tratta di un ciclo trasgressivo-regressivo, caratterizzato da depositi costieri e deltizi con forti apporti terrigeni da zone in cui il basamento paleozoico era emerso e sottoposto ad erosione.



Fig. 25 - Campione con ceritidi raccolto nelle frazioni marnose alla base della formazione di Monte Cardiga, presso Perda de Miniera (coord.: 208-925)

La parte intermedia più carbonatica rappresenta probabilmente il momento di maggiore ingressione del mare eocenico. Il ciclo è chiuso dalle facies regressive affioranti alla sommità del M. Cardiga nel Foglio 549 “Muravera” (MATTEUCCI, 1985a; MURRU & FERRARA, 1999).

Eocene Inferiore

5.2. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA MIOCENICA

Dopo la ripresa all’Eocene Inferiore, in Sardegna la sedimentazione marina s’interrompe nell’Eocene medio per riprendere alla fine dell’Oligocene. In aree limitrofe al Foglio Mandas (Sulcis-Iglesiente e Campidano meridionale in generale) durante questo periodo si depositano i sedimenti clastici continentali della formazione del Cixerri. Dall’Oligocene superiore fino al Tortoniano si ha infatti la messa in posto di successioni vulcano-sedimentarie che interessano la parte centro-occidentale dell’Isola dal Golfo di Cagliari a quello dell’Asinara, connesse all’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 (ASSORGIA *et alii*, 1997; LECCA *et alii*, 1997a; CARMIGNANI *et alii*, 2001c; CASULA *et alii*, 2001; CHERCHI & MONTADERT, 1982; FUNEDDA *et alii*, 2000; OGGIANO *et alii*, 2009).

La maggior parte dei lavori inerenti la stratigrafia della successione miocenica della Sardegna centro-meridionale, e specificatamente nella Trexenta-Marmilla, concordano nell'individuare due cicli sedimentari:

- un "I ciclo miocenico" di età Oligocene superiore - Burdigaliano inferiore (?medio);
- un "II ciclo miocenico" di età Burdigaliano superiore - Langhiano.

Sono contraddistinti da insiemi litologici differenti, nel I ciclo abbonda la componente vulcanica, che è quasi del tutto assente nel II ciclo. Nelle formazioni del I ciclo la sedimentazione è stata fortemente condizionata dalla tettonica, quasi assente nel II ciclo.

I rapporti tra i depositi dei due cicli sono marcati da discordanze angolari e dalla presenza, alla base della discordanza, di litologie più grossolane e ovviamente da associazioni biozonali differenti (fig.26, v. fig.41).

Per quanto riguarda sia la nomenclatura sia gli aspetti prettamente biostratigrafici, SPANO & BARCA (2001) propongono una suddivisione in sintemi ed unità litostratigrafiche differenti. Tuttavia trattandosi di una suddivisione non basata su criteri cartografici e considerando il criterio di priorità, si è preferito mantenere dove possibile i nomi formazionali storici.

5.2.1. - *Depositi del I ciclo miocenico*

Nel I ciclo si passa dai sedimenti clastici d'ambiente continentale che costituiscono la formazione di Ussana (USS), ai sedimenti di ambiente transizionale e marino circalitorale della formazione di Nurallao (NLL). La sedimentazione, parzialmente eteropica, in aree più distali con bassa energia di trasporto è testimoniata dalle siltiti della formazione della Marmilla (RML), ricca in componente vulcanoclastica. Le facies carbonatiche deposte in zone di mare protetto con elevata energia di moto ondoso, cartografate come calcari di Villagrega (VLG), costituiscono tipiche facies di "calcari di scogliera", eteropiche con tutti i depositi clastici sopra elencati (fig.26).

5.2.1.1. - *Formazione di Ussana (USS)*

Questa formazione è stata istituita informalmente da PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969), come la maggior parte delle unità litostratigrafiche terziarie della Sardegna meridionale. Nel Foglio 218 "Isili" in scala 1:100.000 (PERNO, 1976) viene genericamente indicata come "conglomerati di base" di età Oligocene medio - Miocene medio.

In SOWERBUTTS & UNDERHILL (1998) la litofacies affiorante nel Foglio Mandas è chiamata “membro di Villanovatulo”.

Affiora estesamente a S di Villanovatulo nei settori di Serra Nastasi, Bruncu Pinta e lungo la Strada Statale 198, sopra il Taccu S. Maria, e presso Meson 'e Serra, a SW e a W di Orroli (Pranu su Baccu); limitati affioramenti si rinvengono presso Semasenzu e Bruncu Teria, presso la zona industriale di Isili e in prossimità della diga sul Flumini Mannu a Is Barroccus.

È rappresentata da conglomerati clasto-sostenuti, fortemente eterometrici e poligenici, da arenarie poco classate con un'organizzazione in bancate grossolane, da sporadici livelli argillosi, con intercalazione di livelli discontinui di piroclastiti e arenarie vulcanoclastiche (USS_o), travertini (USS_p) e calcari lacustri (USS_g).

La frazione conglomeratica è di gran lunga quella litologicamente prevalente, in genere con clasti elaborati di dolomie e calcari mesozoici ed eocenici ed arenarie eoceniche, con scarsa matrice sabbiosa, più raramente argillosa, e buon grado di compattazione (fig.27). Solo in alcune aree, meno prossime alle aree di affioramento dei carbonati mesozoici, prevalgono i clasti fatti a spese di metamorfiti paleozoiche, in particolare presso Isili dove i conglomerati rispecchiano fedelmente le litologie del basamento paleozoico di P.ta Trempu da cui probabilmente provengono, e inoltre appaiono fortemente eterometrici e poco elaborati. Nel lago artificiale di Is Barroccus, durante i periodi siccitosi, è possibile osservare all'interno del conglomerato, arenarie canalizzate con laminazione incrociata (fig.28). Sporadicamente, presso Bruncu Geroni e Genna Xeas, la base della formazione è costituita da argille rossastre potenti circa 15 metri con intercalati livelli di conglomerati matrice-sostenuti ad elementi di metamorfiti paleozoiche. Presso il cimitero di Villanovatulo e in alcuni affioramenti a W dello stesso paese e a SW di Orroli, intercalati nella frazione conglomeratica si osservano livelli, spessi pochi metri e discontinui, di vulcaniti molto alterate, di colore da bianco a verdastro (USS_o). Nei pressi di Santu Lucifero questi livelli vulcanoclastici contengono elementi sferoidali con diametro di circa 20 cm: si tratta di concrezioni cresciute radialmente attorno ad un elemento clastico. Piroclastiti chiare ricche in lapilli pomicei e biotite (talvolta denominati “tuffiti” nella letteratura grigia), fortemente alterate in bentoniti, affiorano in località Mauru Marras, a N della zona industriale di Isili e talvolta riempiono diaclasi verticali larghe circa 0,5 m nelle sottostanti dolomie giurassiche. Nei pressi di Taccu Caronas all'interno di una successione di conglomerati con matrice argillosa si rinvengono alcune lenti potenti circa 4 m di calcari marnosi, di colore biancastro (USS_g), con una fauna limnicola (*Helix*, *Planorbis*, *Limnea*) (fig.29).

Al di sopra di Taccu S. Maria, in località S'Aspru Murvonis, all'interno di conglomerati fortemente eterometrici, con clasti quasi esclusivamente formati a spese di dolomie giurassiche, affiora un deposito travertinoso (USS_p) compatto, di



Fig. 27 - Conglomerati eterometrici della formazione di Ussana a spese prevalentemente delle dolomie giurassiche, affioranti presso Pranu Monteri (coord.: 172-021).



Fig. 28 - Conglomerati alternati ad arenarie canalizzate con laminazione incrociata. Presso il Lago di Is Barrocos, poco a NE della diga (coord.: 078-004).



Fig. 29 - Campione di calcare lacustre con gasteropode, e altri frammenti fossili della formazione di Ussana (USS_g), raccolto sul versante settentrionale di Taccu Caronas (coord.: 183-894).

colore nocciola, potente circa 10 m. È estremamente ricco in resti vegetali, foglie, tronchi con diametro fino a 1 m, e probabili frutti, descritti da Pecorini (nella tesi di laurea inedita di BAGHINO, 1981) e attribuiti all'Oligocene superiore. In affioramento è chiaro che questo deposito è confinato a tetto e a letto dai conglomerati ad elementi di dolomia giurassica. La stessa litofacies, da non confondere con i depositi travertinosi olocenici comuni nell'area, costituisce il rilievo tabulare presso la Stazione di Esterzili, che conserva a tetto lembi di conglomerato analogo a quello descritto, ma poggia direttamente sul basamento paleozoico.

La formazione poggia in discordanza sul basamento paleozoico (Semasenzu, Bruncu Teria), sui depositi mesozoici (Taccu S. Maria) ed eocenici (Meson' e Serra) con la tipica litofacies conglomeratica e, più raramente, con i depositi travertinosi e con le argille rossastre. Verso l'alto il passaggio alla successione miocenica litorale o francamente marina è marcato dalla comparsa di sabbie, arenarie e conglomerati molto elaborati (vedi affioramento al di sotto del livello normale del lago Is Barroccus), con livelli fossiliferi (in genere ostree, *etc.*).

Lo spessore è estremamente variabile, da pochi metri fino ad oltre 150 m stimabili nell'area a S di Villanovatulo.

Secondo alcuni Autori (CHERCHI & MONTADERT, 1982; PECORINI & POMESANO, 1969) nella parte alta della successione sarebbero presenti alcune barre carbonatiche con una microfauna attribuibile al Chattiano inferiore-medio.

Per quanto emerso nel rilevamento del Foglio Mandas è però probabile che questi livelli calcarenitici siano già da attribuire alla base della sovrastante formazione di Nurallao (arenarie di Gesturi *sensu* PECORINI & POMESANO, 1969).

e quindi l'Oligocene superiore datato paleontologicamente sarebbe immediatamente a tetto della formazione di Ussana. Considerando che in aree limitrofe la formazione di Ussana rimaneggia andesiti che hanno un'età radiometrica di circa 29 Ma, sarebbe confermata un'età oligocenica superiore.

L'ambiente deposizionale può essere vario: i sedimenti più grossolani con assetto caotico, che hanno subito trasporto limitato, corrispondono a depositi di scarpata e di conoide alluvionale, quelli più fini sono riferiti ai sistemi conoide - piana alluvionale in clima semiarido. In alcune aree è evidente come questo deposito fosse canalizzato, in particolare nel caso del Taccu S. Maria, dove anche a scala cartografica è evidente che l'affioramento di conglomerati, con intercalati travertini, sia ancora incassato nella successione mesozoica con direzione attualmente circa N-S. Anche alcune campagne di sondaggi eseguiti sia nella parte più elevata (Nuraghe Accodulazzu) (BAGHINO, 1981), sia nella parte più bassa, presso Su Cannisoni - Santu Lucifero (DAMIANI, 1979; PECORINI, 1997) confermano che l'affioramento in questione sia un paleo-alveo che attualmente da oltre quota 700 m s.l.m. scende fino a quota 230 m.

È probabile che questa inclinazione sia legata ad una tettonica cenozoica successiva alla messa in posto della formazione di Ussana. Le direzioni di paleocorrente di questa formazione rilevate nell'esteso affioramento a S di Villanovatu confermano i dati di SOWERBUTTS & UNDERHILL (1998), che misurano una direzione prevalentemente verso S-SW.

Oligocene superiore - Aquitaniano Inferiore

5.2.1.2. - Formazione di Nurallao (NLL)

Questa formazione, per la quale si propone per la prima volta il nome di formazione di Nurallao, comprende i sedimenti marini litorali noti in letteratura come "Arenarie di Gesturi" (CHERCHI, 1985a), che SOWERBUTTS & UNDERHILL (1998) identificano con la "Formazione di Isili - membro di Serra Longa", e i depositi clastici marino-transizionali litorali noti come "Conglomerato di Duidduru (LEONE *et alii*, 1984; SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998). La necessità di un nuovo nome formazionale nasce dall'esigenza di evitare omonimie tra formazioni differenti (in questo caso con la formazione delle marne di Gesturi), in conformità con le norme della *International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS* (SALVADOR, 1994).

Da quanto emerso durante il rilevamento del Foglio, in base alle caratteristiche litologiche, al contesto stratigrafico-strutturale e alle condizioni paleoambientali, la formazione di Nurallao è suddivisa in due membri, dal basso verso l'alto: conglomerato di Duidduru (NLL₁) e arenarie di Serra Longa (NLL₂) (v. fig.26).

La formazione affiora principalmente nell'area circostante il rilievo di P.ta Trempu, in zona Sa Fighixedda, nell'area di Siurgus Donigala, Nurallao, Nurri, Tacquara e tra Mandas e Gergeri.

I depositi del membro del conglomerato di Duidduru (NLL_1) finora sono stati parzialmente descritti come parte delle "Arenarie di Gesturi" (CHERCHI, 1985a) e talvolta come parte alta della formazione di Ussana ("Formazione di Riu su Rettori" in ASSORGIA *et alii*, 1997; CHERCHI & MONTADERT, 1984).

Alla base sono in genere conglomerati eterometrici, con elementi originati dal rimaneggiamento di tutte le formazioni precedenti, in particolare metamorfiti, granitoidi e carbonati mesozoici, più raramente sedimenti clastici e carbonatici eocenici. Le frazioni conglomeratiche sono in genere organizzate in livelli decimetrici alternati a livelli di arenarie grossolane a componente silicoclastica, con frequente stratificazione obliqua e talvolta incrociata. Le arenarie hanno gradi di cementazione diversi. Alle pendici del versante occidentale di P.ta Trempu, il conglomerato di Duidduru assume un aspetto particolare che non si ritrova nel resto del Foglio; in questo settore appare fortemente eterometrico, con elementi poco elaborati di metamorfiti paleozoiche e di rocce granitoidi, giace con assetto caotico e spesso contiene blocchi spigolosi delle stesse litologie di dimensioni superiori al mc (NLL_{1a}). Questa particolare litofacies è ben esposta in località Mitza sa Sposa lungo il corso del Flumini Mannu (fig.30), dove il deposito è intercalato fra sedimenti conglomeratico-arenacei di ambiente marino. Questo confermerebbe l'ipotesi dell'esistenza di attività tettonica contemporanea alla sedimentazione marina, con produzione di depositi caotici fortemente eterometrici, presumibilmente generati lungo scarpate di faglie attive. In una trincea lungo la strada che dalla S.S. 128 conduce alla zona industriale di Isili, ma anche presso Funtana Ludu e le sponde del Lago Is Barrocos, i sedimenti clastici passano lateralmente e superiormente per alternanza a potenti successioni arenacee (fig.31) e microconglomeratiche ricche in resti fossili. Sono spesso caratterizzate da una notevole componente vulcanoclastica e argillosa, che conferisce al deposito una colorazione tipicamente verdastra dovuta a processi di alterazione. Queste porzioni arenacee assumono un assetto giaciturale meno caotico con comparsa di fenomeni di gradazione e stratificazione incrociata.

Lo spessore del membro è molto variabile, da zero fino a 30 m sul versante occidentale di P.ta Trempu.

Il limite inferiore è un contatto per "onlap" sul basamento paleozoico, sulla successione mesozoica e sui depositi clastici continentali della formazione di Ussana, il cui passaggio alla formazione di Nurallao è evidenziato dalla comparsa di arenarie e conglomerati con resti fossili di invertebrati marini. Il limite superiore sfuma sia lateralmente che verticalmente nelle arenarie e sabbie silicoclastiche, sempre più mature morfologicamente, del membro delle arenarie di Serra Longa.



Fig. 30 - Litofacies a breccie e blocchi metrici del conglomerato di Duidduru (NLL_{1a}), intercalato in arenarie e conglomerati più fini, presso Mitza sa Sposa (coord.: 057-994). a) Vista panoramica; b) Particolare della litofacies NLL_{1a}'

Il contenuto fossilifero è vario, con frammenti di gusci di ostreidi, pettinidi ed altri bivalvi, echinidi e briozoi, intervallati a più livelli conglomeratici sterili che localmente assumono spessori di alcuni metri.

Il conglomerato di Duidduru marca l'inizio della trasgressione marina del "I ciclo miocenico", indicando un ambiente di transizione da sopra- a medio-litorale. In generale l'ambiente di deposizione più classico può essere ricondotto a quello di grandi delta (SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998), caratterizzato da sedimenti di ambiente sicuramente marino, con un discreto contenuto fossilifero. Le frequenti intercalazioni di depositi a granulometria grossolana all'interno di sedimenti fini (ad esempio la litofacies NLL_{1a}), soprattutto in prossimità degli



Fig. 31 - Alternanza di livelli conglomeratici e arenarie grossolane nel conglomerato di Duidduru, presso la strada della zona industriale di Isili (coord.: 098-033).

appoggi col basamento trasgredito, vanno messe in relazione a fenomeni di “intermittenza” negli apporti clastici continentali, dovuti presumibilmente a fattori climatici, ma soprattutto ad una forte instabilità tettonica del bacino.

Il membro delle arenarie di Serra Longa (**NLL₂**) è costituito da sabbie e microconglomerati con stratificazione parallela e incrociata, che passano lateralmente e verso l'alto ad arenarie grossolane con cemento carbonatico. Le sabbie formano bancate anche di 10 m (località: Serra Longa, Bruncu Giantommaso e Bruncu Scrocca, a W di P.ta Trempu), hanno colore grigio chiaro; sono costituite in prevalenza da elementi moderatamente selezionati di quarzo e feldspati (fino al 70% del totale) sub-angolosi, subordinatamente di metamorfiti, sono granostenute con scarsa componente argillosa. Intercalati nelle sabbie vi sono livelli conglomeratici decimetrici con elementi prevalentemente di quarzo, metamorfiti e granitoidi, sub-arrotondati. Talvolta si rinvencono tanatocenosi di faune marine con bivalvi ed echinidi. In alternanza alle sabbie vi sono bancate di areniti e ruditi bioclastiche di colore giallastro chiaro con spessori da 1 a 10 m, cartografate quando affiorano con discreta continuità laterale e spessore (**NLL_{2a}**). Presso Cuccuru Tuvullao (NE di Nuragus) si osservano banchi di calcareniti bioclastiche (fig.32) con tanatocenosi esclusivamente di turritellidi (“Banco a Turritelle” in LA MARMORA, 1857) o lamellibranchi.



Fig. 32 - Particolare di un banco di biocalcareni a turrilellidi della formazione di Nurallao (NLL_{2a}), presso Nuragus (coord.: 046-045).

A NW di Mandas, tra Nuraghe Ardiddi e il Rio Bau Casteddu, i depositi sono dislocati da faglie dirette sin-sedimentarie. Nel settore sud-orientale dell'area rilevata, in territorio di Siurgus-Donigala, contengono numerosi rimaneggiati di “ostree nere” derivanti dallo smantellamento di litologie appartenenti alla successione eocenica trasgredita durante il Miocene.

Le arenarie di Serra Longa affiorano con spessori variabili, che aumentano procedendo verso la parte occidentale del bacino, passando da pochi metri (area presso Siurgus-Donigala) fino ad oltre 100 m presso Serra Longa (fig.33).

Il passaggio alla formazione dei calcari di Villagreca è sia verticale che laterale. Questa eteropia è particolarmente evidente a Masoni Pranu (N della diga di Is Barrocos) e lungo la strada della zona industriale di Isili, dove questo contatto avviene per alternanza con i livelli carbonatici dei calcari di Villagreca, in circa 20 m di spessore (CHERCHI *et alii*, 2000). Nei pressi di Siurgus-Donigala, anche se in condizioni d'affioramento sfavorevoli all'osservazione, il passaggio è eteropico anche con la formazione della Marmilla.

La componente bioclastica è costituita dal rimaneggiamento di oncoliti algali, rodoliti, briozoi, turrilellidi, ostreidi, pettinidi, echinidi, balanidi, pteropodi (*Vaginella depressa* Daudin, 1800). POMESANO CHERCHI (1968) e ancora Cherchi A. (LEONE *et alii*, 1984) segnalano la presenza di microforaminiferi planctonici



Fig. 33 - Il membro delle arenarie di Serra Longa (NLL_2) nella omonima località; la freccia indica uno dei banchi di arenarie carbonatiche (NLL_{2a}) (coord.: 052-992).

appartenenti alla biozona N4 della scala di BLOW (1969). Il contenuto fossilifero può diventare in certi casi estremamente abbondante (LEONE *et alii*, 1984) e si possono osservare, al loro interno, intense tracce di bioturbazioni e tentativi di colonizzazione e di biocostruzione da parte di colonie di coralli e di briozoi. Questi banchi possono essere presenti sia alla base della successione sia nella parte alta.

In base alle associazioni fossilifere (CHERCHI, 1985a; SERRANO *et alii*, 1997) questa formazione è attribuita all'intervallo tra Oligocene superiore - Burdigaliano inferiore. Una datazione eseguita mediante l'analisi del rapporto isotopico di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ su frammenti di ostree campionati in una delle barre calcarenitiche affiorante in località Frumini presso Is Barrocos (coord.: 081-073) ha fornito un'età compresa tra $24,12 \pm 0,19$ - $20,81 \pm 0,21$ Ma, che conferma quindi un probabile Oligocene sommitale - Aquitaniano (fig.34).

La formazione di Nurallao, nel suo insieme, rappresenta l'evoluzione del bacino sedimentario, dai prodotti continentali della formazione di Ussana, a quelli transizionali del conglomerato di Duidduru e quindi tipicamente marini delle arenarie di Serra Longa, ed è caratterizzata da depositi litorali in accrescimento verso il mare aperto, costituiti da pacchi di strati inclinati con basso angolo verso la direzione di massimo approfondimento (CHERCHI *et alii*, 2000; SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998).

Oligocene superiore - Burdigaliano

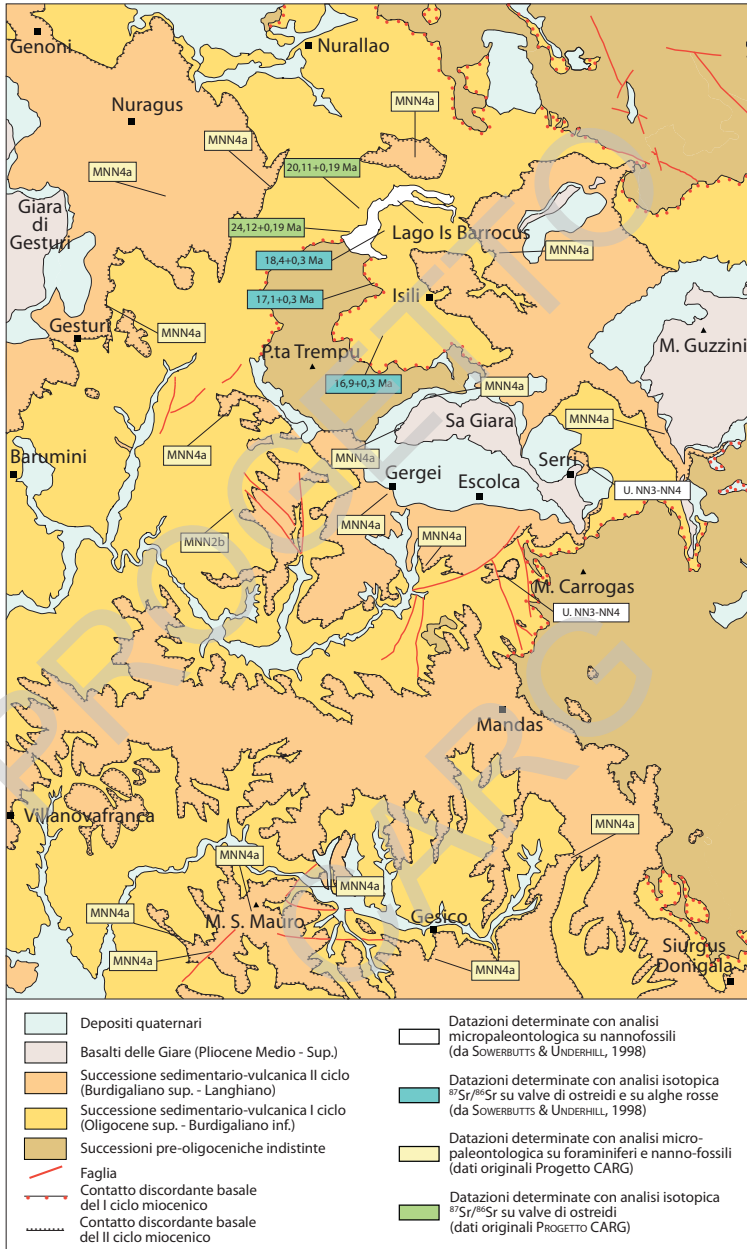


Fig. 34 - Ubicazione dei campioni su cui sono state eseguite datazioni della successione miocenica nel Foglio Mandas tramite nannofossili e rapporti isotopici dello Stronzio.

5.2.1.3. - Calcari di Villagrecia (VLG)

Questa successione carbonatica è nota in letteratura come “Calcari di Isili” (CHERCHI & MONTADERT, 1982), mentre SOWERBUTTS & UNDERHILL (1998) la identificano nel “Membro di Is Paras” della “Formazione di Isili”. Considerando i caratteri litologici, i dati sull’ambiente di sedimentazione, la posizione stratigrafica e l’età, queste rocce sembrano analoghe a quelle descritte nei calcari di Villagrecia (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

La formazione affiora con spessori notevoli sul fianco orientale di P.ta Trempu, e nell’area tra questo rilievo e Nurallao; alcuni affioramenti sparsi sono presenti ad E di Serri.

Alla base, spesso in concordanza con il membro del conglomerato di Duiduru, compaiono notevoli spessori di calcari detritici (*rudstone*), biocalciruditi e biocalcareniti (*wackestone/packstone*) che nell’evoluzione delle scogliere carbonatiche rappresentano lo stadio di stabilizzazione e si generano per fenomeni di disintegrazione meccanica contemporanei all’evoluzione della biocostruzione. Hanno frequente aspetto nodulare e talvolta massivo, organizzati in strati di circa 40 cm. Ad essi seguono livelli biocostruiti da centimetrici a decimetrici, con una impalcatura costituita generalmente da colonie di coralli (*framestone/bafflestone/bindstone*) che rappresentano lo stadio iniziale della colonizzazione, con “attecchimento” della scogliera al substrato (v. tav.4). La stratificazione è in genere piano-parallela o debolmente inclinata e incrociata, ma localmente all’interno dei banchi si osservano evidenti discordanze angolari di norma associate a disturbi tettonici (fig.35) generati dalla presenza di faglie sin-sedimentarie (non



Fig. 35 - Discordanze angolari interne ai calcari di Villagrecia indice di una tettonica sin-sedimentaria, presso N.ghe Chistingionis (coord.: 084-015).

sempre cartografabili) con formazione di estesi *slumping*. Sul versante orientale di P.ta Trempu, nella zona Conca Arena - Piscorungiu, è possibile seguire una delle sezioni più complete della formazione, dove CHERCHI *et alii* (2000) descrivono un corpo carbonatico costituito da circa 200 m di calcari tipo *rudstone* con alghe rosse, echinidi, bivalvi, coralli, con intercalati più livelli metrici di *rudstone* con prevalenti ostreidi. Altra sezione tipica è quella a N della diga di Is Barrocos, dove in sezione sottile si distinguono prevalenti *rudstone* e *grainstone* con alghe corallinacee, frammenti di briozoi, echinoidi. Gli affioramenti più orientali sono quelli esposti presso Orroli e sotto la cornice basaltica dell'omonima "giara". In particolare presso Arco Santo Stefano, e in località Su Luargiu e Funtana su Forreddu, affiorano calcareniti fossilifere, in parte rimaneggiate. ANEDDA (1954), considerando importante il rimaneggiamento, ed essendo questi depositi ricoperti dai basalti delle giare, propose un'età pliocenica. La presenza alla stessa quota di calcareniti sostanzialmente in posto, come quelle affioranti a poche centinaia di metri più ad N nell'abitato di Orroli, con a contatto brecce a spese della stessa litologia, è stata da noi interpretata come il prodotto o di un'instabilità tettonica sin-sedimentaria, o di limitati fenomeni carsici (doline crollate?).

Lo spessore della formazione è estremamente variabile, da 0 a 200 m circa, con spessori maggiori sul versante orientale di P.ta Trempu, a causa della tettonica sin-sedimentaria. In alcuni casi (dintorni di Mandas o ad E di Serri) lo spessore dei sedimenti carbonatici è di qualche decina di metri, o addirittura limitato ad intercalazioni metriche all'interno di sedimenti clastici. Spesso poggiano direttamente sul substrato paleozoico (Isili).

Come già accennato sopra, il contenuto fossilifero è molto vario ed abbondante: rodoliti di dimensioni quasi decimetriche di alghe corallinacee (*Lithothamnium* sp., *Lithophyllum* sp., *Mesophyllum* sp.), echinidi, coralli (*Porites*), briozoi, bivalvi, tra cui prevalgono *Pinna* e ostreidi (fig.36), foraminiferi bentonici (tra cui *Amphistegina* sp.).

L'età della formazione è stata discussa dai diversi Autori. CHERCHI (1985a) in parziale accordo con IACCARINO *et alii* (1985) distingue la successione affiorante ad Isili da quella affiorante nell'area di Villagrecia, attribuendola ad un Oligocene superiore sulla base dei microforaminiferi. SOWERBUTTS & UNDERHILL (1998) in base ad analisi sul rapporto isotopico dello $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ipotizzano per la parte alta un'età Burdigaliano superiore ($16,9 \pm 0,3$ Ma). Quest'ultimo dato è però in conflitto con l'evidenza di terreno, che mostra i calcari ricoperti in discordanza angolare da depositi della medesima età della formazione delle marne di Gesturi. Nuove analisi sul rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, condotte nel corso del rilevamento del Foglio, su gusci di ostree raccolti al tetto della formazione affiorante nella sezione presso Is Barrocos, hanno evidenziato un'età corrispondente a $20,11 \pm 0,19$ e $19,71 \pm 0,19$ Ma (v. fig.34), proponendo perciò un'età che varia da un Oligocene



Fig. 36 - Banco costituito da valve rimaneggiate di *Ostrea edulis lamellosa* nei calcari di Villagrecia, presso la stazione di Nurallao (coord.: 072-046).

sommitale al Burdigaliano inferiore. Simili dati sono del tutto concordi con quelli raccolti in modo analogo nelle successioni carbonatiche di Serrenti (Foglio 547 “Villacidro”) e Villagrecia (Foglio 548 “Senorbi”).

La presenza di faglie che non interessano la parte alta della formazione, di discordanze interne alla formazione, i diffusi *slumping* e cunei sedimentari, indicano una sedimentazione sintettonica con sporadici episodi di emersione (CHERCHI *et alii*, 2000; SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998). Diversamente, in settori dove la sedimentazione appare meno condizionata dalla tettonica (ad es.: poco a N della diga di Is Barrocos), i rapporti eteropici con le arenarie di Serra Longa avvengono in maniera graduale e di norma fanno seguito all’assottigliamento dei banchi calcarei.

I calcari di Villagrecia sono riferibili ad un ambiente deposizionale di rampa carbonatica intermedia ed esterna in cui, localmente, condizioni di mare protetto hanno permesso lo sviluppo di una scogliera carbonatica. La batimetria è stabilmente riferibile a condizioni di mare basso, inferiore ai 20 m (CHERCHI, 1985a). Le biofacies e le litofacies indicano condizioni di alta energia (grossi oncoliti algali) con pochi apporti terrigeni.

Con le arenarie di Serra Longa e il conglomerato di Duidduru, passano lateralmente e verticalmente ad una successione siltoso-arenacea di età aqui-

taniana-burdigaliana inferiore (formazione della Marmilla) e sono ricoperti, in discordanza, da arenarie e marne di età burdigaliana superiore (marne di Gesturi) (CHERCHI, 1985a; PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

Oligocene superiore - Burdigaliano inferiore

5.2.1.4. - Formazione della Marmilla (RML)

La formazione della Marmilla (CHERCHI, 1985a) affiora estesamente nella parte occidentale del Foglio, ma nonostante l'elevata estensione areale, la qualità di affioramento è in genere scarsa in quanto spesso ricoperta da coltri di suoli intensamente coltivati. Gli affioramenti migliori si osservano in corrispondenza di trincee stradali, scavi, oppure in versanti acclivi e profonde incisioni vallive.

Costituisce una successione sedimentaria caratteristica della porzione centro-meridionale del bacino sedimentario del I ciclo miocenico (v. tav.2 e fig.26). È costituita da un'alternanza da decimetrica a metrica, spesso monotona, di siltiti e arenarie, spesso marne siltitiche, con stratificazione parallela e abbondante contenuto in foraminiferi e altri organismi planctonici. Talvolta si rinvencono bancate inferiori al metro di arenarie medio-grossolane. Lungo la strada comunale Villamar-Gesico, recenti lavori di ampliamento e rettifica del tracciato hanno messo in evidenza alcune sezioni significative, dove è ben esposta un'alternanza monotona di livelli marnosi di spessore metrico e subordinati strati di arenaria da fine a molto fine, ben cementati, con stratificazione parallela sub-orizzontale (fig.37). Soprattutto nei livelli arenacei si osserva frequentemente la presenza di elementi vulcanogenici, rappresentati generalmente da biotiti e feldspati rimaneggiati. Inoltre sia le arenarie che le marne appaiono intensamente bioturbate, con piste sinuose di diametro medio centimetrico. Questi caratteri sono talmente ricorrenti da essere diagnostici per il riconoscimento della successione. La monotonia della successione è interrotta dalla variazione degli spessori dei livelli arenacei e marnosi, oppure per l'abbondanza di minerali d'origine vulcanica. Nel settore compreso tra Gersei, Gesico e Barumini, sono frequenti banchi di arenaria grossolana a forte componente vulcanoclastica e scarsa cementazione carbonatica (tuffi arenacei) associati a livelli di tufi cineritici contenenti localmente pomici alterate, cartografati con la sigla **RML_a**.

I tufi, in due o tre livelli discontinui lateralmente, spiccano nella successione marnoso-arenacea per il loro tipico colore bianco che li rende visibili in panorama anche da notevole distanza (fig.38). La loro presenza, assieme all'abbondante contenuto vulcanogenico che caratterizza tutta la successione, indica l'esistenza di vulcanismo attivo in aree emerse prossime al bacino sedimentario, responsabile di un rifornimento continuo di materiali. In aree contigue al Foglio, più a W,



Fig. 37 - Alternanza di livelli arenacei e siltitici tipica della formazione della Marmilla, lungo la strada Villamar-Gesico (coord.: 042-868).



Fig. 38 - Veduta panoramica da M. S. Mauro (coord.: 055-853) verso N: i livelli biancastri sono costituiti da tufi cineritici intercalati alla formazione della Marmilla (RML_0).

all'interno della formazione affiorano ialoclastiti e strutture a *pillow* di vulcaniti basaltiche (MACCIONI, 1969; 1974).

In sezione sottile le arenarie vulcanoclastiche hanno tessitura arenitica, contengono abbondanti litici mineralici, bioclasti e clasti vulcanici immersi in una matrice criptocristallina composta principalmente da feldspato e spesso da minerali argillosi, le fasi minerali principali sono quarzo, K-feldspato, plagioclasio, calcite e, subordinate, biotite, muscovite, glauconite, clorite, ossidi. In prossimità del limite superiore della formazione compaiono a volte calcareniti detritiche (W di M. S. Mauro) e banchi di arenarie con stratificazione irregolare e gradazione inversa (Brunco Cristolu tra Barumini e Gesturi).

Caratteristici della formazione e di tutto il I ciclo (sedimentario) miocenico, sono gli effetti di una tettonica sin-sedimentaria, evidenziata non solo da numerose faglie (fig.39), ma anche da strutture sedimentarie tipo "sismiti".

Gli spessori osservabili in affioramento sono in genere poco superiori a 100 m; un sondaggio per ricerche idriche, realizzato nelle colline a N di Selegas, al bordo meridionale del Foglio, ha attraversato uno spessore di litologie mioceniche (arenarie e marne della formazione della Marmilla) di circa 200 m, rivelando la presenza del basamento paleozoico a 205 m di profondità.

Il limite inferiore è in parziale eteropia con la formazione di Nurallao, come osservabile poco ad E di Gesico. Superiormente è sormontata con discordanza angolare dalle marne di Gesturi del II ciclo sedimentario di età Burdigaliano superiore - Langhiano.

Il contenuto fossilifero è caratterizzato principalmente da frammenti di pettinidi, esacoralli, briozoi, pteropodi (*Vaginella depressa* Daudin, 1800), microfossili planctonici e nannoplancton.



Fig. 39 - Faglia diretta nella formazione della Marmilla, presso Gesico (coord.: 074-858).

Sulla base della presenza di pteropodi, microforaminiferi planctonici (zone a *Globigerinita dissimilis* e a *Globigerinoides altiapertura* CHERCHI, 1974; 1985a; POMESANO CHERCHI, 1971), e del nannoplancton (zona MNN2b a *Helicosphaera ampliapertura* secondo FORNACIARI & RIO, 1996) è riferibile all'intervallo che va dall'Aquitano al Burdigaliano inferiore-medio.

Nell'ambito del I ciclo sedimentario miocenico questa formazione rappresenta le facies di ambiente francamente marino, deposte in ambiente distale, e giace in eteropia con i depositi prossimali della formazione di Nurallao e dei calcari di Villagrega (v. fig.26). Gli ambienti di deposizione sono riconducibili a bacini stretti e molto profondi, con condizioni batimetriche attorno ai 200-300 m (CHERCHI, 1985a) o superiori (IACCARINO *et alii*, 1985). In prossimità della discordanza, la parte alta della successione mostra localmente facies e strutture sedimentarie che potrebbero suggerire una tendenza regressiva.

Aquitano - Burdigaliano inferiore

5.2.1.5. - Formazione di Aragixi (ARX)

Nella successione del I ciclo sedimentario miocenico spesso affiorano lembi ridotti di vulcaniti piroclastiche, definite come formazione di Aragixi da SOWERBUTTS & UNDERHILL (1998) sulla base delle osservazioni di ASSORGIA *et alii* (1995a), e considerate come la propaggine meridionale di una grande unità vulcanica e vulcanoclastica che ha la sua massima estensione di affioramento nella zona di Samugheo (ASSORGIA *et alii*, 1995b).

Affiora in piccoli lembi isolati, con estensioni inferiori al kmq, poggiando in genere direttamente sul basamento paleozoico o sulla formazione di Ussana. Gli affioramenti meglio esposti sono presso Taccu Caronas, indicato nel Foglio 1:100.000 226 "Mandas" (CAVINATO & BENE, 1959) come "Porfirite permiana", e nell'area di Canali Scuriusu - Su Muscadroxu a W di Nurri e Orroli.

Sono tufi caratterizzati da una struttura porfirica per frammenti litici immersi in una massa fondamentale criptocristallina. Presso Taccu Caronas affiora la successione più completa, descritta anche in LOI (1979): alla base circa 6 m di tufi a lapilli pomicei grossolani di colore grigio chiaro, con biotite, ricchi in frammenti litici e con pomici grandi fino a 5-6 cm, poco saldati; quindi circa 2 m di tufi non saldate, parzialmente alterate in bentonite; la parte alta è costituita da circa 5 m di tufi cineritici di colore rossastro, con rari litici, generalmente compatti e con buon grado di litificazione. A N di Minza de is Perdass, lungo il Riu Mulargia, è possibile osservare una successione costituita da tufi cineritico-pomici grigio chiari, per uno spessore di circa 2 m che passano verso l'alto a 3 m di tufi cineritici di colore rossastro, ben saldati.

La paragenesi è formata da plagioclasio, quarzo, presenti sia come fenocristalli sia in fase microcristallina, e biotite; gli altri femici, quando riconoscibili, sono rappresentati da pirosseno. Il plagioclasio e il quarzo sono presenti sia come fenocristalli sia all'interno di clasti vulcanici. La massa fondamentale è formata in parte da una fase feldspatica, incolore e talvolta alterata in sericite, ed in parte da vetro ricristallizzato; nella massa fondamentale vetrosa sono visibili strutture sferulitiche. Muscovite, apatite e calcite rappresentano fasi subordinate. Il chimismo sembrerebbe di tipo dacitico.

Lo spessore massimo conservato nell'area del Foglio è circa 15 m presso Taccu Caronas; la maggior parte degli altri affioramenti ha potenze intorno al metro.

Poggia in discordanza sul basamento paleozoico o sulla formazione di Ussana. Il limite superiore è sempre eroso.

Datazioni radiometriche con il metodo $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ riportate in ASSORGIA *et alii* (1995a) in aree più settentrionali hanno fornito un'età di $20,3 \pm 1$ Ma. 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.

Gli attuali rapporti tra la formazione e il substrato, eccetto che nel caso di Taccu Caronas, indicherebbero che spesso questo deposito piroclastico riempiva depressioni poco estese (paleovalli) legate alla dinamica oligocenica, colmandole.

Aquitaniiano superiore - Burdigaliano inferiore

5.2.2. - Depositi del II ciclo miocenico

A partire dal Burdigaliano superiore inizia una nuova fase trasgressiva con la deposizione della successione sedimentaria del II ciclo miocenico, discordante non solo sui depositi del I ciclo, ma anche sul basamento paleozoico (v. tav.2 e fig.26). La successione inizia con conglomerati e arenarie e prosegue con depositi marini più distali, costituiti da marne in alternanza ad arenarie fini. Spesso tra i due cicli si interpongono potenti depositi vulcanici, presenti nella Sardegna centrale in poche località, ma comuni nella parte settentrionale dell'Isola (ASSORGIA *et alii*, 1997; CASULA *et alii*, 2001; CHERCHI, 1985a; FUNEDDA *et alii*, 2000; LECCA *et alii*, 1997a). Gran parte di quest'attività vulcanica si esaurisce al Burdigaliano superiore, ma ancora nel Langhiano sono segnalate manifestazioni vulcaniche, anche all'interno del Foglio Mandas (ASSORGIA *et alii*, 1988; PECORINI, 1974a).

Nell'area rilevata, la ripresa della sedimentazione avviene con una scarsa produzione di depositi grossolani basali che, dove presenti, mostrano peraltro un limitato spessore. La distinzione della base del II ciclo miocenico è a volte difficoltosa a causa della somiglianza litologica tra le formazioni della Marmilla, a tetto del I ciclo, e la base della successione discordante costituita nel Foglio dalle

“Marne di Gesturi” (CHERCHI, 1985a), nonché per l’assenza di depositi vulcanici interposti. La distinzione è stata possibile con l’analisi di facies, cartografando con estremo dettaglio i depositi grossolani alla base del II ciclo, con il riconoscimento di una discordanza angolare continua (fig.40), e con le datazioni tramite nannofossili della base della successione discordante (v. fig.34).



Fig. 40 - Discordanza angolare che separa i due cicli miocenici in località N.ghe Bruncu Nieddosa, tra la formazione della Marmilla (RML) e le marne di Gesturi (GST) (coord.: 041-998).

5.2.2.1. - Marne di Gesturi (GST)

Le marne di Gesturi (CHERCHI, 1985a), costituiscono quanto affiorante del II ciclo miocenico nel Foglio Mandas.

Affiorano con notevole estensione nel settore occidentale del Foglio e costituiscono la parte sommitale della successione miocenica del settore. La successione è sovente ricoperta da spesse coltri di depositi colluviali, con formazione di notevoli spessori di suolo che ne impediscono una buona esposizione.

È costituita da una successione prevalentemente marnoso-arenacea (GST), al cui interno sono stati distinti: conglomerati basali e sabbie di ambiente transizionale (GST_c), banchi calcarenitici ad algha (*Lithothamnium*) (GST_b) e, nella parte alta, livelli piroclastici e tufti (GST_a; v. tav.4, fig.41).

Si tratta prevalentemente di una successione, potente alcune centinaia di metri, costituita da un’alternanza monotona di marne arenacee e siltitiche con subordinate intercalazioni di arenarie. In una trincea nella nuova strada provinciale Isili-Gergei, a S di M. Simudis, è bene esposto un aspetto tipico della formazione, con spessori metrici di marne biancastre o grigie, argilloso-arenacee, da compatte a fissili, alternate a subordinate livelli di arenarie cementate, con stratificazione

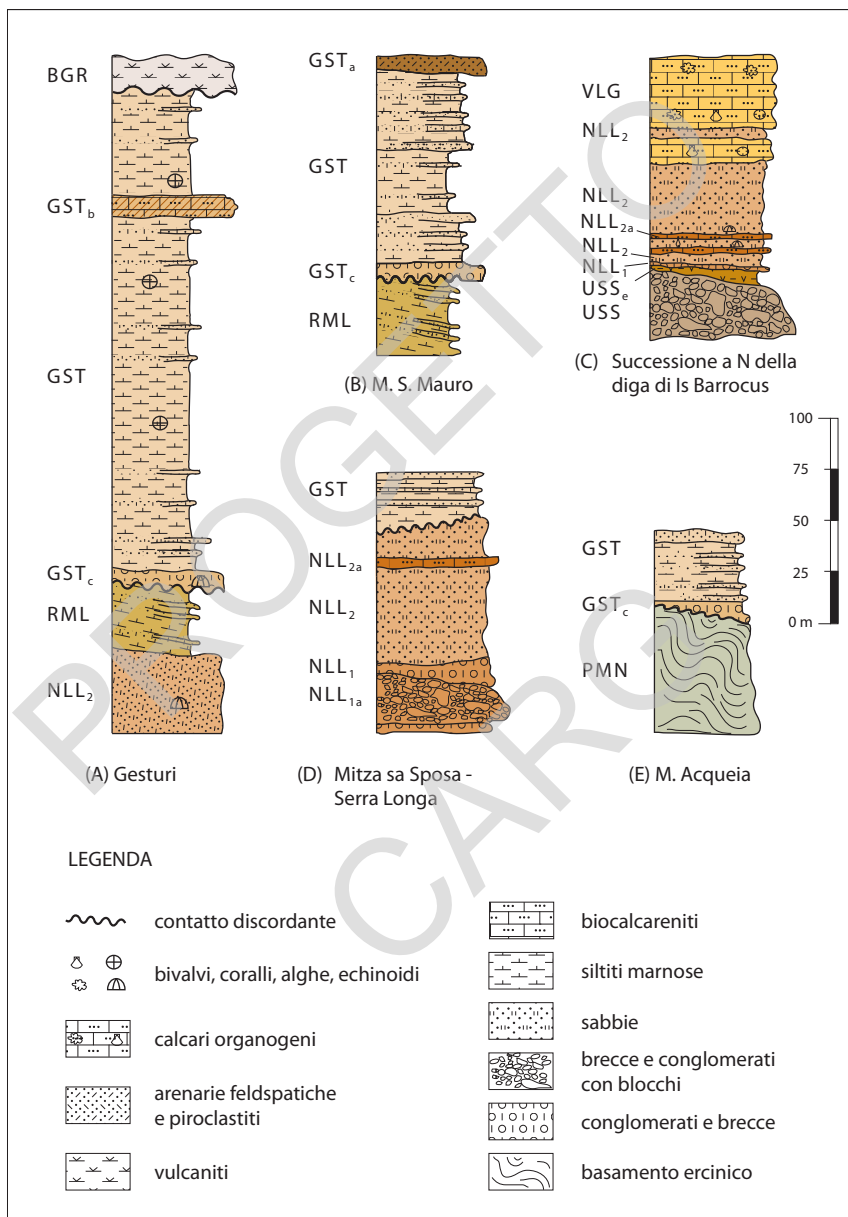


Fig. 41 - Colonne stratigrafiche della successione miocenica del Foglio 540 "Mandas".

orizzontale e piano-parallela. In altri affioramenti posti a SW dell'abitato di Nuragus, oppure lungo la strada che collega Gesturi all'altopiano della omonima Giara, si osservano le stesse architetture sedimentarie, con presenza più o meno accentuata di tracce da bioturbazioni, ben conservate soprattutto nelle diffuse intercalazioni più arenacee. In sezione sottile le litofacies carbonatiche mostrano frequentemente una tessitura di tipo *wackestone* a foraminiferi planctonici e spicole di spugne. Alla base in genere si rinvencono depositi clastici grossolani, conglomerati, arenarie e sabbie con matrice argillosa, contenenti localmente frustoli carboniosi (GST_c). Il conglomerato affiora in modo assai discontinuo, assume raramente spessori superiori ad 1 m, generalmente in lenti, ha carattere matrice-sostenuto, con matrice arenacea, ma localmente appare ben cementato da abbondante cemento carbonatico. Si osserva con buona esposizione presso N.ghe Pardu, a SE di Cuccuru Murvonis e presso N.ghe Muttas Nieddas, presso M. Cuccu, nella periferia a SW dell'abitato di Gesturi e lungo la strada provinciale che collega Nuragus a Genoni. Gli elementi clastici sono costituiti dal rimaneggiamento del basamento paleozoico e subordinatamente delle rocce vulcaniche terziarie; presso M. Acqueia, ad E di Mandas, il conglomerato contiene elementi rimaneggiati dei calcari di Villagrecia affioranti in settori limitrofi. Talvolta (SW di Gersei) vi sono abbondanti elementi di arenarie del I ciclo miocenico rimaneggiate (fig.42).



Fig. 42 - Conglomerato alla base del II ciclo miocenico con clasti di metamorfiti paleozoiche, quarzo e arenarie mioceniche rimaneggiate (a destra della moneta), presso N.ghe Preganti (coord.: 078-933).

In corrispondenza di livelli arenacei poco cementati posti a SW dell'abitato di Mandas, in località Pauliantas, la comparsa di strutture da fuga d'acqua tipiche di ambiente tidale è in accordo con la diffusa presenza di facies prossimali, costituite da arenarie microconglomeratiche con abbondante contenuto argilloso e frustoli vegetali.

In sezione sottile le litofacies basali (GST_c) hanno spesso tessiture di tipo *rudstone* o *grainstone* bioclastici con frammenti di alghe corallinacee (*Lithothamnium*) ostreidi, microforaminiferi.

A diversi livelli all'interno della formazione, interposte fra gli strati marnoso-arenacei, affiorano calcareniti bioclastiche (distinte in carta con la sigla GST_b), in genere in un banco con spessore costante di circa 3 m e dotato di notevole continuità laterale, raramente in livelli discontinui.

Si tratta di una intercalazione di calcareniti e calcari "a *Lithothamnium*" (IACCARINO *et alii*, 1985; LEONE *et alii*, 1984) sebbene le alghe corallinacee siano diffuse anche nei litotipi basali della formazione. Rappresenta la principale facies carbonatica nella successione del II ciclo, ed è riconducibile a sedimentazione calcarea di ambienti neritici (BONADUCE & RUSSO, 1984; IACCARINO *et alii*, 1985).

In prossimità del contatto con i basalti pliocenici della Giara di Gesturi, in località Mitza s'Olioni, sulle arenarie siltose poggia in paraconcordanza un conglomerato matrice-sostenuto, con elementi mediamente arrotondati delle sottostanti arenarie e carbonati. L'affioramento ha giacitura lentiforme con spessore di circa 2 m ed estensione di poche decine di metri, ed in carta è stato attribuito alla formazione delle marne di Gesturi, anche se non si può escludere che testimoni una sua rielaborazione in tempi più recenti, comunque precedenti al Pliocene Superiore (età dei basalti). A tetto della formazione, alla sommità di M. S. Mauro e dei rilievi circostanti, affiora una successione distinta in carta con la sigla GST_a e nota in letteratura come "Tufi langhiani" (PECORINI, 1974a). Alla base sono arenarie feldspatiche plagioclasio-sanidiniche potenti circa 4 m; segue un livello di tufti pomiceo-sanidinici con pomici centimetriche (fig.43) e di cineriti biancastre laminate, per circa 10 m; a tetto, ancora arenarie feldspatiche con frammenti fossili, potenti circa 5 m.

Al di sotto delle "giare" basaltiche la formazione nel suo insieme conserva un discreto spessore, raggiungendo potenze intorno a 200 m (versante a W di Gesturi). Le facies clastiche grossolane alla base (GST_c) hanno spessori che raramente superano i 50 m. I banchi di calcareniti a *Lithothamnium* in genere non raggiungono i 5 m, mentre i "tufi langhiani" affioranti presso M. S. Mauro hanno uno spessore di circa 20 m.

Le marne di Gesturi poggiano in discordanza sulle sottostanti formazioni del I ciclo miocenico, sia sulla formazione della Marmilla che su quella di Nurallao, e talvolta direttamente sul basamento paleozoico (S di Mandas: Pauliantas, Cala-



Fig. 43 - Pomice rimaneggiate nelle arenarie feldspatiche (GST_a) all'interno dei "tufi langhiani" presso M. S. Mauro (coord.: 062-847).

vrigos). Nel settore di M. S. Mauro e ad E di Gesturi il passaggio fra I e II ciclo è marcato da una discordanza di circa 15-20° (fig.44), associata alla comparsa di arenarie grossolane contenenti abbondanti resti conchigliari.



Fig. 44 - Panoramica della discordanza tra i depositi del I ciclo miocenico (formazione di Nurallao, NLL_2) e II ciclo (marne di Gesturi, GST_c). Le linee bianche indicano la giacitura della stratificazione. Punto di vista Nuraghe Pascas (coord.: 073-007) verso E-SE.

Il tetto della formazione è sempre eroso e talvolta ricoperto dagli espandimenti basaltici pliocenici.

Il contenuto in macrofossili delle marne di Gesturi è caratterizzato da abbondanti foraminiferi planctonici, ostracodi, nannoplancton calcareo, pteropodi, bivalvi, echinoidi. Le associazioni a microforaminiferi planctonici riportate da CHERCHI (1974) e 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.). Tale attribuzione cronostratigrafica è confermata dalle analisi biostratigrafiche con nannofossili eseguite durante il rilevamento del Foglio (v. fig.34), che hanno riportato per la parte basale della formazione, in base al riconoscimento della sottozona MNN4a ad *Helicosphaera ampliapertura* - *Sphenolitus heteromorphus* (secondo la zonazione proposta da FORNACIARI & RIO, 1996), il Burdigaliano superiore.

In base al contenuto fossilifero le marne di Gesturi sono considerate di ambiente epibatiale-batiale (BONADUCE & RUSSO, 1984; CHERCHI, 1985a; IACCARINO *et alii*, 1985). In particolare le tessiture osservate nelle litofacies basali, *rudstone* e *grainstone*, sono tipiche di rampa carbonatica intermedia o esterna, mentre le litofacies marnoso arenacee che costituiscono la maggior parte della formazione sono caratterizzate da tessitura tipo *wackestone*, di ambiente marino emipelagico. Nella successione arenacea l'assottigliamento graduale dei livelli più grossolani verso l'alto (*fining-upward*) mostra una chiara tendenza trasgressiva.

Burdigaliano superiore - Langhiano medio.

5.3. - SUCCESSIONE VULCANICA PLIOCENICA

Riguardo gli espandimenti basaltici pliocenici, sebbene esistano in letteratura complesse e approfondite distinzioni di carattere chimico-petrografico, queste non hanno un diretto riscontro sugli affioramenti e non possono essere l'elemento guida del rilevamento per la realizzazione di una carta geologica. Si è perciò preferito distinguere solo gli aspetti litologici direttamente investigabili sul campo.

Gli aspetti chimici e petrografici sono comunque rappresentati nella "Carta geopetrografica del vulcanismo plio-pleistocenico della Sardegna centrale" (ASSORGIA *et alii*, 1983) dove sono state operate distinzioni su base composizionale e geocronologica delle diverse manifestazioni effusive basiche e si rimanda ad essa per ulteriori approfondimenti. Data l'elevata rappresentatività areale di quest'unità litostratigrafica all'interno del Foglio Mandas, si è ritenuto opportuno approfondire sia i caratteri vulcanologici, ben esposti nell'area, che quelli analitici composizionali.

5.3.1. - Basalti delle Giare (BGR)

Nel Foglio Mandas i basalti costituiscono in genere espandimenti tabulari che nella Sardegna centro-meridionale prendono il nome locale di “giare”. Alcuni hanno un’estensione di oltre 20 kmq (Nurri-Oroli), altri meno di 1 kmq (Pizzu Mannu), di altri ancora, pure molto estesi (Giara di Gesturi), affiorano nel Foglio solo parti ridotte. Nell’area rilevata i basalti affiorano con buona estensione costituendo i rilievi isolati di Sa Giara presso Serri, di M. Pizzu Mannu e Pranu Ollas presso Isili, mentre a NW è compresa in carta la parte orientale della Giara di Gesturi (Pranu ‘e sa Giara) che in Sardegna è la più nota e tra le più estese.

I vari espandimenti sembrano corrispondere ad altrettanti apparati vulcanici che hanno eruttato separatamente, dei quali si possono osservare localmente la forma, i dicchi alimentatori e i prodotti piroclastici eruttati in prossimità della zona di alimentazione.

L’assenza di paleosuoli e superfici alterate all’interno della successione vulcanica suggerisce che ciascun espandimento si sia formato nel corso di un singolo episodio eruttivo (eruzioni monogeniche).

I prodotti piroclastici sono costituiti da accumuli di piroclastiti scoriacee (**BGR_a**), composti da lapilli e bombe a fuso di dimensioni decimetriche. Alla base delle colate sono presenti livelli di scorie autoclastiche (*clinker*) generatesi per scomposizione in blocchi della lava. Localmente si osservano fenomeni di alterazione termica sul substrato marnoso miocenico generati dal contatto con il magma incandescente (fig.45).



Fig. 45 - Effetto termico nel substrato marnoso miocenico indotto dalle colate basaltiche plioceniche (BGR) sulle sottostanti marne di Gesturi (GST), con la formazione di una sorta di micro-jointing dovuto alla contrazione termica dei minerali argillosi per perdita d’acqua al contatto con la lava ad alta temperatura. Periferia NE di Serri (coord.: 128-952).

L'espandimento affiorante tra gli abitati di Nurri e Orroli ed il Lago medio del Flumendosa, con la sua propaggine meridionale di Tacchixeddu delimitata a S dal Lago Mulargia, rappresenta l'espandimento di maggiore estensione (circa 20 km²) e contiene elementi che possono essere considerati rappresentativi dell'unità litostratigrafica nel suo insieme. Il centro di emissione sembra individuabile presso M. Pizzioqu, dove si osservano dicchi di alimentazione con giacitura verticale, che tagliano le bancate di lava orizzontali: nei dicchi sono presenti vescicole allungate verso l'alto, che evidenziano la direzione del flusso magmatico e localmente, al contatto con le bancate di lava, compaiono salbande vetrose. Questi, a contatto con la formazione miocenica, hanno formato breccie con alterazione palagonitica.

Le lave generalmente sono caratterizzate da una notevole vescicosità e dalla presenza di inclusi olocristallini chiari, a prevalente composizione feldspatica, e scuri, di composizione simile a quella della lava stessa. Gli inclusi magmatici scuri sono generalmente arrotondati con dimensioni massime di 30 cm, e presentano bordi di reazione con disposizione concentrica delle vescicole attorno al clasto, denotando cessione di gas dal clasto. Inoltre i clasti presentano un effetto di fusione interna. Presso Corona Arrubia si possono osservare depositi piroclastici (*cinder cones*) con presenza di scorie e lapilli di lancio molto vescicolati che testimoniano la vicinanza del presunto condotto di alimentazione.

La sequenza tipica di questi depositi prevede una porzione basale della colata costituita da una breccia, mentre nella parte alta si hanno bancate anche decametriche di lava massiva. Il senso di scorrimento della colata è evidenziato dalla presenza di bolle allungate. Lungo la strada che da Arcu S. Stefano conduce verso la diga sul Flumendosa le colate più basse hanno "fossilizzato" una paleotopografia articolata in vallecole, colmandole, quindi le colate successive si sono impostate su una superficie piana costituita dal tetto delle colate più vecchie.

A Tacchixeddu, presso vecchie cave per materiali lapidei, sono stati osservati affioramenti con fronti di alcune decine di metri di altezza dove si possono riconoscere le sequenze di messa in posto dei basalti. Alla base affiora una ialoclastite con evidente alterazione palagonitica e fratture radiali dovute al raffreddamento. Procedendo verso l'alto si ha un banco di lava massiva con formazione di colonne verticali (fig.46). Questa porzione raggiunge spessori massimi di circa 15 m e si possono osservare vere e proprie colonne prismatiche dovute al raffreddamento; le colonne hanno inoltre una fratturazione orizzontale dovuta a contrazione termica in senso verticale. La spaziatura della fratturazione verticale è di circa 30-40 cm. Nella porzione superiore, in livelli di lava spessi intorno a 3-4 m, sono presenti strutture ialoclastiche con *pillow* che raggiungono anche dimensioni di 1 m di diametro (fig.47). Le strutture a *pillow* sono caratterizzate da forma sferoidale, bordo di vetro da *quenching* e fratture radiali. La parte esterna è



Fig. 46 - *Fratturazione prismatica colonnare nelle lave basaltiche plioceniche viste dal basso, presso Tacchixeddu (coord.: 231-856).*



Fig. 47 - *Livello con strutture a pillow spesso circa 4 m, con visibili pillow di 1m di diametro nei pressi di Tacchixeddu (coord.: 234-857).*

caratterizzata da alterazione palagonitica (fig.48) e da rigature ben visibili dovute ai processi di raffreddamento. A tetto e lateralmente a questi livelli a *pillow*, ed in continuità con essi, è presente un'altra colata di spessore minore, circa 2-3 m, costituita da lava massiva microcristallina. Tale colata appare in continuità con la colata sottostante. La favorevole esposizione degli affioramenti permette di ricostruire una successione di episodi eruttivi: dapprima la messa in posto di una colata che avrebbe sbarrato un corso d'acqua, originando un lago più o meno temporaneo; quindi sopra di questa si sarebbe sovrimposta una seconda colata la cui lava, iniettata attraverso le fratture della prima colata raffreddata, avrebbe generato le strutture a *pillow* osservate.



Fig. 48 - Particolare di *pillow* con bordo vetroso alterato in palagonite, presso Tacchixeddu (coord.: 234-857).

La Giara di Orroli rappresenta un tipico esempio di vulcano a scudo nel quale i depositi di Tacchixeddu sono le porzioni distali delle colate i cui centri di emissione sono collocati più a N, con direzione di movimento circa N-S. Questa ipotesi è confortata dalle analisi chimiche (vedi avanti). Accanto alle sequenze appena descritte si osservano anche strutture di lave a corda che evidenziano la tipologia *pahoehoe* di queste colate; strutture analoghe si osservano anche presso la zona di Arcu S. Stefano, associate a *tunnel* di lava. Spesso si osservano i dicchi di alimentazione delle colate, in particolare presso Serri e presso Corona Arrubia,

che attraversano le colate più vecchie. Nella zona settentrionale dell'espandimento di M. Guzzini, presso il margine del rilievo, affiora un dicco ad andamento sub-verticale e di dimensioni di circa 6-7 m, costituito da un ammasso lavico olocristallino. Un dicco isolato è segnalato presso Cuccuru de Corongiu, dove ha originato un debole termo-metamorfismo sulla successione marnosa intrusa. L'altezza del dicco rispetto al piano di campagna è di circa 5-6 m e il suo spessore minimo è nell'ordine di 3-4 m (fig.49). Il contatto tra il dicco e le marne è evidenziato da una breccia eterometrica costituita da clasti marnosi e subordinatamente clasti lavici. Il passaggio laterale da breccia a lava è netto, come evidenziato dalla variazione di colore: si passa da una breccia con prevalenza di clasti sedimentari ad una lava a struttura massiva con andamento verticale.



Fig. 49 - Dicco basaltico (BGR_d) isolato intruso nella parte basale delle marne di Gesturi (GST_c) presso Cuccuru de Corongiu (Genoni); nello scavo in basso a sinistra affiorano marne rese brune dall'alterazione termica (coord.: 020-037).

In tab.1 sono riportate le analisi chimiche dei basalti dei vari espandimenti, che hanno permesso di collocare i prodotti di questa attività all'interno delle serie alcaline, alcaline-transizionali e subalcaline, in accordo con quanto emerso dagli studi precedenti (ASSORGIA *et alii*, 1983; MURGIA, 1984). La genesi da un vulcanismo intraplacca di questi prodotti è stata evidenziata soprattutto nell'analisi degli elementi in traccia (tab.2).

Tab. 1 - Composizione chimica dei campioni di roccia totale rappresentati mediante ossidi, relativo ai basalti delle Giare (BGR) del Foglio Mandas.

	GIARA DI GESTURI		CORONGIU		MONTE GUZZINI			PIZZU MANNU		GIARA DI SERRI			GIARA DI ORROLI			TACCHEDDU	
	BP060	BP064	BP066	BP070	BP159	BP162	BP165	BP373	BP001	BP073	BP075	BP151	BP155	BP156	BP164	BP198	BP201
SiO ₂	51,83	52,82	48,67	47,61	48,98	49,75	50,57	50,22	49,56	50,63	50,53	49,14	50,59	52,70	51,96	50,81	52,78
TiO ₂	1,46	1,4	1,96	2,6	1,98	1,92	1,93	1,9	2,09	1,85	1,88	2,31	1,95	1,62	1,71	1,59	1,44
Al ₂ O ₃	16,16	15,63	14,9	16,05	15,96	15,63	16,13	15,67	15,42	15,54	16,09	15,93	15,77	16,66	16,16	15,65	15,91
Fe ₂ O ₃	3,42	3,35	3,07	3,41	3,20	3,04	2,98	3,12	3,13	3,05	3,02	3,23	3,07	3,03	2,93	3,13	3,25
FeO	6,83	6,70	6,15	6,82	6,40	6,09	5,95	6,25	6,26	6,09	6,04	6,47	6,14	6,07	5,86	6,26	6,49
MnO	0,14	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12
MgO	6,69	6,71	9,12	7,21	6,56	7,53	6,73	7,57	7,82	7,23	6,42	6,61	7,11	5,52	6,26	6,82	6,22
CaO	7,75	7,61	6,94	7,83	8,37	7,67	7,05	7,87	7,43	7,40	7,39	7,11	7,35	7,90	6,94	8,05	7,79
Na ₂ O	3,39	3,39	2,69	3,52	4,03	3,11	4,63	3,13	4,12	3,72	3,79	4,88	4,21	3,58	3,79	3,45	3,45
K ₂ O	0,56	0,68	2,82	2,04	1,93	2,84	1,74	2,44	1,63	2,30	2,80	1,44	1,68	1,36	2,44	1,62	0,84
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,55	0,56	0,53	0,58	0,61	0,46	0,66	0,46	0,55	0,79	0,61	0,33	0,45	0,36	0,20
L.O.I.	0,22	0,67	0,81	0,47	0,22	0,42	0,27	0,13	0,35	0,05	0,43	0,87	0,17	0,40	0,00	0,50	0,36
totale	98,35	98,54	96,99	97,78	98,08	98,29	98,44	98,76	98,25	98,40	98,64	98,03	98,60	98,88	98,63	97,86	98,49

Tab. 2 - Rappresentazione degli elementi in traccia dei basalti delle Giare (BGR) del Foglio Mandas.

	GIARA DI GESTURI		CORONGIU		MONTE GUZZINI			PIZZU MANNU		GIARA DI SERRI			GIARA DI ORROLI			TACCHEDDU	
	BP060	BP064	BP066	BP070	BP159	BP162	BP165	BP373	BP001	BP073	BP075	BP151	BP155	BP156	BP164	BP198	BP201
Ce	30	33	83	83	71	89	98	82	83	81	85	101	83	54	73	52	34
Ba	259	247	138	1216	1011	1327	1156	865	1198	876	992	1454	1072	485	785	558	303
La	13	8	45	44	42	53	49	51	50	47	50	54	44	27	44	26	22
Ni	125	115	277	100	87	138	109	129	148	136	99	120	104	62	130	126	119
Cr	219	210	326	116	80	211	155	191	218	193	132	138	141	133	173	206	183
V	142	138	165	208	126	156	164	156	162	151	132	171	123	147	144	147	140
Co	43	39	39	41	30	35	34	35	38	33	30	36	31	33	34	37	38
Nb	14	11	37	44	43	50	44	45	48	48	48	48	41	22	35	28	18
Zr	110	108	235	260	200	274	305	266	257	256	293	252	234	176	263	185	142
Y	18	17	15	19	18	19	18	20	20	18	18	17	18	20	18	19	20
Sr	369	364	824	978	839	808	816	694	895	669	789	1099	813	78	676	621	396
Rb	12	17	58	55	26	57	68	48	61	43	53	46	35	31	44	36	18

Per la classificazione delle vulcaniti è stato utilizzato il diagramma TAS (LE BAS *et alii*, 1986), che ha permesso di collocare i campioni all'interno di un chimismo da basico a intermedio con contenuti in SiO_2 variabili da circa 48 a circa 61 wt% (fig.50). I basalti delle Giare del Foglio Mandas possono essere classificati in gran parte come appartenenti alle serie alcaline, ad eccezione di alcuni campioni che rientrano nelle serie transizionali e subalcaline.

I diversi espandimenti mostrano modeste differenze composizionali l'uno dall'altro. Le lave che affiorano nella Giara di Gesturi sono caratterizzate da un chimismo variabile da trachibasalti ad andesiti basaltiche con rapporti $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ piuttosto variabili. Infatti, i trachibasalti presentano una maggiore concentrazione di Na rispetto alle andesiti basaltiche, caratterizzate da un'affinità calcoalcalina. Il contenuto in silice varia da quasi 50% (camp. BP066) a poco oltre il 53% (camp. BP064), ed è rappresentativo di un chimismo da basico ad intermedio. Il campione relativo al dicco di Cuccuru de Corongiu è stato associato con le vulcaniti della Giara di Gesturi e mostra un chimismo basico (contenuto in silice del 48,32 wt%).

L'espandimento di Pizzu Mannu è stato collocato nella serie hawaiitica.

Le lave della Giara di Serri sono caratterizzate da un chimismo piuttosto omogeneo comprendente essenzialmente trachiandesiti basaltiche (serie sodica).

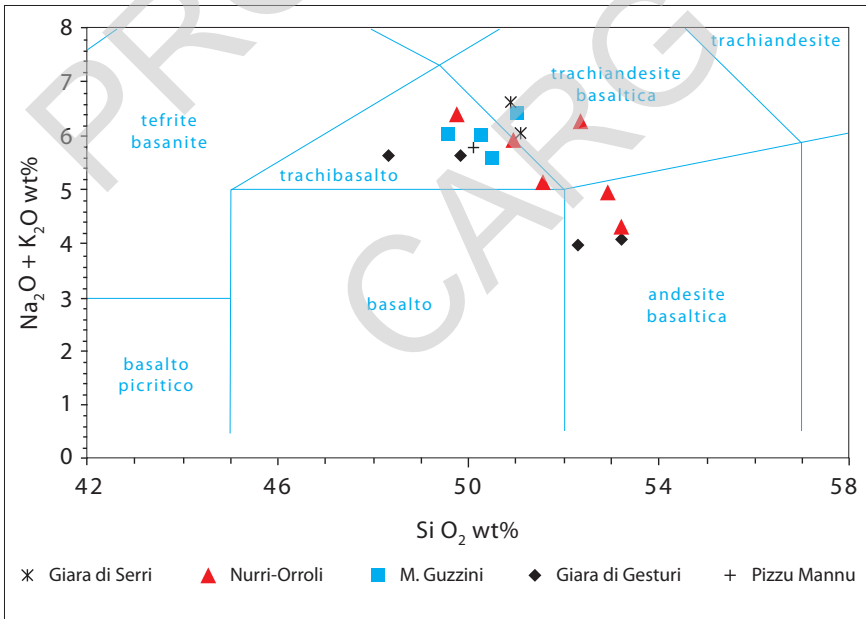


Fig. 50 - Diagramma TAS relativo ai basalti delle Giare (BGR) affioranti nel Foglio Mandas.

I campioni rappresentativi della Giara di Orroli mostrano una variazione composizionale da andesiti basaltiche a trachiandesiti basaltiche e trachibasalti. Le analisi effettuate sulla composizione chimica sembrano in accordo con l'ipotesi che si tratti di un vulcano a scudo con centro di emissione a M. Pizzioigu e direzione di scorrimento verso S. Infatti, i campioni provenienti dal settore di Pizzioigu - N.ghe Arrubiu mostrano un chimismo più basico e appartengono alla serie alcalina, mentre i campioni prelevati presso Tacchixeddu mostrano una *trend* composizionale verso prodotti più ricchi in silice, mediamente sopra il 52 wt%, e possono essere raggruppati all'interno di un chimismo da transizionale a subalcalino e più precisamente calcoalcalino.

L'espandimento di M. Guzzini mostra una certa omogeneità all'interno del campo rappresentativo dei trachibasalti e delle trachiandesiti basaltiche. Il diagramma $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ mostra un *trend* variabile della concentrazione di Na e K. Le rocce hanno la composizione tipica delle di hawaiiiti, mugeariti e trachibasalti.

Gli espandimenti di basalti delle Giare hanno spessori variabili, mediamente compresi tra 5 e 30 m, e sono formati da colate sovrapposte, spesso separate da superfici tipo *pahoehoe* di lava vescicolata o scoriacea. Lo spessore delle singole colate varia da metrico a decametrico in funzione della paleomorfologia e della distanza dal centro di emissione. Poggiano indifferentemente su tutti i termini delle successioni precedenti.

Datazioni radiometriche con il metodo K/Ar su roccia totale eseguite da Savelli (in ASSORGIA *et alii*, 1983) hanno dato età variabili tra 3,54 e 2,49 Ma.

Si tratta di prodotti ascrivibili ad un vulcanismo anorogenico intraplacca, costituiti essenzialmente da lave basaltiche, da alcaline ad alcaline-transizionali, di colore scuro. Prevalgono i basalti sub-alcalini nel settore di Nurri-Orroli e del M. Guzzini, mentre le mugeariti sono meno diffuse e costituiscono piccole colate generalmente al di sopra degli espandimenti di basalti sub-alcalini.

Pliocene Medio-Superiore

6. - DEPOSITI QUATERNARI

Il rilevamento dei depositi quaternari affioranti nel Foglio 540 "Mandas" è stato effettuato inquadrando le unità lito-, morfo- e pedo-stratigrafiche in unità UBSU o sintemi ("Unconformity Bounded Stratigraphic Units" in ISSC, 1987; AA.VV, 1983; SALVADOR, 1994) ossia in "Unità stratigrafiche a limiti inconformi", come proposto dal Servizio Geologico d'Italia. I risultati ottenuti utilizzando il criterio "allostratigrafico" non avrebbero comunque comportato sostanziali differenze, data l'importanza attribuita in entrambe le metodologie alla presenza di discordanze erosive, paraconcordanze, o *hiatus* di sedimentazione con sviluppo di paleosuoli.

I depositi quaternari affioranti nel Foglio Mandas sono stati distinti in depositi olocenici e pleistocenici. I primi, a loro volta, sono stati suddivisi in “antichi”, cioè non legati ad una dinamica attuale, e depositi “attuali”, cioè legati a dinamiche di sedimentazione ed erosione ancora in atto. I depositi “antichi” sono stati inseriti in una grande unità che risulta però essere suddivisa al suo interno in varie sottounità corrispondenti ai vari ambienti deposizionali.

Dato che le modificazioni dell’ambiente fisico durante l’Olocene sono state considerevoli, questi sedimenti sono anche caratterizzati da gradi variabili di inattività e seppellimento.

Tra questi depositi sono compresi i depositi alluvionali terrazzati. I depositi più rappresentati sono quelli di pianura alluvionale, che mostrano passaggi progressivi a quelli di conoide alluvionale; sono discretamente ben rappresentati anche i depositi di versante.

La natura di questi sedimenti e la relazione laterale tra le varie facies è comunque alquanto complessa e talora è risultato difficile, in mancanza di sezioni stratigrafiche e di elementi cronologici, stabilire le relazioni spazio-temporali tra le varie unità. Ad ogni modo uno sforzo è stato compiuto per rappresentare in maniera esaustiva le caratteristiche di facies dei depositi, in particolare le diverse tessiture, così da offrire un quadro paleogeografico articolato e completo nell’ambito delle diverse unità.

La descrizione dei depositi fluviali è stata effettuata seguendo i criteri proposti da MIALI (1985; 1995; 1996) che sono stati applicati a depositi coevi della penisola italiana (CALDERONI *et alii*, 1991).

Tra i depositi attuali sono compresi anche le frane ed i depositi d’origine antropica. Mentre molti depositi di origine antropica sono legati a fenomeni recenti e comunque riconducibili a interventi di un passato più o meno prossimo a noi, le frane presentano problematiche più complesse che verranno illustrate nel capitolo relativo.

La scarsità di datazioni radiometriche ha inoltre impedito di stabilire con certezza la posizione cronologica della discordanza che separa i depositi pleistocenici da quelli olocenici. In particolare è difficile stabilire l’importanza della discordanza che si è certamente manifestata durante la Terminazione 1 (DAANSGARD *et alii*, 1993), corrispondente al miglioramento climatico Tardiglaciale, prima della definitiva fine delle condizioni climatiche fredde sia nella penisola che, verosimilmente, anche in Sardegna.

Per quello che riguarda la nomenclatura delle varie unità, si è preferito utilizzare i nomi creati per le unità morfo-, lito-, e pedo-stratigrafiche poste in posizione analoga nei fogli limitrofi. Infatti, la creazione di ulteriori nomi, oltre a complicare enormemente la letteratura, avrebbe introdotto differenze non sostenute dagli scarsi dati a disposizione.

6.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI

6.1.1. - *Subsintema di Portoscuso (PVM_{2a})*

L'area del Foglio è ubicata sullo spartiacque tra due grandi bacini: il Flumendosa ed i suoi affluenti drenano il lato orientale verso SE mentre quello occidentale è attraversato da corsi d'acqua che drenano verso il Campidano. Lungo questi corsi d'acqua, affiorano sparuti resti di depositi pleistocenici che si rinvengono più diffusamente nelle aree ad W e a S, in zone più depresse del Campidano. La presenza di alcuni depositi terrazzati, anche se non datati direttamente, testimonia come anche nel Foglio Mandas si è avuta la deposizione di sedimenti quaternari precedenti all'Olocene.

Affiorano in lembi ridotti sulla sponda W del Lago di Mulargia, in un piccolo affioramento a N di Barumini, e nella zona di Muscadroxiu, a W di Nurri.

Si tratta di ghiaie eterometriche, costituite da elementi delle successioni più antiche. In genere il grado di arrotondamento è modesto e sono frequenti o quasi esclusivi i livelli a sostegno di matrice, a testimoniare che il meccanismo principale di deposizione è da attribuire a fenomeni di trasporto in massa, in particolare colate di detrito. Gli spessori sono sempre inferiori ai 5 m. Essi generano sempre terrazzi fluviali posti a quote di alcuni metri sul fondovalle attuale.

Sulla sponda del Lago di Mulargia, sui fianchi di M. Maiore, una sezione meglio esposta ha permesso di stabilire che il deposito è costituito da clasti di dimensioni anche superiori a 8 cm, scarsamente cementati, immersi in matrice sabbiosa o ciottolosa fine; i clasti provengono in prevalenza dal basamento metamorfico.

L'attribuzione al Pleistocene superiore avviene per analogia con depositi simili e con relazioni geometriche e stratigrafiche simili, affioranti nelle aree adiacenti al Foglio.

6.2. - DEPOSITI OLOCENICI

6.2.1. - *Travertini (f₁)*

Depositi di travertino, generalmente compatto e fitoermale (GOLUBIC *et alii*, 1993), localmente di aspetto spugnoso, con abbondanti resti vegetali, affiorano ai bordi delle coperture carbonatiche mesozoiche ed eoceniche, con una maggiore frequenza ed abbondanza in corrispondenza delle terminazioni meridionali dei Tacchi di S. Maria (Cantoniera S. Maria), di Villanovatulo (Funtana Bruncu Meriagu, S. Sebastiano), e in altre località come Su Casteddu, Funtana sa Stoa *etc.*, (fig.51).



Fig. 51 - Deposito di travertino presso Mitza sa Stiddiadroxia, ad E di Gesturi (coord.: 050-997).

Essi sono associati alla precipitazione di carbonati, in genere da parte di alge calcaree, ma anche per la rapida degassazione associata a variazioni di pendenza e di temperatura, presso sorgenti talora anche non più attive.

In queste località sono state osservate placche di travertini in formazione, di limitata estensione, che ricoprono depositi di travertino compatto più antico, spesso dissecati da processi erosivi.

I depositi travertinosi antichi in genere non sono più in equilibrio con le attuali condizioni morfogenetiche in quanto sono sempre dissecati e terrazzati dai corsi d'acqua attuali. Lungo il Flumini Mannu, in prossimità della gola nel versante settentrionale del rilievo di P.ta Trempu, sono stati rinvenuti depositi travertinosi ancora in formazione.

La fine della deposizione di travertino durante la parte centrale dell'Olocene sembra un fenomeno generalizzato sia in Europa (GOUDIE *et alii*, 1993) che in Italia peninsulare (CILLA *et alii*, 1994; 1996). Alcuni Autori attribuiscono questo fenomeno alla diminuzione di CO₂ nelle acque d'infiltrazione in seguito ai massicci processi di deforestazione.

Olocene

6.2.2. - Depositi di frana ($\mathbf{a}_1, \mathbf{a}_{1a}$)

6.2.2.1. - Corpi di frana antichi (\mathbf{a}_{1a})

Estesi accumuli gravitativi, che di solito non presentano indizi di attività, affiorano diffusamente ai bordi dei rilievi tabulari, in corpi di estensione molto variabile (tav.5).

Sono state cartografate come frane antiche quelle che presentano la base della corona ricoperta da spessori anche non trascurabili di depositi detritici e colluviali vegetati e, dove le arature hanno permesso osservazioni più puntali, il versante è ricoperto da spessori considerevoli ed apparentemente omogenei di suoli.

Si deve inoltre aggiungere che sull'accumulo di questa tipologia di frana sorgono alcuni edifici che non sembrano aver registrato movimenti. Non si esclude dunque che alcuni di questi accumuli si siano verificati prima dell'Olocene.

Inoltre, sono state inserite in questa categoria le frane che presentano morfologie più fresche e dunque hanno verosimilmente avuto un'attività in tempi più recenti, ma che per la mancanza di testimonianze scritte o orali e la difficoltà di stabilire con esattezza il periodo di attivazione, non è stato possibile inserire all'interno delle frane attive. Ovviamente per una corretta determinazione del grado di attività di questi fenomeni sarebbe opportuno, soprattutto quando sono limitrofi a centri urbani e infrastrutture di primaria importanza (strade, ferrovie, invasi artificiali, *etc.*), procedere alla realizzazione di una opportuna rete di monitoraggio.

Le frane più estese si sviluppano lungo i versanti delle varie Giare.

Lo spessore di questi accumuli è molto variabile, ma di rado supera i 15 m. Olocene

6.2.2.2. - Corpi di frana (\mathbf{a}_1)

Nel Foglio esistono numerosi corpi di frana con morfologia fresca, quindi riconducibili a processi gravitativi recenti e/o in atto.

In genere si tratta di movimenti limitati in estensione e spessore, che interessano i tratti più acclivi dell'area.

Lungo la sponda sinistra del Lago medio del Flumendosa, in località Santu Lucifero, sono stati segnalati anche in passato alcuni fenomeni franosi a spese di sedimenti appartenenti principalmente alla formazione di Ussana (DAMIANI, 1979), senza importanti indizi di movimenti franosi in atto. Sul versante settentrionale ed occidentale di Santu Lucifero sono attualmente presenti due corpi di frana (\mathbf{a}_1) di limitata estensione, marcati da piccole nicchie di distacco e trincee, che nei periodi di massimo invaso sono quasi interamente sommersi.

Fenomeni franosi in quest'area furono riconosciuti già durante la costruzione della diga per l'invaso del Flumendosa e negli anni '60 del secolo scorso (PECORINI, 1997). Riattivazioni recenti di maggiori proporzioni sono state osservate al piede delle frane ubicate in prossimità della riva destra del Lago Flumendosa. Le riattivazioni sono originate presumibilmente dalle frequenti variazioni stagionali del livello del lago che modifica le caratteristiche geotecniche del deposito. Frane attive sono state cartografate nel versante settentrionale di M. S. Mauro, ad E di Gesico. Si tratta di colate di blocchi di diversi metri cubi ciascuno di modesta estensione, che si sviluppano al contatto tra litotipi arenacei e marnosi delle marne di Gesturi, in genere a spese delle arenarie feldspatiche GST_a (fig.52).

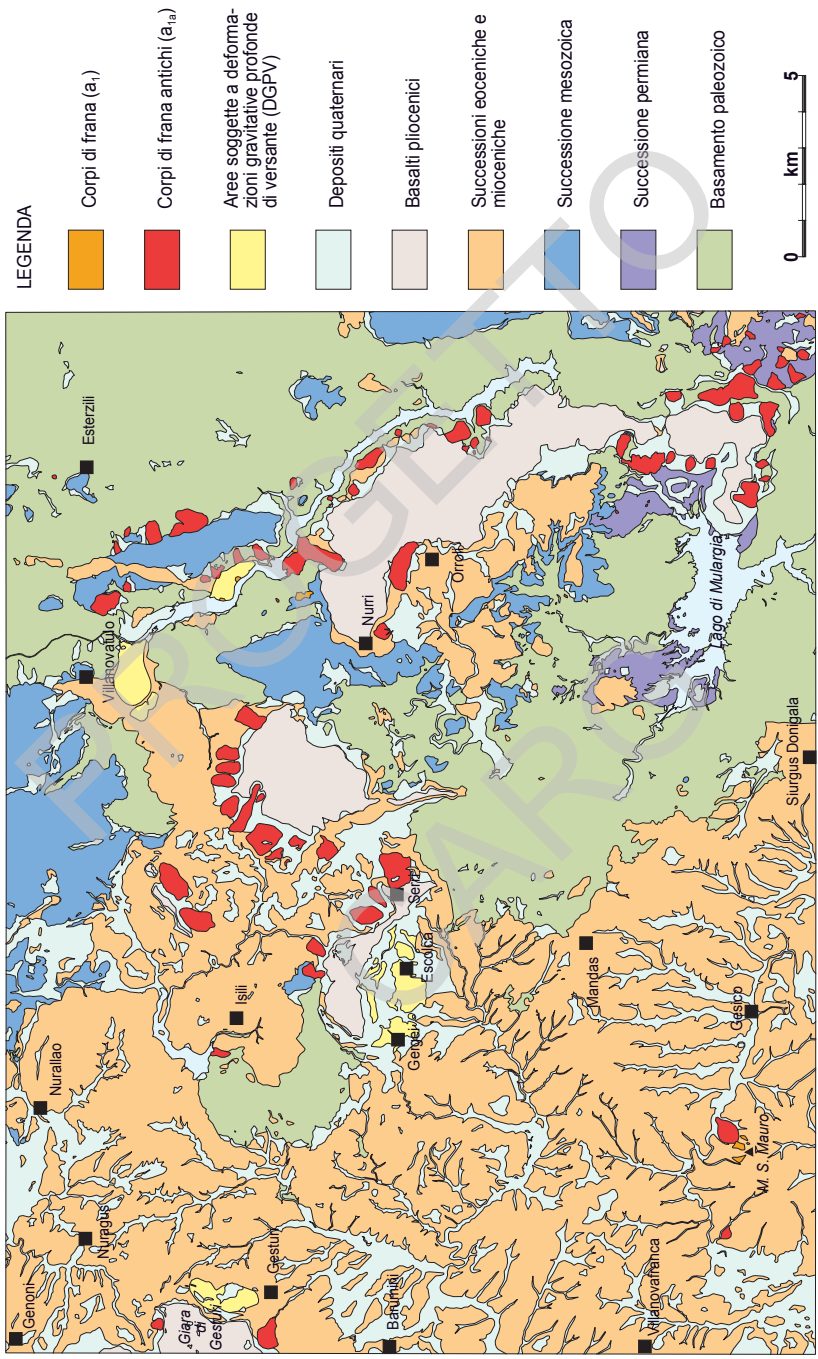
Olocene



Fig. 52 - Blocchi in frana (a_1), nel versante NW di M. S. Mauro; le dimensioni di alcuni blocchi superano quelle dell'automobile indicata dalla freccia (coord.: 032-860).

6.2.3. - Depositi alluvionali terrazzati (b_n)

Affiorano in quasi tutta l'area del Foglio, ma con maggior diffusione nella parte occidentale, dove il rilievo è meno impervio. Sono strettamente correlati ad un reticolo idrografico simile a quello attuale di cui costituiscono i letti di piena straordinaria o le pianure alluvionali legate alle dinamiche passate, quando un maggior carico solido proveniva dai versanti.



Tav. 5 - Carta dei corpi di frana cartografati nel Foglio Mandas (da Uras, 2003; Pisanu, 2003; modificati).

I sedimenti alluvionali sono simili a quelli che caratterizzano i letti attuali. Essi sono dunque costituiti da tessiture grossolane, sabbie grossolane e ghiaie (b_{na}), e solo localmente sono presenti intercalazioni di lenti e sottili livelli di *silt* (b_{nb}), in genere associati ad aree di esondazione. In zone prossime ai versanti i sedimenti all'interno degli alvei possono essere anche molto grossolani con ciottoli e blocchi.

All'interno delle valli che solcano i rilievi nella parte orientale del Foglio sono stati osservati letti armati. La limitatezza degli affioramenti ha impedito talora la loro rappresentazione cartografica. Dove si rinvencono condizioni particolarmente favorevoli all'accumulo, quali lungo la valle del Flumendosa attualmente occupata dall'omonimo invaso, questi sedimenti possono raggiungere spessori raramente superiori ai 5 m.

In questa categoria sono stati cartografati anche i depositi alluvionali terrazzati che costituiscono piccoli lembi verosimilmente deposti durante la progressiva incisione *post*-glaciale.

Nella parte interna dell'invaso del medio Flumendosa, l'incisione attuale ha permesso di osservare la presenza di alcuni metri di ghiaie a stratificazione piano parallela (Gh) ed incrociata planare (Gp) che suggeriscono la presenza di canali a meandri ghiaiosi. L'affioramento è molto esiguo ed ubicato a circa 8 m sul fondo valle attuale. Questo ambiente deposizionale, caratterizzato da processi di accrezione laterale che generano *epsilon-cross stratification* (ALLEN, 1963), corrisponde al Modello 4 di MIALL (1985). Più a valle, in destra idrografica, poco a monte della frana di Santu Lucifero, affiorano depositi con caratteristiche sedimentologiche simili, all'interno di un piccolo meandro che ha lasciato un ben evidente piccolo terrazzo alcuni metri più in alto (generalmente sommerso dall'invaso).

Le dinamiche testimoniate da questi affioramenti sono dunque quelle di un corso d'acqua che, seppur ancora carico di sedimenti solidi, è già in fase d'incisione. Per tale motivo è stato cartografato insieme ai sedimenti olocenici di cui rappresenta verosimilmente un momento molto antico. Non è neppure escluso che tali dinamiche possano corrispondere a quelle instauratisi durante il primo importante miglioramento tardoglaciale (Terminazione 1 di DAANSKARD *et alii*, 1993). In mancanza di datazioni è stato inserito all'interno dei depositi olocenici.

Olocene

6.2.3. - Depositi di versante (a)

Gli affioramenti più estesi si rinvencono lungo i versanti delle coperture carbonatiche mesozoiche del Taccu S. Maria, Tacco di Villanovatulo e Taccu de Nurri e in corrispondenza dei versanti delle giare basaltiche plioceniche.

Si tratta di depositi in genere monogenici, di solito eterometrici e con clasti scarsamente elaborati, accumulati essenzialmente per gravità alla base dei versanti più ripidi. Essi si presentano incoerenti o scarsamente cementati, a volte in corso di stabilizzazione da parte di una vegetazione erbacea ed arbustiva.

Gli spessori possono essere molto variabili, ma raramente superano i 5 m.

È verosimile che la loro messa in posto, in genere più comune su versanti denudati per motivi climatici (COLTORTI & DRAMIS, 1995), sia da associare ai processi di deforestazione che avrebbero indotto meccanismi di desertificazione antropica (COLTORTI, 1997) sin dalla preistoria.

Olocene

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

Affiorano diffusamente in particolare nella parte occidentale del Foglio, come prodotto d'alterazione e rimaneggiamento delle sottostanti formazioni mioceniche. Queste ultime, infatti, sono spesso costituite da sedimenti sabbiosi o arenacei poco cementati talora alternati a livelli argillosi e marnosi, che costituiscono le condizioni ideali per un'accelerazione dei processi di degradazione.

Si tratta di depositi in cui sono presenti percentuali variabili di sedimenti fini (sabbia e *silt*) più o meno pedogenizzati ed arricchiti della frazione organica. Generalmente sono mescolati con sedimenti più grossolani, di solito detriti da fini a medi, sempre subordinati.

Lo spessore è in genere esiguo, dell'ordine di alcuni metri. Costituiscono coltri molto estese, in genere più potenti ai piedi delle giare basaltiche e all'interno di impluvi.

La loro attribuzione all'Olocene è dovuta alla presenza, nelle sezioni osservate, di un'elevata frazione organica. Questa suggerisce che si tratti di sedimenti derivati dall'erosione del suolo durante l'Olocene e mescolati a sedimenti provenienti per degradazione fisica direttamente dal substrato.

Olocene

6.2.6. - *Depositi alluvionali (b)*

Si tratta dei depositi che si rinvencono all'interno dei letti dei maggiori corsi d'acqua (Flumendosa, Flumini Mannu, Riu Murera, Riu Mulargia) attualmente ancora soggetti a processi di erosione, trasporto e rideposizione periodica.

Essi sono costituiti da ghiaie poligeniche eterometriche (fig.53), talvolta in matrice sabbiosa con lenti sabbiose e sabbioso-ghiaiose poco continue.

Sono tipici sedimenti di barra, in genere longitudinale, ma talora anche laterale o mediana (MIALL, 1996), depositi nell'ambito di tracciati a canali intrecciati o irregolari, talvolta caratterizzati da un'elevata variabilità delle portate.

Dato che un esteso tratto del medio Flumendosa è stato sbarrato e trasformato in lago a fini idroelettrici e potabili, il settore di pianura attualmente sommersa è interessata da una deposizione sabbiosa e limosa.

Olocene



Fig. 53 - Ghiaie eterometriche e blocchi (b_1), non cementati, in evoluzione, lungo il corso del Flumendosa, presso Cea Palleri, area generalmente sommersa dall'invaso del Flumendosa (coord.: 197-017).

6.2.8. - Depositi palustri (e_5)

Si tratta di piccoli affioramenti rinvenuti nella sommità della Giara di Gesturi, costituiti da sedimenti argillosi, molto plastici, verosimilmente derivanti da processi di alterazione del substrato roccioso basaltico.

Si formano prevalentemente in corrispondenza di estesi ristagni idrici (noti con il toponimo locale di "pauli"), nei quali l'acqua permane in alcuni casi fino ai primi mesi estivi.

Lo spessore dei depositi è raramente superiore al metro.

Olocene

6.2.9. - Depositi antropici (**h**)

L'area del Foglio è caratterizzata da una media densità insediativa concentrata in piccoli paesi. I depositi antropici, in corrispondenza delle strade e dei principali centri abitati, spesso sono talmente limitati da non essere cartografabili.

Tali depositi assumono maggiore importanza nelle zone in cui è stata notevole la presenza delle attività minerarie. Nell'area di Coi Puddas e Sedda Intrezza sono presenti discariche minerarie (**h_{1m}**) di materiali sterili derivanti dall'attività estrattiva, con spessori massimi di 10 m.

In località Puzzu Jossu e più a N, nei pressi del mattatoio comunale di Nurri e nella zona industriale di Isili in località Perda Quaddu, sono presenti cumuli di materiali di riporto talvolta consistenti (più di 10 m di spessore) (**h_{1r}**).

Nel territorio di Orroli, lungo la strada vicinale Genna Xeas è presente una discarica per rifiuti solidi urbani (**h_{1u}**).

Esiste una sola discarica industriale (**h_{1i}**) di acque reflue di un frantoio oleario a S di Gergei. Sono state distinte anche numerose discariche per inerti (**h_{1n}**) di limitata estensione.

Olocene

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA

L'assetto strutturale del Foglio 540 "Mandas" è fortemente influenzato sia dagli eventi deformativi legati all'orogenesi ercinica, che hanno determinato l'ossatura fondamentale del basamento metamorfico paleozoico durante il Carbonifero superiore - Permiano, sia, in maniera più blanda, dall'evoluzione tettonica terziaria.

1. - TETTONICA PALEOZOICA

Il basamento paleozoico affiorante nel Foglio 540 "Mandas" è caratterizzato da una complessa tettonica polifasica connessa con l'evoluzione ercinica durante il Carbonifero.

Per quanto riguarda la tettonica eo-caledoniana segnalata nell'adiacente Foglio 549 "Muravera", all'interno del Foglio non sono state rinvenute evidenze chiare di una discordanza angolare tra le arenarie di San Vito e i prodotti del ciclo vulcanico ordoviciano, che possa testimoniare la presenza di una fase deformativa all'Ordoviciano Inferiore-Medio.

Ciò non ne esclude la presenza anche in quest'area, probabilmente obliterata da una deformazione troppo intensa durante l'orogenesi ercinica.

1.1. - TETTONICA ERCINICA

Il basamento metamorfico affiorante nel Foglio è stato da tempo riconosciuto come appartenente alla Zona a falde del segmento sardo della catena ercinica sud-europea (cfr. § III - 1.).

L'evoluzione tettonica si articola, a grandi linee, in una fase di raccorciamento D1, connessa alla collisione continentale, ed una fase post-collisionale D2. Il riconoscimento di diverse strutture: pieghe, sovrascorrimenti, foliazioni, *etc.*, la loro interpretazione cinematica, nonché le relazioni di reciproca sovrapposizione, permettono di distinguere, all'interno di questi due momenti principali dell'evoluzione ercinica, diverse fasi deformative di minore entità responsabili di un quadro deformativo complesso (tab.3 e fig.54).

La fase di raccorciamento è quella che ha indotto nella successione cambro-carbonifera la deformazione più importante, pervasiva a tutte le scale, con metamorfismo sin-cinematico e formazione di sovrascorrimenti che hanno sovrapposto le diverse unità tettoniche, e al loro interno pieghe isoclinali coricate con ampiezza a volte chilometrica ed una marcata scistosità di piano assiale. Si tratta di unità di copertura completamente sradicate dal loro basamento; le arenarie di San Vito costituiscono il livello di scollamento più profondo.

Gli ultimi stadi del raccorciamento sembrano i responsabili della formazione delle grandi strutture antiformali (D1t) che ripiegano gli elementi sopra elencati, originando la megastruttura dell'Antiforme del Flumendosa, che caratterizza il basamento ercinico della Sardegna centro-meridionale (v. tav.1 e fig.3).

Durante la fase post-collisionale (D2 e D3), la risposta al disequilibrio isostatico nell'edificio di unità tettoniche formatosi, è caratterizzata da pieghe asimmetriche e zone di taglio con cinematica diretta che favoriscono il sollevamento dei nuclei più profondi delle unità tettoniche, esasperando la geometria antiformale dell'edificio a falde acquisita durante la fase tardiva del raccorciamento.

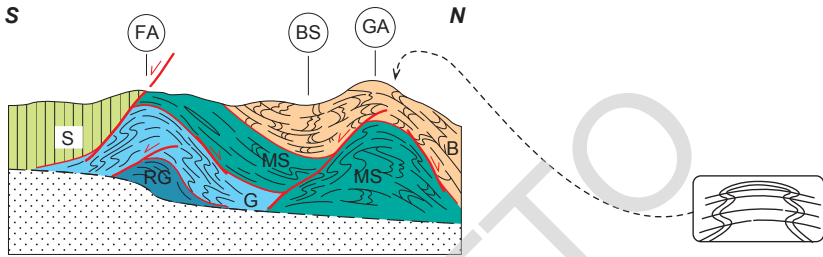
La progressione delle conoscenze e l'ampliamento delle aree soggette ad un rilevamento geologico-strutturale hanno portato i diversi Autori ad un dettaglio sempre maggiore nel distinguere le fasi deformative erciniche della Zona a falde; in tab.3 sono riassunte le fasi deformative e la relativa nomenclatura proposta dai vari Autori.

1.1.1. - Fase deformativa collisionale D1

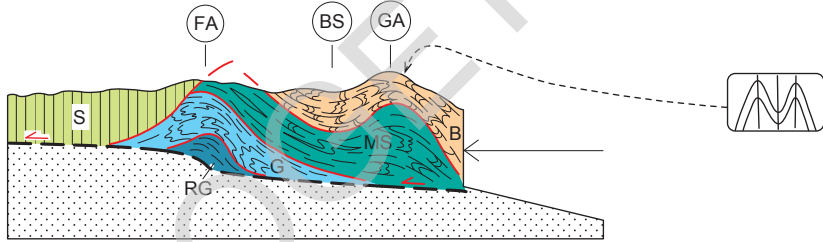
La fase di raccorciamento ha strutturato il basamento ercinico del Foglio Mandas in diverse unità tettoniche, geometricamente sovrapposte; dalla più bassa: Unità di Riu Gruppa, Unità del Gerrei, a sua volta suddivisa nelle due sotto-

AMBIENTE TETTONICO	ASPETTI CINEMATICI	CARATTERISTICHE ED ELEMENTI STRUTTURALI	STRUTTURE PRINCIPALI	FASI DEFORMATIVE			
				CONTI <i>et alii</i> , 2001	CONTI & PAVIA (1998)	CAROSI & PERLUSATI (1990)	CARMIGNANI <i>et alii</i> , 1978
ISPESSIMENTO CROSTALE	Messa in posto delle unità tettoniche con direzione di trasporto tettonico verso SSW.	Foglio 540 "Mandas"	Anticlinali di Domu 'e Orxia, Costa de Lepori, <i>etc.</i> ; sinclinali di M. S. Vittoria, Perdanoia, Genna sa Taula, <i>etc.</i> ; sovrascorri-menti	Fase Gerrei + Fase Meana	D1	D1 + D2	D1
		Pieghe isoclinali, assi A_1 , scistosità S_1 , lineazioni di allungamento L_1 , sovrascorri-menti		D1			
	Messa in posto della unità del Sarrabus con direzione di trasporto tettonico verso W.	Laminazioni lungo zone di taglio duttili non riconosciute nel Foglio Mandas	D1a	Fase Sarrabus	D1 + D2		
ESUMAZIONE TETTONICA	Raccorciamento tardivo circa N-S.	Antiformi e sinformi verticali con A_{II} , WNW-ESE, clivaggio di crenulazione S_{II}	Antiforme di Nurri, Duomo di Mandas, Antiforme di Sa Mandara, Sinforme del Mulargia	Fase Flumen- dosa	?	D3	D2
		Zone di taglio duttili dirette a basso angolo, pieghe asimmetriche con assi A_2 e clivaggio di crenulazione S_2	Faglia del Mulargia, Pieghe di Pitzu Acutzu	Fase Riu Gruppa	D2		
	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	D3		D3	D4	D3

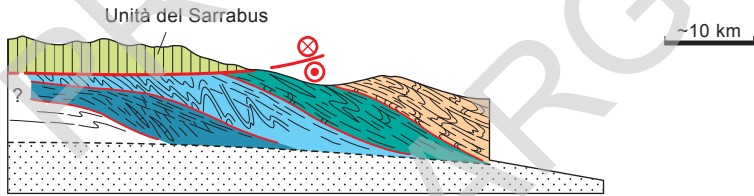
Tab. 3 - Sintesi delle diverse fasi deformative erciniche, relative strutture, e conseguente nomenclatura, riconosciute nella Zona a falde della Sardegna centro-meridionale secondo i diversi Autori.



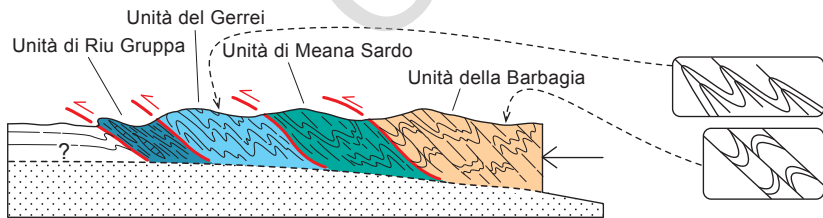
(d) Faglie normali e pieghe asimmetriche (D2)



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



(b) Messa in posto delle unità verso W (non riconosciuta nel Foglio Mandas) (D1a)



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

Fig. 54 - 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).

unità di Monte Lora e di Arcu de su Bentu, l'Unità di Meana Sardo, ed infine l'Unità della Barbagia (v. fig.3).

Mentre le prime unità tettoniche citate appartengono alle cosiddette "Falde esterne", dove è possibile riconoscere una successione litostratigrafica sostanzialmente identica, l'Unità della Barbagia appartiene alle "Falde interne", caratterizzate da una deformazione più intensa e da una successione terrigena, monotona e poco definita (v. tav.1).

Le strutture caratteristiche di questa fase deformativa sono pieghe, scistosità e sovrascorrimenti.

Le pieghe sono generalmente isoclinali, coricate, con ampiezza pluri-chilometrica, perlopiù non-cilindriche, classificabili in genere come appartenenti alla "classe 1C" secondo RAMSAY (1967), con cerniere ispessite e fianchi assottigliati, a tutte le scale. La scistosità di piano assiale, denominata S_1 , è sempre presente anche se con differente penetratività a seconda dei litotipi, originando in genere un clivaggio ardesiaco nei litotipi filladici, ed un clivaggio discontinuo nei litotipi più grossolani: metarenarie o metavulcaniti. Nei metacalcari, ed in alcune quarziti, prevale una foliazione di dissoluzione e ricristallizzazione (*pressure solution*) (v. fig.14).

La S_1 è la superficie più evidente in campagna, mentre la stratificazione (S_0), trasposta completamente sulla S_1 nei fianchi delle pieghe isoclinali, è in genere osservabile solo nelle zone di cerniera (fig.55).



Fig. 55 - Piegia D1 di un livello carbonatico all'interno degli Scisti a Graptoliti nell'Unità del Gerrei con evidente foliazione S_1 parallela al piano assiale delle pieghe stesse; presso M. Cugussi (coord.: 169-962).

Nonostante ciò, talvolta è ancora possibile osservare strutture sedimentarie. Il diffuso 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 lungo i fianchi delle pieghe D1. Conseguentemente, anche la possibilità di cartografare con continuità le pieghe D1 è fortemente limitata dal tipo di formazioni affioranti; ad esempio è quasi impossibile cartografare pieghe della fase deformativa D1 all'interno delle arenarie di San Vito a causa della monotonia litologica e dell'assenza di *marker* litostratigrafici al suo interno. Delle pieghe è possibile misurare direttamente le linee di cerniera (o assi, A_1) nelle strutture alla scala dell'affioramento, o anche come lineazioni di intersezione tra S_0 ed S_1 (L_{0-1}).

La direzione di trasporto tettonico, sottraendo l'effetto delle deformazioni successive, è generalmente verso i quadranti meridionali (SW), ed è possibile rilevarla sia tenendo in considerazione la geometria delle zone di cerniera in rapporto alla polarità stratigrafica (direzione di "*facing*"), sia mediante le lineazioni d'estensione, materializzate dai clasti nei litotipi più grossolani (metaconglomerati) e da porfiroclasti nelle metavulcaniti, sia infine con le lineazioni mineralogiche.

Le unità tettoniche sono separate da zone di sovrascorrimento, con caratteristiche fasce milonitiche e cataclastiche, potenti da pochi fino ad un centinaio di metri. Gli indicatori cinematici misurati nelle zone di taglio sono paralleli alle lineazioni d'estensione misurate lungo la scistosità associata alle pieghe D1 interne alle singole unità. Sebbene sia sensato ritenere che pieghe e sovrascorrimenti siano coevi, sul terreno e a scala cartografica, è evidente che questi ultimi tagliano, a basso angolo, i piani assiali delle pieghe isoclinali scistose.

Il metamorfismo regionale è sin-cinematico con pieghe e sovrascorrimenti, ed è sempre di basso grado (facies in scisti verdi inferiore), con tipica paragenesi muscovite+clorite+albite. Tende ad aumentare lievemente verso le unità più interne e più profonde. Studi della cristallinità dell'illite, condotti da FRANCESCHELLI *et alii* (1992) su litotipi di origine pelitica campionati nell'area del Foglio, ed in quelle immediatamente 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.

Di seguito sono brevemente descritti lo stile della deformazione nelle unità tettoniche, dalla più alta alla più bassa, e le principali strutture in ciascuna unità.

1.1.1.1. - Unità tettonica della Barbagia

Costituisce l'unità geometricamente superiore dell'edificio a falde erciniche affiorante nel Foglio, ed in generale in tutta la Sardegna centro-meridionale. Affiora nell'angolo nord-orientale del Foglio, a N di Esterzili.

Quest'unità è sovrascorsa su quella di Meana Sardo tramite il Sovrascorrimento della Barbagia (SB), che sovrappone le metarenarie e le filladi della formazione delle filladi grigie del Gennargentu, di probabile età cambro-ordoviciano, sulle formazioni siluro-devoniche dell'Unità di Meana Sardo.

L'assenza di differenze litologiche rende difficile l'osservazione di strutture plicative all'interno di questa unità. La foliazione principale è in genere un clivaggio discontinuo, di crenulazione, che mostra una direzione di immersione costante verso NE. L'aspetto più significativo è però dato dalla presenza di una foliazione tettonica relitta, osservabile chiaramente in *microlithon*, precedente a quella che viene definita generalmente S_1 e che è parallela alla superficie dei sovrascorrimenti. La presenza di due foliazioni è stata rilevata da diversi Autori (CAROSI & PERTUSATI, 1990; CONTI *et alii*, 1998; DESSAU *et alii*, 1982) che la correlano ad una deformazione progressiva nell'ambito della stessa fase deformativa regionale. Quella che nella carta geologica è indicata come S_1 va perciò meglio intesa come una foliazione complessa. CAROSI & MALFATTI (1995) segnalano la presenza di *transected fold*.

Il sovrascorrimento basale affiora dal margine orientale del Foglio, fino a circa 10 km verso W. Lungo il Rio Genna Laccesu affiora una scaglia della formazione delle filladi grigie del Gennargentu all'interno della successione siluro-devonica della sottostante Unità di Meana Sardo. Anche a tetto del sovrascorrimento sono frequenti le zone di taglio duttili minori. Gli indicatori cinematici osservabili sono in genere strutture tipo "S-C" o *shear band* e porfiroblasti asimmetrici di quarzo nelle fasce milonitiche, e mostrano un massimo intorno a $N30^\circ$ (fig.56).

La misura della deformazione interna (*strain*) secondo CAROSI & PERTUSATI (1990), considerando l'estensione principale $1+e_1$ misurata sul piano XZ dell'ellissoide della deformazione, indicherebbe valori pari a circa il 50%.

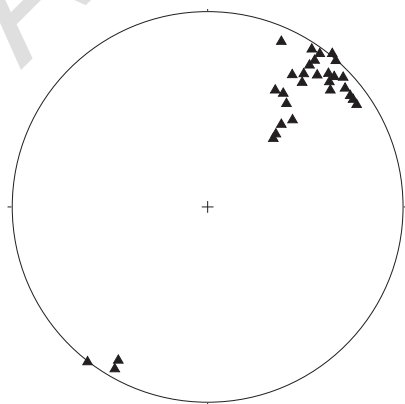


Fig. 56 - Direzioni di trasporto tettonico misurate lungo il Sovrascorrimento della Barbagia. Emisfero inferiore, proiezione equiareale.

▲ = lineazioni di estensioni (n = 30):

1.1.1.2. - Unità tettonica di Meana Sardo

È l'unità tettonica che affiora con maggiore estensione all'interno del Foglio Mandas, occupando gran parte del settore orientale. A tetto e a letto è confinata da sovrascorrimenti che la mettono a contatto, rispettivamente, con l'Unità della Barbagia (Sovrascorrimento della Barbagia) e con l'Unità del Gerrei (Sovrascorrimento della Meana Sardo). È caratterizzata da pieghe e sovrascorrimenti minori.

Le pieghe sono fortemente asimmetriche, tendenzialmente isoclinali e con geometria a cerniera ispessita e fianchi assottigliati, a tutte le scale. Il settore dove queste strutture sono meglio espresse è sicuramente quello di Esterzili - M. S. Vittoria, sulla sponda sinistra del Lago medio del Flumendosa, anche perché meno interessate da deformazioni successive. In quest'area i piani assiali delle pieghe immergono costantemente verso NE con inclinazioni medie intorno a 45°, le pieghe sono rovesciate verso SW. La lunghezza d'onda varia da circa 1 km in prossimità del Lago medio del Flumendosa, fino a poche centinaia di metri in prossimità del Sovrascorrimento della Barbagia (CAROSI & MALFATTI, 1995), indicando un aumento della deformazione verso N, mentre l'ampiezza è di circa 500 m. Le anticlinali hanno in genere a nucleo le arenarie di San Vito, mentre le sinclinali hanno spesso a nucleo le metavulcaniti ordoviciane e, in prossimità del Sovrascorrimento della Barbagia, hanno a nucleo le formazioni siluro-devoniche. Il piano assiale di queste pieghe è materializzato dalla scistosità S_1 , penetrativa a tutte le scale ed in tutti gli affioramenti, costituita in genere da un clivaggio discontinuo e, nei litotipi pelitici, da un clivaggio ardesiaco. L'originaria stratificazione S_0 è ancora osservabile alla scala mesoscopica nelle arenarie di San Vito che affiorano presso il Lago medio del Flumendosa, ed in tagli lungo la S.S. n°198, dove si osservano ancora laminazioni incrociate. Le relazioni tra S_0 e S_1 sono quasi sempre osservabili a scala microscopica (fig.57).

Anche per l'Unità di Meana Sardo, come per quella della Barbagia, si segnala che spesso in affioramento la foliazione principale S_1 deforma una foliazione metamorfica precedente (CAROSI & PERTUSATI, 1990). Secondo CONTI *et alii* (1998) nelle Unità di Meana Sardo e della Barbagia, la foliazione prevalente è in realtà una foliazione composita con caratteristiche di foliazione milonitica, poiché sono diffuse numerose zone di taglio duttile, milonitiche, che avvolgono pieghe isoclinali precoci conservate in fasce a minor tasso di deformazione.

Le strutture maggiori (utilizzando i nomi proposti in CAROSI *et alii* (1997) sono le sinclinali di M. S. Vittoria e di Cuccuru 'e Celu, con a nucleo metaepiclastiti e metaconglomerati della formazione omonima (MSV_a) e le anticlinali di Costa de Lepori e di Domu 'e Orxia con a nucleo le arenarie di San Vito (v. tav.2), delle quali è possibile cartografare il piano assiale per circa 8 km.



Fig. 57 - Rapporti tra stratificazione (S_0) e scistosità (S_1) in una zona di cerniera di una piega della fase D1 in livello silicoclastico della formazione degli Scisti a Graptoliti Auct. (SGA) dell'Unità tettonica di Meana Sardo. Foto in sezione sottile: 2 nicol paralleli, barra per scala 200 μm . Sud di Cuccuru de Ferru, coord.: 223-048.

Nel settore del Lago di Mulargia, le strutture plicative nell'Unità tettonica di Meana Sardo coinvolgono sempre le stesse formazioni, originando anticlinali e sinclinali coricate (ad esempio la sinclinale di Perdanoia), con piani assiali suborizzontali e traiettoria cartografica circa NE-SW, ma ripiegate da sinformi e antiformi tardive (v. tav.2 e sezioni geologiche), come nel caso della sinclinale a nucleo della formazione di Orroledu rilevata poco a S di Picone de Melas. Le strutture affioranti nell'area ad W di Nurri hanno invece scarsa continuità cartografica, in quanto coperte dalle successioni *post-erciniche*. Gli assi delle mesopieghie (A_1), e le lineazioni d'intersezione tra S_0 e S_1 (L_{0-1}), mostrano una dispersione intorno ad un massimo a NE, con inclinazioni molto deboli. La presenza di pieghe fortemente non cilindriche (*shear fold*), con gli assi che si disperdono sulla foliazione di piano assiale S_1 , indica che tale dispersione è probabilmente di origine primaria, cioè legata alla stessa fase deformativa, e solo accentuata dalle fasi deformative successive.

Altri elementi lineari della fase deformativa D1 rilevati nell'Unità tettonica di Meana Sardo sono le lineazioni di allungamento e mineralogiche (L_1), che

testimoniano una direzione di trasporto tettonico sub-parallelo all'asse X dell'ellissoide dello *strain*, NE-SW. Le lineazioni di allungamento sono materializzate dai clasti nelle frazioni conglomeratiche e dai fenoclasti all'interno delle metavulcaniti della formazione di Monte Santa Vittoria, in particolare le metaepiclastiti e metaconglomerati di Manixeddu (MSV_a) (v. figg.12 e 13). Le lineazioni mineralogiche sono in genere blasti di sericite nei litotipi pelitici e di calcite nei marmi siluro-devonici.

Il contatto con l'Unità del Gerrei affiora con buona esposizione presso la diga sul Lago medio del Flumendosa e nell'area di Gennedda, dove le arenarie cambro-ordoviciane dell'Unità di Meana Sardo poggiano sul complesso vulcanico ordoviciano. Nella fascia che dalla sponda occidentale del Lago di Mulargia prosegue verso N fino a Genna de Ureu, l'Unità di Meana Sardo poggia prevalentemente sui metacalcari siluro-devonici ed il contatto è stato probabilmente riattivato durante le fasi tardive come faglia diretta. Più a N, nell'area di M. Memoria, a causa di questa laminazione tettonica tardiva il contatto avviene direttamente con l'Unità di Riu Gruppa. Il contatto in queste zone è spesso marcato da scaglie di "porfiroidi" che rappresentano ciò che resta dell'Unità del Gerrei completamente elisa tettonicamente.

All'interno dell'Unità sono presenti diversi sovrascorrimenti minori, in genere localizzati lungo i fianchi rovesci delle pieghe isoclinali. Uno affiora nella zona di Cambedda (NE di M. S. Vittoria), dove sovrappone le metavulcaniti (MSV_b) alle metarenarie (ORR) ed alle metaepiclastiti (MSV_a), ed è ripiegato da fasi tardive. Il sovrascorrimento minore più esteso sovrappone le metarenarie cambriane sulla successione metavulcanica dell'Ordoviciano Superiore, per un tratto di quasi 4 km presso Cuccuru 'e Celu (S di M. S. Vittoria). È probabile che le zone di taglio duttili siano più numerose, e che gran parte dei fianchi rovesci delle pieghe D1 siano stati attivati in taglio.

Nell'area di Esterzili, data la buona continuità di affioramento e la scarsa presenza di deformazioni successive, CAROSI *et alii* (2004) hanno analizzato la deformazione finita, evidenziando che l'asse X dell'ellissoide della deformazione interna (*strain*) è subparallelo al piano assiale, e lo *strain* aumenta verso l'intradosso della piega. La relazione tra la geometria finale della piega e l'orientazione e il tipo di ellissoide dello *strain* testimonia, secondo gli stessi Autori, un meccanismo di piegamento per raccorciamento subparallelo alla stratificazione, incrementato da un piegamento per superficie neutra e da un successivo appiattimento per taglio semplice innescato dalla messa in posto del Sovrascorrimento della Barbagia (fig.58). CAROSI & Malfatti (1995), misurando la lunghezza delle superfici piegate hanno calcolato un raccorciamento percentuale ($e\%$) medio pari all'85%, che data la scarsa presenza in quest'area delle fasi deformative tardive, è in gran parte dovuto alla fase D1.

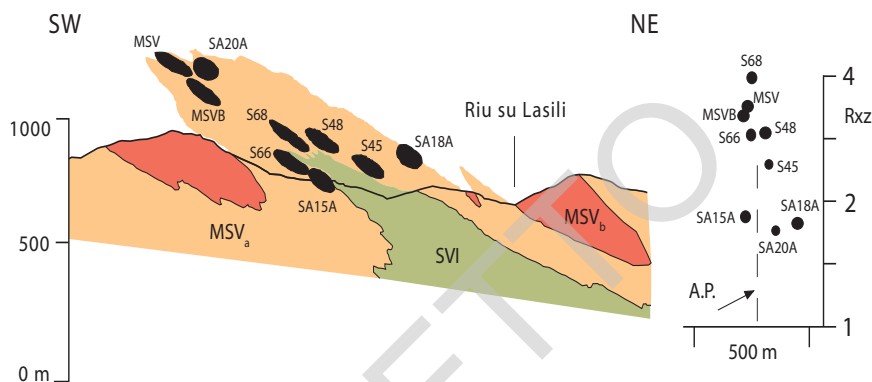


Fig. 58 - Sezione geologica dell'Anticlinale di Domu 'e Orxia con gli ellissoidi dello strain calcolati ed il rapporto assiale R_{xz} (da CAROSI et alii, 2004 modificato). SVI: arenarie di San Vito; MSV_a : metaepiclastiti della formazione di Monte Santa Vittoria; MSV_b : metagrovacche della formazione di Monte Santa Vittoria.

1.1.1.3. - Unità tettonica del Gerrei

Nell'edificio a falde di ricoprimento della Sardegna centro-meridionale, questa unità è interposta tra il sovrascorrimento basale dell'Unità di Meana Sardo a tetto, e l'Unità di Riu Gruppa a letto. Al suo interno è distinta in due Sottounità: Arcu de su Bentu, la più profonda, e Monte Lora (v. fig.3).

Affiora, spesso in maniera discontinua, in prossimità degli alti strutturali antiformali sulla sponda destra del Lago medio del Flumendosa, e nell'area S del Lago di Mulargia; infine nella fascia compresa tra le due unità sopraccitate sul fianco orientale del Duomo di Mandas (v. tav.2). Spesso è ricoperta da depositi permiani, mesozoici e terziari.

Le strutture della fase D1 che caratterizzano l'Unità del Gerrei sono molto simili a quelli descritti per l'Unità di Meana Sardo, ma essendo stati maggiormente coinvolti nelle fasi deformative successive, pieghe e sovrascorrimenti non sono facilmente seguibili con continuità sul terreno.

Le pieghe, isoclinali, non cilindriche, con ispessimento della cerniera, hanno assi con orientazione variabile e piani assiali con direzione in genere NW-SE ed immersione verso NE o SW a seconda delle strutture tardo-collisionali che li ripiegano. Hanno in genere lunghezza d'onda non superiore ai 500 m; le anticlinali di solito hanno a nucleo le metavulcaniti ordoviciane, raramente le arenarie di San Vito, le sinclinali hanno a nucleo la successione ordoviciano-siluriana. A differenza della sovrastante unità, molte di queste strut-

ture plicative, affioranti sul fianco meridionale dell'Antiforme del Flumendosa, sono attualmente rovesciate, si hanno perciò anticlinali sinformi e sinclinali antiforimi. È il caso della Sinclinale di Rio Sa Pruna con a nucleo gli argilloscisti di Rio Canoni (v. sezione geologica B-B' in carta), delle anticlinali laminate di calcari siluro-devonici a Monte Cugussi o dell'Anticlinale di Gennedda, con a nucleo la formazione di Monte Santa Vittoria. La zona di cerniera di quest'ultima piega è parzialmente osservabile lungo le sponde del Lago di Mulargia dove, in poche decine di metri, muovendosi verso E, si passa da un fianco diritto con metavulcaniti, metarenarie di su Muzzioni e "porfiroidi", ad un fianco con la stessa successione rovesciata, mentre la scistosità di piano assiale S_1 rimane costantemente ad alto angolo rispetto ai contatti stratigrafici. Ugualmente rovesciata, e quindi con geometria antiforime, è la sinclinale con a nucleo i "porfiroidi" riconoscibile immediatamente ad E. Sul versante orientale e settentrionale del Taccu de Nurri affiorano sinclinali e anticlinali con a nucleo gli argilloscisti di Rio Canoni della fase D1, non rovesciate. Altre sinclinali minori affiorano nella zona di Sa Mandara, i cui fianchi rovesciati sono stati laminati tettonicamente da sovrascorrimenti locali. Una situazione simile è osservabile presso M. Moretta, dove originarie sinclinali con a nucleo gli Scisti a Graptoliti, sono state laminate da contatti tettonici minori a tetto e a letto.

Il contatto tra le due sottounità del Gerrei è osservabile presso la diga sul Lago medio del Flumendosa, dove la Sottounità di Monte Lora è ridotta ad una scaglia potente poche centinaia di metri, con preservate le formazioni delle arenarie di San Vito e di Monte Santa Vittoria; il contatto giace sul fianco settentrionale dell'Antiforme di Sa Mandara, immerge verso NE di circa 30° , ed è marcato da una piccola scaglia di metacalcare siluriano. Poiché sul fianco meridionale dell'antiforme, in località Bau Ureu, il contatto con la soprastante Unità di Meana Sardo avviene direttamente sulla Sottounità di Arcu de su Bentu, è probabile che la messa in posto dell'Unità di Meana Sardo sia successiva alla strutturazione interna all'Unità del Gerrei, come già segnalato anche da CONTI *et alii* (1998) e da CARMIGNANI *et alii* (2001a). Il contatto tra le due sottounità in località Gennedda presso la riva W del Lago di Mulargia sovrappone le metavulcaniti ordoviciane sui metacalcari siluriani. Un altro contatto tettonico minore tra le due sottounità è dedotto al di sotto della successione oligo-miocenica nella valle del Rio Carrulo (S di Villanovatulo). Infatti, nel versante meridionale la successione è quella tipica della Sottounità di Monte Lora, mentre in quello settentrionale la successione, priva della formazione di Monte Santa Vittoria, è quella tipica della Sottounità di Arcu de su Bentu.

Anche in quest'area la direzione di trasporto tettonico è verso SSW, come testimoniato dalle lineazioni di allungamento L_1 misurate prevalentemente sui fenocristalli dei "porfiroidi" e sui fenoclasti delle metabasiti ordoviciane.

Il contatto con la sottostante Unità di Riu Gruppa affiora presso M. Frucas, marcato da scaglie di “porfiroidi”, e ad E di M. Argentu, dove i “porfiroidi” dell’Unità del Gerrei poggiano sulle metarenarie con brecce di liditi carbonifere dell’Unità di Riu Gruppa. Gli indicatori cinematici sono sempre coerenti con una direzione di trasporto tettonico da NNE verso SSW.

1.1.1.4. - Unità tettonica di Riu Gruppa

L’Unità di Riu Gruppa è la più profonda affiorante nel Foglio, subito sottostante l’Unità del Gerrei; non si conosce il suo contatto basale.

L’affioramento principale si estende per un’area di oltre 30 kmq dal Lago di Mulargia fino all’abitato di Mandas, lungo il corso del Riu Mulargia, e costituisce una grande finestra tettonica con struttura antiformale conosciuta in letteratura come “Duomo di Mandas”. In lavori precedenti la stessa unità veniva chiamata anche: “Unità a marmi”, “Unità di Castello Medusa” o “Unità di Riu Mulargia” (BARCA *et alii*, 1992; BARCA & ELTRUDIS, 1994; CARMIGNANI *et alii*, 1978a; CARMIGNANI *et alii*, 1982a; CAROSI & PERTUSATI, 1990).

Il riferimento al Riu Gruppa è utilizzato in quanto questa struttura, attraverso il Foglio 548 “Senorbi”, è la continuazione, lungo la zona assiale dell’Antiforme del Flumendosa, della medesima unità tettonica descritta nel Foglio 549 “Mura-vera”. Alla stessa unità tettonica sono state attribuite le metamorfiti del rilievo di P.ta Trempu, ed anche un nuovo affioramento di basamento metamorfico rilevato presso N.ghe Ardididi a W di Mandas.

Mostra una deformazione in genere più spinta di quella osservata nelle altre unità, con una ricristallizzazione più intensa che ha quasi completamente obliterato i caratteri primari delle rocce. Così come nell’Unità della Barbagia, anche in quella del Riu Gruppa la foliazione principale che si osserva ripiega una foliazione tettonica più vecchia, generando quindi un quadro deformativo decisamente più complicato. Infatti non è stato possibile riconoscere a scala cartografica le strutture attribuibili a questo evento deformativo precoce, ma solo alla scala dell’affioramento (v. fig.4). La stratificazione è trasposta su questa foliazione, a sua volta ripiegata da pieghe sin-scistose.

La scistosità principale è pervasiva a tutte le scale, generalmente è un clivaggio discontinuo, talvolta anche una scistosità, marcata da una blastesi estesa di sericite, clorite ed albite; CAROSI *et alii* (1991) segnalano anche la blastesi di biotite. Interpretiamo questa foliazione come il risultato di una deformazione progressiva che ha generato durante lo stesso evento deformativo una scistosità composita. Dato il quasi parallelismo tra la foliazione principale e il Sovrascorrimento del Gerrei, anch’essa è stata cartografata come S_1 .

Considerando la giacitura della S_1 , la finestra tettonica del “Duomo di Mandas” nel Foglio risulta essere una monoclinale di scistosità immergente verso i quadranti meridionali (vedi sezione C-C’).

In alcuni affioramenti di metasiltiti e metarenarie nel rilievo di P.ta Trempu si osserva blastesi di biotite, andalusite e raro K-feldspato, che indicherebbe un grado metamorfico più elevato, paragonabile a quello dell’Unità tettonica di Monte Grighini (MUSUMECI, 1992). Per la forte omogeneizzazione litologica dovuta al termometamorfismo indotto dalla messa in posto delle granodioriti di Punta Trempu (TPU) non è stato possibile cartografare il contatto tra le metamorfiti in facies degli scisti verdi e quelle di più alto grado metamorfico, e comprenderne a pieno il significato. Qualora queste rocce fossero legate ad un metamorfismo di tipo regionale indicherebbero la presenza di unità tettoniche più profonde caratterizzate da micascisti e *paragneiss* a biotite e granato.

A scala cartografica le pieghe D1 sono state riconosciute cartografando i limiti tra le formazioni. Le strutture principali sono quella di Monte Carrogas, che ripiega la successione vulcanica ordoviciana, l’insieme di anticlinali e sinclinali presso la valle del Riu Mulargia, l’Anticlinale di M. Argentu con a nucleo marmi devoniani. Si tratta in genere di pieghe isoclinali, con direzione di rovesciamento verso S, che a causa degli eventi deformativi tardivi hanno una polarità invertita (sinclinali-antiformi e viceversa). Hanno lunghezza d’onda quasi chilometrica, fianchi molto stirati, tanto da non escludere che possano essere anche evoluti in faglie inverse. A scala dell’affioramento pieghe isoclinali a cerniera ispessita sono riconoscibili tra Serra s’Astula e M. Piddiu, dove interessano la successione siluriana e alle pendici meridionali di P.ta Trempu (fig.59). Poco a S di Cuccuru Antonio Marras, quarziti dubitativamente attribuite all’Ordoviciano Superiore sono interessate da pieghe decimetriche non cilindriche. Lineazioni di allungamento misurate in particolare nelle brecce a liditi indicano un senso di trasporto tettonico verso SSW (v. figg.6 e 7).

La possibile presenza di zone di taglio duttili minori nell’Unità è confermata dai marmi di una cava poco ad E di Mandas, che hanno una foliazione milonitica, pieghe intrafoliari (v. fig.5) e lineazioni mineralogiche coerenti con quelle di allungamento diffuse nelle altre formazioni. In sezione sottile i marmi non mostrano evidenze di deformazione plastica, i cristalli di calcite non hanno orientazioni preferenziali di forma o cristallografiche, come se l’acme termico del metamorfismo regionale in questa unità sia avvenuto dopo la deformazione per taglio semplice che ha prodotto pieghe e sovrascorrimenti, comunque prima degli eventi tardo collisionali D1t che rideformano anche la struttura granoblastica.

CAROSI *et alii* (1991), utilizzando un geo-termometro calcite-dolomite hanno stimato che, nell’area del Foglio, durante la fase deformativa principale D1 sia stata raggiunta una temperatura di circa 310-330°C.



Fig. 59 - *Pieghe decimetriche isoclinali a cerniera ispessita all'interno dell'Unità di Riu Gruppa, appartenenti alla fase deformativa ercinica D1, presso Corti 'e Coas (coord.: 068-965).*

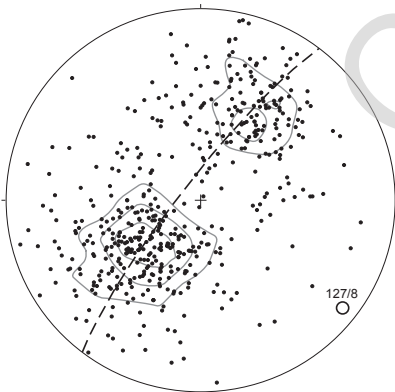
1.1.2. - *Fase deformativa tardo-collisionale D1t. Culinazioni antiformali*

All'interno del Foglio Mandas affiorano culminazioni tettoniche antiformali che ripiegano l'edificio a falde e tutti gli elementi strutturali della fase D1 (v. fig.54), e che costituiscono le strutture di maggiore estensione nel basamento ercinico della Sardegna centro-meridionale. Nell'insieme queste strutture formano la megastruttura dell'Antiforme del Flumendosa, che si estende per oltre 50 km dalla costa orientale, fino al M. Grighini (v. tav.1), con una immersione assiale di pochi gradi verso SE che permette l'affioramento dei nuclei più profondi spostandosi verso NW. Spesso i fianchi di queste strutture sono limitati da zone di taglio a basso angolo con cinematica diretta che, formatesi durante la fase di esumazione tettonica D2 (vedi più avanti), esasperano la geometria antiformale originando queste zone di culminazione. Questo progressivo sollevamento delle antiformali D1t continua, in ambito fragile ed in un diverso contesto geodinamico, anche nel Terziario, come testimoniato dalle faglie dirette orientate N140 che isolano un alto strutturale ancora coincidente con il nucleo dell'Antiforme di Nurri (cfr. § V - 2.1.).

Sono caratterizzate da piani assiali subverticali, talvolta leggermente ribaltati verso S, con assi orientati da E-W fino a N140, con spesso un clivaggio di crenulazione di piano assiale (fig.60). A scala cartografica costituiscono pieghe a lunghezza d'onda pluri-chilometrica che mostrano discontinuità assiale, per cui



Fig. 60 - Crenulazioni legate alla fase deformativa D1t presso Cuili Brabaxinu, all'interno dell'Unità di Riu Grappa (coord.: 140-890).



• = poli della S_1 (n = 496) ○ = polo del grande cerchio
 ▽ linee di contour = 2% per 1% di area

spesso hanno dispersione “*en échelon*” (v. tav.2). Pieghe a piani assiali verticali con assi orizzontali sono osservabili anche a scala dell'affioramento (v. fig.9).

Le strutture principali meglio esposte sono il “Duomo di Mandas”, l'Antiforme di Sa Mandara, che prosegue verso N come Antiforme di Nurri (v. tav.2, fig.61).

Fig. 61 - Dispersione dei poli della foliazione S_1 in prossimità dell'Antiforme di Nurri che evidenzia un piegamento secondo un asse N127/8 dovuto alla fase D1t. Proiezione equiareale, emisfero inferiore.

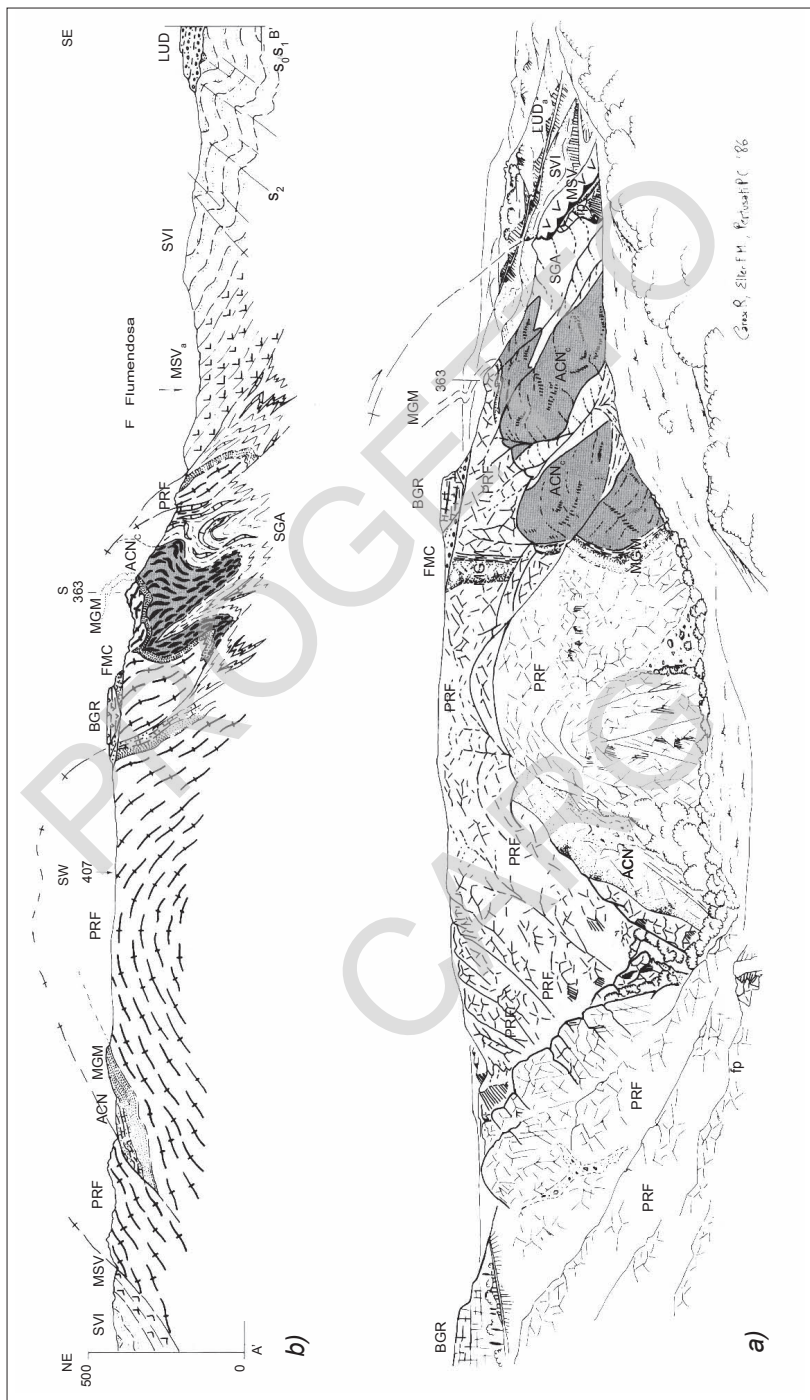
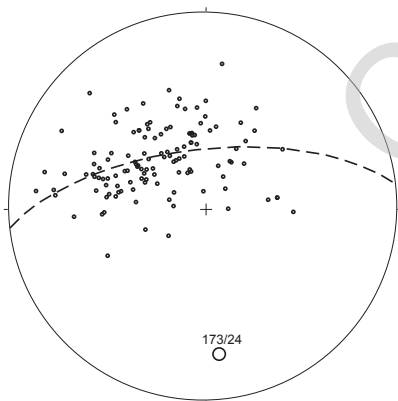


Fig. 62 - Disegno della veduta panoramica (a) e sezione geologica (b) dell'Antiforme di Sa Mandara presso Pitzu Acutzu, osservate dalla strada per la diga del Lago medio del Flumendosa, (da CARMIGNANI et alii, 1986; con sigle del progetto CARG).

L'Antiforme di Sa Mandara è ben esposta a S del Lago medio del Flumendosa, dove interessa l'Unità di Meana Sardo e la Sottounità di Arcu de su Bentu. Ha una direzione assiale media N120, piano assiale sub-verticale, lunghezza d'onda di circa 4 km, cerniera molto arrotondata e molto estesa. Sul fianco nord-orientale affiora una scaglia della Sottounità di Monte Lora e quindi le arenarie cambriane dell'Unità di Meana Sardo. Sul fianco sud-occidentale la struttura è interessata da anticlinali e sinclinali della fase D1 che coinvolgono la copertura ordoviciano-siluriana, e che a causa della antiforme D1t assumono geometrie a *tête plongéante*. Queste sono particolarmente ben esposte nell'area di Pitzu Acutz; la geometria è osservabile anche in panorama (fig.62), e si radicano nel fianco settentrionale dell'Antiforme di Sa Mandara. Il piano assiale dell'antiforme si può seguire da Sedda Intrezza fino a che non scompare verso W al di sotto dei basalti delle Giare, dislocato dalla Faglia di Perda Utzei. Il fianco sudorientale della struttura, costituito da "porfiroidi" e loro copertura ordoviciano-siluriana, riaffiora verso W al disotto delle coperture triassiche. Verso NW lungo la direzione assiale, questa struttura trova il suo proseguimento nell'Antiforme di Nurri, che coinvolge la Sottounità di Monte Lora, ripiegando anticlinali e sinclinali D1, ed il Sovrascorrimento della Meana Sardo. Probabilmente a causa del diverso livello di erosione, l'estensione in affioramento della piega è inferiore a quello dell'Antiforme di Sa Mandara. Sempre verso NW il piano assiale è sepolto dalla copertura oligo-miocenica della valle del Riu Carrulo, per riaffiorare al di sotto della copertura giurassica sul versante settentrionale.

Il Duomo di Mandas è la struttura antiformale più estesa, dove affiora il nucleo più profondo delle Falde esterne del Foglio Mandas, e rappresenta, in continuità con l'Antiforme di Riu Gruppa nel Foglio 549 "Muravera", la zona assiale del sistema di antiformi che prende il nome di Antiforme del Flumendosa. Il rilievo di metamorfiti paleozoiche di P.ta Trempu è probabilmente il suo prolungamento verso NW. È una antiforme che ripiega le strutture D1, con direzione assiale N170 inclinata di circa 20° verso S (fig.63), e che in prossimità



- = poli della S_1 (n = 123):
- = polo del grande cerchio

Fig. 63 - Dispersione dei poli della foliazione S_1 nel Duomo di Mandas che evidenzia un piegamento secondo un asse N173/24 dovuto alla fase D1t. Proiezione equiareale, emisfero inferiore.

del Lago di Mulargia sembra perdere continuità e avere la sua terminazione periclinale. Il fianco sud-occidentale del Duomo di Mandas è quasi completamente ricoperto dalla successione miocenica, ma con la medesima giacitura riaffiora in prossimità di N.ghe Ardiddi. Il fianco nordorientale è in genere laminato da una faglia diretta a basso angolo (Faglia del Mulargia) e da altre faglie dirette ad alto angolo. La lunghezza d'onda è stimabile nell'ordine di 8 km. Per effetto delle deformazioni successive il Duomo di Mandas ha assunto una geometria antiformale di cui non è possibile riconoscere una linea di cerniera precisa, ma viene piuttosto ricostruita una culminazione tettonica in base all'andamento generale degli elementi ripiegati (v. tav.2).

Nei pressi del Lago di Mulargia affiora l'omonima sinforme, che ripiega principalmente strutture plicative della fase D1 interne all'Unità di Meana Sardo, ed è interposta tra le Antiformi del Duomo di Mandas e di Sa Mandara. In realtà la struttura sinforme risulta dall'involuppo di antiformi e sinformi di ordine minore (fig.64). A causa della presenza della copertura permiana non è facile ricostruire con la dovuta continuità l'andamento del piano assiale della sinforme. Verso S questa struttura è interrotta dalla faglia diretta di Brevexilis e verso NW dalla Faglia del Mulargia. Perciò la depressione del Lago di Mulargia potrebbe essere dovuta, almeno in parte, all'interferenza di queste strutture.

La giacitura dei piani assiali, costantemente verticali e spesso marcati dalla presenza di un clivaggio di crenulazione, e quindi correlabile ad una direzione di raccorciamento ancora suborizzontale, suggerisce che questa struttura sia da correlare all'embriciatura delle diverse unità e sottounità tettoniche, confermando che queste strutture sono da collegare alle fasi tardive di raccorciamento della catena. In pratica un *foreland dipping duplex* duttile formatosi durante gran parte della fase di ispessimento crostale, viene ripiegato durante la fase finale in antiforme (v. fig.54, fig.65) (CAROSI & PERTUSATI, 1990; CONTI *et alii*, 1999).

1.1.3. - Fase deformativa post-collisionale. Strutture D2 e D3

Le strutture D1 e D1t sono ulteriormente deformate da strutture duttili: pieghe, zone di taglio duttili a basso angolo con cinematica diretta, e fragili: faglie dirette ad alto angolo.

In campagna, e dall'analisi cartografica dei rapporti reciproci di queste strutture, è evidente che le faglie ad alto angolo, tipiche di ambiente fragile, si sovrappongono alle strutture di tipo duttile, mostrando un'evidente evoluzione verso livelli strutturali sempre più superficiali.

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

1.1.3.1. - Pieghe

Un primo sistema di pieghe (D2) interessa tutte le unità tettoniche affioranti. Hanno piano assiale sub-orizzontale e assi con direzione variabile, ma che sembrano svilupparsi prevalentemente sui fianchi delle strutture antiformali poc'anzi descritte, e con cui in genere condividono la stessa direzione assiale (fig.66). Hanno una forte asimmetria e sono spesso disarmoniche, soprattutto a scala dell'affioramento. In genere sono confinate in zone di taglio duttili, potenti da pochi decimetri a diverse decine di metri, sviluppate sui fianchi delle antiformali D1t. Il senso di ribaltamento opposto sui fianchi della stessa struttura, indica una cinematica diretta centrifuga rispetto alle culminazioni assiali, che esaspera la loro geometria antiformale (v. fig.65). Talvolta si sviluppa un clivaggio di piano assiale, con rara blastesi di sericite (fig.67).

Tipiche strutture, che complicano notevolmente l'assetto strutturale del basamento ercinico, sono le pieghe di Pitzu Acutzu, dove anticlinali e sinclinali D1, ripiegate sul fianco sud-orientale dell'Antiforme di Sa Mandara durante la fase D1t, sono ulteriormente ripiegate durante la fase deformativa D2, con trasporto tettonico verso i quadranti meridionali (v. fig.62). Lungo la strada che collega Esterzili con l'omonima stazione ferroviaria, pieghe D2 ripiegano i metasedimenti dell'Ordoviciano Superiore dell'Unità di Meana Sardo, con assi orientati circa NW-SE, lunghezza d'onda metrica e vergenza verso NE. Nell'Unità di Riu Gruppa, tra Mandas e il Lago di Mulargia, numerose pieghe con piano assiale sub-orizzontale, spesso disarmoniche, in fasce di taglio discrete di dimensioni variabili, deformano le strutture precedenti. Hanno assi debolmente immergenti verso S con senso di ribaltamento prevalentemente verso E e SE, a seconda dell'orientazione dei fianchi dell'antiforme D1t (BARCA *et alii*, 1992; BARCA *et alii*, 1995a).

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). Sono pieghe simmetriche, a piano assiale sub-verticale con direzione assiale variabile attorno a N-S. Quando sviluppano un clivaggio di piano assiale, si tratta di un clivaggio discontinuo molto spaziato. Raramente costituiscono strutture a scala cartografica, come ad esempio presso Sa Siliqua sulla sponda del Lago di Mulargia. Prevalentemente hanno scala metrica, come presso la diga sul Lago medio del Flumendosa, dove interessano le arenarie di San Vito dell'Unità di Meana Sardo, con assi circa N20 sub-orizzontali e piani assiali verticali.

Le pieghe D2, per la loro geometria e per la loro posizione sui fianchi delle grandi strutture plicative D1t, sembrano correlabili all'evoluzione distensiva, che ha riattivato le strutture D1 (scistosità e sovrascorrimenti) ripiegate sui fianchi delle antiformali D1t, come zone di taglio dirette, e quindi hanno indotto un'ul-

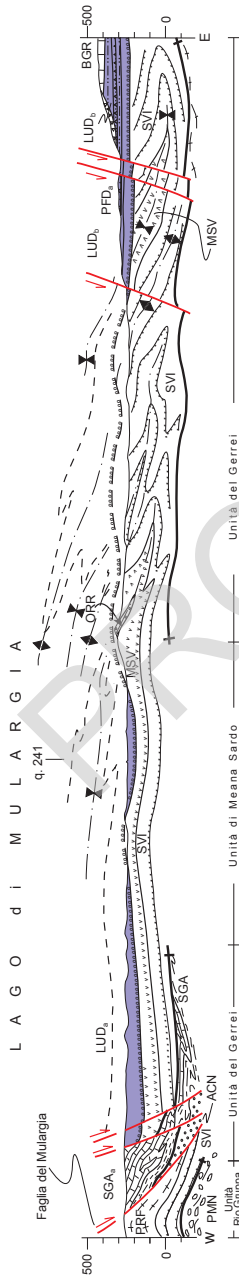


Fig. 64 - Sezione geologica attraverso l'area del Lago di Mulargia che mostra la giacitura del bacino permiano e le sue relazioni con le strutture del basamento ercinico; sigle delle formazioni come in carta.



Fig. 65 - 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).

Fig. 66 - 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).



Fig. 67 - Rapporti tra stratificazione (S_0) trasposta sulla scistosità della fase collisionale D1 (S_0/S_1) e clivaggio di crenulazione (S_2) legato alle zone di taglio duttile della fase estensionale post-collisionale D2. Foto in sezione sottile: 2 nicol paralleli, barra per scala 500 μm . Est di Esterzili, coord.: 250-035.

riore sollevamento relativo delle zone assiali delle antiformali stesse (v. fig.65). Le pieghe D3, secondo anche quanto descritto nell'adiacente Foglio 549 "Muravera" (CARMIGNANI *et alii*, 2001a), potrebbero rappresentare aree dove la deformazione tardiva estensionale viene accomodata per taglio puro parallelo al *layering* esistente, secondo il modello proposto da RYKKEID & FOSSEN (1992).

1.1.3.2. - Faglie

Non sempre è possibile porre un esatto limite cronologico tra le strutture fragili tardo-erciniche, che hanno permesso l'esumazione rapida della catena, e quelle che invece si sono sviluppate durante contesti deformativi successivi.

È facile attribuire ad una tettonica ercinica le faglie a basso angolo, in quanto per giustificare la loro evoluzione bisogna ammettere che il basamento interessato si trovasse in ambito duttile, e quindi a livelli crostali profondi. È questo il caso della Faglia del Mulargia, che si sviluppa sulla sponda occidentale del

lago, con direzione circa N-S ed immerge di circa 35° verso E, con cinematica diretta. A causa della bassa inclinazione, presso Genna sa Taula si osservano anche piccoli *klippen* estensionali di metacalcari siluriani che giacciono sopra i “porfiroidi”. Interessa una fascia dove si ha il contatto tra le Unità di Riu Grupa, del Gerrei e di Meana Sardo. L’effetto principale è la progressiva elisione dell’Unità del Gerrei, e non è improbabile che anche i sovrascorimenti ad essa paralleli siano stati riattivati come faglie dirette a basso angolo durante la fase estensionale. Una struttura con significato analogo (superficie di sovrascorimento riattivata come faglia diretta), ma orientata E-W ed immergente verso N, è la Faglia di Brevoxilis, che riattiva il contatto tra le arenarie cambriane delle Unità di Meana Sardo e del Gerrei.

L’età paleozoica di alcune delle faglie ad alto angolo è desumibile in quanto, seppure riattivate a più riprese nel Mesozoico e nel Terziario, sono iniettate da filoni permo-carboniferi rispetto a cui, evidentemente, erano preesistenti. Sono molto diffuse, ed in particolare sono da evidenziare le strutture con direzione parallela alla Faglia del Mulargia, che però interessano anche i depositi permiani.

1.2. - TETTONICA PALEOZOICA POST-ERCINICA. STRUTTURAZIONE DEI BACINI PERMIANI

In accordo con un quadro evolutivo comune a tutta la Sardegna centrale, in discordanza sulle strutture erciniche si è impostato il bacino permiano di Escalaplano, di cui nel Foglio affiora la parte occidentale. Sebbene i due affioramenti del Foglio Mandas (quello del Lago di Mulargia e quello di Sa Fossada) siano attualmente separati da un rilievo costituito da metamorfiti erciniche e basalti delle Giare, essi appartenevano allo stesso bacino (PECORINI, 1974b).

Sulla strutturazione dei bacini permiani della Sardegna centrale sono state formulate alcune ipotesi in passato. Quelle più recenti e più diffuse propongono si tratti di bacini intramontani formati in paleodepressioni attivate da una tettonica trascorrente. Secondo altri (BARCA *et alii*, 1995a), indizi strutturali e sedimentologici evidenzerebbero nel Lago di Mulargia una sedimentazione sin-tettonica, contemporanea al sollevamento del basamento metamorfico lungo faglie dirette listriche a basso angolo.

L’analisi della carta geologica mostra che il bacino permiano si è impostato in un basso strutturale (fig.68) coincidente con una sinforme strutturata durante le fasi tardo-collisionali ed estensionali erciniche, in modo che spesso esiste un’apparente concordanza tra sedimenti di base del bacino e foliazione delle metamorfiti (v. fig.64). Inoltre la stessa discontinuità degli affioramenti è dovuta alla geometria delle strutture antiformali minori che interrompono la continuità della sinforme. Eccetto che per la sponda occidentale del lago, sono evidenti i contatti



Fig. 68 - Vista panoramica verso NE del Lago di Mulargia durante un'annata siccitosa; i depositi conglomeratici basali del Permiano (LUD_a) sono evidenziati dal tipico colore rossastro.

per aggradazione del conglomerato basale permiano (LUD_a) sul basamento metamorfico. Non sono stati trovati invece dati che confermino che la faglia parallela alla Faglia del Mulargia, orientata N-S sul bordo occidentale, sia una struttura di crescita (BARCA *et alii*, 1992), in quanto non sono stati rinvenuti sedimenti tipici, quali grossi blocchi caotici in prossimità della faglia principale e faglie sin-sedimentarie diffuse nella successione a tetto. Anche gli spessori dei conglomerati basali (LUD_a) non mostrano un incremento di spessore significativo in prossimità della faglia. L'impostazione del bacino permiano su una sinforme ercinica è perciò probabilmente avvenuta durante la parte finale dell'esumazione e sollevamento del cuneo orogenico ercinico.

La successione è interessata anche da numerose faglie dirette, orientate circa N-S, che spesso non interessano i depositi mesozoici ed eocenici direttamente sovrapposti. Non sono però evidenti caratteri sin-sedimentari di queste strutture, e poiché faglie con giacitura e cinematica identica poco a nord interessano le coperture mesozoiche, è probabile una loro attivazione terziaria pre-eocenica. Non si può però escludere che si tratti di lineamenti tardo-paleozoici riattivati a più riprese successivamente, fenomeno frequente in queste aree e descritto per esempio nel Foglio 549 "Muravera" (CARMIGNANI *et alii*, 2001a). Altre strutture che delimitano il bacino, ma di cui non esistono vincoli cronostratigrafici attendibili, sono le faglie orientate E-W lungo la sponda meridionale del Lago di Mulargia.

2. - TETTONICA MESO-CENOZOICA

Dopo il Paleozoico, l'evento tettonico che più ha influenzato l'attuale assetto strutturale del Foglio Mandas è quello oligo-miocenico che ha originato la "Fossa sarda" *Auct.* (CARMIGNANI *et alii*, 2001c *cum bibl.*; CARMIGNANI *et alii*, 2004; CASULA *et alii*, 2001; CHERCHI & MONTADERT, 1982). L'evento tardo-pliocenico che ha originato la fossa del Campidano è meno rilevante nell'area in esame.

Nel Foglio Mandas esistono però numerose strutture, per lo più di tipo fragile, 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 numerosi cicli tettono-sedimentari sono le numerose discordanze angolari che separano i vari termini litostratigrafici, particolarmente evidenti nel settore a N del Lago di Mulargia (v. fig.19).

Le strutture affiorano con maggior frequenza e buona esposizione nel settore orientale, che risulta sollevato rispetto a quello occidentale sicuramente durante il Pliocene Superiore (cfr. § 2.4. - Tettonica pliocenica), ma che probabilmente già durante l'evoluzione miocenica costituiva un'area elevata. Nel settore occidentale gran parte delle strutture sono invece sepolte dai sedimenti oligo-miocenici, in particolare da quelli post-Burdigaliano superiore, e dai sedimenti quaternari.

Proprio a causa di queste riattivazioni degli stessi lineamenti a più riprese nel Cenozoico, con indizi talvolta basati più su considerazioni a scala dell'intero Foglio che su osservazioni puntuali, si ritiene preferibile descrivere dapprima le varie strutture, sottolineando gli indizi di riattivazione, quindi sarà discussa l'evoluzione tettonica e strutturale meso-cenozoica del settore del Foglio Mandas.

2.1. - LE STRUTTURE

Si possono distinguere diversi sistemi di faglie che hanno interessato le coperture post-paleozoiche, ma da un'analisi della carta geologica, anche nelle aree limitrofe al Foglio, è evidente che faglie con giacitura uguale hanno protratto la propria attività in periodi diversi, talvolta con cinematica diversa, con ripetute riattivazioni delle stesse linee tettoniche sottoposte a campi di sforzo differenti. In base a giacitura e cinematica, si distinguono tre sistemi di faglie:

- faglie dirette (e/o trascorrenti?) orientate circa NW-SE che hanno avuto un ruolo importante nella strutturazione miocenica;
- faglie dirette (e/o trascorrenti?) orientate circa N-S, che hanno interessato più volte tutte le successioni fino al Pliocene, rigettando anche le faglie NW-SE;
- faglie E-W, che hanno interessato soprattutto il basamento ercinico e Permiano, e localmente la successione miocenica.

2.1.1. - *Faglie NW-SE*

Sono sicuramente le faglie che più hanno influenzato la strutturazione cenozoica. Hanno direzione di immersione verso SE nel settore orientale e verso SW nel settore occidentale, isolando quindi un alto strutturale post-mesozoico coincidente con l'antiforme ercinica di Nurri (v. tav.2). L'effetto più vistoso è sicuramente dato dal rigetto indotto sulla copertura mesozoica.

Una sezione geologica che attraversa i rilievi tabulari di carbonati mesozoici da NE verso SW (vedi sezioni geologiche A-A' e D-D' in carta), evidenzia come i vari Tacchi siano progressivamente ribassati verso W, da una serie di faglie dirette immergenti verso SE. Infatti si passa dal Taccu di Esterzili a quota circa 750 m, fino al lembo più orientale del Taccu de Nurri a quota circa 560 m s.l.m. In realtà l'entità del rigetto reale è molto maggiore di quello verticale apprezzabile dalla differenza di quota altimetrica. Infatti sia il Taccu de Nurri che quello di Santa Maria sono fortemente inclinati verso SW, probabilmente in quanto blocchi ruotati a tetto di faglie dirette con profilo curvo, immergenti verso NE. In questo modo il rigetto verticale apparente osservabile, cumulato lungo le diverse strutture, è superiore ai 400 m (fig.69).

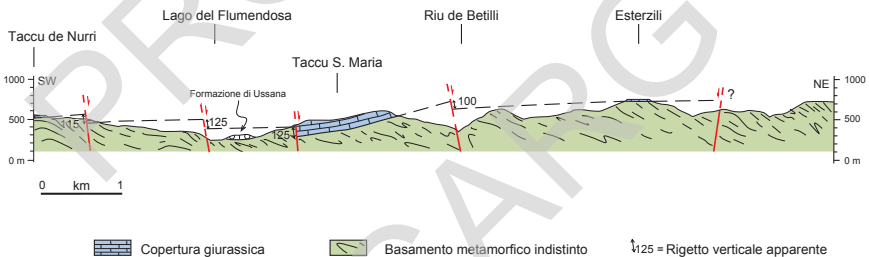


Fig. 69 - Particolare semplificato della sezione geologica A-A' attraverso i Tacchi nel settore orientale della Foglio, che mette in evidenza l'entità della dislocazione operata dalle faglie orientate N140.

Questa stima non tiene in considerazione la probabile componente trascorrente, testimoniata dalla presenza in alcune faglie minori di strie sub-orizzontali; va perciò considerato come una componente del rigetto misurata lungo la direzione di immersione della faglia (*dip separation*), e non necessariamente parallela alla direzione di spostamento. Il rigetto maggiore, così calcolato, sembra essere accomodato lungo la faglia che si ipotizza corra più o meno lungo l'attuale letto del Lago medio del Flumendosa che, considerando la proiezione dei contatti basali giurassici del Taccu de Nurri e del Taccu Santa Maria, dovrebbe avere un rigetto verticale apparente di oltre 100 m. In carta questa faglia è stata indicata

come presunta in quanto, interessando la successione monotona delle arenarie di San Vito sulla sponda sinistra del Lago medio del Flumendosa, non mostra dislocazioni importanti in affioramento. Verso N la sua continuazione potrebbe essere la faglia di Villanovatulo, che disloca le coperture mesozoiche, oppure la Faglia di Riu Medadroxiu, che ribassa a tetto la copertura carbonatica di M. Pirdanu, mettendola a contatto a letto con le arenarie di San Vito, con un rigetto verticale apparente di circa un centinaio di metri. Quest'ultima faglia sembra interessare parzialmente anche i depositi oligo-aquitani della formazione di Ussana. L'età di questo sistema di faglie che disloca i Tacchi carbonatici non è chiara, in quanto le relazioni con gli unici depositi post-mesozoici sono ambigue; in genere non dislocano la formazione di Ussana, se non in rari casi (Riu Medadroxiu).

Altre faglie con la medesima giacitura affiorano nei pressi di Villanovatulo, a S di Pizzu 'e Monte, e interessano la copertura mesozoica. Verso E l'ultima di questo sistema di faglie è quella che rigetta il Taccu Santa Maria di oltre 100 m, rispetto alla sua terminazione sud-occidentale denominata Taccu Luxedu. La formazione di Ussana che poggia sulla formazione di Dorgali non sembra interessata dalla faglia.

Verso W, a partire dal versante occidentale del Tacco di Laconi, le faglie NW-SE hanno invece immersione verso SW, e quindi isolano a muro un alto strutturale sollevato durante il Terziario, coincidente con le culminazioni tettoniche antiformali erciniche D1t (ad es. Antiforme di Nurri, cfr. § V - 1.1.2.). La faglia di Ortiragus (v. tav.2) disloca il lembo sud-occidentale del Tacco di Laconi affiorante in carta, e l'entità del rigetto, circa 50 m, può essere osservata in prossimità della cava di argille giurassiche nella località omonima. Nella fascia compresa tra Orroli e Nurri almeno tre faglie con direzione N140 e immergenti verso SW dislocano la successione triassica ed eocenica, mentre solo raramente interessano i depositi oligo-aquitani della formazione di Ussana.

Cartograficamente mostrano una sovrapposizione laterale parziale, una geometria "en échelon", ed è probabile che la deformazione si trasferisca da una faglia all'altra. L'entità del rigetto verticale è lo stesso sia per la successione triassica che per quella eocenica (vedi località Perda Miniera), per cui è improbabile una riattivazione pre-eocenica e *post*-triassica, mentre è ipotizzabile che abbiano contribuito alla strutturazione miocenica. Un sistema di faglie con orientazione N120 ed immersione verso SSW si osserva tra Taccu Caronas e Picone de Melas, con rigetti di una decina di metri nella successione permiana.

A N del rilievo di Pizzu Mannu affiora una faglia orientata N120, immergente verso SSW, che mette a contatto la base della successione miocenica (conglomerato di Duidduru della formazione di Nurallao) con la formazione di Dorgali. La faglia affiora solo per un breve tratto e procedendo verso il centro del bacino ad W è ricoperta dai sedimenti della parte più alta della formazione di Nurallao.

Le uniche faglie NW-SE che dislocano tutta la successione miocenica affiorano ad W di Gergei, dove interessano i sedimenti langhiani, e sono interrotte da faglie N-S.

La presenza di corpi filoniani permo-carboniferi con la medesima orientazione (ad esempio i porfidi granitici dell'area del Lago medio del Flumendosa), e spesso iniettati lungo queste superfici, testimonia che si tratta di lineamenti tardo-ercinici riattivati.

2.1.2. - *Faglie N-S*

Sono diffuse in tutto il Foglio Mandas, e generalmente sono considerate di età plio-pleistocenica dai diversi Autori, perché dislocano tutte le successioni fino al Quaternario recente (Olocene). In realtà un'analisi di dettaglio mostra che queste strutture sono state più volte attive durante la storia geologica della Sardegna centro-meridionale, fin dagli stadi finali della tettonica ercinica, come dimostrato anche nel Foglio 549 "Muravera".

Faglie con orientazione N-S sono ben evidenti nell'area di Esterzili, ad esempio la faglia omonima che è stata cartografata per oltre 5 km, e rigetta con componente diretta la parte occidentale. Poiché interessa solo il basamento metamorfico ercinico, non è possibile riconoscere in questo caso specifico un'eventuale attività post-paleozoica. Questa è invece evidente per la faglia di Perda Utzei, che disloca i depositi mesozoici del Tacco di Escalaplano (limite E del Foglio) e la formazione eocenica di Monte Cardiga, con un rigetto verticale apparente di circa 40 m.

Poco a S, presso Moizzu Mannu e P.ta Mataracui, faglie N-S dislocano la successione permiana con rigetti dell'ordine di una decina di metri. Per il contesto locale è possibile che in tutto o in parte, questa attività sia innescata da deformazioni gravitative profonde di versante di età quaternaria. Dislocazioni ben più importanti sono raggiunte dal sistema di faglie dirette sulla sponda occidentale del Lago di Mulargia e che delimitano il bacino permiano (cfr. § V - 1.2.). Infatti la presenza a Cuccuru Samassi di una struttura analoga che ribassa verso E la formazione del Muschelkalk, suggerisce una possibile riattivazione post-permiana. Un rigetto verticale apparente di circa 100 m, lungo una faglia immergente verso E, interessa il bordo sud-orientale del Taccu de Nurri, mentre il suo bordo sud-occidentale è dislocato da una faglia con cinematica analoga, ma per poche decine di metri.

Numerose faglie N-S interessano la successione miocenica, in particolare quella fino al Burdigaliano. Una serie di almeno tre faglie disloca la formazione di Nurallao ad W di N.ghe Ardiddi, per un rigetto totale non inferiore a 100 m. Queste faglie sembrano responsabili della strutturazione del bacino, costituendo faglie bordiere che isolano degli alti strutturali. Poiché spesso si osserva che sono

ricoperte dalle stesse formazioni oligo-mioceniche, è probabile che si tratti di faglie sin-sedimentarie con il I ciclo sedimentario miocenico. In realtà in alcune aree mostrano anche una riattivazione post-langhiana, ed in generale sembra che le faglie orientate N-S siano state riattivate successivamente agli altri sistemi di faglie (vedi zona ad W di Gersei).

2.1.3. - *Faglie NE-SW*

Esistono alcune faglie dirette NE-SW che interessano la successione miocenica. Presso Nurallao una faglia diretta con orientazione N220 ed immersione verso NNW interessa solo la parte inferiore della formazione omonima, testimoniando una tettonica contemporanea alla deposizione del I ciclo oligo-miocenico. Altra faglia simile per cinematica è quella presunta in località Mitza sa Sposa, sul versante occidentale di P.ta Trempu, dove evidentemente disloca la base della formazione di Nurallao (membro del conglomerato di Duidduru), ma è suturata dalla parte alta (arenarie di Serra Longa). È questa una delle faglie che ha giocato un ruolo importante nella strutturazione del bacino oligo-miocenico, creando delle aree depresse a maggior tasso di sedimentazione.

2.1.4. - *Faglie E-W*

Un sistema di faglie orientate E-W è abbastanza diffuso, anche nella successione miocenica. Tra queste risaltano le strutture che dislocano la successione miocenica presso M. S. Mauro, anche se è probabile che più che vere e proprie faglie possano essere interpretate come il prodotto di movimenti repentini lungo superfici curve, in zone soggette a deformazioni gravitative profonde di versante (v. § VII. 5.1.1).

2.2. - STRUTTURAZIONE MESOZOICA-PALEOGENICA

Un quadro riassuntivo delle strutture precedenti alla strutturazione dei bacini miocenici evidenzia una riattivazione nel tempo dei lineamenti orientati N-S, che rigettano anche le formazioni mioceniche, e di faglie NW-SE, responsabili anche della strutturazione dei bacini miocenici e della fossa pliocenica del Campidano. Da quanto rilevato nell'adiacente Foglio 548 "Senorbi", rilevamento condotto di concerto con quello del Foglio Mandas, i lineamenti orientati N150 erano già attivi anche durante le fasi tardo-erciniche.

L'evidenza maggiore di un'attività pre-eocenica sembra essere data dalla discordanza angolare con cui la base della formazione di Monte Cardiga poggia indistintamente su depositi paleozoici, triassici e giurassici, in affioramenti anche a poca distanza tra loro (v. fig.19). È quindi verosimile che tra il Giurassico ed il Paleocene ci sia stata una strutturazione ed una successiva erosione che ha originato la superficie d'appoggio dell'Eocene Inferiore. Indizi di una tettonica mesozoica sono riportati in letteratura da CHERCHI & TRÉMOLIÈRES (1984, Fase Laramica) e da OGGIANO *et alii* (1987), anche se riferiti alla Sardegna nord-occidentale.

In questa sede si segnala anche per la prima volta la presenza di una piega antiforale aperta, con asse N264/10, piano assiale sub-verticale, interessata anche da un sovrascorrimento, che interessa unicamente le dolomie del Triassico medio (fig.70). L'affioramento è però isolato, e non sono state individuate nell'area altre strutture che documentino un raccorciamento in questa formazione.

L'unica altra evidenza è data dalla sinforme molto blanda che deforma la formazione di Dorgali nel lembo sud-occidentale del Taccu de Nurri.

Considerando che le formazioni eoceniche e mioceniche discordanti che affiorano nell'area non mostrano alcun indizio di piegamenti simili, si può ipotizzare una deformazione pre-eocenica. Non siamo però in grado di correlare queste strutture con un evento deformativo a scala regionale.



Fig. 70 - Blanda antiforale con asse N264/10 nelle dolomie del Muschelkalk (coord.: 206-916).

2.3. - STRUTTURAZIONE DEI BACINI OLIGO-MIOCENICI

L'impronta deformativa terziaria più importante è data proprio dalla tettonica che ha strutturato il bacino oligo-miocenico che occupa la parte occidentale del Foglio. Come già accennato nella parte introduttiva, esistono diverse interpretazioni sul quadro geodinamico durante il quale è avvenuta questa deformazione, ma anche sulla strutturazione dei bacini. Le diversità d'interpretazione dei dati di campagna nascono principalmente dal fatto che la gran parte delle strutture che formano i bacini sono ricoperte dai sedimenti stessi che li hanno riempiti, e perciò, in assenza di forti fenomeni erosivi, la loro interpretazione è piuttosto difficoltosa.

In accordo con diversi Autori (CARMIGNANI *et alii*, 1994a; 2001c; 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.

Questa distinzione corrisponde da un punto di vista crono-stratigrafico con le fasi "sin-rift" e "post-rift" descritte anche da CHERCHI & MONTADERT (1982). Il limite tra i due cicli è in genere marcato da una discordanza angolare (v. figg.40 e 44), e spesso da depositi clastici grossolani (v. fig.41, cfr. § IV - 5.2.). Inoltre il I ciclo è caratterizzato da una diffusa tettonica sin-sedimentaria, quasi assente nel II ciclo.

2.3.1. - I ciclo tettono-sedimentario oligo-miocenico

Il I ciclo è individuato da una successione che comprende le seguenti formazioni, parzialmente eteropiche tra di loro in funzione delle variazioni paleo-ambientali: formazione di Ussana, di Nurallao, di Aragixi, calcari di Villagrega e formazione della Marmilla (v. fig.26).

Cartograficamente è evidente che 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.

Gli effetti della tettonica hanno dirette ripercussioni anche sull'ecologia della scogliera, tanto che la sequenza evolutiva appare in alcuni casi "replicata", in altri è talvolta incompleta (CHERCHI *et alii*, 2000).

A N della diga di Is Barrocos in località Pitzroxi una lacuna nella sedimentazione carbonatica, marcata da improvvise variazioni di facies e da apporti di sedimenti clastici, andrebbe messa in relazione con fenomeni di emersione della scogliera (ESCARD, 1986), controllati da faglie sin-sedimentarie. Allo stesso modo il brusco "passaggio laterale" tra i calcari di Villagreca e le arenarie di Serra Longa, che affiorano immediatamente ad W di P.ta Trempu, marcato dall'aumento delle facies clastiche litorali, potrebbe rappresentare una variazione legata al controllo tettonico sull'ambiente sedimentario.

Nonostante alla scala della carta geologica, non esistano grandi evidenze di strutture sin-sedimentarie, a significare che le ultime fasi della sedimentazione sono avvenute quando la strutturazione del bacino era ormai terminata, diverse sono le strutture responsabili di questa tettonica. Ad esempio le faglie NW-SE che dislocano i Tacchi di Nurri e Santa Maria, descritte precedentemente. Infatti, le litofacies della formazione di Ussana nei pressi di Villanovatulo sono interpretabili come depositi di scarpata di faglie attive alimentati da un'area a NE (SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998).

Inoltre, considerando l'attuale inclinazione dell'affioramento della Ussana incassata nei carbonati giurassici nel Taccu Santa Maria, sembra possibile che tale giacitura inclinata sia dovuta ad un'attivazione successiva alla sua deposizione, in quanto è improbabile che l'inclinazione attuale (circa 15-20°) sia quella originaria.

Esistono indizi certi della presenza di altre faglie NW-SE sepolte al di sotto delle coperture mioceniche e che hanno contribuito alla loro strutturazione. Una delle più significative è ipotizzata sul bordo occidentale del rilievo di P.ta Trempu, dove la sua presenza è deducibile dal rigetto (circa 200 m, vedi sezione geologica D-D') delle metamorfite erciniche su cui poggia la base della successione miocenica (formazione di Nurallao).

Faglie che bordavano aree in rapido sollevamento, come anche quella orientata NE-SW esposta presso Mitza sa Sposa, giustificano la presenza, ai piedi del versante occidentale del rilievo di P.ta Trempu, di brecce a grossi blocchi di metamorfite nel membro di Duidduru (NLL_{1a}) (v. fig.30), interpretabili come il prodotto di un accumulo, caotico e poco selezionato, ai piedi di scarpate di faglie attive.

Un altro importante lineamento sin-sedimentario, orientato circa NW-SE, è stato riconosciuto poco a NW di Genoni, al di fuori del Foglio, dove affiorano brecce costituite anche da grossi blocchi di granitoidi e di dolomie con fori di litodomi, laterali del conglomerato di Duidduru (NLL₁).

Più ad E, nella zona di Su Tasuru a N di Isili, è ipotizzata la presenza di una faglia contemporanea alla sedimentazione della formazione carbonatica dei calcari di Villagrega, il lineamento è marcato da un gradino morfologico, con a tetto uno spessore della formazione di Nurallao maggiore che a muro (fig.71).

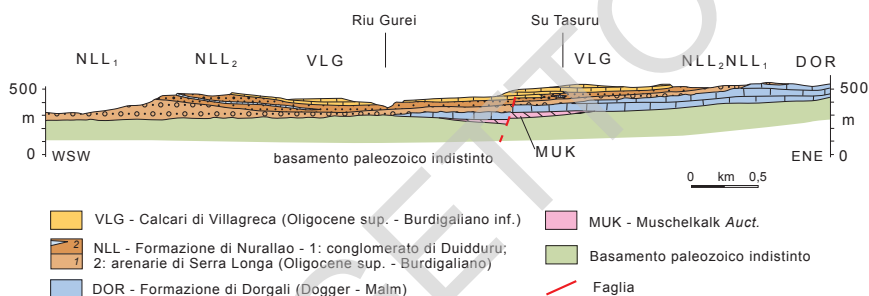


Fig. 71 - Sezione geologica attraverso la zona di Su Tasuru, S di Nurallao (vedi traccia in tav.2).

All'interno dei calcari di Villagrega, oltre a discordanze locali, come quella seguibile nel rilievo di San Sebastiano e sulle sponde del Lago artificiale di Is Barrocos, presso Isili, sono evidenti strutture di *slumping* e di rotazione sin-sedimentaria di blocchi a tetto di faglie rotazionali (v. fig.35, fig.72).

Il blando piegamento con asse sub-orizzontale diretto circa N140 osservato nell'area di Masoni Pranu - Monte Is Casteddu (vedi sezione geologica D-D') va messo in relazione con la tettonica che ha originato blocchi basculati di basamento pre-miocenico. La direzione è peraltro coincidente con quella delle faglie oligo-mioceniche e con l'asse del bacino.

Secondo SOWERBUTTS & UNDERHILL (1998) la presenza di faglie dirette sigillate dal progredire della deposizione è limitata alla parte basale della successione e solo in prossimità del tetto di alcune faglie maggiori, tanto che questi Autori propongono un modello di 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 "sin-rift" in senso stretto.

Dall'analisi delle strutture e dell'andamento del limite della trasgressione oligo-aquitaniiana, in alcune aree l'orientazione dei bacini ruota da circa N140 fino a disporsi N-S, per poi ritornare circa NW-SE. Questa variazione potrebbe essere dovuta ad una riattivazione di lineamenti più vecchi. Tenendo conto delle superfici di trasgressione riconosciute in campagna e delle aree tettonicamente attive durante la sedimentazione, è possibile distinguere il bacino oligo-miocenico del I ciclo in più sub-bacini.



Fig. 72 - Faglia che disloca i calcari di Villagreca (VLG), poco a N di Isili, ed è suturata dalle arenarie alla base delle marne di Gesturi (GST) (coord.: 103-004).

Un sub-bacino è limitato a W dagli alti strutturali e morfologici di P.ta Trempu e dalla dorsale che dalla Giara di Serri si collega ai rilievi di rocce paleozoiche del Duomo di Mandas. I bordi occidentale e orientale sarebbero quindi in appoggio per *onlap* su rocce paleozoiche, mesozoiche e paleogeniche.

Un altro sub-bacino si estende a W dell'allineamento di P.ta Trempu ed è limitato a W, fuori carta, dai rilievi che da Pimentel arrivano fino a Segariu. Una simile strutturazione, con bacini impostati su blocchi di basamento pre-miocenico basculati a tetto di faglie dirette, è stata proposta già da CHERCHI & MONTADERT (1982).

2.3.2. - Il ciclo tettono-sedimentario miocenico

I depositi del I ciclo sono ricoperti in discordanza dalla formazione delle marne di Gesturi, la cui base è attribuita al Burdigaliano superiore (v. fig.34). A differenza del ciclo sottostante, in questa formazione non si rinvencono abbondanti tracce di attività tettonica sin-sedimentaria, ed è difficile definire con cer-

tezza i limiti originari del bacino. Date le caratteristiche sedimentologiche dei cosiddetti depositi “*post-rift*” (ASSORGIA *et alii*, 1997; CHERCHI & MONTADERT, 1982; SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998), e l’evidenza che questi si dispongono secondo geometrie di aggradazione “*onlap*” sia sulla successione oligo-aquitana, sia sul basamento pre-oligoceno, è probabile che essi 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.

In base ai dati ed alle interpretazioni proposte da diversi Autori, raccolte in aree più occidentali, esterne al Foglio Mandas (CARMIGNANI *et alii*, 2001c; CARMIGNANI *et alii*, 2004; CASULA *et alii*, 2001), i depositi del II ciclo costituiscono un bacino che si sovrappone perfettamente al bacino ed ai sub-bacini del I ciclo, con una debole riattivazione delle medesime strutture come faglie dirette, originando semi-*graben* con faglie principali sul bordo occidentale dell’attuale piana del Campidano secondo CARMIGNANI *et alii* (2001c), con faglia principale lungo l’*horst* del Sarcidano-Gerrei secondo CASULA *et alii* (2001).

2.4. - TETTONICA PLIOCENICA

Sebbene in tutta l’Isola sia descritta un’importante tettonica di età pliocenica, responsabile della strutturazione della Fossa del Campidano (CASULA *et alii*, 2001; PALA *et alii*, 1982; PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), nell’area del Foglio non sono state riconosciute strutture che provino direttamente un’attività tettonica plio-pleistocenica. Ad esempio lungo una sezione geologica composta che attraversa i principali espandimenti basaltici non si notano indizi di un rigetto apprezzabile (fig.73).

Una faglia diretta presunta che dovrebbe interessare i basalti pliocenici della Giara di Gesturi in un’area a W del Foglio è segnalata da PALA *et alii* (1983).

L’analisi dei processi di approfondimento della valle del Flumendosa, che incide gli altopiani con a tetto i basalti tardo-pliocenici, mostra un sollevamento generale del “pilastro tettonico” del Sarcidano-Gerrei di circa 300 m negli ultimi 2,5 Ma circa.

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 recente, responsabile anche della forte inversione del rilievo testimoniata dalle giare basaltiche.

Dati rilevanti sull’attività tettonica pliocenica sono stati forniti da PALA *et alii* (1982) e vengono discussi nelle note illustrative del Foglio 556 “Assemini” (FUNEDDA *et alii*, 2006).

PROGETTO
CARG

VI - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

La geomorfologia dell'area è caratterizzata dalla presenza di una estesa superficie di spianamento che è tuttora ben preservata al di sotto dei basalti delle Giare (BGR, v. fig.19). Essa taglia indifferentemente tutte le formazioni pre-basaltiche giungendo ad interessare il basamento.

Questa morfologia, che certamente interessava larga parte della Sardegna meridionale, costituisce il punto di partenza per la successiva evoluzione recente dell'area. Essa è estremamente pianeggiante sebbene l'analisi delle caratteristiche topografiche abbia permesso di individuare come le quote del substrato pre-basaltico varino tra un settore e l'altro del Foglio (fig.73).

Nell'estremo NW, la base dei basalti della Giara di Gesturi è prossima ai 550 m. Ad NE di Isili, a Pranu Ollas, la base dei basalti è a circa 650 m; nella Giara di Serri è a 600 m. Le differenze altimetriche più significative si osservano nella Giara di Orroli dove nel settore settentrionale è posta a circa 600 m, mentre in quello meridionale (Tacchixeddu) è a circa 400 m, ma queste variazioni di quota sono probabilmente da imputare alla presenza di un paesaggio a debole energia di rilievo, piuttosto che a movimenti tettonici che abbiano deformato una superficie originariamente pianeggiante.

Certamente questa superficie rappresenta la testimonianza di un'importante fase d'erosione, verificatasi in prossimità del livello del mare e successivamente sollevata da movimenti tettonici generalizzati. Essa trova confronto con le classiche superfici di spianamento descritte originariamente da DAVIS (1899) e che re-

centemente sono state riconosciute in estesi settori dell'Appennino e per le quali un'estesa sintesi è contenuta in COLTORTI & PIERUCCINI (2002).

Quando si è modellata tale superficie, il paesaggio aveva raggiunto lo stadio di "vecchiaia" ed oggi, dopo i processi di sollevamento e l'importante incisione valliva, può invece essere definito "giovanile", dato che sono ancora conservati estesi lembi di spianamento. Ciò permette anche di stabilire una mobilità tettonica della Sardegna meridionale molto più importante di quanto precedentemente considerato.

Resti di importanti superfici di spianamento erano già stati riconosciuti nella Sardegna meridionale da VARDABASSO (1951), che aveva però posto l'accento prevalentemente sulla più importante superficie "ercinica", che taglia nettamente il basamento paleozoico, e nel tempo i diversi Autori hanno trascurato di sottolineare come l'ultima impronta modellatrice sia notevolmente più recente.

L'età di una superficie di spianamento è data dalle formazioni tagliate dal processo erosivo e da quelle che lo seppelliscono. Nel nostro caso le più recenti formazioni tagliate dallo spianamento sono le marne di Gesturi, i cui termini superiori hanno un'età langhiana (circa 15 Ma), mentre i basalti che la seppelliscono hanno un'età pliocenica (circa 3-2 Ma). Lo spianamento si sarebbe dunque modellato tra questi due intervalli cronologici. Data la mancanza di importanti paleosuoli alla base dei basalti è però probabile che la fine del modellamento sia prossimo all'età più recente sopra indicata. È possibile che questa superficie possa corrispondere a quella che aveva interessato l'Appennino alla fine del Pliocene inferiore (COLTORTI & PIERUCCINI, 2002).

Purtroppo, nel settore investigato mancano terreni marini più recenti che potrebbero permettere di delimitare con maggiore precisione l'intervallo cronologico durante il quale si è verificato lo spianamento. Se il modellamento della superficie fosse terminato circa 3,5 Ma le sue quote comprese tra 400 e 600 m permetterebbero di stabilire tassi di sollevamento minimi in questo settore della Sardegna di circa 0,2 mm/a. Si tratta di valori non trascurabili, non troppo lontani da quelli osservati in aree considerate notevolmente più dinamiche dell'Italia peninsulare (CALAMITA *et alii*, 1999).

L'approfondimento vallivo, conseguenza diretta del sollevamento plio-pleistocenico, ha generato profonde valli alcune a drenaggio orientale come quella del Flumendosa che, come prima descritto, rappresenta uno dei migliori esempi di valle riesumata nota in Italia. Il reticolo irregolare di questa valle nel settore in esame segue la rete di faglie e fratture presenti nel basamento. Trattandosi di uno dei più importanti corsi d'acqua dell'Isola, l'approfondimento è stato considerevole ed ha originato versanti acclivi lungo i quali si sono prodotte quantità anche non trascurabili di detriti e colluvi e si sono attivate numerose frane (§ IV - 6.).

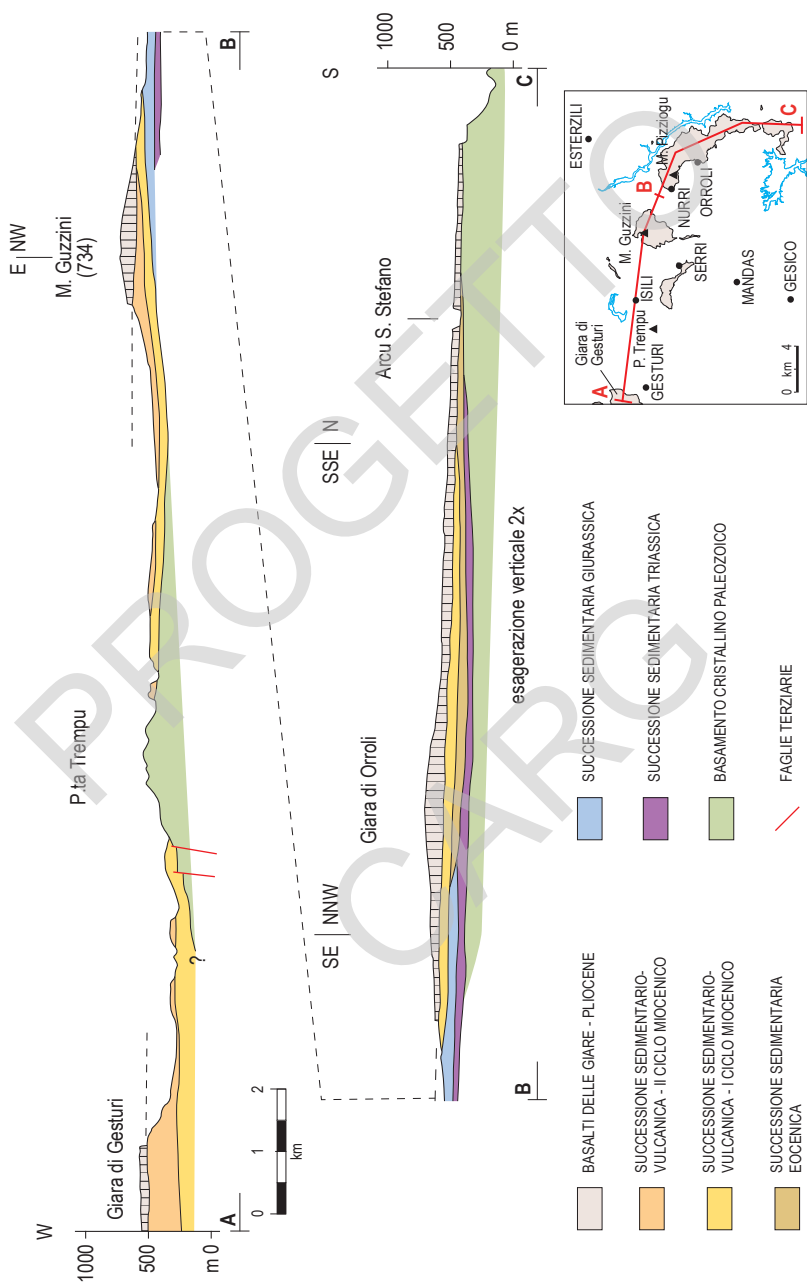


Fig. 73 - Sezione geologica schematica attraverso le Giare basaltiche del Foglio 540 "Mandas". Esagerazione verticale 2x.

Le valli a drenaggio occidentale sono tributarie del Campidano, ma data la distanza maggiore dal livello di base si presentano mediamente meno acclivi. Esse attraversano inoltre terreni più teneri e facilmente erodibili. In tutta l'area la giustapposizione di terreni con differente grado di resistenza all'erosione ha generato numerose forme morfo-strutturali.

Le forme più vistose sono le Giare, che rappresentano vere e proprie “*mesas*”, sviluppatasi in corrispondenza dei basalti pliocenici. In genere la scarpata che le delimita, talora anche di varie decine di metri d'altezza, corrisponde allo spessore del basalto. Una morfologia simile, che dà vita a *mesas*, si sviluppa in corrispondenza dei calcari giurassici (formazione di Dorgali) affioranti nel settore settentrionale del Foglio (Taccu Santa Maria, Taccu de Nurri, *etc.*).

Più a SE questi terreni, che affiorano in posizione sommitale ma con pendenze non trascurabili, generano delle superfici strutturali inclinate simili alle *cuestas*, da cui si differenziano per l'elevato approfondimento del reticolo idrografico.

In tutto il Foglio, e in special modo nel settore occidentale, le differenze di resistenza all'interno delle sequenze sedimentarie sono responsabili della genesi di versanti a gradini, con cenge e superfici strutturali di minore estensione; ad esempio a SW di Orroli per effetto della sovrapposizione delle successioni triassica, giurassica e cenozoica (v. sez. B-B').

In corrispondenza di queste variazioni litologiche, in particolare alla testata dei corsi d'acqua principali, si osservano valli sospese dovute all'azione di dinamiche fluviali recenti.

VII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - GIACIMENTI MINERARI

Considerando come giacimenti minerari e quindi come miniere esclusivamente le coltivazioni in sotterraneo, secondo il significato di uso comune (R.D. 1443, 29/07/1927), nel Foglio Mandas l'unica nel suo genere è la miniera abbandonata di Monte Nieddu di Orroli, sulla sponda orientale del Lago medio del Flumendosa. In realtà, da un punto di vista legislativo, alcune delle attività estrattive a cielo aperto (caolini, *etc.*), descritte nel successivo paragrafo sulle cave, sono anch'esse classificabili come "miniere" (v. fig.75).

La miniera di Monte Nieddu (fig.74) interessa un vecchio permesso di modesta entità, ed è stata attiva dal 1915 fino agli anni '50 (CHERCHI, 1952; ROSSETTI *et alii*, 1953). L'imbocco principale è attualmente al di sotto del livello d'invaso del lago a quota 200 m, ma esistono indizi fino a quota 500 m.

Sono presenti mineralizzazioni a solfuri metallici ed in particolare, in ordine d'abbondanza: ferro (pirrotina), zinco (blenda), rame e ferro (calcopirite) e infine piombo (galena) (ROSSETTI *et alii*, 1953). Hanno giacitura sia in ammassi, sia in lenti, vene e filoni, concordanti con la scistosità ercinica S₁.

ROSSETTI *et alii* (1953) stimano un cubaggio medio del minerale pari a 10,00 t. Di particolare interesse è la segnalazione degli stessi Autori di tracce di coltivazione antica (una discenderia di alcuni metri e attrezzi in pietra lavorata e rame) attribuita dubitativamente al periodo nuragico.

- GALLERIA "FERRO DI CAVALLO - GALLERIA DI RIBASSO -

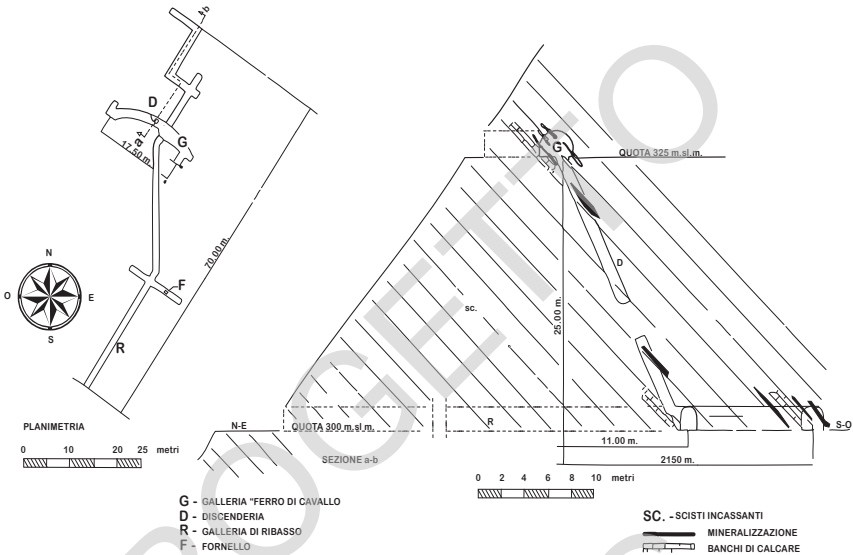


Fig. 74 - Riproduzione dello schema della coltivazione della miniera di Monte Nieddu, ridisegnato da ROSSETTI et alii (1953), modificato.











Poco a W di Picone Melas, a N del Lago Mulargia, con il nome di Genna Ureu è segnalato un permesso minerario oggetto di ricerche e piccole coltivazioni per arsenopirite, stibina, wolframite e oro, tra la fine del XIX secolo e l'inizio del XX (LOVISATO, 1907; TESTA & SARTORI, 1918).

Un'altra coltivazione per l'estrazione di minerali di piombo è segnalata da LA MARMORA (1857) in prossimità di Sant'Antonio, ad W dell'abitato di Nurri.

2. - CAVE

L'area del Foglio è interessata da diverse coltivazioni a cielo aperto (fig.75). Nell'area compresa tra Gesturi, Barumini e Isili esistono, in attività o dismesse, cave per l'estrazione delle sabbie della formazione di Nurallao (NLL₂), caratterizzate da una composizione prevalentemente quarzo-feldspatica, con frazioni limose inferiori al 5%, utilizzate come materiale inerte per edilizia. Le caratteristiche composizionali sarebbero però adatte anche ad uno sfruttamento nella produzione ceramica; le più importanti sono attive tra Gesturi e Serra Longa.

LEGENDA

-  Depositi quaternari
-  Basalti pliocenici
-  Successione vulcanico-sedimentaria cenozoica
-  Successione sedimentaria mesozoica
-  Successione vulcanico-sedimentaria tardo-paleozoica
-  Basamento cristallino ercinico
-  Faglie
-  Miniere inattive
-  Cave attive
-  Cave inattive

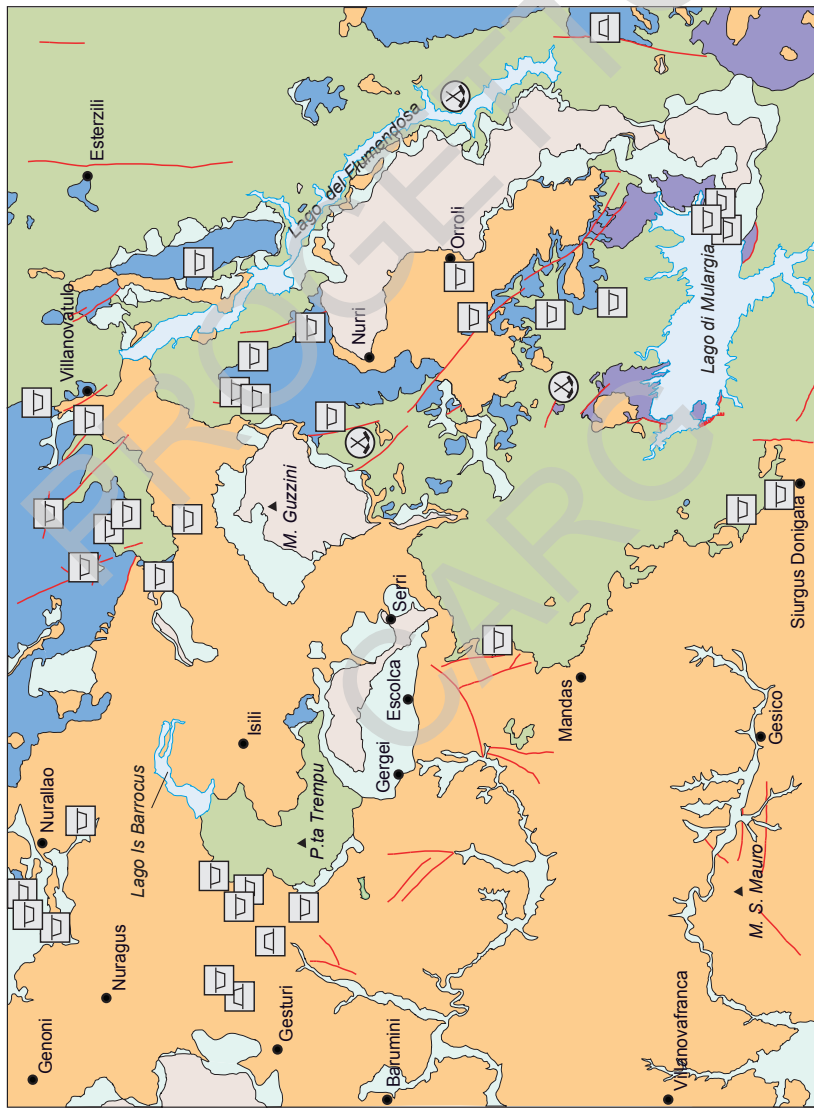


Fig. 75 - Ubicazione delle principali attività minerarie e cave nel Foglio 540 "Mandas".

Sempre finalizzate alla produzione di inerti sono anche alcune cave che estraggono metamorfiti paleozoiche termometamorfosate in alcuni siti poco ad W del rilievo di P.ta Trempu.

Presso Mandas esiste una cava ormai dismessa che rappresenta un tentativo di coltivazione per fini lapideo-ornamentali dei marmi devoniani (ASU), già segnalata dal LA MARMORA (1857).

Numerose sono le attività estrattive a cielo aperto di minerali argillosi: il-lite e caolino per usi ceramici. I giacimenti in questione sono contenuti nella formazione di Genna Selole (GNS), e affiorano diffusamente nell'area (ANEDDA, 1956; BAGHINO, 1981; LOI, 1979; MARINI *et alii*, 1991; STRAZZERA, 1979). Le cave principali sono situate ai margini orientale e settentrionale del Foglio verso Escalaplano, in prossimità di Villanovatulo e Nurri e a N di Nurallao, sempre alla base delle cornici carbonatiche giurassiche.

Numerose cave coltivano argille bentonitiche, originate perlopiù per alterazione delle litofacies piroclastiche intercalate nella formazione di Ussana. L'unica in attività sembra essere quella a N di Genoni fuori dal Foglio, mentre la maggior parte sono dismesse e sono ubicate vicino Villanovatulo, nella zona industriale di Isili e a N di Siurgus-Donigala.

3. - IDROGEOLOGIA

3.1. - IDROGRAFIA

Il Foglio Mandas è attraversato nel senso dei meridiani dallo spartiacque che divide, in parti quasi uguali, il bacino dell'alto Flumendosa ad oriente dal bacino del Flumini Mannu ad occidente.

Il Flumendosa scorre, in questa porzione di territorio, in un alveo impostato prevalentemente sulle metamorfiti paleozoiche, con direzione S-SE. Sulla destra idrografica, all'altezza di Villanovatulo, costeggia un ristretto lembo dell'altopiano del Sarcidano, sulla sinistra i Tacchi di Esterzili e Santa Maria.

L'asta principale scende in valli profonde e tortuose seguendo un tracciato in buona parte condizionato da lineamenti tettonici prevalentemente orientati N150°.

In una di queste gole, presso N.ghe Arrubiu, ad E di Orroli, è stato costruito lo sbarramento del medio Flumendosa (fig.76). L'opera, realizzata dall'Ente Autonomo del Flumendosa, assolve a molteplici funzioni: produzione di energia elettrica, irrigazione e uso potabile destinate soprattutto al territorio del Campidano. La diga, ad arco-gravità, è stata ultimata nel 1957. Alta 120 m, dà origine ad un lago lungo 17 km e largo in media 250 m consentendo una capacità d'invaso di 292,90 milioni di mc.



Fig. 76 - Diga di sbarramento di N.ghe Arrubiu sul corso del Fiume Flumendosa.

I corsi d'acqua che si riversano direttamente nel lago drenano una superficie di 187,5 kmq. Tra questi, quello di maggiore importanza è il Riu Betilli (noto anche come Riu Nuluttu) che ha una lunghezza di 28 km ed un bacino di 97,80 kmq di superficie. Sul Riu Nuluttu esiste un progetto di sbarramento da realizzarsi alla stretta tra il Taccu di Esterzili e il N.ghe Serbassei che dovrebbe avere un volume d'invaso di quasi 23 milioni di mc.

Dalla destra idrografica del Flumendosa proviene il Riu Mulargia, che nasce dal Taccu de Nurri ad un'altezza di 550 m s.l.m. con il nome di Riu Arixeddu. Il bacino ha un'estensione di 183 kmq, ed essendo impostato su rocce di bassa permeabilità presenta un reticolo idrografico dendritico con alta densità di drenaggio. L'asta principale aveva una lunghezza di 33 km circa, ma attualmente, dopo la costruzione di uno sbarramento, esiste un immissario di 17,6 km ed un emissario lungo 5,8 km che affluisce nel Flumendosa presso Serra is Crarias.

Buona parte degli affluenti del Riu Mulargia sono attualmente diretti tributari del lago: il Riu Melas, il Riu Maiori, il Riu Strumpu de Pardu, sulla sponda N; il Riu Su Breimi, ed il Riu Norizzi su quella S.

La diga che sbarra il corso del torrente in località M. Su Rei è in funzione dal 1958, alta 99 m ha uno sviluppo del coronamento di 270 m. La capacità utile

d'invaso è di 310 milioni di mc e, oltre alle acque del Riu Mulargia, raccoglie quelle provenienti dal Lago del Medio Flumendosa con il quale è collegato da una condotta sotterranea lunga 5 km, e quelle provenienti dallo sbarramento recentemente realizzato sul Riu Gruppa, un affluente di sinistra del Flumendosa circa 20 km a valle.

Dalla sponda meridionale del Lago di Mulargia si diparte una galleria di derivazione, al cui imbocco è collocata la centrale elettrica di Uvini, che convoglia le acque nell'adiacente bacino del Flumini Mannu, dove assicura il funzionamento della centrale di Santu Miali ed alimenta gli acquedotti di Cagliari e di altri 29 comuni. Un altro ramo dell'acquedotto partendo ancora dal Lago di Mulargia va a servire alcuni centri del Gerrei.

Ad occidente lo spartiacque tra il Flumendosa ed il Flumini Mannu è segnato dai rilievi di: N.ghe Adoni (811 m), Pizzu Mannu (708 m), M. Guzzini (734 m), M. Carrogas (615 m), Corona Manna (512 m), M. Corongedda (495 m), Genna Arena (444 m).

Il Flumini Mannu nasce dal Tacco di Laconi con il nome di Riu di Sarcidano e in pochi chilometri cambia frequentemente denominazione: Riu Roledu, Riu San Sebastiano, Riu Mannu e, in prossimità di Isili, Flumini Mannu. I suoi affluenti nel tratto iniziale vengono alimentati dalle numerose sorgenti dislocate sul Tacco; come il Riu Faccioni che prende origine dall'omonima sorgente e il Riu Cannas che raccoglie le acque delle "Funtane" Cannas, Girdiera e Picca Linna.

Nella gola formata dai rilievi di M. Cameana e Masoni Pranu, nella località Is Barrocos viene sbarrato da una diga in calcestruzzo, tracimabile nella parte centrale, lunga 171 m e alta, nel punto massimo, 37,50 m. Il lago artificiale, che riceve gli apporti di un bacino imbrifero di 92,81 kmq, ha un volume d'invaso di 11,66 milioni di mc.

Superata la stretta di Is Barrocos, il Flumini Mannu scorre nell'alta Marmilla ricevendo dalla destra idrografica gli apporti dei torrenti che provengono dalla Giara di Gesturi, il Riu Sellu e il Riu Pazzola; mentre dalla sinistra affluisce il Riu Murera che raccoglie i deflussi del M. Carrogas e della Giara di Serri. Sempre dalla sinistra idrografica nel settore meridionale proviene il Riu Mannu e più a valle il Riu Lanessi, che in quest'area è l'affluente di maggiore rilevanza. Nasce da Cuccuru Fenugu, ad E di Gesico, e con direzione prima E-W e poi NE-SW scorre in un alveo inciso e ricco di meandri.

3.2. - CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE

Le principali caratteristiche idrogeologiche, permeabilità, pozzi e sorgenti, del Foglio Mandas sono riassunte in fig.77.

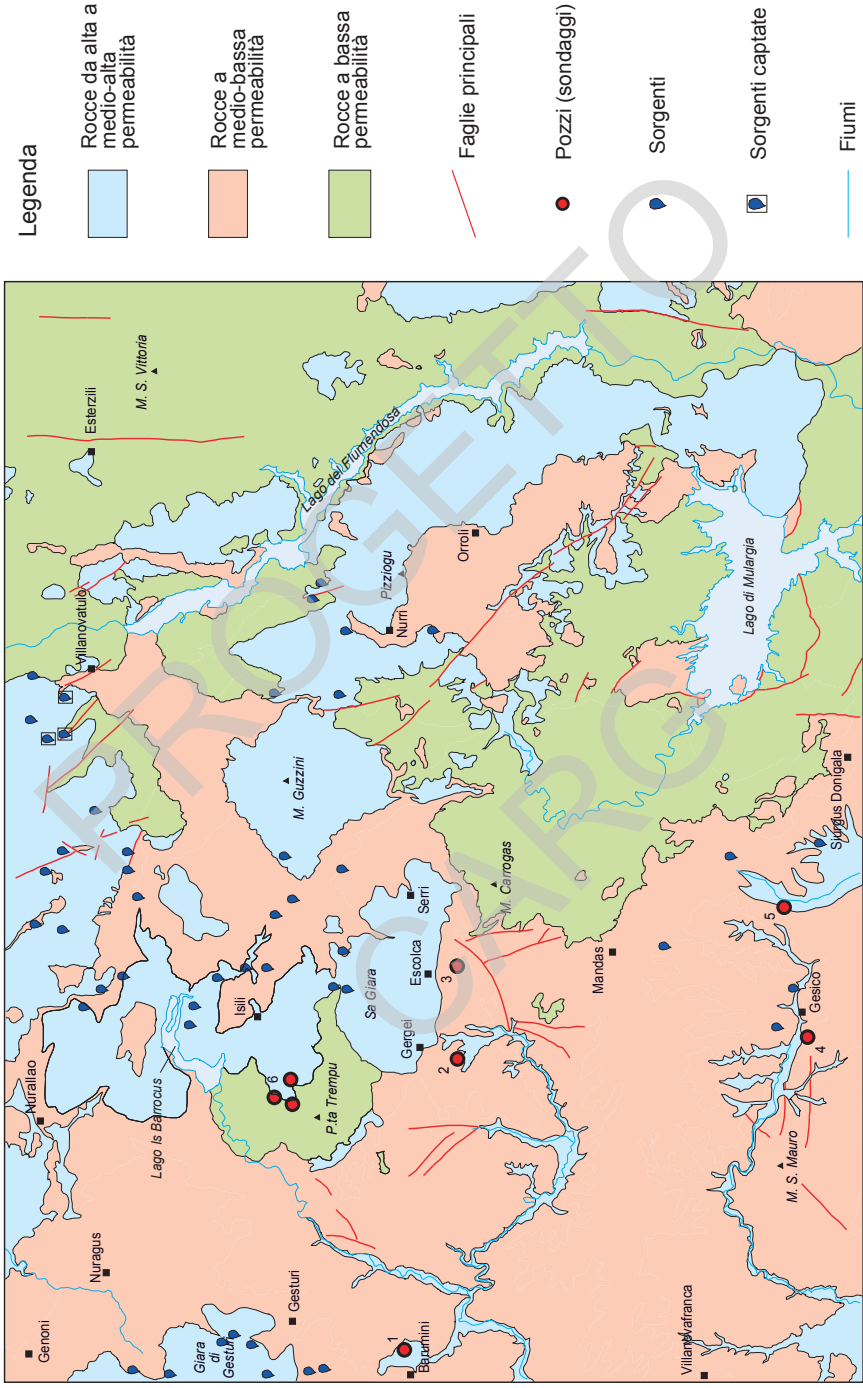


Fig. 77 - Schema idrogeologico del Foglio 540 "Mandas".

3.2.1. - *Permeabilità alta - medio-alta*

Depositi antropici: depositi eterometrici argillosi o clastici generalmente sciolti o scarsamente consolidati derivanti da attività estrattive. La permeabilità è variabile in conseguenza dell'eterogeneità e della compattezza.

Travertini: sono presenti nell'alveo del Riu Brabaciera e all'emergenza di numerose sorgenti. La permeabilità degli affioramenti è elevata, ma la ridotta estensione li rende influenti sotto l'aspetto idrogeologico.

Alluvioni ciottolose e sabbie: in genere occupano una stretta fascia intorno ai corsi d'acqua; hanno estensione rilevante solo lungo il Flumini Mannu presso Isili (San Sebastiano). Talvolta sono sede di limitate falde freatiche.

Basalti delle Giare: hanno permeabilità medio-alta per fessurazione, costituiscono acquiferi che alimentano le sorgenti, a volte di portate discrete, lungo i bordi degli altopiani. Il limite inferiore è generalmente rappresentato dal complesso marnoso arenaceo miocenico. In alcuni settori (M. Guzzini), dove tale complesso poggia direttamente sui calcari e su sedimenti sabbioso-conglomeratici, si individua un limite di alimentazione.

Calcari bioclastici (calcari di Villagreca): hanno permeabilità media per fratturazione e debole carsismo.

Dolomie (formazione di Dorgali): hanno permeabilità alta per fessurazione, localmente molto alta per fessurazione e carsismo. Costituiscono acquiferi importanti il cui limite inferiore (limite d'emergenza) è rappresentato dal complesso argilloso della formazione di Genna Selole. In alcune aree l'acquifero è limitato da conglomerati e può verificarsi una percolazione verso il basso.

Dolomie (Muschelkalk Auct.): si tratta di un complesso ben stratificato e fessurato di elevata permeabilità ma di trasmissività bassa a causa della modesta potenza. Localmente può essere alimentato dal complesso dolomitico del Giurassico tramite i conglomerati e le arenarie quarzose.

3.2.2. - *Permeabilità medio-bassa*

Complesso sabbioso conglomeratico (formazione di Nurallao - membro delle arenarie di Serra Longa): sabbie da fini a molto fini debolmente cementate e conglomerati in matrice arenacea con cementazione da debole a elevata. Nell'area del M. Guzzini questo complesso presenta notevole spessore ed è sede di una falda di discreta potenzialità alimentata dalle acque di percolazione del complesso lavico. La permeabilità, media per porosità interstiziale, nelle facies conglomeratiche può ridursi fino a scarsa per l'aumento del grado di cementazione.

Complesso conglomeratico arenaceo (formazione di Nurallao - membro del conglomerato di Duidduru): conglomerati eterometrici mediamente cementati con matrice arenacea o arenaceo argillosa, arenarie fini mediamente cementate. La permeabilità va da media a localmente scarsa, ma spesso questi sedimenti giacciono alla base della formazione marnoso arenacea che ne impedisce l'alimentazione.

Conglomerati e arenarie quarzose (formazione di Genna Selole): conglomerato quarzoso in banchi con matrice arenacea ben cementata ed intercalazioni arenaceo quarzose talvolta frammiste a livelli argillosi. Di potenza limitata ad una decina di metri è a volte interessato da circolazione idrica. La permeabilità, per fratturazione, è da media a localmente scarsa.

3.2.3. - *Permeabilità bassa*

Depositi limosi, eluviali e colluviali e suoli: detriti immersi in matrice fine che hanno subito trasporto per gravità nullo o limitato. Costituiscono depositi di modesta potenza che occupano i versanti e le aree depresse.

Complesso marnoso-arenaceo-siltoso (marne di Gesturi e formazione della Marmilla): rare marne intercalate in arenarie da fini a molto fini, siltose, più o meno cementate. La permeabilità è praticamente nulla.

Vulcaniti (formazione di Aragixi): si tratta di depositi di piroclastiti acide, talvolta grigiastre, con rare pomici, spesso alterate in bentoniti con spessore ridotto, praticamente impermeabili.

Conglomerati eterometrici (formazione di Ussana): conglomerati e arenarie a matrice argillosa e sabbiosa molto compatte. Permeabilità da scarsa a nulla.

Filladi, graniti e porfiroidi: rappresentano il basamento cristallino ercinico e costituiscono il substrato impermeabile delle successioni idrogeologiche in tutta l'area. A volte possono essere dotati di debole permeabilità per fratturazione e, nel caso dei graniti, per processi di arenizzazione.

3.3. - CARATTERI IDROGEOLOGICI

A causa delle caratteristiche geologiche, ma soprattutto morfologiche e strutturali, l'assetto idrogeologico dell'area si presenta alquanto complesso. Gli acquiferi, prevalentemente fessurati, pur essendo dotati in qualche caso di buona potenzialità, non hanno in genere continuità areale, in quanto frazionati da limiti tettonici e morfologici.

Le falde freatiche, diffuse soprattutto nei fondovalle e nelle zone pianeggianti in terreni terziari, hanno scarsa rilevanza, mentre di maggior interesse sono gli acquiferi profondi delle formazioni carbonatiche e marnoso-arenacee.

Nella parte meridionale del Tacco di Laconi, tra Nurallao e Villanovatulo, l'acquifero costituito dai calcari dolomitici ha una potenza di 100-150 m. Il substrato impermeabile è rappresentato dalle argille basali e arenarie quarzose della formazione di Genna Selole e in alcuni settori dal basamento paleozoico. Sulla sommità dell'altipiano le principali linee tettoniche limitano unità idrogeologiche pressoché indipendenti e costituiscono soglie di permeabilità che favoriscono l'emergenza delle sorgenti. Lungo i bordi del Tacco le emergenze sono invece dovute a limiti di permeabilità definiti. Presso Villanovatulo, nel territorio circostante la Funtana Lobadas, un sondaggio profondo 48 m fornisce una portata di 5 l/sec.; altri due sondaggi realizzati in aree vicine pur intercettando la stessa falda hanno portate molto inferiori.

Nell'area di Perda Quaddu, a N di Isili, e presso Villanovatulo, i calcari dolomitici, a tetto di faglie dirette, vanno ad immergersi sotto i tufi bentonitizzati, le arenarie ed i calcari miocenici, dando così luogo ad un acquifero in pressione. La struttura idrogeologica, verificata da alcuni sondaggi, è però limitata non essendo stata individuata né verso Isili né verso Nuragus.

Nella successione miocenica l'acquifero più produttivo è principalmente costituito dalle arenarie conglomeratiche della formazione di Nurallao poggianti sul basamento paleozoico. Il loro spessore (fino a 200 m) e la notevole estensione (da Isili fino a Barumini), sono fattori favorevoli per un buon immagazzinamento. In particolare presso Barumini una perforazione sino a 46 m (v. 1 in fig.77) dal piano di campagna ha intercettato un acquifero multifalda tra i 22 e i 38 m con portate di 2,40 l/sec. L'alimentazione dovrebbe essere assicurata dal Flumini Mannu.

Nelle adiacenze di Gergei una trivellazione profonda 111 m (v. 2 in fig.77) ha raggiunto una falda in sabbioni cementati, alla base di una potente serie marnosa, poggiate sul substrato granitico; le portate emunte sono di circa 5 l/sec. Nel vicino paese di Escolca un'altra trivellazione (v. 3 in fig.77) pur raggiungendo alla stessa profondità il basamento paleozoico, in questo caso costituito da metamorfiti, ha intercettato soltanto marne più o meno arenacee raramente acquifere. C'è da supporre che nel caso di Gergei le arenarie di trasgressione facciano parte di un apparato deltzio secondario, localizzabile nelle pendici sudorientali del rilievo di P.ta Trempu, di limitata estensione.

Immediatamente a sud dell'abitato di Gesico, presso la località Costa Noeda (v. 4 in fig.77), una perforazione di 140 m ha intercettato una falda in pressione all'interno di un livello calcareo arenaceo; la portata è di 1,5 l/sec. Circa 3 km ad E dello stesso paese, vicino al N.ghe su Anzu, due sondaggi (v. 5 in fig.77) rispettivamente di 80 e 70 m hanno rinvenuto tra i 39 e i 45 m di profondità le

arenarie grigiastre più o meno cementate che costituivano un modesto acquifero. La portata complessiva dei due pozzi si aggira sui 3 l/sec. Proprio in conseguenza della scarsa reperibilità di acque sotterranee alcuni agricoltori della zona hanno provveduto a costruire piccoli sbarramenti su alcuni ruscelli, con capacità d'invaso da 100.000 a 450.000 mc.

Infine i sondaggi eseguiti presso la località Is Barrocos di Isili (v. 6 in fig.77), hanno attraversato la serie calcareo-arenacea miocenica per almeno 90 m raggiungendo le sottostanti argille e marne lacustri, presumibilmente oligoceniche. Mentre nelle arenarie e nei calcari era presente una falda di discreta potenzialità, circa 3 l/sec., il lacustre si è rivelato un acquifero modesto per la presenza di conglomerati con abbondante matrice argillosa.

Nel settore orientale del Foglio una struttura idrogeologica di una certa rilevanza è costituita dal Taccu di Nurri. L'immersione generale di tale struttura è debolmente orientata verso SW, mentre alcune lineazioni con orientazione E-W costituiscono dei limiti di permeabilità che smembrano l'acquifero. Una di queste è individuabile in regione Funtana Pirastu, dove l'omonima sorgente costituisce un importante punto di recapito delle acque provenienti dal settore settentrionale del Tacco.

Le faglie con orientazione N-S hanno poi dislocato lembi di dolomie giurassiche a quote più basse come si osserva nelle località Pranu Suergiu, Miximili, e nel settore di N.ghe Sutta Corongiu, tanto che l'intera struttura risulta chiaramente divisa in quattro settori.

I pozzi esistenti sono pochi e mal distribuiti, ubicati soprattutto lungo la strada provinciale n.10 tra il paese di Nurri e la Cantoniera e nell'allineamento tra Case Mulas e l'Azienda Caredda. Si tratta in tutto di una decina di sondaggi: quelli del primo settore, profondi 35-40 m hanno una soggiacenza compresa tra -3 e -11 m dal p.c. con un'oscillazione stagionale media di 6 m, nel secondo settore la soggiacenza non supera i 2 m e l'oscillazione è, in media, di 1,50 m. C'è da osservare che la falda benchè di potenzialità limitata alimenta, durante il periodo di massima escursione, alcuni corsi d'acqua.

Gli espandimenti basaltici pleistocenici nel Sarcidano e nell'alta Marmilla costituiscono acquiferi d'interesse secondario, ma non trascurabile.

La Giara di Gesturi, presente nel Foglio con l'estremo lembo orientale, e la Giara di Serri sono costituite da colate basaltiche pressoché orizzontali all'interno delle quali sono presenti intercalazioni scoriacee e vacuolari che favoriscono la circolazione idrica testimoniata dalle emergenze rilevabili sia sulla superficie sia sui bordi, da dove fuoriescono per il limite di permeabilità rappresentato dal substrato miocenico.

Gli altri affioramenti basaltici sono quelli del Pranu Ollas a NE di Isili, il M. Guzzini e il Pranumuru nel bacino del Medio Flumendosa.

Nell'area del M. Guzzini la colata basaltica, che si sovrappone alla successione miocenica, immerge debolmente verso S e costituisce un acquifero che alimenta numerose sorgenti con portate rilevanti. L'acquifero è tamponato dalle marne mioceniche, le quali però non affiorano a S di Mitza Procaxiu poiché immergenti debolmente verso NW, potrebbe perciò verificarsi una percolazione verso l'area di Genna Nuxi a N, che alimenterebbe le sorgenti lì ubicate.

3.3.1. - Emergenze idriche

La conformazione idrostrutturale dell'area, in cui come si è visto prevalgono gli acquiferi fessurati e frammentati dalla tettonica e dalla morfologia che ha modellato il paesaggio in altopiani, favorisce le emergenze naturali. Le sorgenti sono numerose, e se nella maggior parte hanno portate esigue e di rilevante variabilità, non mancano quelle che, per la realtà isolana, presentano deflussi apprezzabili. In particolare modo le emergenze del Tacco di Laconi, molte delle quali captate da lungo tempo, hanno costituito uno dei primi acquedotti della Sardegna.

Tre di queste sono rinvenibili a NW di Villanovatulo e contribuiscono all'alimentazione dello stesso paese: Funtana Manna 4 l/sec, Funtana Lobadas che è stata integrata con un pozzo, 5 l/sec e Funtana Bruncu Meriagu con 1 l/sec.

Dallo stesso acquifero vengono alimentate le sorgenti riportate di seguito delle quali si è calcolato, tramite la relazione di Maillet, l'immagazzinamento dinamico all'inizio dell'esaurimento (le portate sono quelle medie annuali) (tab.4).

Tab. 4 - Capacità d'immagazzinamento dinamico (W_0) delle sorgenti del Tacco di Laconi.

	Q(l/sec)	W_0 (m ³)
Funtana Isidoriu	30,00	595.862,060
Funtana Perdosa	0,25	595.862,060
Funtana Iri	1,50	595.862,060
Funtana Coloris	1,15	2.821,224
Funtana Girdiera	1,54	37.073,454
Cava Argilla (Nurallao)	0,15	505,507
Funtana Figu Niedda	2,10	57.024,000

Anche delle sorgenti ubicate nelle dolomie del Taccu de Nurri si è valutata l'entità dell'immagazzinamento dinamico (tab.5).

Tab. 5 - *Capacità d'immagazzinamento dinamico (W_0) delle sorgenti del Taccu de Nurri.*

	Q(l/sec)	W_0 (m ³)
Funtana Pirastu	1,54	40.567
Genna Nuxi I II	0,33	12.149
Ovile Argiolas	0,10	2.007
Ovile Deidda	0,073	721

Dai calcari miocenici nei dintorni di Isili emergono le sorgenti: Istedda 0,15 l/sec., Asusa 0,30 l/sec., Su Predi 0,20 l/sec., Zarpaliu 0,20 l/sec., De Nedda 0,20 l/sec., Lorenzo Picciu 5 l/sec. e Tidongias 0,10 l/sec.

Tra l'abitato di Isili ed il M. Guzzini si trovano, al contatto tra le marne e le intercalazioni calcareo-arenacee le sorgenti: Cavalleri 0,15 l/sec., e Canali Bonu, Lobadas, Ladumini tutte con 0,10 l/sec.

Anche nel territorio compreso tra Mandas e Gesico diverse emergenze sono alimentate dai depositi terziari. Salvo rari casi le portate sono modeste e condizionate dagli afflussi pluviometrici, però spesso sono perenni.

Sono da menzionare: Mitza sa Sutta Frau con 0,56 l/sec. di portata, Mitza Tupperi 0,12 l/sec., Mitza riu Baccu Muscari, posta all'interno dell'abitato di Gesico, con una portata di 0,08 l/sec., Mitza Ussara 0,02 l/sec. e Mitza Planu Furronis 0,33 l/sec.

Gli espandimenti basaltici sono dotati di buona permeabilità anche se, a causa della limitata potenza, le sorgenti che emergono nel settore orientale non hanno portate elevate (tab.6).

Tab. 6 - *Capacità d'immagazzinamento dinamico (W_0) delle sorgenti del settore orientale della Giara di Gesturi.*

	Q (l/sec)	W_0 (m ³)
Lixidi	0,11	3.945,6
Ingeria	0,60	5.728,1
Pistingu	0,38	6.134,4
Funtana Ortu	1,12	11.427,0
Antonio Orrù	0,52	16.339,4

Alla base della Giara di Serri si rinvencono le emergenze di Pibaradoriu, Croculiga e Cuccuru Ghiani che complessivamente ammontano a 1 l/sec.

Anche le sorgenti situate alla base dell'espandimento vulcanico del M. Guzzini sono caratterizzate da portate piuttosto scarse. In questo caso però, come si è fatto cenno in precedenza, l'acquifero basaltico sembra alimentare le sorgenti di Genna Nuxi, che affiorano dalle dolomie giurassiche.

3.3.2. - *Bilancio idrologico*

Per quanto riguarda il bilancio idrologico inerente le due frazioni di bacino rappresentate nel Foglio si sono utilizzati i dati termo-pluviometrici registrati alle stazioni di Esterzili (698 m), Nurri (557 m) e Villanovatulo (347 m) nel bacino del Flumendosa; Is Acquas (450 m), Sarcidano (Col. Penale) (699 m), Mandas (491 m), Gesico (374 m), Gergei (374 m) nel bacino del Flumini Mannu; data la frammentarietà delle unità fisiografiche si tratta di valori indicativi dell'ordine di grandezza.

Nel bacino del Flumendosa la lama d'acqua mediamente affluita nei 70 anni considerati è stata di 772,4 mm e, nello stesso periodo, la temperatura media è stata di 14,2 °C si perviene così ad un'evapotraspirazione reale, calcolata con il metodo di Thornthwaite, di 485,5 mm. Il deflusso globale è di 286,9 mm.

Alla sezione di Monte su Rei dove è impostata la diga sul Mulargia, per un bacino sotteso di 178,65 kmq, gli afflussi sono pari 710,7 mm mentre i deflussi superficiali corrispondono a 234 mm.

Allo sbarramento del Medio Flumendosa per un bacino di 71,98 kmq, la lama d'acqua che affluisce è di 908 mm, i deflussi superficiali 506,1 mm.

Nel bacino del Flumini Mannu le pluviometrie calcolate sono pari a 716,8 mm, la temperatura media 15 °C e l'evapotraspirazione reale 463,1 mm. Il deflusso globale risulta perciò 253,7 mm.

Nella sezione di Is Barroccus gli apporti pluviometrici, considerato un bacino di 92,81 kmq, sono di 773,8 mm ed il deflusso superficiale di 233 mm.

4. - PEDOLOGIA

4.1. - CENNI DI PEDOLOGIA

Sulla base dei dati acquisiti nei numerosi rilevamenti di campagna e nelle elaborazioni dei dati analitici svolte prevalentemente all'interno del Servizio Salvaguardia del Territorio dell'Ente Autonomo del Flumendosa, si può ben delineare un quadro della distribuzione delle principali associazioni e complessi pedologici presenti nel Foglio in oggetto.

È da premettere che il territorio in studio presenta prevalentemente un regime di umidità xerico, cioè con sezioni del suolo asciutte per almeno 45 giorni consecutivi entro i primi quattro mesi successivi al solstizio d'estate, per almeno 6 anni su 10.

Qui di seguito si riporta una sintetica descrizione delle principali associazioni di suoli individuate, durante il rilevamento, riferite ai principali complessi litologici.

Sul complesso metamorfico di base, costituente l'ossatura paleozoica dei rilievi, prevalgono "catene" con associazioni di entisuoli, inceptisuoli e alfisuoli sviluppatasi rispettivamente sugli alti morfologici (dorsali e pianalti), sui versanti e sui depositi di versante più stabili. In particolare, nei tratti più elevati e scoscesi si ritrovano *Lithic* e *Typic Xerochrepts* e *Lithic, Typic* e *Dystric Xerorthents* o, al di sopra degli 800 m s.l.m., di *Xerumbrepts* (*Lithic* ed *Entic*) sotto le coperture residuali di macchia o bosco fitto.

Sui versanti prevalgono gli inceptisuoli, ma con profili decisamente più profondi (mediamente 50-100 cm) e più evoluti nei caratteri distintivi degli orizzonti, soprattutto del B cambico e dell'orizzonte umbrico, ricco in sostanza organica.

Sui depositi di versante stabilizzati del Plio-Pleistocene hanno avuto modo di evolversi gli alfisuoli, testimoni di climi diversi dall'attuale e ben conservati dalla macchia mediterranea.

Sui graniti le aree soggette ad intensa erosione, distinte da forme caratteristiche quali torrioni, *inselberg*, versanti più o meno accidentati e disseminati di massi sferici anche di dimensioni metriche, presentano suoli fortemente erosi, quali entisuoli, prevalentemente litici.

Dove si conserva la copertura boschiva originaria o la macchia mediterranea più fitta, pur su acclività elevate, accanto alla roccia affiorante si osservano tasche, con suoli da poco a mediamente profondi, con profilo A-C (*Lithic* e *Typic Xerorthents*) e profilo A-Bw-C (*Typic, Lithic* e *Dystric Xerochrepts*).

Inoltre, generalmente al di sopra degli 800 m, in condizioni di clima relativamente umido, l'abbondanza di sostanza organica permette di classificare i suoli nel grande gruppo degli *Xerumbrepts*. Nelle aree ondulate o pianeggianti, in cui è presente materiale d'accumulo colluviale o eluviale, i suoli si presentano da mediamente a molto profondi.

Il complesso permiano è prevalentemente costituito da materiali facilmente alterabili: conglomerati, arenarie e siltiti più o meno cementate, che determinano forme dolci con rilievi smussati e vallecole aperte.

Sul fondo di queste ultime, però, è evidente una reincisione lineare causata da una forte ripresa dei fenomeni erosivi dovuta al pressoché totale denudamento dei versanti e delle valli in seguito ai ripetuti incendi estivi e alle lavorazioni a "rittochino" praticate per "migliorare i pascoli".

I suoli che si sono formati su queste superfici sono frequentemente troncati e non è raro osservare l'affioramento degli orizzonti profondi (B e C) o della stessa roccia madre. I più diffusi sono gli entisuoli litici e tipici con spessori minimi. Alla base dei versanti, nelle valli e sotto radi lembi di cisto sono conservati i *Typic Xerochrepts* a profilo A-Bw-C o A-Bw-R.

Il complesso basale mesozoico, sovrastato dalle potenti bancate carbonatiche dei Tacchi, affiora discontinuamente sotto le scarpate di queste ultime.

L'elevata erodibilità e alterabilità, soprattutto dei depositi più fini, la presenza di lembi di macchia mediterranea a leccio, corbezzolo, erica, cisto e non ultimo il continuo apporto di detriti, ha permesso la formazione di suoli da poco a mediamente profondi, con profilo A-Bw-C, riconducibili ai sottogruppi *Typic Xerochrepts* e *Xerumbrepts*.

Dove i processi di erosione sono più intensi, per cause naturali o antropiche, si osservano profili troncati poco profondi quali gli entisuoli litici.

Anche i suoli sui depositi conglomeratici e arenacei eocenici, che si trovano sulle superfici stabili dei pianori e nelle vallecole di accumulo nell'area meridionale del bacino, presentano profili più evoluti (inceptisuoli). Sulle superfici più erose affiora la roccia madre o sono presenti suoli quali i *Lithic Xerorthents*, poveri di sostanza organica e con elevata pietrosità.

Il paesaggio dei sedimenti carbonatici mesozoici è caratterizzato da forme prevalentemente tabulari, al cui interno si articolano a diverse quote forme rievate in smantellamento e forme pianeggianti o depresse soggette a prevalenti processi di accumulo.

Su queste litologie carbonatiche è evidente la stretta correlazione suolo-copertura vegetale. Il suolo ha subito un rapido e progressivo assottigliamento, fino all'affioramento della roccia, sulle superfici dove il bosco di leccio originario è ormai scomparso (per disboscamenti e/o per gli incendi) ed è stato sostituito dal pascolo.

Questo substrato, che aveva subito una lenta e lunga pedogenesi in tempi passati (in condizioni di clima caldo-umido), e con una fitta copertura boschiva, nelle condizioni attuali di profondo degrado potrà solo con estrema difficoltà generare un nuovo suolo.

Si possono distinguere, quindi, superfici in rilievo, dove affiora la roccia madre, e superfici subpianeggianti dove il suolo relitto è conservato all'interno delle soluzioni di continuità più o meno ampie e profonde della roccia.

I suoli sono a profilo A-C, poco profondi, classificabili come entisuoli (sottogruppi litici), ma anche a profilo A-Bw-C (*Lithic Xerochrepts*). Frequenti sono i suoli sepolti, localizzati in piccole tasche, che attestano un ambiente pedoclimatico più caldo e più umido dell'attuale, testimoniato dalla presenza di argilla illuviale e di ossidi di Fe e di Mn (alfisuoli).

In corrispondenza dei paesaggi caratterizzati tuttora dal bosco di leccio, pur diradato, o dalla macchia mediterranea, i suoli si conservano più profondi, ricchi in sostanza organica distribuita in tutto il profilo (mollisuoli).

Dove affiorano i sedimenti conglomeratici della formazione di Ussana si osservano due paesaggi principali: uno aspro e fortemente inciso con scarpate, coperto da macchia rada e talora da bosco fitto, l'altra piuttosto ondulata e dolce, principalmente adibita a seminativo.

Le zone più alte dei rilievi sono estremamente erose e, soprattutto dove sono arate, affiorano direttamente i conglomerati o qualche orizzonte C con accumulo di carbonati (*Ruptic-lithic Xerochrepts*). In funzione della natura mineralogica sui versanti si trovano i mollisuoli su conglomeratici carbonatici, gli alfisoli dove la componente è silicatica.

Gli affioramenti dei depositi clastici e carbonatici miocenici sono limitati al settore sud-occidentale del bacino, e la presenza di una grande varietà di litotipi sedimentari (arenarie, conglomerati, marne, calcari, argille) determina una estrema frammentazione, sia areale che tipologica, delle associazioni pedologiche.

Si può comunque affermare che sui versanti più erosi, sottoposti a pascolo o a lavorazioni a "rittochino", sono predominanti gli entisuoli dei sottogruppi litici e tipici e gli inceptisuoli troncati, poco profondi. Sui versanti meno acclivi (<20%) si sono sviluppati inceptisuoli anche con accumuli di carbonati in profondità.

Negli espandimenti lavici basaltici plio-quadernari che ricoprono i sedimenti terziari, costituendo tavolati subpianeggianti (giare), l'uso più diffuso è sicuramente il pascolo, sia naturale che a seminativo e che grazie all'elevata fertilità dei suoli che vi si sviluppano sopportano notevoli carichi di bestiame. In condizioni normali sono infatti presenti suoli da mediamente a molto profondi, con profili A-C, A-Bw-C o A-Bw-R (prevalenti mollisuoli).

Il sovrapascolamento ha portato anche in queste aree ad un impoverimento e ad un costipamento ormai irreversibile del suolo.

Le coltri detritiche quaternarie, depositatesi sulle superfici depresse dei fondovalle, possono presentare caratteri prettamente colluviali, con rari apporti alluvionali, mentre lungo i corsi d'acqua principali esse sono fondamentalmente costituite da potenti depositi alluvionali, spesso terrazzati.

I suoli sono prevalentemente classificati come entisuoli e inceptisuoli e, in subordine, sulle superfici più antiche, come alfisoli; spesso potenti oltre un metro, presentano fondamentalmente caratteri tipici.

Quando la natura dei depositi colluviali è tale da fornire abbondanti prodotti argillosi, i suoli, di colore bruno scuro, presentano caratteri vertici, con fessurazioni che si estendono anche in profondità (*Vertic Haploxerolls*). Sulle alluvioni recenti abbiamo gli *Xerofluvents* tipici e i *Fluventic Xerochrepts*.

4.2. - DIFESA DEL SUOLO

Il territorio del Foglio Mandas si presenta articolato litologicamente e morfologicamente, con vari utilizzi prevalentemente tradizionali di tipo agricolo e pascolivo, ed è interessato da diversi fenomeni di rischio e degrado.

Questi sono legati all'alterazione dell'equilibrio naturale, causata prevalentemente da attività antropiche non sostenibili e solo in minima parte al verificarsi di eventi meteorici eccezionali.

Va sottolineato che l'eccezionalità consiste solo nell'entità dell'evento, e non nella mancanza di periodicità, dato che questi fenomeni vengono registrati in parti diverse dell'Isola ogni anno, e che quindi devono essere considerati come una caratteristica del clima mediterraneo.

Il più importante fenomeno è quello della perdita della risorsa-suolo dovuta alla accelerazione dei processi erosivi. Considerando che la pedogenesi in ambiente mediterraneo ha una velocità limitata e conseguentemente la compensazione della perdita per asporto è ridotta, la sensibilità all'erosione risulta particolarmente elevata. In queste condizioni la situazione di degrado può arrivare a livelli non recuperabili, che rientrano nella definizione di "desertificazione".

L'erosione accelerata avviene nelle aree a morfologia movimentata, con pendii acclivi, in seguito all'asportazione della vegetazione arbustiva e arborea, dove i suoli sono prevalentemente sottili e l'alterabilità della roccia è in genere ridotta, quindi il tasso di generazione dei suoli è limitato.

Il decespugliamento e l'esbosco vengono effettuati con mezzi meccanici, il cui passaggio favorisce l'avviarsi dei processi erosivi, o con il fuoco, che origina composti idrorepellenti nel suolo. La loro presenza riduce la permeabilità e di conseguenza incrementa il ruscellamento superficiale.

L'eliminazione della copertura vegetale, che è il più importante fattore di protezione del suolo, produce un incremento notevole dell'energia erosiva della pioggia, anche sino al 90% come dimostrato da studi sperimentali. Questo ha conseguente disastrose in aree a clima mediterraneo, le cui precipitazioni più consistenti si verificano in un periodo di pochi mesi e con una alta intensità, e quindi con una elevata erosività.

Le aree denudate vengono utilizzate per il pascolo, ma perdono rapidamente la loro fertilità naturale, legata all'equilibrio con la copertura vegetale asportata. La sostanza organica ed i nutrienti inizialmente presenti spariscono a causa dell'erosione e dell'intenso utilizzo. I suoli vengono modificati anche nei loro caratteri strutturali, con una riduzione della permeabilità, per la compattazione dovuta al forte calpestio del bestiame, spesso in soprannumero rispetto alla sostenibilità del territorio. Su questi suoli, nella speranza di favorire l'utilizzo pascolivo, vengono realizzati degli erbai con l'ausilio dei mezzi agricoli.

Le forti acclività costringono ad arare nel senso di massima pendenza (a “rittochino”), favorendo così i processi erosivi e velocizzando l’incremento della pietrosità e rocciosità superficiale, dato che i materiali più sottili vengono asportati (fig.78).

Questa metodologia di aratura viene utilizzata anche su morfologie collinari ed ondulato, dove si riscontrano forti processi erosivi dato l’intenso utilizzo dei suoli a fini agricoli. Nonostante la pedogenesi sia relativamente più rapida, dato che i litotipi riscontrabili hanno in genere una maggiore alterabilità, la perdita dei suoli per erosione rappresenta un consistente processo di degrado anche su queste morfologie.

La pratica agricola, quando le metodiche di buon uso non sono applicate, può causare altre tipologie di rischio e degrado, riscontrabili in aree alluvionali e di basso versante, quali ad esempio fenomeni di contaminazione di falde e suoli per eccessivo utilizzo di fertilizzanti chimici, antiparassitari, pesticidi, diserbanti, *etc.*, le cui conseguenze possono riflettersi anche sulle acque dei bacini artificiali realizzati da qualche decennio nel territorio del medio Flumendosa, e favorite da situazioni di emungimento eccessivo dai pozzi presenti nel territorio.

Le aree tabulari degli espandimenti basaltici presentano situazioni di degrado legate alla buona fertilità naturale dei suoli, da sempre preferiti per i ricchi raccolti e per gli ottimi pascoli. Proprio l’intenso utilizzo sia agricolo che pascolivo ha determinato locali situazioni di compattazione e di impoverimento dei caratteri chimico-fisici.



Fig. 78 - Aratura lungo la linea di massima pendenza su un pendio erto (a “rittochino”). In queste condizioni il suolo sarà sottoposto ad intensa erosione nel periodo piovoso autunno-vernino.

5. - DISSESTI

5.1. - INSTABILITÀ DEI VERSANTI

Le particolari caratteristiche litologiche e deposizionali delle formazioni affioranti nel Foglio Mandas, unite alla particolare conformazione morfologica dovuta principalmente alla sua recente evoluzione, come testimoniato dall'approfondimento della valle del Flumendosa dopo la messa in posto delle giare basaltiche, rende l'area particolarmente soggetta a fenomeni franosi e movimenti gravitativi (v. tav.5). Questi interessano principalmente le formazioni più superficiali, e solo raramente il substrato paleozoico.

Le coperture sono qui costituite da altopiani basaltici (Giara di Orroli, M. Guzzini, Giara di Serri, Giara di Gesturi, *etc.*), da Tacchi mesozoici (Taccu de Nurri, Taccu S. Maria, Taccu di Esterzili, Tacco di Laconi, *etc.*) che poggiano in discordanza su tutti i termini delle successioni più antiche. Quest'ultima è costituita prevalentemente da alternanze di conglomerati, arenarie, argille e marne poco litificate, che favoriscono l'innescò di fenomeni gravitativi.

I principali dissesti sono ascrivibili principalmente alla classe degli scivolamenti rotazionali (*rotational slides*), più raramente dei crolli (*falls*) e dei ribaltamenti (*topples*). Le aree maggiormente interessate sono i ripidi versanti che si affacciano sul Lago medio del Flumendosa, il settore ad S della Giara di Serri, l'area ad E della Giara di Gesturi.

L'area a ridosso delle sponde del Lago medio del Flumendosa è caratterizzata da una forte energia del rilievo. La valle del Flumendosa, già probabilmente sede di un'imponente valle nell'Oligocene superiore, come dimostrerebbero i numerosi affioramenti della formazione di Ussana, ha subito dopo la messa in posto dei basalti pliocenici una profonda reincisione. Negli ultimi 2,4 Ma si è andata perciò formando una valle stretta, incassata e profonda con versanti ripidi ed instabili.

Il settore più occidentale del Foglio Mandas ha una conformazione meno acclive, più collinare, la cui monotonia è bruscamente interrotta dai piatti rilievi costituiti dalle giare basaltiche o la cui sommità è costituita da spessi banchi calcarei o arenacei, che affiorano in forte inversione di rilievo e con versanti molto acclivi.

Gli altopiani basaltici sono costituiti da successioni di colate di spessore da metrico a decametrico blandamente inclinate, in cui è presente un'intensa fratturazione verticale. Questa fratturazione rende il basalto particolarmente permeabile, come confermato dalle numerose sorgenti di emergenza. In particolare, questa caratteristica, unita alla diversa competenza dei materiali sottostanti, talora molto più erodibili, costituisce una causa scatenante della propensione al dissesto.

Ai bordi delle giare inoltre, dove sono maggiormente distribuiti i dissesti franosi, il basalto spesso forma pareti subverticali alte fino a 40 m (lato orientale della Giara di Orroli). La pendenza della superficie di appoggio sul substrato, generalmente di pochi gradi, costituisce inoltre il letto impermeabile lungo il quale l'acqua della falda scorre determinando una superficie di potenziale scivolamento.

Soprattutto sul versante orientale della Giara di Orroli, ed in quello settentrionale di M. Guzzini, dove è maggiore lo spessore dei basalti, sono riconoscibili numerosi corpi di frana.

Un'estesa frana è stata riconosciuta sul versante orientale della Giara di Gesturi. La scarpata, che in parte è ubicata al di fuori del Foglio, si estende per quasi 1 km alla sommità del *plateau* basaltico. Il corpo interessa i basalti pliocenici e le sottostanti marne di Gesturi, entrambi con giacitura sub-orizzontale. Il movimento franoso si è verosimilmente attivato come scivolamento, ma è poi successivamente evoluto come colata, generando un versante discretamente irregolare e con superficie ondulata che quasi raggiunge il fondo vallivo locale.

Una frana analoga è stata riconosciuta sul versante settentrionale della Giara di Serri, che si presenta modellato da un'estesa forma circoide, verosimilmente attribuibile al protrarsi nel tempo dei movimenti franosi. Il corpo attuale è conservato prevalentemente sul lato occidentale di questa grande forma, ai piedi della parete originata in corrispondenza dei basalti. Il movimento franoso ha però interessato anche le marne di Gesturi che affiorano nella parte bassa della corona. Si tratta di uno scivolamento che è successivamente evoluto per colata. È verosimile che il corpo di frana, che doveva essere presente anche ai piedi del lato orientale di questa morfologia, sia stato in larga parte disseccato dai processi d'erosione operati dal corso d'acqua locale.

Un esteso movimento franoso si sviluppa sulle pendici occidentali della Giara di Orroli; anche questo movimento, attivatosi come scivolamento ed evoluto poi come colata, interessa i basalti e le marne di Gesturi. Frane analoghe si sviluppano anche sul versante nord-orientale dove scendono lungo i ripidi versanti degli affluenti del Flumendosa occupando il fondo vallivo ed in un caso spingendo verso N il torrente locale. Sempre in destra idrografica del Flumendosa, un'estesa frana per colamento si sviluppa dalla Giara di Orroli, presso Nurri, raggiungendo l'invaso poco a valle di Santu Lucifero. Si tratta di un movimento di circa 500 m di larghezza, ma di oltre 2 km di lunghezza. Lo spessore sembra però essere più esiguo e non superare alcune decine di metri. Esso costituisce dunque una grande frana di transizione ai movimenti gravitativi più profondi.

Il rilevamento, eseguito anche in periodi particolarmente siccitosi, ha consentito di individuare lungo il corso del Flumendosa, generalmente al di sotto del livello del lago, numerosi accumuli di frana costituiti da grossi blocchi di dolomie giurassiche che in alcuni punti sono stati terrazzati dall'antico fiume e sulla cui

sommità conservano rari ciottoli di antiche alluvioni come a S di Santu Lucifero o in località Tueni. Altre frane di colata si sviluppano più a valle di quest'ultima, su tutti i versanti orientale, meridionale e sud-occidentale della Giara di Orroli. Le particolari caratteristiche litologiche, unitamente all'approfondimento della valle del Flumendosa dopo la messa in posto delle giare basaltiche, la rendono particolarmente soggetta a fenomeni franosi e movimenti gravitativi (v. tav.5). Questi interessano principalmente le formazioni più superficiali, e solo raramente il substrato paleozoico.

In località Serra Pauli (v. tav.5) è presente un antico fenomeno gravitativo dove sono ancora riconoscibili la zona di coronamento, il corpo ed il piede della frana, qui costituito da accumuli di grossi blocchi di basalto pliocenico e clasti provenienti dalla formazione di Ussana (fig.79). All'interno di questo corpo franoso compaiono, a seguito delle piogge invernali, piccoli fenomeni d'instabilità con cadute di massi e limitati cedimenti della sede stradale presso la località Moli-mentu. Riattivazioni recenti di maggiori proporzioni sono state osservate al piede della frana ubicate in prossimità della riva destra del Lago medio del Flumendosa. Le riattivazioni sono originate presumibilmente dalle frequenti variazioni stagionali del livello del lago che modifica le caratteristiche meccaniche del deposito.

Una citazione merita l'area dei versanti attorno a Tacchixeddu, la parte più meridionale della giara basaltica di Orroli (v. tav.5). Qui sono presenti imponenti corpi di frana costituiti da accumuli caotici di blocchi metrici e decametrici di basalto. Sul lato orientale sono ancora riconoscibili le zone di distacco, e gli accumuli caotici sono ben osservabili lungo i tagli della Strada Provinciale n.10 Orroli-Escalaplano e lungo le incisioni del Flumendosa. A monte dell'accumulo affiora il substrato paleozoico, presumibilmente non interessato dalle frane e che marca l'ipotetica superficie di scivolamento.

Due estesi movimenti franosi sono presenti nell'area a NE di Isili, e si sviluppano a spese della formazione di Dorgali costituita alla base da spessori variabili di conglomerati, argille e rari livelli di carbone e spessori fino a diverse decine di metri di strati di dolomie e dolomie calcaree. Le dolomie, attraversate da frequenti fratture, formano ai bordi dei Tacchi alte pareti verticali. Questi terreni poggiano con strati inclinati verso W sul basamento paleozoico. I dissesti franosi s'innescano al contatto stratigrafico con le sottostanti litologie argilloso-conglomeratiche, che costituiscono il letto impermeabile lungo il quale l'acqua della falda, infiltratasi dalle fratture, scorre accentuando la già esistente superficie di debolezza con i sottostanti terreni che presentano caratteristiche meccaniche più scadenti.

Nel territorio del comune di Nurri, circa 1 km a NE dell'abitato, lungo la strada vicinale che porta alla località Pizzu Tuvudu, all'interno di queste litologie sono presenti numerose evidenze di dissesti dovuti a scalzamento alla base. Que-

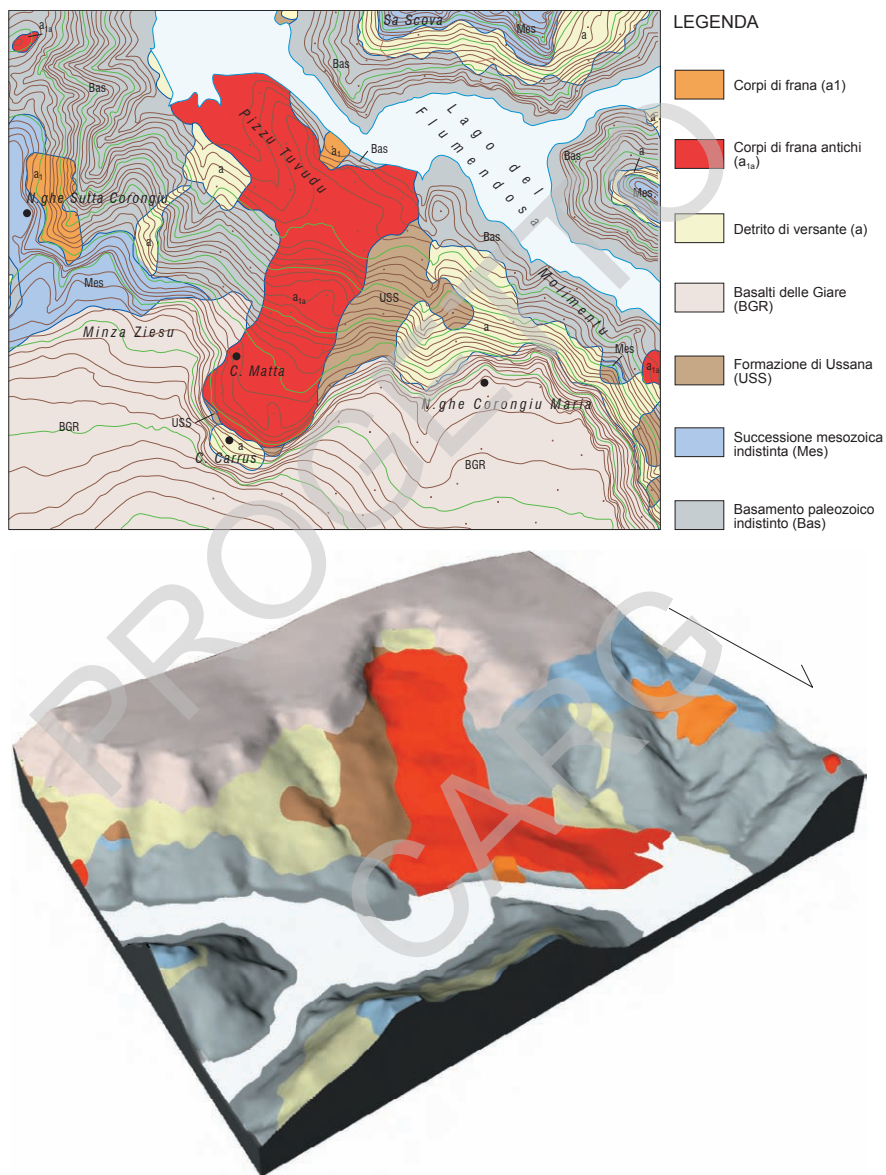


Fig. 79 - Rappresentazione tridimensionale (2,5D) della frana di Serra Pauli; a) carta geologica schematica dell'area; b) blocco diagramma visto da NE (da URAS, 2003, modificato). La freccia indica il N, sigle come in carta geologica.

sti dissesti causano l'inagibilità della strada a seguito del franamento della sede stradale e della caduta di numerosi blocchi dalle pareti.

Un altro movimento gravitativo è ubicato nel settore settentrionale del Taccu S. Maria ed ha interessato le facies conglomeratiche e i litotipi dolomitici. In quest'area la giacitura a franapoggio del Tacco con inclinazioni della stratificazione fino a 30° ha creato le condizioni per la formazione di un movimento gravitativo ascrivibile agli scivolamenti.

Nel settore sud-occidentale del Foglio, ad E di Gesico, è inoltre stata riconosciuta una estesa frana di scivolamento rotazionale. La scarpata semicircolare si sviluppa sulla formazione delle marne di Gesturi al contatto con la formazione della Marmilla. Ai piedi della scarpata principale è ben evidente un'estesa trincea ed il corpo di frana presenta una morfologia irregolare in seguito ai processi deformativi. Questa frana è stata generata dall'approfondimento della valle di Gesico che avrebbe scalzato il piede del versante. Una frana analoga, ma di dimensioni molto più ridotte, è stata riconosciuta poco più ad W di quella appena descritta.

5.1.1. - *Deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV)*

Questi fenomeni vengono descritti a partire dal settore NW del Foglio.

Un'estesa deformazione si sviluppa ad E della Giara di Gesturi (v. tav.5) e come la frana descritta in precedenza ed ubicata poco più a SW, interessa i basalti delle Giare e le marne di Gesturi. Il fenomeno è particolarmente evidente lungo la principale strada d'accesso al "Parco della Giara".

In questo settore la morfologia del versante orientale della Giara di Gesturi è caratterizzata dalla presenza dei rilievi di M. Eguas e M. Crucuris, i quali appaiono come un corpo "separato" dall'altopiano della Giara, la cui cornice basaltica è interessata da un'estesa nicchia di distacco. La scarpata è discretamente arcuata e presenta un'altezza di varie decine di metri, alla cui base è presente una vistosa trincea sulla cui prosecuzione si approfondiscono delle piccole vallecole solcate da brevi torrenti. Queste evidenze suggeriscono che il corpo di frana abbia un movimento rotazionale e presenti uno spessore comparabile sviluppandosi dunque all'interno della formazione marnosa. La base della frana è di difficile determinazione, a causa dell'importante rimodellamento antropico del versante e non è escluso che giunga ad interessare la periferia dell'abitato. Le cause di questo movimento potrebbero essere ricercate nell'acquifero generato alla base dei basalti fratturati e nell'elevata acclività del versante che poco più a E si presenta fortemente disseccato da processi d'erosione lineare.

Un movimento ancora più esteso interessa il versante meridionale della Giara di Serri, posta tra l'altopiano basaltico e gli abitati di Gergei ed Escolca (v. tav.5).

La scarpata, moderatamente arcuata, si sviluppa in direzione WNW-ESE per oltre 4 km. La deformazione interessa i basalti pliocenici e le marne di Gesturi, ma queste ultime non affiorano lungo la scarpata principale perché mascherate dall'accumulo di frana. Ai piedi della scarpata è presente una trincea colmata da depositi colluviali ed eluviali che permette di classificare il movimento come scivolamento rotazionale. La presenza di un esteso affioramento di piroclastiti (BGR_a) dislocato e traslato di almeno 80 m rispetto al punto di affioramento originario suggerisce che lo spessore delle rocce coinvolte nel movimento abbia valori comparabili. Il corpo principale è inoltre disarticolato da numerosi movimenti più superficiali che rendono la morfologia del versante estremamente complessa. La situazione è ulteriormente complicata dalla presenza di alcuni corsi d'acqua che hanno disseccato il piede della frana e la sua parte distale. Il movimento gravitativo si sviluppa sino ai piedi del versante, all'interno dell'abitato di Gersei.

Un'altra deformazione gravitativa profonda, ma di minori dimensioni, è stata riconosciuta ai piedi del versante sud-orientale di M. Guzzini affiorante ad E dell'abitato di Isili. La scarpata principale, che è sempre ubicata in corrispondenza dei basalti, si sviluppa per oltre 1 km in direzione NE-SO, ma è stata in larga parte rimodellata da processi erosivi. Ai suoi piedi è presente una trincea ma si presenta ampiamente ricoperta da depositi colluviali. Il fianco destro corre in corrispondenza di un'ampia vallecchia a fondo concavo che solca con direzione N-S il versante. Il fianco sinistro si presenta anch'esso mascherato da depositi colluviali.

Un'estesa DGPV si sviluppa a S di Villanovatulo (Pranu Crastus), sul fianco destro della valle del Flumendosa. Si tratta di una deformazione gravitativa complessa in cui sono riconoscibili più nicchie di distacco e corpi di frana (v. tav.5). Quest'area è costituita esclusivamente dai litotipi appartenenti alla formazione di Ussana, con alternanze di conglomerati con clasti subarrotondati di dolomie e rare metamorfite paleozoiche, livelli di arenarie ed argille e livelli vulcanici che riempiono una profonda paleovalle, in parte ripresa dal Flumendosa attuale. Le zone in cui sono presenti gli intervalli argillosi ed i livelli vulcanici, le cui caratteristiche geotecniche sono più scadenti, costituiscono le aree a minor resistenza e verosimilmente individuano i piani di scivolamento.

Il movimento ha una corona semicircolare che si estende per oltre 1,5 km. La lunghezza di questo movimento è di oltre 2,5 km. Lo spessore, di più difficile determinazione, certamente supera il centinaio di metri. Ai piedi della scarpata principale è presente una vistosa trincea ed altre trincee si individuano all'interno del corpo ad indicare come il corpo principale sia stato disarticolato in numerosi movimenti secondari. Nei versanti che superano i 30° di pendenza, si notano numerose fratture beanti, che creano piani preferenziali di infiltrazione per le acque correnti. Le trincee indicano un movimento di scivolamento, ma l'elevata lunghezza dell'accumulo permette di stabilire un'evoluzione per colata.

Nel medio tratto del Flumendosa merita un cenno a parte, per le sue ripercussioni sull'attuale invaso, il grande movimento gravitativo di Santu Lucifero che per le sue dimensioni può essere considerato una DGPV (fig.80).

Si tratta di un esteso accumulo costituito prevalentemente a spese della formazione di Dorgali ed in parte della formazione di Ussana che affiorano in sinistra idrografica, quest'ultima all'interno di una valle secondaria che confluisce nella più profonda valle del paleo-Flumendosa (DAMIANI, 1979). Nella parte alta del versante è ancora riconoscibile la scarpata di questo antico movimento franoso che si sviluppa per oltre 3 km parallelamente alla valle.

Nel 1966-67 e nel 1971-72 furono realizzate due campagne di indagine geognostica al fine di mitigare l'eventuale rischio che volumi importanti di roccia potessero scivolare nell'invaso provocando onde anomale. I risultati preliminari di tali indagini suggerirono al Servizio Dighe di limitare la quota di massimo invaso. Le indagini, con più campagne di sondaggi, sono proseguite fino ai giorni nostri ed attualmente l'area è costantemente sotto osservazione (PECORINI, 1997) con numerosi capisaldi e fori di sondaggio posti sulla collina in cui sono stati sistemati estensimetri ed inclinometri. Questa DGPV deve la sua origine alla profonda reincisione operata dal Flumendosa che ha riesumato la paleovalle terziaria colmata dai sedimenti della formazione di Ussana. La condizione favorevole al movimento è costituita dalla presenza della formazione di Dorgali in giacitura a franapoggio verso la valle.



Fig. 80 - Veduta panoramica da NW dell'area di Santu Lucifero. La linea tratteggiata indica l'andamento della trincea alle spalle della deformazione gravitativa profonda di versante.

BIBLIOGRAFIA

- ALBANI R. (1989) - *Ordovician (Arenigian) Acritarchs from the Solanas Sandstone Formation, Central Sardinia, Italy*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **28**: 3-37, Modena.
- ALBANI R., DI MILIA A., MINZONI N. & TONGIORGI M. (1985) - *Nuovi dati palinologici e considerazioni geologiche sulla età delle Arenarie di Solanas (Cambro-Ordoviciano, Sardegna Centrale)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **91**: 1-20, Pisa.
- ALLEN J.R.L. (1963) - *The classification of cross-stratified units, with notes on their origin*. Sedimentology, **2**: 93-114, Oxford.
- AMADESI E., CANTELLI C., CARLONI G.C. & RABBI E. (1967) - *Carta Geologica del Foglio 208 Dorgali*. Scala 1:100.000. Libreria di Stato, Roma.
- ANEDDA V. (1954) - *Il Pliocene di Orroli*. Res. Ass. Min. Sarda, **58** (5): 5-7, Iglesias.
- ANEDDA V. (1956) - *Importante giacimento di argille smectiche bentonitiche nei territori di Sadali e Villanovatulo in relazione al centro vulcanico del Medio Flumendosa*. Res. Ass. Min. Sarda, **60** (8): 5-9, Iglesias.
- ASSORGIA A., BALOGH K., LECCA L., IBBA A., PORCU A., SECCHI F.A. & TILOCCA G. (1995a) - *Volcanological characters and structural context of the Oligo-Miocene volcanic succession from Central Sardinia (Italy)*. In: R. POLINO & R. SACCHI (Eds.): «Atti del Convegno "Rapporti Alpi Appennino"». Accademia Nazionale delle Scienze, Scritti e Documenti, **14**: 397-424, Roma.
- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1997) - *A synthesis on the cenozoic stratigraphic, tectonic and volcanic evolution in Sardinia (Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **116**: 407-420, Roma.
- ASSORGIA A., BARCA S., CASULA G. & SPANO C. (1988) - *Le successioni sedimentarie e vulcaniche del Miocene nei dintorni di Giave e Cossoine (Logudoro, Sardegna NW)*. Bollettino della Società Sarda di Scienze Naturali, **26**: 75-107, Sassari.
- ASSORGIA A., BARCA S., FLORE G., LONIS R., LUXORO S.S., PINNA M., PORCU A., SECCHI F. & SPANO C. (1995b) - *Carta geologica del settore vulcanico e sedimentario cenozoico compreso tra Fordongianus e Sini (Sardegna centrale)*. Scala: 1:50.000. S.E.L.C.A., Firenze.
- ASSORGIA A., MACCIONI L. & MACCIOTTA G.P. (1983) - *Carta geopetrografica del vulcanismo pliocenico della Sardegna centro-meridionale*. S.E.L.C.A., Firenze.

- ATZENI A. (1960) - *Ricerche sul Paleozoico della Sardegna centrale (F° Isili). Il complesso silurico del settore di Laconi*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **30** (1-2): 1-16, Cagliari.
- ATZENI A. (1983) - *Rilevamento geologico e studio biostratigrafico del bacino miocenico compreso tra Barumini e Serri*. Dip. Sci. Terra, Univ. Cagliari, Cagliari.
- ATZORI P. & TRAVERSA G. (1986) - *Post-granitic permo-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus p.p., Barbagia, Mandrolisai, Goceano, Baronie and Gallura)*. Per. Mineral., **55**: 203-231, Roma.
- BAGHINO S. (1981) - *Ricerche geologiche sui depositi miocenici continentali del medio Flumendosa (Villanovatulo - Sadali)*. Tesi di Laurea inedita. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Cagliari.
- BARCA S. (1991) - *Phénomènes de résédimentation et flysh hercynien à facies Culm dans le "synclinal du Sarrabus" (SE de la Sardaigne, Italie)*. C. R. Acad. Sc. Paris, **313** (2): 1051-1057, Paris.
- BARCA S., CARMIGNANI L., ELTRUDIS A. & FRANCESCHELLI M. (1995a) - *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. Sc. Paris, **321** (s. Ila): 171-178, Paris.
- BARCA S., CARMIGNANI L., ELTRUDIS A., GATTIGLIO M. & PALA L. (1992) - *Relationship between foredeep deposits and Hercynian nappe building in southeastern Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza». I.G.C.P. Project No 276, Newsletter, **5**: 33-44, Siena.
- BARCA S., COCOZZA T. & SALVADORI I. (1984) - *Storia delle ricerche geologiche nel Massiccio Sardo*. Vol. Giub. I° Centenario Società Geologica Italiana: 315-352, Bologna.
- BARCA S., CORRADINI C. & SPALLETTA C. (2000) - *Nuovi dati sull'età dei "Calcari a Climenie" della Sardegna*. Accademia Nazionale Scienze Lettere Arti di Modena, **21**: 25-28, Modena.
- 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. & 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. & 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». Società Geologica Italiana: 87-93, Roma.
- BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G.P. & RICCI C.A. (1985) - *Geochronology in Sardinia: results and problems*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **40**: 57-72, Milano.
- BLOW W.H. (1969) - *Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. In: P. BROENNIMANN & H.H. RENZ (Eds.): «1st Internat. Conf. Planktonic Microfossils». Brill, Leiden, **1**: 199-422, Geneva.
- BONADUCE G. & RUSSO A. (1984) - *The Miocene Ostracodes of Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **23** (2): 421-437, Modena.
- BOSELLINI A. & OGNIBEN G. (1968) - *Ricoprimenti ercinici nella Sardegna Centrale*. Annali dell'Università di Ferrara, **1**: 1-15, Ferrara.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **38**: 701-764, Milano.
- BROTZU P., CALLEGARI E. & SECCHI F.A. (1994) - *The search for the parental magma of the high-K calcalkaline igneous rock series in the southernmost Sardinia batholith*. Per. Mineral., **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 Geosciences, **1**: 77-90, Amsterdam.
- BROTZU P., MORBIDELLI L. & TRAVERSA G. (1978) - *Caratteri petrografici e chimici delle sieniti del Sarrabus meridionale*. Per. Mineral., **47**: 83-98, Roma.
- BROUTIN J., CABANIS B., CHATEAUNEUF 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. Fr., **165**: 163-179, Paris.
- BROUTIN J., CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., RONCHI A. & SARRIA E.A. (1996) - *Research in progress on the Permian deposits of Sardinia (Italy)*. Newsletter, Permophiles, 45-48, Pechino.
- CALAMITA F., COLTORTI M., PIERLUCCINI P. & PIZZI A. (1999) - *Evoluzione strutturale e morfogenesi Plio-Quaternaria dell'Appennino Umbro-Marchigiano tra il Pedappennino Umbro e la costa Adriatica*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 125-139, Roma.
- 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. TAZIOLI (Ed.): «*Fenomeni di erosione e alluvionamento degli alvei fluviali*». Univ. Ancona: 171-190, Ancona.
- CALVINO F. (1959) - *Primi risultati di uno studio stratigrafico e tettonico della Sardegna Sud-Orientale*. Atti Mem. Acc. Patavina Sci. Lett. Arti, **71**: 1-14, Padova.
- CALVINO F. (1960) - *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Serv. Geol. It., **81**: 489-556, Roma.
- CALVINO F. (1972) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 227 Muravera*. Scala 1:100.000. Servizio Geologico d'Italia & Regione Autonoma della Sardegna, 60 pp., Roma.
- CAMPBELL C.V. (1967) - *Lamina, laminaset, bed and bedset*. Sedimentology, **8**: 7-26, Amsterdam.
- CARMIGNANI L. (1996) - *Carta Geologica della Sardegna in scala 1:200.000*. Scala 1:200.000. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992) - *A tentative geodynamic model for the hercynian basement of Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*». I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 61-82, Siena.
- 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, Trieste.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1994b) - *The hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta, **7**: 31-47, Paris.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982a) - *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*. In: «*Guide Geologiche Regionali*». 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*. Scala 1:500.000. C.N.R. Prog. Fin. Geodinamica - Sottoprogramma Modello Strutturale d'Italia. Tip. L. Salomone, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1978a) - *Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a Nord-Est del Campidano*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 501-510, Roma.
- CARMIGNANI L., CONTI P., PERTUSATI P.C., BARCA S., CERBAI N., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., OGGIANO G., PATA E.D., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2001a) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 549 Muravera*. Servizio Geologico d'Italia & Regione Autonoma della Sardegna, 140 pp., Roma.
- CARMIGNANI L., CORTECCI G., DESSAU G., OGGIANO G., PERTUSATI P.C. & SAIITA M. (1978b) - *The antimony and tungsten deposits of Villasalto in South-Eastern Sardinia and its relationship with hercynian tectonics*. Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., **58**: 163-188, Zürich.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) - *Relationship between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines*. Terra Nova, **7** (2): 128-137, Oxford.
- CARMIGNANI L., ELTER F.M., GATTIGLIO M., MAXIA M., MORETTI A., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1986) - *The geology of Barbagia*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guide book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia*». I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, **special issue**: 73-85, Siena.
- CARMIGNANI L., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2001b) - *Influenza delle discontinuità tardo-erciniche sulla strutturazione oligo-miocenica della Sardegna*. In: Geotalia - 3° Forum Italiano di Scienze della Terra. 517-519, Chieti.

- CARMIGNANI L., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2004) - *Tectono-sedimentary evolution of southwest Sardinia in the Paleogene: Pyrenaic or Apenninic Dynamic?* *Geodinamica Acta*, **17** (4): 275-287, Paris.
- CARMIGNANI L., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & GATTIGLIO M. (1982b) - *Lineamenti geologici principali del Sarcidano - Barbagia di Belvì*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 119-125, Roma.
- 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 in scala 1:200.000*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia: **60**: 283 pp., 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. & GATTIGLIO M. (1997) - *Carta geologico-strutturale del Monte S. Vittoria (Sarcidano - Barbagia di Belvì, Sardegna centrale, Italia)*. Scala 1:25.000. Centrooffset, Siena.
- CAROSI R., IACOPINI D. & MONTOMOLI C. (2004) - *Asymmetric fold development in the Variscan Nappes of central Sardinia (Italy)*. C. R. Acad. Sc. Paris, **336** (10): 939-949, Paris.
- 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) - *Differences in the structural evolution of tectonics units in central-southern Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 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 Apls and Sardinia (Italy). Regional reports and general correlations*». Intern. Field Conf-field-trip Guide-book, 116 pp., Brescia.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1992) - *Biased Nd model ages in highly evolved granites; an example from the Buddusò intrusion (NE Sardinia, Italy)*. N. Jb. Mineral., Mh, Stuttgart.
- CASULA G., CHERCHI A., MONTADERT L., MURRU M. & SARRIA E.A. (2001) - *The cenozoic graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data*. Marine and Petroleum Geology, **18**: 863-888, Amsterdam.
- CAVINATO A. (1938) - *Il Permiano nel territorio di Orroli (Sardegna)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **27** (6): 586-587, Roma.
- CAVINATO A. (1939) - *Nuovi risultati ed osservazioni nel rilievo geologico del foglio di Mandas 226*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **29** (6): Roma.
- CAVINATO A. & ANEDDA V. (1954) - *Il Permiano in territorio di Orroli*. Res. Ass. Min. Sarda, **58** (7): 3-15, Iglesias.
- CAVINATO A. & BENELO E. (1959) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 226 Mandas*. Scala 1:100.000. Servizio Geologico d'Italia & Regione Autonoma della Sardegna, Roma.
- CHERCHI A. (1952) - *Il giacimento di Monte Niedda presso Orroli (Barbagia meridionale)*. Studio geopetrografico e minerario. Tesi di Laurea inedita. Cagliari.
- CHERCHI A. (1974) - *Appunti biostratigrafici sul Miocene della Sardegna (Italia)*. Inter. Nèogène Médit., Lyon-1971, Mem. B.R.G.M., **78**: 433-445, Lyon.
- CHERCHI A. (1985a) - *Oligo-Miocene Basin*. In: CHERCHI A. (Ed.): «*19th European Micropaleontological Colloquium*». Sardinia, October 1-10, 1985. AGIP, 87-101, Cagliari.
- CHERCHI A. (1985b) - *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. & 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** (1982): 387-400, Roma.
- CHERCHI A., MURRU M. & SIMONE L. (2000) - *Miocene carbonate factories in the syn-rift Sardinia*

Graben sub-basin (Italy). Facies, **43**: 223-240, Erlangen.

- CHERCHI A. & TRÉMOLIERES 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. Sc. Paris, **298**: 889-894, Paris.
- CILLA G., COLTORTI M. & DRAMIS F. (1994) - *Holocene fluvial dynamics in the mountain areas: the case of the Esino River (Umbro-Marchean Apennine)*. Geogr. Fis. Din. Quat., **17**: 163-174, Roma.
- CILLA G., COLTORTI M., FARABOLLINI P., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1996) - *Fluvial sedimentation in the Early Holocene in the Marchean Valley (Central Italy)*. Il Quaternario, **9** (2): 459-464, Verona.
- CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FARLONI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007a) - *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.
- CITA M.B., ABBATE E., CONTI M.A., GORTANI G., GROPELLI G., PAMPALONI M.L. & PICHEZZI R.M. (2003) - *Catalogo delle formazioni - Unità validate, Carta Geologica d'Italia - 1:50.000*. Quaderni serie III, 7(V): pp. 210, APAT - Dipartimento Difesa del suolo/Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CITA SIRONI M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FARLONI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007b) - *Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali, Carta Geologica d'Italia - 1:50.000*. Quaderni serie III, 7(VII): pp. 382, APAT - Dipartimento Difesa del suolo/Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- COCHERIE A. (1985) - *Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calcoalcalines, contraintes géochimique (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène)*. Phd. Thesis Doc. B.R.G.M. n. 90: 246 pp., Orleans.
- 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. (1997) - *Human impact in the Holocene fluvial and coastal evolution of the Marche region, Central Italy*. Catena, **30**: 311-335, Cremlingen.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy*. Permafrost and Periglacial Processes, **6**: 235-242, Chichester.
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (2002) - *The late Lower Pliocene Planation surface and mountain building of the Apennines (Italy)*. In: F. DRAMIS, P. FARABOLLINI & P. MOLIN (Eds.): «Large-scale vertical movements and related processes». Studi Geologici Camerti, n.s.1: 45-60, Camerino.
- COMASCHI CARIA I. (1959) - *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., 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 S. (1990) - *Upper Ordovician Bryozoa from Sardinia*. Palaeont. Italica, **77**: 85-165, Pisa.
- 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.
- 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.
- COSTAMAGNA L. & BARCA S. (2004) - *Stratigrafia, analisi di facies, paleogeografia e d'inquadramento regionale della successione giurassica dell'area dei Tacchi (Sardegna Orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **123** (3): 477-496, Roma.
- COSTAMAGNA L.G., BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU P. (2000) - *Stratigrafia, paleogeografia ed analisi di facies deposizionale del Trias del Sarcidano-Gerrei (Sardegna SE)*. Boll. Soc. Geol. It., **119** (2): 473-496, Roma.
- DAANSGARD W., JOHNSENS 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-Oroli-Sadali*. Boll. Serv. Geol. It., **100**: 265-286, Roma.
- DAMIANI A.V. & GANDIN A. (1973a) - *Geologia e ambiente di sedimentazione della successione triassica di Monte Maggiore (Sardegna centrale) - Nota II*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 41-83, Roma.
- DAMIANI A.V. & GANDIN A. (1973b) - *Il Muschelkalk della Sardegna centro-meridionale*. Boll. Serv. Geol. It., **94**: 81-116, Roma.
- DAMIANI A.V. & GANDIN A. (1973c) - *L'affioramento triassico del Monte Maggiore di Nureci (Sardegna centrale). Nota I*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 155-162, Roma.
- DAVIS W.M. (1899) - *The geographical cycle*. Geography Journal, **14**: 481-504, Oak Park (Illinois).
- DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & VILLA I.M. (1991) - *Isotopic ages of two contrasting tectonomorphic episodes in the Variscan chain in N 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. Mineral. Abh, **126** (1): 28-44, Stuttgart.
- DEL RIO M. (1977) - *Analisi palinologica del Giurese della Sardegna centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 619-631, Roma.
- DEL RIO M. (1985) - *Palynology of Middle Jurassic black organic shales of "Tacco di Laconi", Central Sardinia, Italy*. Boll. Soc. Paleont. It., **23** (2): 325-342, Modena.
- DESSAU G., DUCHI G., MORETTI A. & OGGIANO G. (1982) - *Geologia della zona del Valico di Correboi (Sardegna centro-orientale). Rilevamento, tettonica e giacimenti minerali*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 497-522, Roma.
- DIENI I., FISCHER J.C., MASSARI F., SALARD CHEBOLDAEFF M. & VOZENIN SERRA C. (1983) - *La succession de Genna Selole (Baunei) dans le cadre de la paléogéographie mésojurassique de la Sardaigne orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **36**: 117-148, Roma.
- DI PISA A., GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1991) - *Pre-Hercynian magmatic activity in the Nappe Zone (internal and external) of Sardinia: evidence of two Within Plate basaltic cycles*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basements*». I.G.C.P. Project No. 276 Newsletter, 107-116, Siena.
- 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 della Sardegna*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **30**: 997-1068, 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 ⁴⁰Ar/³⁹Ar Laser Analysis of the Variscan Basement of Sardinia*. J. Petrol., **45** (5): 1013-1043, Oxford.
- DI VINCENZO G. & GHEZZO C. (1992) - *Enclaves in a peraluminous Hercynian granite from central-eastern Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements*». I.G.C.P. No. 276, Newsletter, **5**: 465-467, Siena.
- ESCARD R. (1986) - *Modèles sédimentaires et réservoirs sableux potentiels associés aux blocs basculés du rift oligo-miocène sarde (Blocs de Grighine, d'Isili et de Donori)*. I.F.P., Rapport 35054, Paris.
- FAZZINI P., GASPERI G. & GELMINI R. (1974) - *Ricerche sul Verrucano; 2. Le successioni basali dei "Tacchi" tra Escalaplano e Jerzu (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 221-243, Roma.
- FERRARA 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. (1991) - *First record of Ordovician conodonts from southwestern Sardinia*. Riv. It. Pal. Strat., **91**: 27-34, Milano.
- 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.

- FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PANNUTI F. & FADDA S. (1992) - *Illite crystallinity in pelitic rocks from external nappe zone of the Hercynian chain of Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basements»: I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 127-135, Siena.
- FUNEDDA A. (1996) - *Studio geologico-strutturale dell'Antiforme ercinica del Flumendosa (Sardegna SE). Settore tra M. Cardiga e Capo S. Lorenzo*. Tesi di Dottorato. Università di Cagliari.
- FUNEDDA A. (2000) - *Note preliminari su un intervallo sedimentario all'interno del ciclo vulcanico calcalino dell'Ordoviciano medio della Sardegna SE: la formazione di Su Muzziioni*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **32**: 29-39, Sassari.
- FUNEDDA A., CARMIGNANI L., PATTÀ D., URAS V., CONTI P. & PASCI S. (2006) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 556 Assemini*. A.P.A.T. - Servizio Geologico d'Italia & Regione Autonoma della Sardegna, Roma.
- FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2000) - *The Logudoro basin: a key area for the tectono-sedimentary evolution of North Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., **119** (1): 31-38, Roma.
- FUNEDDA A. & PITTAU P. (1998) - *Transition San Vito Sandstone-volcanic complex at Bruncu su Fenugu*. In: P. PITTAU (Eds.): «Guide book to Field trip Session: "Palynological Research in the Sardinian Basement"». CIMP Symposium and Workshop 1998, 55-62, Cagliari.
- GASPERI G. & GELMINI R. (1977) - *I bacini permo-carboniferi della Sardegna*. Bollettino del Gruppo di Lavoro sul Paleozoico, **2**: 39-40, Siena.
- GATTIGLIO M. (1988) - *Confronti tra il basamento ercinico sardo ed il basamento paleozoico delle Alpi Apuane*. Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra. Dissertazione finale. Università di Pisa.
- GERMANI A., ANGIOLINI L. & CITA M.B. (2003) - *Guida italiana alla classificazione e alla nomenclatura stratigrafica*. Quaderni del Servizio geologico d'Italia, serie III, **9**: 156pp., Roma.
- 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 Regionalis», Società Geologica Italiana, 165-181 pp., Roma.
- GOLUBIC S., VIOLANTE C., FERRERI V. & D'ARGENIO B. (1993) - *Algal control and early diagenesis in Quaternary travertine formation (Rocchetta a Volturno, Central Apennines)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., vol. spec. **1**: 231-247, Modena.
- GORTANI M. (1923) - *Faune paleozoiche della Sardegna. Parte I. Le Graptoliti di Goni*. Palaeontographia Italica, **28**: 51-67, Pisa.
- GOUDIE A.S., VILES H.A. & PENTECOST A. (1993) - *The late Holocene tufa decline in Europe*. The Holocene, **3**(2): 181-186, Washington.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1990) - *A Geological Time Scale 1989*. 263 pp., Cambridge University Press, Cambridge.
- 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.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geological Society of America Bulletin, **98**: 232-237, Boulder.
- LA MARMORA A. (1857) - *Voyage en Sardaigne, Troisième partie. Description géologique et paléontologique*. 2 vol., 707 & 782 pp., Bocca Impr. Royale, Torino.
- LAURENZI M.A., DEL MORO 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.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram*. J. Petrol., **27** (3): 745-750, Oxford.
- LECCA L., LONIS R., LUXORO S.S., MELIS E., SECCHI F. & BROTZU P. (1997a) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. Periodico di Mineralogia, **66**: 7-61, Roma.
- 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. Villanovaforru.
- LECCA L., PALA A. & SERRA S. (1987) - *Valutazione delle risorse idriche del tacco del Sarcidano*. In: «XXth Congresso della AIH, idrogeologia per lo sviluppo». 13-17 Aprile 1997, Roma.

- 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. (1983) - *Carta Geologica del settore Genoni-Nureci*. Dipartimento Scienze della Terra Università di Cagliari.
- 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 F. (1979) - *Ricerche geologiche sulle bentoniti della Sardegna centro-meridionale (Villanovatulo-Nurri-Siurgus Donigala)*. Tesi di laurea in., rel. Pecorini G., Dip. Sc. Terra, Univ. Ca., Cagliari.
- LOVISATO D. (1907) - *Giacimento di minerali di tungsteno a Genna Gureu ai limiti fra Nurri ed Orroli (Cagliari)*. Rend. R. Accad. Lincei, Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., 5s, **16**: 633-638, Roma.
- MACCIONI L. (1969) - *Ialoclastiti e "pillow"-lave nel Miocene della Marmilla*. Rendiconti Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari, **39**: 207-220, Cagliari.
- MACCIONI L. (1974) - *Nuovi affioramenti di lave a cuscino nel Miocene della Marmilla (Sardegna centro-occidentale)*. Rendiconti Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari, **43**: 277-282, Cagliari.
- MARINI C., MATTIAS P., MEDICI C., SISTU G. & URAS I. (1991) - *The claystone deposits in the mining district of Sarcidano (Central Sardinia) ore and technological aspects*. Boll. Ass. Min. Subalpina, s. A, **28** (1): 89-105, Torino.
- MATTEUCCI R. (1985a) - *Marine Eocene of Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book. 19th European Micropaleontological Colloquium*». Sardinia, October 1-10, 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*». Sardinia, October 1-10, 195-199, Cagliari.
- MATTEUCCI R. & MURRU M. (2002) - *Early tertiary microcodium from Sardinia, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **121** (2): 289-296, Roma.
- MAXIA C. (1938) - *Alcune osservazioni sulla flora autumiana di Perdasdefogu e sul Paleozoico recente della Sardegna*. Rivista Italiana di Paleontologia, **44**: 107-126, Modena.
- MIALL A.D. (1985) - *Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth-Science Review, **22**: 261-308, Elsevier, Amsterdam.
- MIALL A.D. (1995) - *Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective*. Sedimentology, **42**: 379-384, Oxford.
- MIALL A.D. (1996) - *The geology of fluvial deposits*. 582 pp., Springer-Verlag, Berlino.
- MINZONI N. (1975) - *La serie delle formazioni Paleozoiche a sud del Gennargentu*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 347-365, Roma.
- MONTALDO P. (1948) - *Geologia del Bacino Miocenico della Sardegna*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **17**: Cagliari.
- MURGIA M.V. (1982) - *Lineamenti geopetrografici dei basalti del territorio di Nurri (Sardegna centro-meridionale)*. Tesi di Laurea inedita. Dip. Sci. Terra, Univ. Cagliari, Cagliari.
- MURGIA M.V. (1984) - *Le vulcaniti basiche recenti di Nurri-Orroli (Sardegna centro-meridionale)*. Ren. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **54**: 241-261, Cagliari.
- MURRU M. & FERRARA C. (1999) - *I depositi continentali paleocenici della Sardegna meridionale ed il loro significato paleoclimatico*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 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*. Geodinamica Acta, **5**: 119-133, Paris.
- NAUD G. (1979a) - *Les shales de Rio Canoni, formation repere fossilifere de l'Ordovicien superieur de la Sardaigne orientale. Consequences stratigraphiques et structurales*. Bull. Soc. Géol. Fr., **21**: 155-159, Paris.
- NAUD G. (1979b) - *Modele structurale des Formations paléozoïques de Sardaigne orientale*. 7° R.A.S.T., 341 pp., Lyon.

- NAUD G. (1982) - *Schema stratigrafico strutturale del paleozoico di S. Basilio (Sardegna sud-orientale)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo». Soc. Geol. It. Guide Geologiche Regionali, 109-115, Cagliari.
- NAUD G. & PITTAU DEMELIA P. (1985) - *Première découverte d'Acritarches du Cambrien moyen a 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: «Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano». Riunione Scientifica 13-14 Dicembre, 39-41, Siena.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code*. AAPG, **67**: 841-875, Tulsa.
- ODIN G.S. (1994) - *Geological Time Scale (1994)*. C. R. Acad. Sc. Paris, s. 2, **318**: 59-71, 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 (Sardegna Setentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 471-480, Roma.
- OGGIANO G., FUNEDDA A., CARMIGNANI L. & PASCIS 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.
- OGGIANO G., SANNA G. & TEMUSSI I. (1987) - *Caractères géologiques, géologiques et géochimiques de la bauxite de la région de la Nurra*. In: A. CHERCHI (Ed.): Groupe Française du Crétacé. Sardinia, 72-124, Cagliari.
- 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*. PhD Thesis. Université de Aix-Marseille.
- PALA A., PECORINI G., PORCU A. & SERRA S. (1982) - *Schema geologico strutturale della Sardegna*. In: «Ricerche geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al graben del Campidano». CNR - Progetto Finalizzato Energetica - Sottoprogetto Energia Geotermica, **10**:7-24, Pisa.
- PALA A., PORCU A. & SERRA S. (1983) - *Geo-idrologia della Giara di Gesturi (Sardegna centrale)*. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Ca., **53**(1): 173-200, Cagliari.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE M., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1: 50.000. Guida al Rilevamento*. Quaderni serie III, volume 1, Servizio Geologico d'Italia, 203 pp., 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. (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. (1997) - *Risanamento della diga di Nuraghe Arrubiu sul Flumendosa - Frana di San Lucifero*. Relazione geologica, Ente Autonomo Flumendosa, rapporto interno inedito, 9 pp., Cagliari.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 421-451, Roma.
- PERNO U. (1976) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 218-Isili*. Scala 1:100.000. Serv. Geol. d'It., 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) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 541 Jerzu*. APAT - Servizio Geologico d'Italia & Regione Autonoma della Sardegna, 169 pp., Roma.
- PISANU G. (2003) - *Rilevamento geologico del settore occidentale del Foglio 540 Mandas (Sardegna centro-meridionale)*. Analisi tridimensionale e valutazione preliminare delle aree con propensione al dissesto franoso tramite un sistema geografico informativo (GIS). Tesi di Dottorato inedita. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Cagliari.

- PITTAU DEMELIA P. & FLAVIANI A. (1982) - *Aspects of the palynostratigraphy of the Triassic Sardinian sequences (Preliminary report)*. Rev. Palaeobotany and Palynology, **37**: 329-343, Amsterdam.
- PITTAU P. & FUNEDDA A. (1998) - *Riu Parredis (Arcu de su Bentu unit): geological outline and acritarch*. In: P. PITTAU (Ed.): «*Guide book to Field trip Session: "Palynological Research in the Sardinian Basement"*». CIMP Symposium and Workshop 1998, 62-67, Cagliari.
- 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. (1964) - *Microfacies eoceniche di Is Cantonis (Monte Gennas, Sardegna sud-orientale)*. Quad. Ric. Sci., **7**: 601-612, Roma.
- POMESANO CHERCHI A. (1968) - *Studio biostratigrafico del Miocene della Sardegna centro-meridionale (Campidano - Marmilla orientale - Sarcidano)*. Giornale di Geologia, **35**: 255-276, Bologna.
- POMESANO CHERCHI A. (1971) - *Studio stratigrafico e micropaleontologico del Pozzo Oristano 1 (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **10**: 1-16, Roma.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and Fracturing of Rocks*. 568 pp., McGraw-Hill, New York.
- ROSSETTI V., URAS I. & CHERCHI A. (1953) - *Il giacimento di Monte Nieddu di Orroli (Barbagia meridionale)*. Res. Ass. Min. Sarda, **7**: 11-50, Iglesias.
- RYKKELID E. & FOSSEN H. (1992) - *Composite fabrics in mid-crustal gneisses: observation from the Øygarden Complex, West Norway Caledonides*. J. Struct. Geology, **14** (1): 1-9, Oxford.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America, 214 pp., Boulder.
- 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*. Chemical Geology, **92**: 213-249, Amsterdam.
- 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., Villanovafornu (Ca).
- SOWERBUTTS A.A. & UNDERHILL J.R. (1998) - *Sedimentary response to intra-arc extension: controls on oligo-Miocene deposition, Sarcidano sub-basin, Sardinia*. J. Geol. Soc., **155**: 491-508, London.
- SPANO C. & BARCA S. (2001) - *Ecobiostratigraphic, lithostratigraphic, depositional and sythemtic setting of Cenozoic units in Southern Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **121** (1): 19-34, Roma.
- STILLE H. (1939) - *Bemerkungen betreffend die "Sardische" Faultung und den Ausdruck "Ophiolitisch"*. Z. Dtsch. Geol. Ges., **91**: 771-773, Stuttgart.
- STRAZZERA S. (1979) - *Ricerche geologiche sulla bentonite della Sardegna centro meridionale (Isili-Nurallao-Genoni)*. Tesi di laurea inedita. Dip. Sci. Terra, Univ. di Cagliari, Cagliari.
- TESTA L. & SARTORI F. (1918) - *Tenori d'oro nei minerali di Sardegna*. Boll. Ass. Min. Sarda, **23** (9): 304-305, Iglesias.
- 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 Sardinia-Corsica batholith*. J. Petrol., **36**: 1305-1332, Oxford.
- URAS V. (2003) - *Rilevamento geologico del settore orientale del Foglio 540 Mandas (Sardegna centro-meridionale). Analisi tridimensionale e valutazione preliminare delle aree con propensione al dissesto franoso tramite un sistema geografico informativo (G.I.S.)*. Tesi di Dott., Dip. Sc. Terra, Univ. Ca, Cagliari.
- VARDABASSO S. (1950) - *Il Permico in Sardegna*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, **8**, Roma.
- VARDABASSO S. (1951) - *Le peneplaine hercynienne da la Sardaigne du centre est. Essai Paléogéographique*. Rev. Geogr. Lyon, 131-139, Lyon.
- VARDABASSO S. (1959) - *Il Mesozoico epicontinentale della Sardegna*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **27** (5): 178-184, Roma.
- VARDABASSO S. (1966a) - *Orogenesi e metamorfismi in Sardegna*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **40**: 355-360, Roma.
- VARDABASSO S. (1966b) - *Il Verrucano Sardo*. Atti Symp. Verrucano, Settembre 1965, 293-310, Pisa.

PROGETTO
CARG

APPENDIX

PROGETTO
CARG

EXTENDED ABSTRACT

The Geological Map Sheet 540 “Mandas” is located in central-southern Sardinia, across the counties of Cagliari and Nuoro. Some small towns lays in the area: the most important are Mandas and Isili, other smaller are Gesturi, Genoni, Nuragus, Nurallao, Villanovafranca, Gesico, Escolca, Serri, Gergei, Siurgus Donigala, Orroli, Nurri and Esterzili.

The most important roads are the State Road SS n°128 and the railroad of *Ferrovie della Sardegna*, which cross the area from S to N; many other roads of minor order cross the whole area, and the accessibility is not easy just in the eastern part.

Morphologically, in the western part is characterised by small, rounded hills and plain mainly constituted by the Miocene sedimentary succession, whereas in the western part a landscape with uneven reliefs and deep valleys has been developed on the metamorphic Palaeozoic basement. The zone between these two areas is characterised by tabular reliefs, generally isolated, made up by Mesozoic limestones and Pliocene basalt lava flows. The highest relief is M. S. Vittoria (1,209 m a.s.l.), in the eastern part.

Three main reservoirs occur, barred by dams built in the last century across the main rivers crossing the 540 map sheet: the Flumendosa river in the eastern part (it is the second river of Sardinia for length), the Mulargia river that is one of its dextral tributaries in the southern part, and finally the Rio Mannu in the central part, close to Isili, which flows towards the Campidano plain.

In the area of the Mandas Geological Map Sheet occur all the geological complexes that characterise the whole island: the Palaeozoic metamorphic basement, the late Hercynian magmatic complex, the Permian, Mesozoic and Cainozoic volcano-sedimentary successions.

In Sardinia crops out a segment of the Southern branch of the European Variscan (i.e. Hercynian) realm, and inside this segment, since many years, a tectono-metamorphic zonation has been recognised: an Inner zone in the north, a Nappe zone in the central to south-eastern and a Foreland zone in the south-western. Inside the Nappe zone is possible to distinguish the “external nappes”, with a well defined lithostratigraphic succession, from the “inner nappes”, where the original lithostratigraphic succession is not recognisable. Generally, the tectonic transport direction of the several tectonic units was from NNE to SSW (in present-day coordinates) and the dynamo-thermal metamorphism increases 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 fig.2). The Hercynian basement that crops out in the Mandas geological map belongs mainly to external nappes but in the northern part where the contact with the inner nappe crops out. Four, stacked tectonic units has been mapped, from the deepest one are: Riu Gruppa Unit, Gerrei Unit, subdivided in two sub-units (Monte Lora and Arcu de su Bentu sub-units), Meana Sardo unit (all belonging to the external nappe zone) and the Barbagia unit (inner nappe zone).

The tectonic units of the external nappe zone 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.3). All the formations are affected by a green-schist facies metamorphism, that sometime wiped out the primary features (bedding or fossils). In the pre-Hercynian succession four main synthemms 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, and 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 is a non-conformity between the volcanic succession and the Upper Ordovician sedimentary succession (“Caradocian transgression” according the older authors). The third 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 acknowledged as

Arenarie di Solanas, a Middle Cambrian - Lower Ordovician age has been recognised by acritarchs, 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, with an andesitic composition (Monte Santa Vittoria formation), at the top meta-rhyolitic rocks, with a porphyric texture with phenocrysts of quartz and feldspar (*Porfidi grigi del Sarrabus*). The entire volcanic suite shows a calcalkaline geochemistry, 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 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 Gruppa 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 ockercalk (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 silici-clastic sequence with metaconglomerates, metasandstones and olistolites that unconformably rest on the Devonian formations, and probably represents a Culm-like flysch.

In the Mandas geological map small intrusive bodies and dykes crop out. The Punta Trempu intrusive unit is made up of prevailing granodiorites. Several dykes cut the metamorphic basement: granitic porphyry (**fg**), hydrothermal veins and dykes (generally quartz) (**fq**) and basic dykes (**fi**). They were emplaced between Upper Carboniferous to Permian, after Hercynian deformation and syn-cinematic metamorphism.

In two separated areas (Mulargia Lake and Sa Fossada) the Rio su Luda Fm. 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 unconformably rest on the metamorphic basement, and are not involved in the Hercynian evolution.

The sedimentary succession has the typical European facies and can be separated in two synthem, both with basal continental to coastal deposits evolving to marine carbonates. The lower one is of Middle Triassic, from the bottom, is made up of continental conglomerates (Buntsandstein, Anisian) and limestones and dolostones (Muschelkalk, Ladinian). The upper one spans from Middle to Upper Jurassic: at the base conglomerates and shales, sometimes with lignite and palaeosols rich in Fe-oxides, thick up to 30 m (Genna Selole formation, Dogger); at the top a carbonatic succession of littoral to marine limestones, thick up to 50 m in the study area (Dorgali formation, Dogger-Malm).

Unconformable on the Mesozoic and Permian successions and on the metamorphic basement a succession from Lower-Middle Eocene to Pliocene lays, with many unconformities and gaps in between (the largest, widespread in the whole Island, occurred from Middle Eocene to Upper Oligocene), and with both volcanic and sedimentary rocks. Several synthem 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.

Then, after a gap of marine sedimentation, started the Oligo-Miocene volcano-sedimentary cycles.

The first cycle spans from Upper Oligocene to Lower Burdigalian, and is characterised by continental coarse deposits (Ussana formation, Upper Oligocene - Lower Aquitanian) at the base, littoral deposits made up of coastal conglomerates and littoral carbonatic sandstones (Nurallao formation, Upper Oligocene - ?Middle Burdigalian), partially etheropic to limestones (*Calcari di Villagrega*, Upper Oligocene - Lower Burdigalian) and silici-clastic succession with an irregular sequence of sandstones and siltstones deposited in the deeper part of the basin (Marmilla formation, Aquitanian - Lower Burdigalian). In all these formations volcanic level are often interlayered.

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 older formations (metamorphic basement included), 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 and pomiceous pyroclastites are preserved from the erosion.

The last Tertiary synthem in the area is made up by basaltic lava flows emplaced during Pliocene, thick up to 30 m, and that rest on the top of tabular reliefs that take the local name "*giare*".

In the area small outcrops there are of Upper Pleistocene terraced alluvium belonging to the Portovesme synthem.

The Holocene is represented by travertines, alluvium both terraced and still in evolution, eluvium and colluvium, marsh deposits on the basalt lava flows and several type of landslides, active or inactive.

The structural framework of the area is mainly related to the Hercynian events and in a less 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.3, fig.54).

The main shortening structures are large (kilometric amplitude), recumbent isoclinal folds facing from NNE to SSW, with an axial plane foliation developed under low metamorphic condition, and large overthrusts between the several tectonic units, with the same transport direction. The axial plane foliation S1, depending on the lithotype, could be a slaty cleavage in phyllites or a non-continuous cleavage in quartzites, it is the main surface in outcrop and generally complete transposed the original bedding; for this, where lithological differences are not clear it may be difficult to map D1 axial plane. The tectonic units are detached by thrust zones with mylonitic zones thick up to one hundred meters, and kinematic indicators parallel to the stretching lineation collected on the S1 foliations. In the Barbagia and Rio Gruppa units the D1 phase is characterised by two sin-kinematic foliations, both developed under lower green-schist facies, that testify a progressive deformation inside the same shortening events.

All the D1 structures are affected by a late shortening event D1t that produced large upright antiforms, with more than 10 km wavelength, and a tens kilometres of axial length. The envelope of these antiforms composes the Flumendosa Antiform, recognised from the eastern coast for 50 km towards WNW (see tav.1, fig.3). The Mandas dome is one of these antiforms, with at its core the Rio Gruppa unit.

During the *post*-collisional phase D2 all the nappe stack above described suffered a generalised uplift and extension. The D1t antiformal structures were enhanced by low-angle ductile normal shear zones, so they become structural highs and somehow loosing their antiformal geometry (i.e. it is difficult to find an axial plane). Inside the normal shear zone asymmetric folds developed, overturned away from the hinge zone of the antiforms (see fig.66). One of the best exposed low angle normal faults is the Mulargia Fault, which dips towards the east with less than 45°. Also related to *post* collisional evolution are D3 upright folds, trending N-S. All the D2 folds and low angle fault were deformed by high-angle faults, normal or strike-slip, generally 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 low-angle normal faults. The relation between *post*-orogenic basins and Hercynian structures are an intriguing feature of this area. The volcano-sedimentary succession is affected by several normal faults, sutured by Mesozoic deposits.

During Mesozoic and Cainozoic the area has been affected by several fault systems. Some of these structures have been reactivated several times also with different kinematics, in turn they affected Triassic, Jurassic, 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 of the origin of Miocene basins, but even worked during late Palaeozoic; they show the most important vertical displacement when cross the Jurassic limestones in the eastern side of the map and they intersect only partially the Oligo-Miocene succession.
- ii) N-S normal (and/or strike-slip) faults that worked for many times from Permian to Pliocene, but generally they do not cut the basaltic lava flows. Their best expression at the map scale is between Orroli and Mulargia Lake, where they cut the unconformities between Triassic, Jurassic, Eocene and Miocene.
- iii) NE-SW normal faults generally coeval to the Aquitanian sedimentation, as the on the western side of P.ta Trempu.

Other minor faults and rare open folds are also present.

Evidences of a pre-Eocene tectonics are supported by the fact that the Monte Cardiga Formation rests unconformable either on Palaeozoic and Mesozoic formations, so faults must be active before Eocene sedimentation. Locally, Triassic and Jurassic formations are deformed by gentle open upright folds that do not affect the Eocene, and it is another clue of a Mesozoic-Palaeogene deformation.

More evident are the Oligo-Miocene polyphasic tectonics, whose many structures are recognizable in the Mandas geological map. Different interpretations there are about the geodynamic framework of Sardinia during Tertiary (CARMIGNANI *et alii*, 2001c; CARMIGNANI *et alii*, 2004; OGGIANO *et alii*, 2009; CASULA *et alii*, 2001; SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998) 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 (ASSORGIA *et alii*, 1997; CARMIGNANI *et alii*, 1994a) partially coincident to the *syn-rift* and *post-rift* sequences proposed by CHERCHI & MONTADERT (1982).

The two cycles are separated by an angular unconformity; moreover, the first cycle is characterised by the occurrence of synsedimentary tectonics (slumping, faults, *etc.*) and volcanic activity.

The first cycle basins seem to lay on block made up of Palaeozoic basement or Oligocene volcanic rocks, tilted towards the east by normal faults NW-SE trending and west dipping, probably with an important strike-slip component. The highest part of one of these tilted block is the P.ta Trempu relief, bounded by a normal fault along its western side, and dipping eastwards. Others structural features that involve the Oligo-Aquitanian cycle are gentle open synforms (see fig.71) *post*-dated by the Upper Burdigalian formation.

The second cycle in the map is made up by the *Marne di Gesturi* that unconformable lay either on the first cycle, on mesozoic carbonates and on the Palaeozoic basement; no important syn-sedimentary tectonics there are, and it probably testify that the sedimentation during Upper Burdigalian - Langhian was no more forced by tectonics.

The best evidence of a Pliocene tectonics is the deep incision of the basalt lava flows (2.5 ma old) caused by the Flumendosa river (up to 300 m), this is generally considered as a proof a general uplift of the Sarcidano-Gerrei horst during Upper Pliocene, and is correlated to the “Campidano graben” development.

PROGETTO
CARG

LEGEND GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY DEPOSITS

HOLOCENE DEPOSITS

Anthropic deposits (h)

Mining wastes (h_{1m}), industrial wastes (h_{1i}), rubbish dump of inert (h_{1n}), fill material and reclaimed areas (h_{1r}), urban solid waste sites (h_{1u}). *HOLOCENE*

Active marsh deposits (e_s)

Clays with a large organic component and interlayered sands. *HOLOCENE*

Alluvial deposits (b)

Polygenetic, heterometric gravel with scarce matrix (b_a), prevalent quartzitic sands poorly sorted (b_b), deposited in active rivers. *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*

Terraced alluvial deposits (b_n)

Fluvial deposits: gravel prevalent (b_{na}), alternated with lens-shaped sands (b_{nb}). *HOLOCENE*

Landslides (a_1)

Recent (a_1) and ancient landslides (a_{1a}). *HOLOCENE*

Travertines (f_1)

Well cemented carbonatic sediments, with floral and gastropods remains. *HOLOCENE*

PLEISTOCENE DEPOSITS**PORTOVESME SYNTHEM (PVM)***Portosusco Subsynthem (PVM_{2a})*

Heterometric gravels and sands of fluvial environment in small outcrops.

UPPER PLEISTOCENE

TERTIARY VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION**GIARE BASALTS (BGR)**

From alkaline to sub-alkaline lava flows and plateau (**BGR**); with scoriaceous breccia close to the vents (**BGR_a**) and rare dykes (Monte Guzzini e Cuccuru de Corongiu). *MIDDLE-UPPER PLIOCENE*

MARNE DI GESTURI (GST)

Marls, fine arenaceous and silty marlstones and intervening sandstones (**GST**), generally at the base coarse sandstones and conglomerates (**GST_c**); bioclastic calcarenites with “Lithothamnium” (**GST_b**); at the top pomiceous tuffs interbedded in feldspatic sandstones (**GST_a**).

UPPER BURDIGALIAN - MIDDLE LANGHIAN

ARAGIXI FORMATION (ARX)

At the base whitish, coarse pomiceous tuffs, and pinkish cinereous tuffs at the top, rich in Bt, often weathered and turned in bentonite. *UPPER AQUITANIAN - LOWER BURDIGALIAN*

MARMILLA FORMATION (RML)

Silty marls, with interbedded coarse to fine sandstones (**RML**), and interlayered white tuffs and sandstones levels with abundant volcanoclastic elements (**RML_a**).

AQUITANIAN - LOWER BURDIGALIAN

CALCARI DI VILLAGRECA (VLG)

Bioclastic limestones (with corals, bryozoans and biostroma with “Lithothamnium” and *Ostrea edulis lamellosa*). *UPPER OLIGOCENE - LOWER BURDIGALIAN*

NURALLAO FORMATION (NLL)*Arenarie di Serralonga (NLL₂)*

Sands and conglomerates (**NLL₂**), in the middle-upper part metric thick bedded fossiliferous sandstones and calcarenites (**NLL_{2a}**).

Conglomerato di Duidduru (NLL₁)

Polygenetic and heterometric conglomerates, sands with interlayered metric beds of fossiliferous sandstones, sometimes with volcanic elements (**NLL₁**), locally at the base very coarse conglomerates with metric-size elements (**NLL_{1a}**).

UPPER OLIGOCENE - BURDIGALIAN

USSANA FORMATION (USS)

Coarse and heterometric conglomerates and breccias, with mainly elements from the crystalline palaeozoic basement, jurassic carbonates and reddish silty sandstones common at the base (Brun-cu Geroni, Nueddas), with scarce oligocenic volcanic rocks interbedded (**USS₀**) and lacustrine

limestone with fossiliferous remains (Taccu Corona) (**USS_p**). Close to the Taccu of Santa Maria, travertines with abundant plant remains are interbedded (**USS_p**).

UPPER OLIGOCENE - LOWER AQUITANIAN

MONTE CARDIGA FORMATION (FMC_a)

Sandstones and puddingas: coarse sandstones and polygenetic conglomerates with mainly clasts from the palaeozoic basement, siltstones with ostree, Cerithium and plant remains. *LOWER EOCENE*

MESOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION

DORGALI FORMATION (DOR)

Dolostones, arenaceous dolostones, dolomitic limestones, of littoral to circalittoral environment, with foraminifera and calcareous algae. *MIDDLE-UPPER JURASSIC (DOGGER-MALM)*

GENNA SELOLE FORMATION (GNS)

Mature quartzitic conglomerates, at the base carbonaceous levels and claystone.

MIDDLE JURASSIC (DOGGER)

MUSCHELKALK (MUK)

Yellow dolostones in dm-size strata with Dasycladaceae and evaporitic pseudomorphs.

MIDDLE TRIASSIC (LADINIC)

BUNTSANDSTEIN (BUN)

Heterometric, polygenetic conglomerates and coarse sandstones and claystones.

MIDDLE TRIASSIC (ANISIC)

LATE PALAEOZOIC VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION

MATARACUI ANDESITES (MTR)

Lava flows, sometimes brecciated, and hypoabyssal lava bodies, with andesitic composition and porphyric texture. *LOWER PERMIAN*

SA FOSSADA PYROCLASTITES (PFD)

Pyroclastic flows and coarse epiclastites, from andesitic to dacitic in composition, sometimes at the base conglomeratic levels (**PFD_a**).

Massive ignimbrites, from pink to gray, with lithic fragments, pumices, ryolitic in composition, interbedded in LUD_b (**PFD_b**).

LOWER PERMIAN

RIU SU LUDA FORMATION (LUD)

At the base: conglomerates and micro-conglomerates with reddish arenaceous matrix (**LUD_a**). From coarse to fine clastic sediments, with interbedded tuff, marls and limestones with rare lacustrine cherts (**LUD_b**). Black, laminated shale and siltstones, bearing abundant plant rests, sporomorphs and pollens; rare levels of sandstones and conglomerates (**LUD_c**). *LOWER PERMIAN (AUTUNIAN)*

LATE PALAEOZOIC INTRUSIVE COMPLEX

DYKE SYSTEM

Granitic dykes (fp) porphyric for phenocrysts of Qtz and Kfs, usually pink or red, in dykes and stocks.

Hydrothermal dykes (fq) composed mainly of Qtz.

Intermediate-basic dykes (fi), andesitic to basaltic in composition, undistinguished.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

GRANITIODS**PUNTA TREMPU GRANODIORITES (TPU)**

Facies Fiume Mannu (TPU)

Grey granodiorites, with frequent Bt, rare amphibole, equigranular, coarse grained, generally in vertical lengthened bodies. Close to Mitza sa Sposa a black, basic body occurs, with prevailing amphibole, Bt, rare Qtz, fine grained, equigranular. *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

PALAEOZOIC METAMORPHIC BASEMENT

BARBAGIA TECTONIC UNIT**FILLADI GRIGIE DEL GENNARGENTU FORMATION (GEN)**

Metasandstones, quartzites and gray phillites. *?CAMBRIAN - ?ORDOVICIAN*

MEANA SARDO TECTONIC UNIT**SCISTI A GRAPTOLITI AUCT. (SGA)**

Carbonaceous metapelites bearing graptolites and metasiltstones; black chert (liditi) (SGA). **Metalmestones (SGA_a)**: dark metalimestones and fossiliferous nodular metalimestones.

SILURIAN - MIDDLE DEVONIAN

ORROLEDU FORMATION (ORR)

Gray to green, fossiliferous metasiltstones (**ORR**), alternating to metarkoses and arkosic metagreywacke, quartzites and quartzitic metaconglomerates, in thick beds or massive (**ORR_a**).

UPPER ORDOVICIAN

Metadolerites (md), in stocks and dykes, often foliated.

?MIDDLE - UPPER ORDOVICIAN

MONTE SANTA VITTORIA FORMATION (MSV)

Metagreywackes and metandesites (MSV_b): volcanic metagreywackes and rarest 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"). **Metaryolites (MSV_c)**: aphyric metaryolites (previous "Monte Corte Cerbos formation").

?MIDDLE ORDOVICIAN

METACONGLOMERATI DI MURAVERA (MRV)

Polygenetic, eterometric metaconglomerates, coarse grained, with subrounded clasts mainly from quartzitic sandstones, with matrix generally phylladic.

?LOWER - MIDDLE ORDOVICIAN

ARENARIE DI SAN VITO (SVI)

Irregular alternating metaquartzitic sandstones, micaceous metasandstones and metasilstones (SVI), with interbedded levels of metalimestones at the top (SVI_b).

MIDDLE CAMBRIAN - LOWER ORDOVICIAN

GERREI TECTONIC UNIT**SCISTI A GRAPTOLITI AUCT. (SGA)**

Carbonaceous metapelites bearing graptolites and metasilstones; black chert (liditi) (SGA). **Metalmestones** (SGA_a): dark metalimestones and fossiliferous nodular metalimestones.

SILURIAN - MIDDLE DEVONIAN

ARGILLOSCISTI DI RIO CANONI (ACN)

Grey-green metapelites, carbonatic fossiliferous metasilstones (ACN) with interlayered metalimestones, sometimes silicified (ACN_a) and basic metavolcanites (ACN_c).

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)

Metaryolites or dacites with "augen" structure, metaepiclastites (PRF). Large phenocryst porphyroids (PRF_a): Metaryolites and dacites with large-size Kfs phenocrysts.

?MIDDLE ORDOVICIAN

METARENARIE E QUARZITI DI SU MUZZIONI (MUZ)

Irregular layers of micaceous, coarse metasandstones, metasilstones, metaconglomerates and white quartzites. ?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, eterometric, coarse metaconglomerates, with rounded clasts of quartzarenites and layered sandstones, with phylladic matrix, interlayered with metasilstones and greenish metasandstones, sometime dark grey.

?LOWER- MIDDLE ORDOVICIAN

ARENARIE DI SAN VITO (SVI)

Non regular alternating metaquartzitic sandstones, micaceous metasandstones and metasilstones.

MIDDLE CAMBRIAN - LOWER ORDOVICIAN

RIU GRUPPA TECTONIC UNIT**PALA MANNA FORMATION (PMN)**

Alternating metasiltstones and micaceous metasandstones, metaquartzarenites (**PMN**); metaconglomerates and metabreccias with elements of black cherts (liditi) (**PMN_a**); dark, coarse metaquartzarenites (**PMN_b**).

?*LOWER CARBONIFEROUS*

MARMI DI ASUNI (ASU)

Marble, dolomitic marble and rare foliated limestones, with rare rests of crynoids.

MIDDLE DEVONIAN - LOWER CARBONIFEROUS

SCISTI A GRAPTOLITI AUCT. (SGA)

Carbonaceous metapelites bearing graptolites and metasiltstones; black chert (liditi) (**SGA**). **Metalmestones (SGA_a)**: dark metalimestones and fossiliferous nodular metalimestones.

SILURIAN - MIDDLE DEVONIAN

METARCOSE DI GENNA MESA (MGM)

White quartzites and quartzitic metasandstones, with interbedded metasiltstones and silicified metalimestones (Brabaxinu).

UPPER ORDOVICIAN

Metadolerites (md)

Alkaline metabasites, lens-shaped strongly foliated (Nuraghe Ardididi).

?*MIDDLE - UPPER ORDOVICIAN*

MONTE SANTA VITTORIA FORMATION (MSV)

White to yellow metavolcanites, often aphyric, with pervasive tectonic foliation, sometimes porphyritic for phenocrysts of Qtz and Pl, with rhyolitic composition (**MSV_c**). Intermediate metavolcanites and volcanic metagreywackes with frequently metaconglomerates (**MSV_b**).

?*MIDDLE ORDOVICIAN*

ARENARIE DI SAN VITO (SVI)

Irregular alternating metaquartzitic sandstones, micaceous metasandstones and metasiltstones (**SVI**), with interbedded levels of metalimestones at the top (**SVI_b**).

MIDDLE CAMBRIAN - LOWER ORDOVICIAN