



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 556

ASSEMINI

A cura di:

**A. Funedda⁽¹⁾, L. Carmignani⁽²⁾, S. Pasci⁽³⁾, E.D. Patta⁽³⁾,
V. Uras⁽³⁾, P. Conti⁽²⁾, V. Sale⁽³⁾**

Hanno collaborato:

Stratigrafia dell'Ordoviciano Superiore: **F. Leone⁽¹⁾**;

Geomorfologia e stratigrafia del Quaternario: **M. Coltorti⁽²⁾**;

Vulcanismo miocenico: **M. Rosi⁽⁴⁾ e L. Pioli⁽⁴⁾**;

Idrogeologia: **A. Pala⁽¹⁾**;

Petrografia delle rocce magmatiche e metamorfiche erciniche: **C. Ghezzo⁽²⁾**;

Giacimenti minerali: **V. Sale⁽³⁾**;

Biostratigrafia dell'Eocene Inferiore: **R. Matteucci⁽⁵⁾ e D. Raponi⁽⁵⁾**;

Biostratigrafia del Siluriano-Devoniano: **E. Serpagli⁽⁶⁾ e C. Corradini⁽¹⁾**;

Pedologia: **A. Aru⁽¹⁾ e M. Serra⁽³⁾**;

Fotointerpretazione: **S. Pasci⁽³⁾**;

Stratigrafia delle rocce carbonatiche cambriane: **A. Gandin⁽²⁾**;

Datazioni radiometriche sulle vulcaniti terziarie: **K. Balogh⁽⁷⁾**.

(1) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari; (2) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena; (3) - Regione Autonoma della Sardegna - ARPAS, Dipartimento Specialistico Geologico Regionale, Cagliari; (4) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa; (5) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università La Sapienza di Roma; (6) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena; (7) - Institute of Nuclear Research - Hungarian Academy of Science; Fondo della Hungarian Foundation for Scientific Research (OTKA) T 029897.

Ente realizzatore



Regione Autonoma della Sardegna

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: A. TODISCO

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

**Responsabile del Progetto CARG per la Regione Autonoma della Sardegna:
I. SALVADORI**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **F. Pilato**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

D. Delogu, L. Battaglini, C. Cipolloni,

M.C. Giovagnoli (asc), **R. Ventura**

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

F. Pilato, D. Tacchia

PER LA REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA

Allestimento editoriale e cartografico:

E.A. Sarria (coord.), **A. Lai** (foglio), **A. Medde, V. Piras,**

O. Pilloni (note), **B. Cogoni**

(ARPAS - Dipartimento Specialistico Geologico Regionale)

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

E.A. Sarria (coord.), **A. Lai, C. Russo, M.E. Sitzia**

(ARPAS - Dipartimento Specialistico Geologico Regionale)

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

E.A. Sarria & O. Pilloni (ARPAS - Dipartimento Specialistico Geologico Regionale)

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico per il loro contributo scientifico.

Stampa: A.T.I. - S.EL.CA. srl - L.A.C. srl - SYSTEMCART srl - 2009

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 7
1.	- CARATTERI GENERALI DEL FOGLIO	7
2.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....	8
II	- STUDI PRECEDENTI	9
1.	- PALEOZOICO	10
2.	- TERZIARIO.....	13
3.	- QUATERNARIO	14
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	17
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO	17
1.1.	- TETTONICA COLLISIONALE ERCINICA	20
1.2.	- TETTONICA POST-COLLISIONALE ERCINICA.....	22
2.	- COMPLESSO MAGMATICO E VULCANO-SEDIMENTARIO TARDO-PALEOZOICO	24
3.	- SUCCESSIONI MESOZOICHE	26
4.	- SUCCESSIONI TERZIARIE	26
5.	- DEPOSITI QUATERNARI.....	28
IV	- STRATIGRAFIA	31
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO	32
1.1.	- ZONA ESTERNA DELL'IGLESIENTE-SULCIS	33
1.1.1.	- <i>Successione sedimentaria pre-“discordanza sarda”</i>	33
1.1.1.1.	- Formazione di Nebida (“ <i>Arenarie</i> ” Auct.) (NEB)	33
1.1.1.2.	- Formazione di Gonnessa (“ <i>Metallifero</i> ” Auct. p.p.) (GNN) ..	38
1.1.1.3.	- Formazione di Campo Pisano (“ <i>Calcescisti</i> ” Auct.; “ <i>Metallifero</i> ” Auct. p.p.; “ <i>Calcicare nodulare</i> ” Auct.) (CPI).....	40
1.1.1.4.	- Formazione di Cabitza (“ <i>Scisti di Cabitza</i> ” Auct.) (CAB)...	43
1.1.2.	- <i>Successione sedimentaria post-“discordanza sarda”</i>	45
1.1.2.1.	- Formazione di Monte Argentu (“ <i>Puddinga</i> ” Auct. p.p.) (AGU).....	45
1.1.2.2.	- Formazione di Monte Orri (MRI)	48
1.1.2.3.	- Formazione di Portixeddu (PTX).....	49
1.1.2.4.	- Formazione di Domusnovas (DMV).....	50
1.1.2.5.	- Formazione di Rio San Marco (RSM).....	53
1.1.2.5.	- Formazione di Genna Muxerru (“ <i>Scisti a graptoliti</i> ” Auct.) (MUX).....	56

1.1.2.6. - Formazione di Fluminimaggiore ("Calcari ad <i>Orthoceras</i> " Auct. p.p.) (FLU).....	Pag. 57
1.1.2.7. - Formazione di Mason Porcus ("Calcari ad <i>Orthoceras</i> " Auct. p.p.) (MPS)	» 58
1.1.3. - Depositi sintettonici tipo "Culm"	» 59
1.1.3.1. - Formazione di Pala Manna (PMN)	» 59
1.2. - UNITÀ TETTONICA DELL'ARBURESE	» 60
1.2.1. - Arenarie di San Vito (SVI)	» 60
2. - COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO	» 61
2.1. - UNITÀ INTRUSIVA DI VILLACIDRO (VLD)	» 61
2.1.1. - <i>Leucomonzograniti a biotite</i> . <i>Facies Punta de Peis de Pruna (VLD_b)</i>	» 61
2.1.2. - <i>Leucosienograniti a biotite. Facies Monte Lattias (VLD_c)</i>	» 62
2.2. - CORTEO FILONIANO	» 64
2.2.1. - <i>Filoni di gabbro (fg)</i>	» 64
2.2.2. - <i>Filoni intermedio-basici (fi)</i>	» 65
2.2.3. - <i>Filoni idrotermali (fq)</i>	» 65
3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TERZIARIA ...	» 66
3.1. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA	» 67
3.1.1. - <i>Lignitifero Auct. (LGN)</i>	» 68
3.1.2. - <i>Formazione del Cixerri (CIX)</i>	» 72
3.2. - COMPLESSO VULCANICO DI SILIQUA	» 76
3.2.1. - <i>Daciti e andesiti di Monte Sa Pibionada (PBN)</i>	» 76
3.2.2. - <i>Tonaliti di Monte Su Silixianu (SXN)</i>	» 79
3.2.3. - <i>Piroclastiti di Siliqua (SQA)</i>	» 80
3.3. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MIOCENICA	» 82
3.3.1. - <i>Marne di Gesturi (GST)</i>	» 82
4. - DEPOSITI QUATERNARI	» 83
4.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI	» 84
4.1.1. - <i>Sintema di Portovesme (PVM)</i>	» 84
4.2. - DEPOSITI OLOCENICI	» 89
4.2.1. - <i>Travertini (f₁)</i>	» 89
4.2.2. - <i>Depositi alluvionali terrazzati (b_n)</i>	» 91
4.2.3. - <i>Depositi di versante (a)</i>	» 93
4.2.4. - <i>Coltri eluvio-colluviali (b₂)</i>	» 93
4.2.5. - <i>Depositi palustri (e₃)</i>	» 94
4.2.6. - <i>Depositi alluvionali (b)</i>	» 94
4.2.7. - <i>Depositi antropici (h₁)</i>	» 96

V	- TETTONICA	Pag. 97
1.	- TETTONICA PALEOZOICA.....	» 97
1.1.	- TETTONICA EOCALEDONIANA (“ <i>Fase sarda</i> ” Auct.).....	» 99
1.2.	- TETTONICA ERCINICA.....	» 100
1.2.1.	- <i>Zona esterna dell’Iglesiente-Sulcis</i>	» 102
1.2.1.1.	- I Fase Ercinica.....	» 102
1.2.1.1a.	- Pieghe ad assi E-W.....	» 103
1.2.1.2.	- II Fase Ercinica.....	» 104
1.2.1.2a.	- Sovrascorrimento dell’Arburese.....	» 104
1.2.1.2b.	- Anticlinali di Perdu Sanna e Bega Rosas.....	» 106
1.2.1.2c.	- Zona a scaglie di Rosas.....	» 108
1.2.1.2d.	- Pieghe ad assi N-S.....	» 111
1.2.1.2e.	- Retroscorrimenti di Orbai e Perda Carcina.....	» 114
1.2.2.	- <i>Unità dell’Arburese</i>	» 122
1.2.2.1.	- Sovrascorrimento dell’Arburese.....	» 122
1.2.2.2.	- Pieghe con assi NW-SE.....	» 123
1.2.2.3.	- Pieghe con assi N-S.....	» 124
1.3.	- TETTONICA TARDO-ERCINICA.....	» 124
2.	- TETTONICA CENOZOICA.....	» 126
2.1.	- TETTONICA OLIGOCENICA-AQUITANIANA.....	» 126
2.1.1.	- <i>Strutture orientate E-W</i>	» 128
2.1.2.	- <i>Rapporti tra tettonica e sedimentazione</i>	» 129
2.2.	- TETTONICA PLIOCENICA.....	» 131
VI	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	» 135
VII	- GEOLOGIA APPLICATA	» 137
1.	- GIACIMENTI MINERARI.....	» 137
1.1.	- MINERALIZZAZIONI DI TIPO FILONIANO.....	» 138
1.2.	- MINERALIZZAZIONI DI TIPO SKARNOIDE.....	» 141
1.3.	- CAVE.....	» 143
2.	- IDROGEOLOGIA.....	» 144
2.1.	- PERMEABILITÀ DEGLI ACQUIFERI.....	» 146
2.2.	- STRUTTURA DEGLI ACQUIFERI.....	» 147
2.2.1.	- <i>Acquifero del Campidano</i>	» 147
2.2.2.	- <i>Acquiferi del Cixerri</i>	» 149
2.3.	- PIEZOMETRIA DELLA FALDA.....	» 150
2.4.	- CARATTERISTICHE IDRODINAMICHE DEGLI ACQUIFERI.....	» 150
2.5.	- BILANCIO IDROLOGICO.....	» 151

3.	- PEDOLOGIA.....	Pag. 152
3.1.	- CENNI DI PEDOLOGIA	» 152
3.1.1.	- <i>Suoli sui paesaggi alluvionali olocenici attuali (b)</i>	» 152
3.1.2.	- <i>Suoli sui paesaggi alluvionali olocenici terrazzati (b_n)</i>	» 152
3.1.3.	- <i>Suoli sui paesaggi alluvionali pleistocenici (PVM)</i>	» 153
3.1.4.	- <i>Suoli sui paesaggi delle vulcaniti terziarie (SQA, SXN e PBN)</i> ..	» 153
3.1.5.	- <i>Suoli sui paesaggi dei sedimenti paleogenici (CIX)</i>	» 154
3.1.6.	- <i>Suoli sui paesaggi dei metasedimenti silico-clastici paleozoici (SVI, PMN, MPS, FLU, MUX, RSM, DMV, PTX, MRI, AGU, CAB, NEB)</i>	» 154
3.1.7.	- <i>Suoli sui paesaggi delle rocce carbonatiche paleozoiche (GNN, CPI)</i>	» 155
3.2.	- DIFESA DEL SUOLO	» 155
BIBLIOGRAFIA		» 157
APPENDIX		» 173
EXTENDED ABSTRACT		» 175
LEGEND GEOLOGICAL MAP		» 183

I - INTRODUZIONE

1. - CARATTERI GENERALI DEL FOGLIO

Queste note illustrative descrivono i risultati del rilevamento della Carta Geologica del Foglio 556 "Assemini", realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 305/89), tramite convenzione tra Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della Sardegna.

I rilevamenti sono stati eseguiti in scala 1:10.000 durante gli anni 1998-2000 utilizzando come base topografica la Carta Tecnica della Regione Sardegna.

Le precedenti edizioni della Carta geologica ufficiale in scala 1:100.000 che ricadono nell'area del Foglio Assemini sono state realizzate dal Regio Ufficio Geologico: Foglio 233 "Iglesias" (NOVARESE *et alii*, 1938), Foglio 234 "Cagliari" (CATALISANO *et alii*, 1943), poi divenuto Servizio Geologico d'Italia: Foglio 226 "Mandas" (CAVINATO & BENE0, 1959) e Foglio 224-225 "Capo Pecora - Guspini" (DEL BONO *et alii*, 1971).

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 1989 *Global Stratigraphic Chart* dell'IUGS, della *Geologic Time Scale* di HARLAND *et alii* (1990) e della *Echelle numérique des temps géologiques* di ODIN & ODIN (1990).

Durante il rilevamento è stata condotta una estesa campionatura con analisi petrografiche, sedimentologiche, paleontologiche (palinologiche su sedimenti terziari, micropaleontologiche su rocce siluro-devoniche) 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 di identificazione del quadrato di cento chilometri di lato (ad es. 32SMJ725540 diventa 725-540).

2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio Assemini è ubicato nella Sardegna meridionale (tav.1), ricade interamente nella provincia di Cagliari e comprende i comuni di: Assemini, Uta, Decimomannu, Villaspeciosa, Decimoputzu, Villasor, Siliqua, Vallermosa, Musei.

Il paesaggio è caratterizzato da una morfologia montuosa nelle parti NW e SW del Foglio in corrispondenza degli affioramenti di rocce del basamento metamorfico paleozoico. Nell'angolo NW del Foglio si trova infatti la quota massima (Cuccurdoni Mannu, 911 m). Muovendoci da queste aree verso il centro del Foglio si passa rapidamente alle morfologie collinari e poi pianeggianti della valle del Cixerri, mentre la parte orientale costituisce il margine SW della pianura del Campidano.

Le principali vie di comunicazione sono la Strada Statale n°130, la Strada Provinciale n°2 e la ferrovia che attraversano l'area del Foglio con direzione E-W, e la Strada Statale n°293 che lo attraversa con direzione N-S. Tutta l'area pianeggiante è attraversata dalla fitta rete di strade di penetrazione agraria, mentre le aree più elevate hanno una viabilità ridotta con strade a fondo naturale, nate in genere per collegare le aree di interesse minerario.

II - STUDI PRECEDENTI

La prima carta geologica che comprende anche l'area del Foglio Assemini è la Carta Geologica dell'Isola di Sardegna realizzata da LA MARMORA (1858) risalente alla seconda metà dell'800. Negli anni successivi i forti interessi economici per i giacimenti minerari del Sulcis-Iglesiente portarono al rilevamento delle Carte geologiche in scala 1:100.000 del Regio Ufficio Geologico (Foglio 223 "Iglesias" e Foglio 224 "Cagliari") (NOVARESE *et alii*, 1919; CATALISANO *et alii*, 1943). Nell'immediato dopoguerra, a seguito della crisi dell'industria mineraria, i lavori di cartografia geologica subirono un sensibile rallentamento; negli anni '50 e '60 il Servizio Geologico d'Italia portò a compimento la realizzazione dei fogli 226 "Mandas" (CAVINATO & BENE0, 1959) e 224-225 "Capo Pecora-Guspini" (DEL BONO *et alii*, 1971) che comprendono parti del Foglio Assemini. Per iniziativa di ricercatori universitari furono prodotti importanti contributi specialistici, i più importanti sono quelli di POLL (1966), DUNNET (1969), LEONE (1973) e FIORI (1976, inedita), che fornirono una accurata cartografia di alcuni settori del basamento paleozoico. Negli anni '80 e '90 vennero pubblicati altri lavori di cartografia geologica a corredo di studi stratigrafici sulla successione ordoviciana nell'area del Foglio (Rio S. Marco e zona di Orbai: LEONE *et alii*, 1991).

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*, 2001b). Per una più completa rassegna bibliografica si possono consultare i lavori di TARICCO & SOTGIA (1922), MAXIA (1941), SEGRE (1964), MARCELLO (1968), NICOSIA (1968) e BARCA *et alii* (1984).

1. - PALEOZOICO

I primi lavori significativi riguardanti la geologia delle rocce paleozoiche della Sardegna SW risalgono alla seconda metà del 1800 e si devono al celebre naturalista ALBERTO FERRERO LA MARMORA. Le sue ricerche geologiche sono descritte nell'opera *Voyage en Sardaigne* (1858) e contengono un gran numero di osservazioni stratigrafiche e paleontologiche su tutta la Sardegna. Questo lavoro è frutto di circa 30 anni di ricerche, durante i quali La Marmora ebbe rapporti di stretta collaborazione con altri studiosi francesi dell'epoca (Brongniart, Delesse, Barrande), oltreché con l'illustre paleontologo dell'Università di Pisa Meneghini, che collaborò alla stesura della parte paleontologica. Negli stessi anni l'attività mineraria ebbe un grande sviluppo soprattutto nell'Iglesiente, dove esistono prove di attività estrattive ad opera dei fenici (circa 1000 a.C.).

Gli ingegneri minerari assieme ai geologi del Regio Ufficio Geologico posero le basi delle conoscenze geologiche del Sulcis-Iglesiente. Le esigenze minerarie, sia nell'Iglesiente che nel Sulcis settentrionale (area di Rosas e di Orbai), permisero la realizzazione di accurati rilevamenti e di studi geologici specifici nelle aree di concessione. Già alla fine del 1800 comparvero le prime carte geologiche di dettaglio (DE FERRARI *et alii*, 1888), alle quali seguirono poi altre nei decenni successivi, come ad es. quella di CHINAGLIA (1925) che fornì una cartografia dell'area mineraria di Rosas e cercò di interpretare la geometria dei corpi mineralizzati e delle strutture tettoniche che controllavano le mineralizzazioni.

A queste carte geologiche seguirono altre, curate prima dal Regio Ufficio Geologico: Foglio 233 "Iglesias" (1938) con le relative note illustrative della Tavoletta Narcao (CATALISANO, 1930) e Foglio 234 "Cagliari" (CATALISANO *et alii*, 1943) e poi dal Servizio Geologico (226 "Mandas" e 224-225 "Capo Pecora - Guspini") (CAVINATO & BENEIO, 1959; DEL BONO *et alii*, 1971). Assieme ai rilevamenti geologici, vennero intrapresi studi di carattere stratigrafico (ZOPPI, 1888; MARCHESE, 1889; POMPECKI, 1901), paleontologico (BORNEMANN, 1886, 1891; DI STEFANO, 1897; GAMBERA, 1897; FRECH, 1903), petrografico (RIVA, 1898) e analisi chimiche sui corpi mineralizzati (BORGESAN, 1935, 1936, 1937). Iniziarono i primi tentativi di interpretazione tettonica (ZOPPI, 1888; LAMBERT, 1896; NOVARESE, 1914) e di inquadramento cronologico della tettonica ercinica (TESTA, 1914).

Un lungo dibattito, durato oltre mezzo secolo, verteva sull'ordine stratigrafico della successione cambriana del Sulcis-Iglesiente. Secondo alcuni Autori, che si basarono su diverse interpretazioni della sovrapposizione stratigrafica e sull'età dei fossili (in particolare trilobiti), la base della successione cambriana del Sulcis-Iglesiente era rappresentata dagli "Argilloscisti" con *Paradoxides* (attuale formazione di Cabitza), mentre per altri la stessa era costituita dalle "Arenarie con calcari con *Archaeocyathus*" (attuale formazione di Nebida) (fig.1).

LA MARMORA (1858)	NOVARESE (1914)	TARICCO (1922); NOVARESE & TARICCO (1923)	LEONE (1973); COCOZZA & LEONE (1977)	Stratigrafia attuale: BARCA <i>et alii</i> , 1981b; PILLOLA, 1991; GNOLI <i>et alii</i> , 1989; LEONE <i>et alii</i> , 1991; LASKE <i>et alii</i> , 1994;						
Argilliti, arenarie (Carbonifero)	Carbonifero	"Postgotlandiano" (?Carbonifero)	"Siltiti e arenarie" (?Carbonifero)	(Cambriano-Ordoviciano Inf.) (BARCA <i>et alii</i> , 1981b)						
	emersione	emersione	discordanza	sovrascorrimento						
Calcarei ad "Orthoceras" (Siluriano Sup.)	Calcarei ad "Orthoceras" ed a "Cardiola" (Siluriano Sup.) intercalati in Argilliti e arenarie con "Scyphocrinus" "Orthis" "Dalmanties" (Siluriano)	Calcarei e argilliti nere (Gotlandiano-?Devoniano)	Calcarei e argilliti nere (Siluriano-Devoniano)	Formazione di Mason Porcus	Dev. Inf.					
non menzionato				non menzionato	Siltiti-argilliti, vulcanoclastiti (f) (Ashgill-?Siluriano)	Formazione di Rio S. Marco (LEONE <i>et alii</i> , 1991)	Membro di Girisi	Siluriano		
							Membro di Serra Corroga			
							Membro di Cuccuruneddu			
							Membro di Punta Arenas			
Argilliti con "Orthis" (parte superiore del Siluriano Inferiore)				Argilliti calcaree rosse (e) con "Cyclopygidae" (?Ashgill)	Argilliti con "Orthis actoniac", cistoidi "Dictyonema (?) corniculata" (Ordoviciano Sup.)	Argilliti (c) con ricca fauna (Caradoc)	Formazione di Domusnovas (LEONE <i>et alii</i> , 1991)	Membro di Punta S'Argiola		
							Formazione di Domusnovas (LEONE <i>et alii</i> , 1991)	Membro di Maciurru		
"anargente"				Argilliti rosse e conglomerati "puddinghe" (?Arenig)	"Puddinga" e argilliti intercalate a phyllocarides (?Arenig)	Siltiti rosse, conglomerati "Puddinga" (a) (?Arenig)	Formazione di Portixeddu (LEONE <i>et alii</i> , 1991)	C a r a d o c		
									Formazione di Monte Argentu (LASKE <i>et alii</i> , 1994)	Membro di Medau Murtas
										Membro di Riu Is Arrus
Arenarie e argilliti, calcari, dolomie (Siluriano Inf.)	emersione (Cambriano Sup.)	emersione (Cambriano Sup.)	"Discordanza sarda" (STILLE, 1939) (Cambriano Sup.)	"Discordanza sarda" (Ordoviciano medio)						
	Arenarie, argilliti, calcari con "Archaeocyathus" (Cambriano medio)	Calcarei e argilliti con "Paradoxides" (Cambriano medio)	Formazione di Cabitza (Cambriano medio)	Formazione di Cabitza	?Arenig Cambriano					
	Dolomie, calcari (Cambriano medio)		Formazione di Gonnese (RASETTI, 1972) (Cambriano medio)	Formazione di Campo Pisano	Cambriano medio					
	Argilloscisti con "Paradoxides" (Cambriano medio)		Formazione di Nebida (RASETTI, 1972) (Cambriano medio)	Gruppo di Gonnese (PILLOLA, 1990)	Cambriano Inferiore					
			Gruppo di Nebida (PILLOLA, 1990)							

Fig. 1 - Sintesi delle attribuzioni della successione stratigrafica del Cambriano - Carbonifero del Sulcis-Iglesiente secondo diversi Autori. Modificato da HAMMAN & LEONE (1997).

Il dibattito, di cui un'accurata trattazione è discussa nel lavoro di BARCA *et alii* (1984), si concluse negli anni '30 in base alle analogie stratigrafiche con la Montagna Nera e l'Aragona (HAVRE, 1932). In seguito SCHWARTZBACH (1939), basandosi sulla polarità della stratificazione e sui rapporti tra stratificazione e scistosità, confermò l'ordine della successione cambriana con le "Arenarie" alla base e gli "Argilloscisti" a tetto. Venne così definitivamente invertita la successione proposta da NOVARESE (1914) e adottata anche nel Foglio 233 "Iglesias" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.

Sempre alla fine degli anni '30 venne individuata la famosa "discordanza sarda" alla base dei metaconglomerati della "Puddinga" (attuale formazione di Monte Argentu), attribuita alla cosiddetta "Fase sarda" (STILLE, 1939). Nonostante i numerosi studi di carattere paleontologico e stratigrafico dell'Iglesiente, la geologia del Sulcis rimase poco conosciuta fino alla fine degli anni '20 (TARICCO, 1928) quando si misero in evidenza le forti analogie stratigrafiche e tettoniche con le successioni cambro-ordoviciane dell'Iglesiente.

Negli anni successivi alla seconda guerra mondiale proseguirono gli studi sia sulla stratigrafia e paleontologia che sulla tettonica (GÈZE, 1952, 1953; VARDABASSO, 1956b; 1961).

Tra i più importanti studi di carattere strutturale vanno citati quelli di ARTHAUD (1963), POLL & ZWART (1964) e POLL (1966) che dettero una moderna descrizione della tettonica polifasata ercinica dell'Iglesiente e del Sulcis e dimostrarono l'esistenza di sistemi di interferenza tra pieghe ad assi N-S e pieghe ad assi E-W, attribuite rispettivamente alla tettonica eocaledoniana e a quella ercinica. Di particolare interesse fu lo studio della deformazione interna dei metasedimenti ordoviciani ("Puddinga") su basi quantitative da parte di DUNNET (1969). Contemporaneamente agli studi di carattere strutturale furono intrapresi importanti studi paleontologici, rappresentati dalle monografie sugli archeociati (DEBRENNE, 1964) e sui trilobiti (RASETTI, 1972).

Verso la fine degli anni '70 e l'inizio degli anni '80 le conoscenze geologiche e strutturali dell'intera Sardegna subirono un notevole incremento. Con le moderne tecniche dell'analisi strutturale furono effettuati numerosi rilevamenti e vennero individuati estesi sovrascorrimenti, deformazioni penetrative e complicate strutture plicative. Questi studi furono effettuati anche nel Sulcis-Iglesiente, che venne considerato la "Zona esterna" del segmento sardo della catena ercinica (CARMIGNANI *et alii*, 1980).

Negli stessi anni venne individuato il fronte delle falde erciniche (Unità dell'Arburese) nell'Iglesiente e nel Sulcis orientale (BARCA *et alii*, 1981a; CARMIGNANI *et alii*, 1982b). Questo sviluppo delle conoscenze stratigrafico-strutturali nell'Iglesiente venne sintetizzato in una nuova carta geologica dell'Iglesiente in scala 1:50.000 (CARMIGNANI *et alii*, 1983). Di notevole rilevanza per quanto riguarda

la stratigrafia della successione ordoviciana del Foglio Assemini sono i lavori di LEONE (1973) e di LEONE *et alii* (1991).

Il primo di questi due lavori, oltre ad un primo tentativo di differenziazione della successione litostratigrafica ordoviciana del settore di Orbai - M. Maiori, include anche una carta geologica di dettaglio.

Nel secondo furono istituite, in conformità con la normativa della *International Subcommission on Stratigraphic classification of IUGS*, le formazioni di Monte Orri, di Portixeddu, di Domusnovas e di Rio S. Marco.

Altri lavori molto significativi dal punto di vista stratigrafico sono quello di GNOLI *et alii* (1989) per le formazioni siluro-devoniane (formazioni di Genna Muxerru, di Fluminimaggiore e di Mason Porcus) e quello di LASKE *et alii* (1994) per la successione ordoviciana post-“discordanza sarda” (formazione di Monte Argentu). Nel 1991, PILLOLA propose di elevare al rango di gruppo le formazioni di Nebida e Gonnese e di riunire nel Gruppo di Iglesias le formazioni di Campo Pisano e di Cabitza.

È di recente pubblicazione, infine, una monografia sui caratteri sedimentologico-stratigrafici della successione cambro-ordoviciana del Sulcis-Iglesiente (BECHSTÄDT & BONI, 1994).

2. - TERZIARIO

I primi studi sul Terziario della Sardegna e del Sulcis-Iglesiente in particolare risalgono alla metà del secolo scorso e si devono ancora a LA MARMORA (1858). Altri contributi vennero successivamente dai lavori intrapresi nel “Bacino lignitifero del Sulcis (che ricade nei limitrofi fogli 564 “Carbonia” e 555 “Iglesias”). Questi lavori, mirati a definire i caratteri stratigrafici e paleontologici della successione eocenica contenente livelli di lignite (“Lignitifero” *Auct.*), furono realizzati da SARTORI (1903) e BOSCO (1903) che studiò uno dei più antichi mammiferi d’Italia, il *Lophiodon sardus*. In seguito, TARICCO (1924) pubblicò il primo studio di dettaglio stratigrafico sul bacino sedimentario del “Lignitifero”, ormai coltivato da diversi decenni. Altri studi di carattere paleontologico si devono a DAL PIAZ (1930) che esaminò l’*Atalonodon monterini*, un lofidonte rinvenuto anch’esso nella successione del “Lignitifero”. Questo rinvenimento permise di attribuire tale unità all’Eocene Inferiore.

Alla fine degli anni ’50, nei sedimenti continentali paleogenici della valle del Cixerri, furono rinvenute da MAXIA (1959) alcune faune a gasteropodi molto simili ad altre contenute in formazioni lacustri oligoceniche francesi.

Un quadro più completo sulla stratigrafia e la paleogeografia della successione eocenica venne delineato solo tra gli anni ’70 e ’80. Sulla base della grande

mole di dati minerari, di sondaggi, *etc.*, i geologi della Carbosulcis S.p.A., con la collaborazione di ricercatori universitari, stabilirono una dettagliata successione stratigrafica sostenuta anche da un gran numero di attribuzioni biostratigrafiche (PITTAU, 1974; AGUS & PECORINI, 1978; CHERCHI, 1979; PITTAU DEMELIA, 1979; BARBERI & CHERCHI, 1980; FANNI *et alii*, 1982; COCOZZA *et alii*, 1986; MURRU & SALVADORI, 1987). Negli stessi anni furono studiati anche i caratteri sedimentologici e paleogeografici della formazione del Cixerri (BARCA *et alii*, 1973; BARCA & PALMERINI, 1973) individuata anche nei settori orientali del Campidano da PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969). Di recente pubblicazione sono infine i lavori sui caratteri paleoclimatici dei depositi basali della successione eocenico-oligocenica presenti anche nel Foglio Assemini (MURRU *et alii*, 1996; MURRU & FERRARA, 1999).

Le prime notizie sul vulcanismo della zona del Foglio Assemini (Castello di Acquafredda e Gioiosa Guardia) si devono ancora a LA MARMORA (1858). Alla fine dell'800 risalgono invece i primi studi di carattere petrografico sulle rocce vulcaniche del massiccio di Siliqua (BERTOLIO, 1895). Negli anni '30, la successione vulcano-sedimentaria della valle del Cixerri venne studiata da diversi Autori che descrissero con dettaglio i caratteri petrografici e giaciture delle vulcaniti (MAXIA, 1934; MINUCCI, 1934; 1935; NOVARESE *et alii*, 1938).

Segnalazioni e descrizioni di nuovi affioramenti nella valle del Cixerri si devono a COCOZZA & MASSOLI NOVELLI (1967). Sempre questi Autori, pochi anni dopo, intrapresero uno studio sui rapporti tra il vulcanismo intrusivo e i depositi eocenico-oligocenici della valle del Cixerri, ipotizzando un'età miocenica per questo vulcanismo (COCOZZA & MASSOLI NOVELLI, 1969). Ulteriori informazioni sul vulcanismo della valle del Cixerri si ritrovano nei lavori di PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) e PALA *et alii* (1976, 1982). Datazioni radiometriche vennero effettuate tra gli anni '70 e '80 (BELLON *et alii*, 1977; SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1985) e indicarono un'età oligocenica superiore per le vulcaniti della valle del Cixerri. Recenti datazioni radiometriche hanno confermato queste attribuzioni (LECCA *et alii*, 1997).

3. - QUATERNARIO

I lavori di sintesi sulla stratigrafia dei depositi quaternari della Sardegna in generale, e in particolare su quelli continentali della valle del Cixerri e sulla Piana del Campidano, sono scarsi (VARDABASSO, 1956a). Per quanto riguarda la struttura del sottosuolo della pianura del Campidano il riferimento più importante è il "Pozzo Campidano 1", effettuato presso Villasor per una profondità di 1700 m (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

In questo lavoro venne descritta la formazione di Samassi, che è probabilmente assai diffusa nel sottosuolo dell'area NE del Foglio (v. sezione geologica C-C' in calce al Foglio), ma sistematicamente coperta da depositi olocenici. Un'evoluzione geomorfologica e del paesaggio è stata proposta da SEUFFERT (1970).

Studi di carattere idrogeologico e sulle manifestazioni termali (soprattutto lungo la cosiddetta "Soglia di Siliqua") hanno fornito indicazioni sulla struttura tettonica e sulla stratigrafia delle formazioni quaternarie del Foglio Assemini (MONTALDO, 1966; PALA *et alii*, 1976; PALA & VACCA, 1980; PALA *et alii*, 1982). Altre indicazioni sulla struttura profonda del Campidano derivano dall'interpretazione dei dati aeromagnetici di BALIA *et alii* (1991) e da profili sismici eseguiti dall'Agip negli anni '90.

PROGETTO
CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La Sardegna è classicamente divisa in tre complessi geologici che affiorano per estensioni circa equivalenti: il basamento metamorfico ercinico, il complesso magmatico tardo-paleozoico, le successioni sedimentarie e vulcaniche tardo-paleozoiche, mesozoiche e cenozoiche (fig.2). Il Foglio Assemini (tav.1) è costituito principalmente da rocce quaternarie e paleozoiche, sono poi subordinatamente presenti rocce vulcaniche e sedimentarie terziarie.

1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

I caratteri principali del basamento paleozoico sardo derivano dall'orogenesi ercinica, che ha prodotto importanti deformazioni, metamorfismo e magmatismo. Il basamento sardo è infatti un segmento della catena ercinica sud-europea le cui strutture principali trovano la loro prosecuzione nei Mauri, nella Montagna Nera e nel Massiccio Centrale Francese (ARTHAUD & MATTE, 1977b) (fig.3). Esiste un sostanziale accordo tra i diversi Autori nel considerare la catena ercinica come un orogene derivato dalla subduzione di crosta oceanica con metamorfismo di alta pressione a partire dal Siluriano, e collisione continentale con importante ispessimento crostale, metamorfismo e magmatismo, durante il Devoniano e il Carbonifero (MATTE, 1986a; 1986b; CARMIGNANI *et alii*, 1994b). Questa fase di convergenza è seguita da una tettonica estensionale post-collisionale che inizia nel Carbonifero Superiore (CARMIGNANI *et alii*, 1992a) e prosegue con fenomenologie trascorrenti nel Permiano (ARTHAUD & MATTE, 1977a).

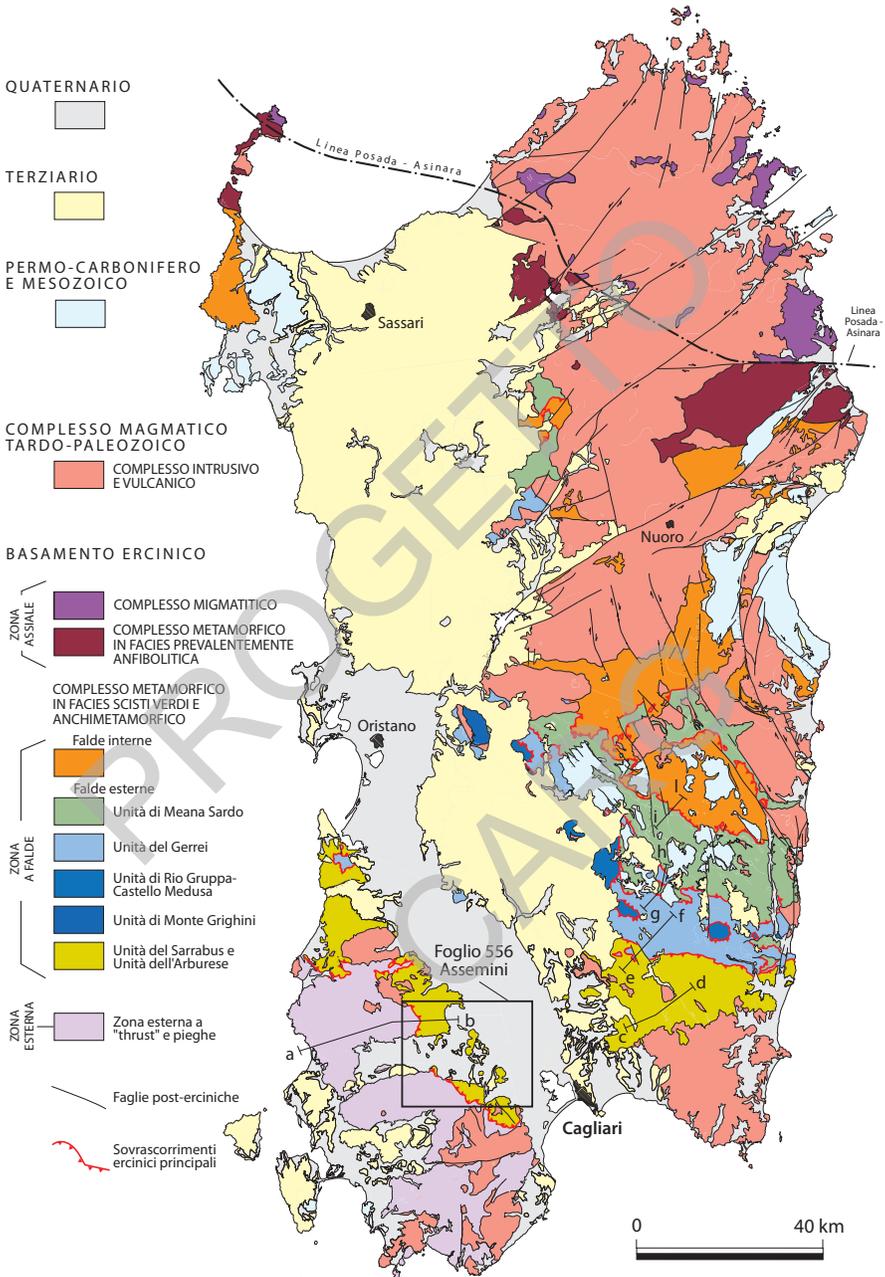


Fig. 2 - Schema tettonico della Sardegna. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 556 "Assemini". Le tracce "a-b", "c-d", "e-f", "g-h", "i-l" si riferiscono alle sezioni geologiche di fig.4. Da CARMIGNANI et alii (2001b).



Depositi olocenici

Depositi del Pleistocene superiore

Marne di Gesturi (Burdigaliano sup. - Langhiano medio-sup.)

Complesso vulcanico di Siliqua (Oligocene sup.)

"Lignitifero" e formazione del Cixerri (Eocene - Oligocene)

Granitoidi e complesso filoniano tardo paleozoico (Carbonifero Sup. - Permiano)

Basamento metamorfico ercinico

Unità tettonica dell'Aburese

Permiano di Suro Vito (Cambriano - Ordoviciano Inf.)

"Zona esterna" dell'Iglesiente-Sulcis

Successione post-"discordanza sarda" (Ordoviciano Sup. - Devoniano Medio)

Successione pre-"discordanza sarda" (Cambriano Inf. - Ordoviciano Inf.)

Sovrascorimenti ercinici principali

Sovrascorimenti ercinici minori

Tracce piani assiali di antiformi e sinformi della Fase di retroscorrimento ercinica

Tracce piani assiali di anticlinali e sinclinali della Fase N-S ercinica

Tracce piani assiali di anticlinali e sinclinali e di antiformi e sinformi della Fase di sovrascorrimento ercinica

Tracce piani assiali di anticlinali e sinclinali della Fase E-W ercinica

Faglie

Traccia di sezione geologica

ABR Anticlinale di Bega Rosas;

AG Anticlinale di Gonnessa;

APS Anticlinale di Arcu Perdu, Sanna;

FZ Faglia di Zimigias;

OB Obbej;

RP Retroscorimento di Perda Cuccina;

SA Sovrascorimento dell'Aburese.

Tav. 1 - Schema geologico-strutturale del foglio 556 "Assemini". La traccia si riferisce alla sezione geologica in fig. 44.

1.1. - TETTONICA COLLISIONALE ERCINICA

In Sardegna è nota da tempo una discordanza angolare (“discordanza sarda” *Auct.*) intra-ordoviciana attribuita alla tettonica caledoniana (o eocaledoniana) (“Fase sarda” *Auct.*) (Stille, 1939). La natura e importanza della tettonica pre-ercinica in Sardegna è ancora oggetto di dibattito. Le ricerche svolte nell’ambito dei rilevamenti CARG del Foglio Assemini non hanno consentito di evidenziare né metamorfismo pre-ercinico, né elementi strutturali riferibili con sicurezza al caledoniano. Resta pertanto confermata una netta discordanza angolare intra-ordoviciana a testimonianza di movimenti tettonici significativi, ma la strutturazione del basamento è essenzialmente da riferire al ciclo ercinico.

In Sardegna la geometria collisionale della catena ercinica è ancora ben riconoscibile. Lungo una trasversale che dalla Gallura giunge fino al Sulcis-Iglesiente si possono identificare una Zona assiale, una Zona a falde e una Zona esterna con senso di trasporto tettonico delle falde verso SW e verso W, un metamorfismo progrado verso NE e una diminuzione di intrusioni granitiche verso la Zona esterna (CARMIGNANI *et alii*, 1992c; CARMIGNANI *et alii*, 1994b) (fig.2).

L’età della tettonica ercinica è definita sia stratigraficamente che radiometricamente: a) nella Sardegna meridionale le formazioni dal Cambriano fino al Carbonifero Inferiore (OLIVIERI, 1969; SPALLETTA & VAL, 1982; MAXIA, 1983; BARCA & OLIVIERI, 1991) sono deformate, debolmente metamorfiche e ricoperte in discordanza dai sedimenti del ?Westfaliano D-Stefaniano, non deformati e non affetti da metamorfismo regionale (DEL RIO, 1973; FONDI, 1979); b) nella Sardegna settentrionale l’età di chiusura isotopica delle bande delle migmatiti della Gallura è di 344 ± 7 Ma e l’età radiometrica dei minerali metamorfici è compresa tra 350 e 284 Ma (FERRARA *et alii*, 1978; DEL MORO *et alii*, 1991); c) il complesso intrusivo, diffuso in tutta l’Isola ha età variabili da 307 a 274 Ma (cfr. § Cap. II).

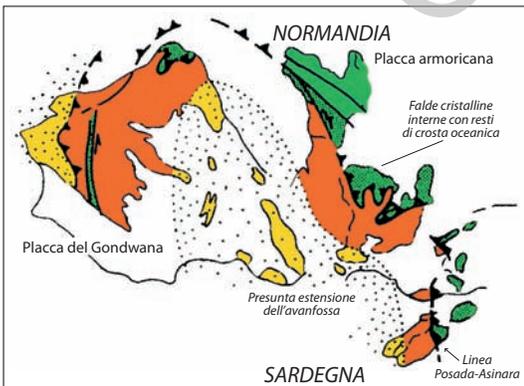


Fig. 3 - Ricostruzione paleogeografica della Catena ercinica sud-europea al Carbonifero Superiore. Modificato da MATTE (1986a) e FRANKE (1989).

Secondo CARMIGNANI *et alii* (1980) la struttura del basamento sardo è derivata dalla collisione tra il Margine armoricano e quello del Gondwana.

Il Margine armoricano sovrascorso è rappresentato dal Complesso Metamorfico in facies prevalentemente anfibolitica e dal Complesso Migmatitico che affiora nella Sardegna settentrionale (fig.2) (“Zona assiale” in CARMIGNANI *et alii*, 1980). Si tratta di migmatiti e gneiss migmatitici in facies anfibolitica di pressione intermedia che contengono corpi mafici e ultramafici, alcuni dei quali mostrano un’evoluzione polimetamorfica caratterizzata da uno stadio precoce eclogitico o granulitico e da un metamorfismo retrogrado di tipo barroviano. Il Margine subdotto del Gondwana è rappresentato da un Complesso Metamorfico di Basso e Medio Grado, a sua volta suddiviso in Falde interne e Falde esterne (“Zona a falde” in CARMIGNANI *et alii*, 1980), che affiora nella Sardegna centrale e sud-orientale. I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, che rappresenta la sutura collisionale lungo la quale affiorano relitti di crosta oceanica, costituiti da eclogiti a granato retrocesse in facies anfibolitica con affinità M.O.R.B. (*Mid-Ocean Ridge Basalts*) (CAPPELLI, 1991; CAPPELLI *et alii*, 1992).

Le Falde interne sono caratterizzate da un metamorfismo di grado variabile dalla facies scisti verdi a quella anfibolitica, da sovrascorrimenti e pieghe isoclinali, da una foliazione sinmetamorfica ben sviluppata e da marcate lineazioni di estensione (CARMIGNANI *et alii*, 1982b; CARMIGNANI *et alii*, 1992c).

Le Falde esterne costituiscono la parte più esterna della struttura a falde del basamento ercinico sardo, con senso di trasporto verso SW e verso W. Il metamorfismo sincinematico varia dall’anchizona alla facies degli scisti verdi. Metamorfismo e deformazione aumentano di intensità dalle unità geometricamente superiori a quelle inferiori. Le diverse unità tettoniche sono caratterizzate da una successione litostratigrafica sostanzialmente simile, ma con alcune significative differenze soprattutto per quanto riguarda i prodotti vulcanici dell’Ordoviciano medio. La sezione più completa dell’edificio a falde nelle Falde esterne affiora nella bassa valle del Flumendosa (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978; CARMIGNANI *et alii*, 2001a). In quest’area l’unità tettonica strutturalmente più profonda è l’Unità di Riu Grappa sormontata dall’Unità del Gerrei, che a sua volta è sovrascorsa sia dall’Unità di Meana Sardo che dall’Unità del Sarabus. A W del Campidano quest’ultima unità tettonica è conosciuta come Unità dell’Arburese ed è sovrapposta sulla Zona esterna (Sulcis-Iglesiente) (fig.4). Sia l’Unità dell’Arburese che la Zona esterna affiorano nel basamento paleozoico del Foglio Assemini.

Nel Sulcis-Iglesiente il grado di deformazione e il metamorfismo ercinici sono sufficientemente bassi da permettere la ricostruzione delle deformazioni precedenti. La complessità della struttura di quest’area è risultata evidente fino dai

primi lavori sulla geologia dell'Isola. Le evidenti implicazioni economiche che la struttura geologica del Sulcis-Iglesiente aveva per l'industria mineraria hanno costantemente richiamato l'attenzione dei geologi in questa parte dell'Isola. L'elenco sarebbe lunghissimo, ci limitiamo a ricordare che tra le prime applicazioni dell'analisi strutturale moderna sono quelle effettuate nel Sulcis-Iglesiente (POLL, 1966; DUNNET, 1969). Un resoconto dettagliato delle varie interpretazioni della strutturazione polifasica nel Sulcis-Iglesiente esula dagli obiettivi di queste note illustrative. Ci limitiamo a ricordare che prima dell'inizio del rilevamento CARG dei fogli Assemini e Carbonia l'interpretazione strutturale sostanzialmente condivisa dalla maggior parte degli Autori (ARTHAUD, 1963; POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966; DUNNET, 1969; DUNNET & MOORE, 1969; ARTHAUD, 1970; CARMIGNANI *et alii*, 1982a; CARMIGNANI *et alii*, 1986; BARCA *et alii*, 1987; CAROSI *et alii*, 1992a) prevedeva quattro fasi deformative, la prima di età eo-caledoniana, evidenziata dalla "discordanza sarda", e le successive di età ercinica:

- 1) *Fase sarda* - pieghe aperte con assi E-W, che interessano la successione sedimentaria fino all'Ordoviciano Inferiore;
- 2) *I fase ercinica* - pieghe con direzione assiale E-W, che accentuano le precedenti;
- 3) *II fase ercinica* - pieghe con assi circa N-S, con una foliazione penetrativa di piano assiale molto inclinata;
- 4) *III fase ercinica* - pieghe con direzioni assiali variabili, associate ad una deformazione meno intensa.

1.2. - TETTONICA POST-COLLISIONALE ERCINICA

Durante il Carbonifero Superiore - Permiano il basamento metamorfico sardo è caratterizzato da una tettonica distensiva post-collisionale. In questo intervallo di tempo si realizza l'esumazione di metamorfiti di medio grado sia nella Zona a falde che nella Zona esterna. La tettonica distensiva è contemporanea alla messa in posto delle intrusioni di granitoidi, allo sviluppo di bacini molassici intracontinentali stefano-permiani e al vulcanismo calcalino permiano (CARMIGNANI *et alii*, 1992c) ed interessa tutta la trasversale della catena ercinica e tutto lo spessore della crosta. Nei livelli strutturali più profondi, (rocce con metamorfismo di alto e medio grado) sia nella Zona assiale (Sardegna settentrionale) che nella Zona a falde (Gerrei) e nella Zona esterna (Sulcis), la tettonica distensiva è associata a deformazioni duttili pervasive e a metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione, mentre nei livelli strutturali più superficiali sono frequenti zone di taglio estensionali e faglie dirette a basso e alto angolo (CARMIGNANI *et alii*, 1992a).

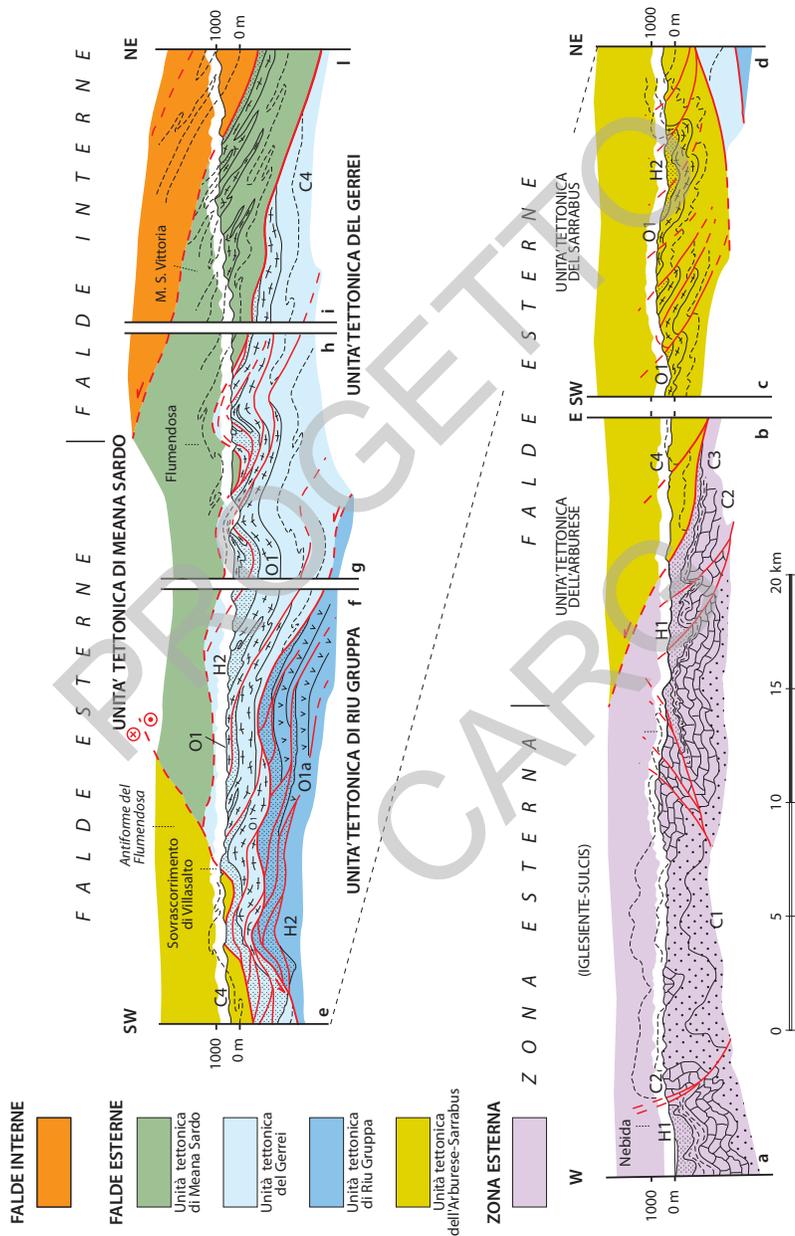


Fig. 4 - Sezione schematica attraverso la Zona esterna e la Zona a falde del basamento paleozoico sardo. Le tracce delle sezioni sono indicate in tav. I. Da CARMIGNANI et alii (2001a).

L'età della tettonica distensiva post-collisionale è definita dall'età delle manifestazioni magmatiche, del metamorfismo di alta temperatura-bassa pressione associato e dall'età dei bacini molassici stefaniano-autuniani. Nelle zone con metamorfismo di bassa pressione e alta temperatura l'età di chiusura del sistema Rb/Sr nella muscovite è di 303 ± 6 Ma (DEL MORO *et alii*, 1991).

I granitoidi sintettonici della bassa Gallura hanno età di raffreddamento della muscovite comprese tra 308 ± 9 Ma e 298 ± 9 Ma (MACERA *et alii*, 1989). Anche al M. Grighini l'età di granitoidi sincinemati è prossima al limite Westfaliano-Stefaniano (312 ± 12 Ma) e l'età del metamorfismo di alta temperatura-bassa pressione è di 307 ± 5 Ma (MUSUMECI, 1991). Queste magmatiti messe in posto lungo zone di taglio trascorrenti o dirette connesse con la fase distensiva, spesso hanno subito successive deformazioni milonitiche e cataclastiche anche allo stato solido. Quindi le età di messa in posto al limite Westfaliano-Stefaniano (HARLAND *et alii*, 1990) non rappresentano né l'inizio né la fine della distensione, ma piuttosto un momento della sua evoluzione.

Nel Sulcis una delle manifestazioni più importanti della tettonica estensiva post-collisionale è rappresentata dal *Metamorphic core complex* di Capo Spartivento (CARMIGNANI *et alii*, 1992a), ove affiorano rocce con una deformazione e un grado metamorfico più elevato rispetto al resto del Sulcis. Si tratta di un complesso costituito dagli "Ortogneiss di Capo Spartivento" di età ordoviciana e dagli "Scisti di Monte Settiballas", micascisti di presunta età precambriana (COCOZZA *et alii*, 1972). Secondo SASSI & VISONÀ (1989) e CAROSI *et alii* (1995) queste rocce hanno registrato una storia metamorfico-deformativa riassumibile in due stadi: a) metamorfismo di medio grado ($P=3,5-4,8$ kb e $T=650$ °C) con ricristallizzazione metamorfica dell'originario complesso granitico; b) cataclasi e milonitizzazione con modesta ricristallizzazione in facies degli scisti verdi (quarzo, albite, sericite, clorite). Secondo CARMIGNANI *et alii* (1994b) questi stadi corrispondono alla tettonica di raccorciamento ercinica, comune al resto della Zona esterna, e alla successiva fase distensiva responsabile dello sviluppo del *Metamorphic core complex* di Capo Spartivento.

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

Il magmatismo tardo-paleozoico è costituito in Sardegna dal vasto complesso intrusivo noto come "Batolite sardo-corso" (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974), dal corteo filoniano che interseca variamente l'intero basamento sino alle coperture permiane (TRAVERSA, 1969; ATZORI & TRAVERSA, 1986; VACCARO *et alii*, 1991; TRAVERSA & VACCARO, 1992) e dalle manifestazioni vulcaniche permiane (TRAVERSA, 1978).

Il complesso intrusivo è particolarmente esteso nella Sardegna centro-settentrionale, mentre nel settore meridionale dell'Isola costituisce isolati massicci intrusivi (Sarrabus, Arburese, Sulcis) (tav.1). Il ciclo intrusivo è articolato nel tempo (da circa 310 a 280 Ma: DEL MORO *et alii*, 1975) e mostra una grande eterogeneità composizionale. Le plutoniti metalluminose ad affinità calcalkalina alta in K sono predominanti e sono rappresentate da tonaliti, granodioriti, monzograniti, leucograniti con subordinate rocce gabbro-tonalitiche (GHEZZO *et alii*, 1973; DI SIMPLICIO *et alii*, 1974; ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; POLI *et alii*, 1989). Sono poi presenti plutoniti peralluminose a due miche e frequente cordierite (OGGIANO & DI PISA, 1988; DI VINCENZO & GHEZZO, 1991; SECCHI *et alii*, 1991; DI VINCENZO *et alii*, 1996; DI VINCENZO & GHEZZO, 1996) e plutoniti sienitiche e monzonitiche nel Sarrabus e Gennargentu (BROTZU *et alii*, 1978).

Nel complesso filoniano del Basamento sardo, descritto da GHEZZO & ORSINI (1982), si distinguono principalmente filoni basici ad affinità calcalkalina e shoshonitica (BECCALUVA *et alii*, 1981), filoni lamprofirici, filoni camptonitici (BALDELLI *et alii*, 1987), che intrudono sia il basamento cristallino che i granitoidi, e le vulcaniti permiane (TRAVERSA, 1969) e filoni di origine idrotermale principalmente di quarzo. Numerosi sono anche i filoni a composizione intermedia e acida, per lo più associati al complesso granitoide e probabilmente ad esso geneticamente collegati. Tutti questi filoni vengono ricondotti ad un magmatismo sub-crostante post-orogenico (GHEZZO & ORSINI, 1982).

Magmatiti tardo-paleozoiche, sia in giacitura effusiva (rioliti e riodaciti), che intrusiva ("porfidi" in ammassi sub-vulcanici) affiorano diffusamente in Sardegna (Ogliastra, Barbagia, Gallura, Sulcis) e sono spesso connesse con lo sviluppo di bacini estensionali. Si tratta prevalentemente di piroclastiti di flusso a composizione riolitico-riodacitica (LOMBARDI *et alii*, 1974). Subordinate sono le lave, che mostrano composizione da andesitica a riolitica. L'età di questo complesso vulcano-sedimentario è basata su determinazioni radiometriche e su flore fossili rinvenute nei sedimenti intercalati. Secondo ORSINI (1980), in tutta la provincia sardo-corso-provenzale questo complesso vulcanico è costituito da due distinti cicli di età differente e con diverso significato geodinamico. Il più antico, a chimismo calcalkalino (andesiti, daciti, rioliti) è compreso tra il Carbonifero Superiore e il Permiano Inferiore (VELLUTINI, 1977). Questa età è in buon accordo con le attribuzioni basate sulle flore fossili rinvenute in quasi tutti i bacini (COCOZZA *et alii*, 1974; PECORINI, 1974; FRANCAVILLA *et alii*, 1977; FONTANA *et alii*, 1982). Il secondo, ad affinità alcalina, in Sardegna è conosciuto solo come intercalazioni nei sedimenti triassici in facies "Buntsandstein" *Auct.*. Si tratta di piroclastiti di flusso e lave che affiorano in Nurra (M. Santa Giusta e dintorni del Lago di Baratz) (CASSINIS *et alii*, 1996). Queste manifestazioni alcaline potrebbero annunciare,

già alla fine del Paleozoico, la lacerazione crostale che porterà all'individuazione del margine continentale sud-europeo (BONIN, 1980).

Nel Foglio Assemini sono presenti solo limitati affioramenti di rocce granitoidi nell'estremità NW e SE.

3. - SUCCESSIONI MESOZOICHE

Nel Mesozoico la Sardegna non fu interessata da importanti fasi deformative. Durante tutto il Triassico e il Giurassico inferiore gran parte della Sardegna era parte di un alto strutturale emerso che probabilmente costituiva una propaggine del Dominio Brianzone (FOURCADE *et alii*, 1977). Solo nel Giurassico Medio si ebbe un'ampia trasgressione, rappresentata da dolomie e calcari di ambiente neritico che giacciono in discordanza sia sul basamento paleozoico, che sulla successione continentale stefaniano-permiana. Dove la successione mesozoica è più completa (Nurra e Sulcis meridionale) è stata documentata una lacuna, talvolta associata a discordanza angolare, che comprende il Cretacico medio (CHERCHI & SCHROEDER, 1985). Alla fine del Cretacico si ha nuovamente emersione, che sembra aver interessato tutta l'Isola; la lacuna si estende fino a quasi tutto il Paleocene.

Nel Foglio Assemini non affiorano sedimenti mesozoici. È probabile che la trasgressione giurassica abbia interessato anche l'area del Foglio, ma che i relativi depositi siano stati completamente smantellati prima dell'Eocene.

4. - SUCCESSIONI TERZIARIE

Con l'inizio dell'Eocene il mare torna a trasgredire buona parte della Sardegna. Depositi eocenici sono conservati nella Sardegna meridionale (Sulcis, Gerrei, *etc.*) e centro-orientale (Orosei). Movimenti tettonici devono aver preceduto la trasgressione poiché i sedimenti eocenici poggiano sui termini della successione mesozoica o più spesso direttamente sul basamento paleozoico ("Fase Iaramica" in CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984). Nella Sardegna centro-orientale prevalgono ambienti sedimentari costieri e di mare basso, mentre nel Sulcis-Iglesiente sono più diffusi i depositi transizionali, rappresentati prima da termini paralicici con faune oligotipiche, e poi da sedimenti di ambiente alluvionale evoluto.

Con l'Eocene medio-superiore tornano quindi a ristabilirsi in tutta l'Isola condizioni di continentalità, che perdurano per quasi tutto l'Oligocene. Da un punto di vista tettonico questo intervallo di tempo è caratterizzato da una relativa stabilità, sottolineata anche dalla pressoché assenza di attività vulcanica fino all'Oligocene superiore.

Nell'Oligocene superiore - Miocene Inferiore il Blocco sardo-corso subisce gli effetti attenuati della collisione tra il margine sud-europeo e il margine apulo che portò allo sviluppo della catena appenninica, di cui il Blocco sardo-corso rappresentava il retropaese. Nell'Oligocene superiore - Miocene Inferiore sia nella "Corsica ercinica" che nella Sardegna centro-settentrionale è attiva un'importante tettonica trascorrente con rigetti plurichilometrici (CARMIGNANI *et alii*, 1992b; CARMIGNANI *et alii*, 1994a; PAsCI, 1997). Alle faglie trascorrenti sono associate sia zone di transpressione con raddoppi tettonici (ad es. M. Albo) che strutture transtensive. A queste ultime sono associati bacini di *pull-apart* riempiti da potenti depositi continentali dell'Oligocene superiore - Aquitaniano coevi con una importante attività vulcanica (OGGIANO *et alii*, 1995).

Durante il Miocene Inferiore e medio, contemporaneamente alla rotazione antioraria del Blocco sardo-corso (Burdigaliano) e all'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno settentrionale, una fase estensionale origina, tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara, un sistema di fosse colmate da notevoli spessori di sedimenti prevalentemente marini e da vulcaniti calcaline ("Fossa sarda" *Auct.*).

Sia la tettonica trascorrente che quella distensiva sono accompagnate dal vulcanismo oligo-miocenico sardo, che rappresenta uno degli eventi geologici più importanti del Mediterraneo occidentale durante il Terziario. L'importanza di questo ciclo vulcanico è testimoniata dalla grande estensione degli affioramenti e dai cospicui spessori delle successioni vulcaniche, che arrivano a parecchie centinaia di metri.

Anche in Provenza (Esterel e dintorni di Nizza) (BELLON, 1981) e nell'*offshore* occidentale della Corsica (THOMAS & GENNESSEAU, 1986) sono conosciuti prodotti vulcanici riferibili a questo ciclo. Si tratta di un'associazione di prodotti con affinità principalmente calcalina (BECCALUVA *et alii*, 1987) rappresentata da serie vulcaniche da basaltico-andesitiche a dacitiche (in colate laviche e domi lavici) e da serie da dacitiche a riolitiche (principalmente piroclastiti di flusso).

Da un punto di vista geodinamico questo ciclo vulcanico è comunemente associato a subduzione oceanica (ALVAREZ, 1972; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1973; COULON & DUPUY, 1975; SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1987; BECCALUVA *et alii*, 1994; LECCA *et alii*, 1997), come suggerito anche dai caratteri petrografici e geochimici, che indicano una genesi dei magmi per fusione parziale di rocce mantelliche (COULON, 1977). Anche se il ciclo vulcanico calcalino copre un intervallo di tempo compreso tra l'Oligocene superiore e il Miocene medio, la maggior parte dell'attività vulcanica è concentrata tra l'Aquitano e il Burdigaliano (BECCALUVA *et alii*, 1985), cioè in un breve intervallo di tempo corrispondente al passaggio dalla tettonica compressiva (legata alla collisione appenninica) alla tettonica distensiva post-collisionale associata all'apertura del Bacino balearico e del Tirreno settentrionale.

A partire dal Miocene Superiore e fino al Pliocene-Pleistocene, buona parte dell'Isola è interessata da una nuova, importante fase distensiva.

Sono legate ad essa estese manifestazioni vulcaniche prevalentemente basiche ad affinità alcalina, transizionale e tholeitica, da riferire all'estensione litosferica che origina l'apertura del Tirreno centro-meridionale (BECCALUVA *et alii*, 1985; SARTORI, 1989 *cum bibl.*).

In Sardegna la maggiore struttura legata a questa tettonica distensiva è rappresentata da un semigraben orientato NW-SE ("Graben del Campidano" *Auct.*), la cui parte sud-occidentale è compresa nel Foglio Assemini.

Profili sismici realizzati dall'Agip (fig.5) mostrano che il semigraben è limitato verso SW da una faglia principale (sicuramente attiva durante il Pliocene) che ha controllato la sedimentazione anche nel Miocene (CARMIGNANI *et alii*, 2001b). Il margine orientale mostra invece un appoggio per aggradazione (tipo *onlap*) dei sedimenti plio-pleistocenici su quelli miocenici.

CASULA *et alii* (2001) forniscono un'interpretazione simmetricamente opposta della stessa struttura.

Il riempimento del semigraben plio-quadernario è costituito da sedimenti clastici grossolani (formazione di Samassi) che hanno uno spessore di circa 600 m (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; POMESANO CHERCHI, 1971).

Nel Foglio Assemini i depositi terziari sono rappresentati da una successione sedimentaria principalmente di ambiente fluviale che contiene, alla base, livelli di lignite. Ben rappresentati sono anche i prodotti vulcanici oligocenici. Limitati affioramenti di rocce mioceniche di ambiente marino sono presenti solo nel settore NE del Foglio e documentate nel sottosuolo del Campidano (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; MURRU, 1983).

5. - DEPOSITI QUATERNARI

Il Quaternario, in Sardegna, è rappresentato in gran parte da depositi continentali, mentre i sedimenti marini sono limitati e attribuiti al Pleistocene superiore (Tirreniano) e all'Olocene.

Il "Quaternario antico" *Auct.* (Pleistocene) è rappresentato principalmente dalle cosiddette "Alluvioni antiche" *Auct.*, diffuse in tutta l'Isola, ma in particolare nella piana del Campidano, nella piana del Cixerri e in Nurra. Si tratta prevalentemente di sedimenti fluviali di conoide e di piana alluvionale, depositi durante le fasi climatiche freddo-aride e reinciati e terrazzati in condizioni caldo-umide.

A questi vanno pure associati detriti di versante, riconducibili anch'essi ai sistemi morfoclimatici di tipo periglaciale. Caratteristici in tutta l'Isola sono i depositi tipo *éboulis ordonnés*, costituiti da materiale clastico spigoloso e più o

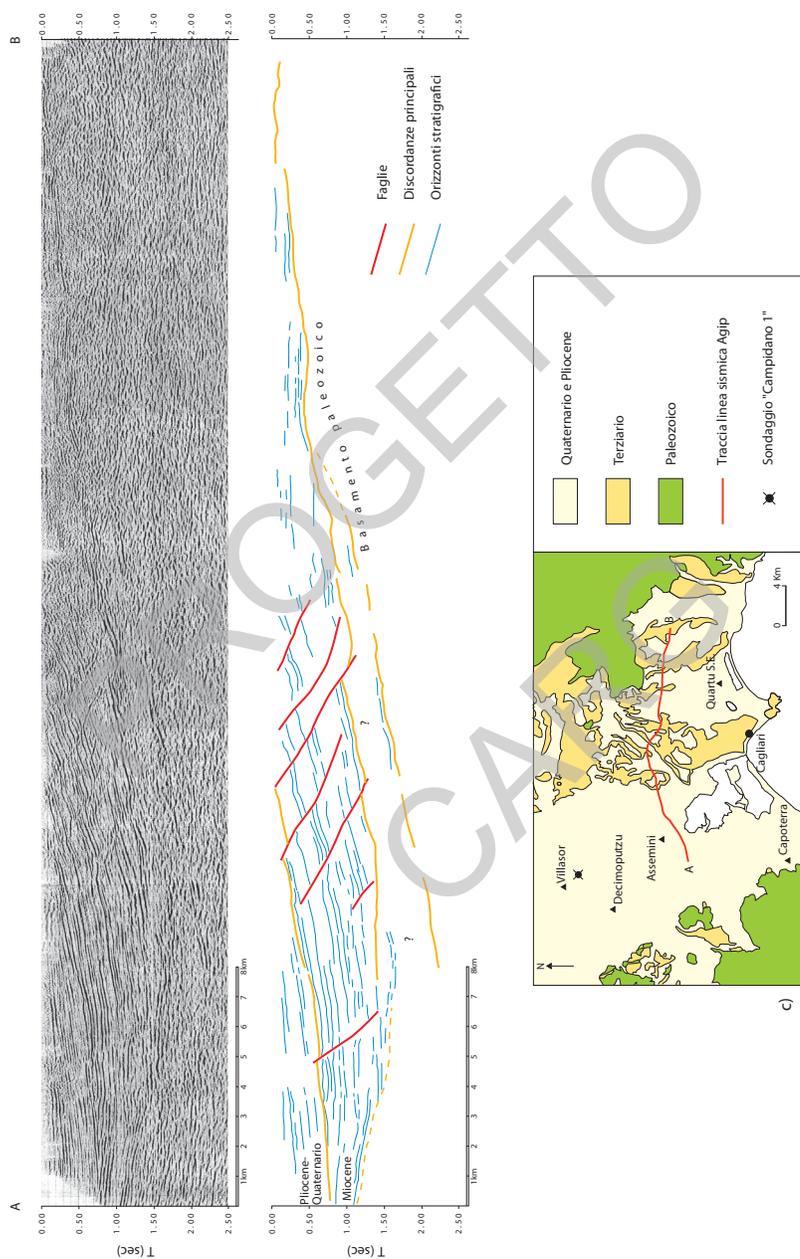


Fig. 5 - a) Profilo sismico attraverso il Semigraben del Campidano (linea Ca 344-92-V, da CASULA et alii, 2001); b) interpretazione geologica; c) ubicazione della linea sismica. Il log del sondaggio "Campidano 1" è riportato in fig.62.

meno grossolano, con una stratificazione sottolineata da ripetute variazioni granulometriche dovute alle variazioni d'intensità e/o di frequenza del crioclastismo, in genere riferiti al Pleistocene superiore (Würm). Affioramenti caratteristici sono quelli di Cala Gonone nel Golfo di Orosei (OZER & ULZEGA, 1981).

Lungo la costa occidentale (Sulcis, Iglesiente, Nurra) e più raramente su quella orientale (Sarrabus, Orosei, Gallura), sono inoltre presenti estesi depositi di origine eolica. Si tratta in genere di dune fossili composte da arenarie più o meno cementate, con stratificazione incrociata, messe in posto in condizioni climatiche periglaciali. Sono frequenti frammenti di bivalvi e resti di mammiferi tra cui elefanti nani (*Elephas lamarmorae*) rinvenuti in Nurra (MALATESTA, 1954), a Gonnese (COMASCHI CARIA, 1965) e a S. Giovanni di Sinis (MAXIA PECORINI, 1968; AMBROSETTI, 1972). Solitamente le età di questi depositi sono riferite al Pleistocene medio e superiore.

Lungo la costa spesso affiorano sedimenti litorali del Tirreniano ("Panchina Tirreniana a *Strombus*" Auct.) (VARDABASSO, 1956a; ULZEGA & OZER, 1982). Le analisi sulla racemizzazione degli amminoacidi e datazioni radiometriche U/Th su questi depositi danno un'età variabile tra 138.000 e 90.000 anni (ULZEGA, 1995). Tra gli affioramenti più caratteristici ricordiamo quelli di Cagliari (Calamosca), dove ISSEL (1914) istituì il "Piano tirrenico", quelli di Nora, del Sinis, di Alghero, di S. Teresa di Gallura.

L'Olocene è rappresentato soprattutto da depositi ghiaioso-sabbiosi di fondovalle e delle piane alluvionali, dalle sabbie e ghiaie delle spiagge, dalle sabbie eoliche di retrospiaggia (talora con formazioni dunari che si estendono per qualche chilometro nell'entroterra) e da depositi limoso-argillosi delle lagune e stagni costieri.

Nel Foglio Assemini i depositi quaternari sono costituiti principalmente da sedimenti fluviali di sistema di conoide e di piana alluvionale.

IV - STRATIGRAFIA

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

Parte delle unità litostratigrafiche distinte nel Foglio Assemini non compaiono nei fogli della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (Fogli 233 "Iglesias", 234 "Cagliari", 226 "Mandas" e 224-225 "Capo Pecora - Guspini") o hanno nomi diversi.

Per le sigle delle unità cartografate è stata adottata la seguente convenzione:

- le unità litostratigrafiche e le UBSU, 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). La lunga storia delle ricerche geologiche e stratigrafiche sulle formazioni del Foglio Assemini (cfr. § II) ha determinato numerosi casi di sinonimia (v. fig.1).

Le unità distinte nel Foglio Assemini (tav.1 e fig.6) sono raggruppate in:

- Basamento metamorfico paleozoico;
- Complesso intrusivo e filoniano tardo-paleozoico;
- Successione vulcano-sedimentaria terziaria;
- Depositi quaternari.

1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

Il basamento metamorfico affiorante nel Foglio Assemini appartiene alla Zona esterna e alla Zona a falde del segmento sardo della catena ercinica (v. fig.2, tav.1, fig.4). Questo basamento è caratterizzato da un metamorfismo di grado molto basso dove i caratteri petrografici e sedimentologici dei protoliti sono quasi sempre ben riconoscibili.

Come noto, le rocce con rilevanti contenuti in peliti sono più sensibili al metamorfismo di quelle calcaree e soprattutto dolomitiche. Gli effetti del metamorfismo di grado molto basso nel Sulcis-Iglesiente sono sempre evidenti nelle rocce pelitiche e arenaceo-pelitiche, ma non sempre macroscopicamente evidenti nelle rocce carbonatiche e mai in quelle dolomitiche.

Pertanto nelle descrizioni seguenti, anche per adeguarci alla maggior parte della letteratura geologica del Sulcis-Iglesiente, useremo termini come metapeliti o metarenarie per le rocce clastiche e termini come calcari e dolomie per le rocce carbonatiche, sebbene nelle zone con maggiore deformazione i calcari possano avere alcuni caratteri propri di rocce metamorfiche.

La successione stratigrafica della Zona esterna del basamento paleozoico nel Foglio Assemini è interrotta da una discordanza angolare che separa le formazioni del Cambriano-Ordoviciano inferiore (formazione di Nebida, formazione di Gonnese, formazione di Campo Pisano e formazione di Cabitza) da quella dell'Ordoviciano medio-Superiore (formazione di Monte Argentu). Essa è conosciuta in letteratura come "discordanza sarda", è ben nota da tempo e fu attribuita alla "Fase sarda" (STILLE, 1939) (cfr. § V - 1.1. - Tettonica eocaledoniana ("Fase sarda" *Auct.*)).

Nel Foglio Assemini questo contatto discordante è sempre mal esposto; in altre zone dell'Iglesiente (Nebida, Masua, Domusnovas) affiora in modo spettacolare e mostra angoli di discordanza fino a 90°.

I depositi sintettonici tipo "*Culm*" di età carbonifera che affiorano con estensione limitata nell'angolo SE del Foglio sono ritenuti anch'essi discordanti sulla sottostante successione paleozoica (per analogia con quanto affiorante nel Gerrei) ma nel Foglio Assemini la qualità degli affioramenti non ha consentito di verificare la natura discordante di questo contatto.

Le sequenze separate da queste due discordanze, sono state informalmente definite come:

- Successione sedimentaria pre-"discordanza sarda";
- Successione sedimentaria post-"discordanza sarda";
- Depositi sintettonici tipo "*Culm*".

1.1. - ZONA ESTERNA DELL'IGLESIENTE-SULCIS

Rappresenta la Zona esterna della catena ercinica in Sardegna ed è sormontata dall'Unità tettonica dell'Arburese. Il metamorfismo regionale di età ercinica che ha interessato questa successione è di grado molto basso, al limite tra l'anchizona e la facies a scisti verdi inferiore (FRANCESCHELLI *et alii*, 1992), perciò i caratteri primari delle unità litostratigrafiche sono in genere ben conservati. Nelle rocce pelitiche è comunque quasi sempre presente una foliazione metamorfica con una debole ricristallizzazione di mica bianca.

1.1.1. - Successione sedimentaria pre-“discordanza sarda”

La successione sedimentaria pre-“discordanza sarda” del Sulcis-Iglesiente ha un'età compresa tra il Cambriano Inferiore (Atdabaniano) e l'Ordoviciano Inferiore. I sedimenti più antichi sono costituiti da depositi clastici con intercalazioni di rocce carbonatiche ai quali seguono sedimenti carbonatici, carbonatico-terrigeni e infine prevalentemente terrigeni. La successione è ricoperta in discordanza dai metasedimenti dell'Ordoviciano medio-Superiore (formazione di Monte Argentu).

Le denominazioni delle formazioni di questa successione che si sono susseguite in oltre cento anni di ricerche stratigrafiche sono numerose. Un quadro sintetico è mostrato in fig.1. Nel Foglio Assemini sono state adottate le suddivisioni proposte da RASETTI (1972) e COCOZZA (1979), che sono quelle più comunemente utilizzate nei lavori sul basamento del Sulcis-Iglesiente negli ultimi trent'anni. Poiché il livello di “calcarei nodulari” che separa la formazione carbonatica del Cambriano Inferiore da quella terrigena del Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore ha costituito per il lavoro di rilevamento un livello guida caratteristico, in accordo con PILLOLA (1991b), abbiamo utilizzato con il rango di formazione (formazione di Campo Pisano) l'intervallo litostratigrafico denominato da RASETTI (1972) e da COCOZZA (1979) “membro dei Calcarei nodulari”.

1.1.1.1. - Formazione di Nebida (“Arenarie” Auct.) (NEB)

Questa formazione è suddivisa in due membri: il membro di Matoppa e il membro di Punta Manna.

Affiora unicamente nella parte sud-occidentale del Foglio Assemini, a nucleo di un'anticlinale con direzione assiale circa E-W immergente verso E (Anticlinale di Gonnese).

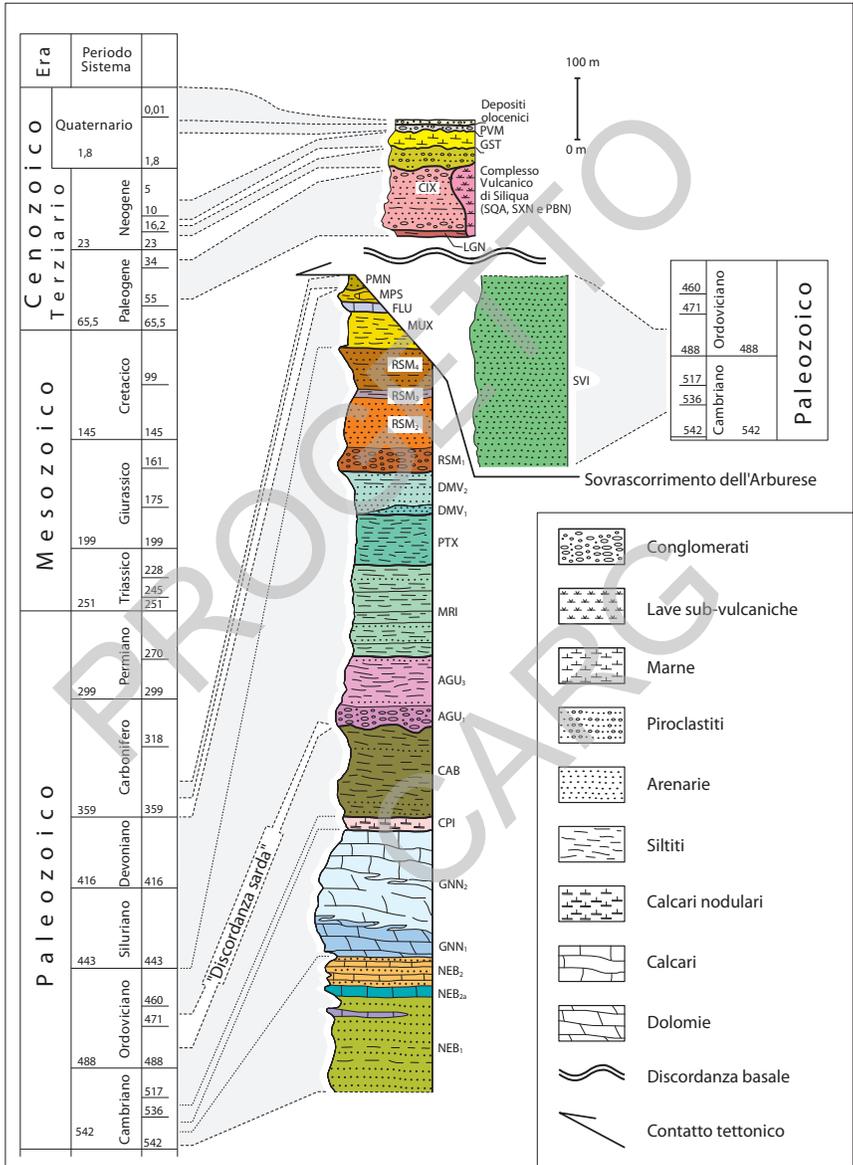


Fig. 6 - Colonna stratigrafica delle formazioni affioranti nell'area del Foglio 556 "Assemini". Per il dettaglio delle formazioni quaternarie si veda fig.37.

È la formazione più antica affiorante nel Foglio Assemini ed è ricoperta in concordanza dalla formazione di Gonnese (fig.6).

Il membro di Matoppa (NEB₁) è il membro basale della formazione e affiora a nucleo dell'Anticlinale di Gonnese presso Ostioni Acca. È costituito da una monotona alternanza di metasiltiti grigio chiare con intercalazioni di metarenarie quarzose, quarziti di colore spesso rosato e metarose a grana fine, in strati di 50 cm di spessore massimo (fig.7). Sono state riconosciute laminazioni parallele e stratificazioni incrociate a basso angolo. Le areniti di questo membro sono costituite da K-feldspato, miche e quarzo come elementi clastici, e caolino derivato dall'alterazione dei feldspati. Questi caratteri, insieme alla presenza di minerali pesanti, indicano che queste arenarie derivano dall'accumulo di materiale di erosione di un basamento cristallino presumibilmente pre-cambriano.



Fig. 7 - Alternanza di livelli arenacei fini e grossolani nella parte alta del membro di Matoppa. La piega ha direzione assiale N-S ("II fase ercinica"). Si noti la rifrazione della scistosità (S_{2b}); S_0 : stratificazione. Ostioni Acca, coord. 728-444.

Nella parte più prossima al passaggio con il membro di Punta Manna affiorano rare lenti di calcari con tipica tessitura *packstone*, *grainstone* e *rudstone*, con ooidi ed oncoliti, talvolta con quarzo e miche detritiche. Vi si rinvencono resti di trilobiti, echinidi ed archeociati non determinabili.

In aree esterne al Foglio, ove la qualità degli affioramenti è decisamente migliore, sia nei sedimenti silico-clastici che nelle lenti calcaree sono stati determinati archeociati (*Antomorpha margarita*, *Dyctiocyathus verticillus*, *Rasetticyathus iglesiensis*, *Inessocyathus spatiosus*, *Taylorcyathus vologdini*, *Coscicyathus elongatus*), “calcified microbial microfossils” (*Girvanella meneghinii*, *Epiphyton*), trilobiti (*Giordanella meneghinii*, *Enantiaspis enantiopa*), hyolitidi, choeloscleritophora (*Chancelloria*), spicole di spongari e più raramente echinodermi (GANDIN & DEBRENNE, 1984). Le biozone a trilobiti riconosciute (PILLOLA *et alii*, 1995) sono: N1 (*Iglesella ichnusae*, *Hebediscina sardoa*), N2 (*Dolerolenus aff. courtessolei*) e N3 (*Dolerolenus longiocularatus*) (fig.8).

Il membro di Matoppa comprende l’Atdabaniano inferiore e quello superiore (Cambriano Inferiore).

				Biozone Sardegna SW	Biozone Cina SW		
Cambriano Inferiore	Atdabaniano	Formazione di Nebida	Membro di Punta Manna	N5	<i>Palaeolenus</i>	Provincia paleogeografica di Reidlichthida	
			Membro di Matoppa	NEB ₂	<i>Dolerolenus bifidus</i>		<i>Drepanuroides</i>
				NEB ₃	N3		<i>Yiliangella</i> <i>Yunnanaspis</i>
				NEB _{2a}	N2		<i>Dolerolenus laevigatus</i> (= <i>Malungia laevigata</i>)
				NEB ₁	N1		<i>Eoredlichia</i> <i>Wutingaspis</i>
		GNN ₁					

Fig. 8 - Schema biozonale informale dei trilobiti della successione del Cambriano Inferiore nella Sardegna SW e comparazione con le biozone della Cina SW (da PILLOLA, 1991b; PILLOLA *et alii*, 1995).

Il contatto tra il membro di Matoppa e il sovrastante membro di Punta Manna (NEB₂) è caratterizzato da un orizzonte discontinuo di calcari oolitici (NEB_{2a}) (fig.9), parzialmente ricristallizzati, con cemento pseudosparitico dolomitico, ricco in resti di archeociati, echinodermi e trilobiti. Verso l’alto il membro di Punta Manna passa ad una ritmica alternanza di metarenarie, metasiltiti e metargilliti a cemento carbonatico e calcari. Nelle metareniti sono diffusi stratificazione incrociata, *ripple marks* asimmetrici e bioturbazioni. I livelli carbonatici sono costituiti da calcari grigi (fig.9), calcari oolitici e oncolitici (ben esposti lungo la strada carrareccia di Ostioni Acca), calcari nodulari variegati, calcari neri a ooidi



Fig. 9 - Livello carbonatico all'interno del membro di Punta Manna con evidente clivaggio di dissoluzione (S_{2b}) di piano assiale delle "pieghe N-S" ("II fase ercinica"). NE di Cuccuru Cadira, coord: 717-446.

e calcari grigi laminati, localmente dolomitizzati, con stratificazione incrociata e *mudstone*, spesso con piccoli pseudomorfi di solfati-*seams*. Sono presenti numerose strutture stilolitiche. Nella parte alta della successione le intercalazioni carbonatiche divengono prevalentemente dolomitiche, con strutture da disseccamento e tappeti algali analoghi a quelli del sovrastante membro della Dolomia rigata della formazione di Gonnese. I livelli silico-clastici sono principalmente costituiti da metargilliti e livelli di quarziti. I livelli carbonatici e i metasedimenti alternati contengono una ricca associazione ad alghe, resti di archeociati, trilobiti, brachiopodi, lingulidi, rari hyolitidi, spicole di spongiari ed echinodermi. Sulla base delle associazioni a trilobiti delle biozone N3 (*Dolerolenus longioculatus*, *Enantiaspis enantiopa*), N4 (*Dolerolenus zoppii*) e N5 (*Dolerolenus bifidus*) (PILLOLA, 1991b; PILLOLA *et alii*, 1995) (fig.8) e delle associazioni ad archeociati caratterizzate da *Raseticyathus*, *Protopharetra radiata*, *Ichnusocyathus*, *Calyptocoscinus*, l'età del membro è riferita all'Atdabaniano superiore (Cambriano Inferiore).

L'ambiente deposizionale è stato riferito per il membro di Matoppa a condizioni marine neritiche (BECHSTÄDT & BONI, 1994), passanti da un fronte deltizio orientato verso E e SE, nelle cui aree più protette (zone a bassa energia e bassa salinità) si instauravano *mounds* algali o ad archeociati (COCOZZA, 1979; DEBREN-

NE *et alii*, 1979; GANDIN, 1987; GANDIN *et alii*, 1987), ad un complesso peritidale con banchi oolitici da *sabkha*, carbonatico-siliciclastica, per il membro di Punta Manna (GANDIN *et alii*, 1987; DEBRENNE *et alii*, 1989). Nel complesso l'evoluzione della sedimentazione della formazione di Nebida può essere interpretata come un sistema deltizio marino regressivo nel quale il membro di Matoppa corrispondeva al prodelta ed il membro di Punta Manna al piano di delta prossimale, nel contesto di un'evoluzione del clima verso condizioni aride (GANDIN *et alii*, 1987; DEBRENNE *et alii*, 1989).

Lo spessore complessivo della formazione di Nebida nell'area del Foglio è difficilmente stimabile, in quanto questa successione è polideformata (sia da pieghe con assi E-W che da pieghe con assi N-S, v. fig.7).

Tenendo conto delle strutture rilevate è stato stimato uno spessore reale di circa 220 m, di cui circa 155 m per il membro di Matoppa e circa 65 m per il membro di Punta Manna.

1.1.1.2. - Formazione di Gonnesa (“*Metallifero*” *Auct. p.p.*) (GNN)

La formazione di Gonnesa è costituita da due membri che dal basso sono: a) il membro della Dolomia rigata (GNN₁), b) il membro del Calcarea cerioide (GNN₂) (v. fig.6) che ospita le principali mineralizzazioni del Sulcis-Iglesiente (“*Metallifero*” *Auct.*). La maggior parte degli Autori ritiene che il Calcarea cerioide sia stato successivamente in parte dolomitizzato dando luogo alla “Dolomia grigia” *Auct.*, distinta nella carta geologica del Foglio Assemini con il sovrassegno di dolomitizzazione secondaria.

Affiora nella parte SW del Foglio dove costituisce le vistose cornici carbonatiche di M. Scorra, M. Orbai e Serra su Caravaui. Sempre appartenenti a questa formazione sono le scaglie tettoniche di calcari, spesso trasformati in *skarn*, affioranti nella zona mineraria di Rosas, al margine SW del Foglio.

La fine della deposizione silico-clastica e l'inizio della deposizione prevalentemente carbonatica marcano il passaggio dalla formazione di Nebida alla formazione di Gonnesa, ricoperta in concordanza dalla formazione di Campo Pisano.

Il membro della Dolomia rigata (GNN₁) è costituito da dolomie primarie e rari calcari ben stratificati. Le caratteristiche stratigrafiche sono ben esposte nel versante S di M. Moddizzi. Il membro è caratterizzato da un'alternanza centimetrica di: a) originari fanghi stratificati; b) stromatoliti laminate; c) stromatoliti laminate con pseudomorfi su gesso o anidride; d) pisoliti vadose e/o breccie da disseccamento; localmente sono presenti livelli oolitici o a *pellets* anche silicizzati e noduli di selce. Talvolta (presso Serra su Caravaui e a N di Pitzu 'e Corombus) si rinvencono calcari scuri, spesso silicizzati, che marcano il passaggio tra la parte

alta del membro di Punta Manna (formazione di Nebida) e il membro della Dolomia rigata. Sono anche presenti breccie intra-formazionali (BONI *et alii*, 1981), talvolta costituite da elementi minuti con struttura tipica di *wackestone* e con intraclasti. Sempre nei pressi di M. Moddizzi affiorano livelli ferruginosi (coltivati in passato) conosciuti come “Ferro di Antas” *Auct.* e interpretati come paleosuoli (CARANNANTE *et alii*, 1974).

I fossili sono estremamente rari; in aree contigue al foglio sono stati rinvenuti archeociati (*Rasetticyathus* sp., *Coscinocyathus* sp.) ed alghe che hanno permesso di riferire la Dolomia rigata all’Atdabaniano superiore (Cambriano Inferiore) (DEBRENNE & GANDIN, 1985).

L’ambiente di deposizione dal membro della Dolomia rigata corrisponde ad una piana di marea (*tidal flat*) che si instaura su una morfologia piana o poco accidentata in condizioni di clima caldo e arido (GANDIN *et alii*, 1973; GANDIN *et alii*, 1974; FANNI *et alii*, 1981; CARANNANTE *et alii*, 1984).

Il passaggio tra il membro della Dolomia rigata (GNN₁) e il soprastante membro del Calcarea ceroide (GNN₂) è spesso difficile da riconoscere in campagna per la presenza di un’estesa dolomitizzazione secondaria (“Dolomia grigia” *Auct.*).

Il membro del Calcarea ceroide è costituito da calcari massicci di colore grigio, praticamente puri, generalmente mal stratificati. In letteratura vengono descritte quattro litofacies fondamentali (BONI *et alii*, 1981; FANNI *et alii*, 1981; DEBRENNE & GANDIN, 1985): a) *mudstone-wackestone* con bioclasti; b) *grainstone* con ooliti e/o oncoliti, echinodermi e resti di trilobiti; c) *boundstone* criptoalgali, localmente *boundstone* scheletoalgali (*Epiphyton* e renalcidi) con archeociati; d) calcari ricchi in pisoliti vadose.

Nell’area studiata affiorano solo le litofacies non fossilifere. A M. Scorra, immediatamente sopra la parte dolomitizzata, affiora un calcarea bianco, debolmente ricristallizzato, facilmente distinguibile anche in foto aerea per il suo colore. Unicamente nella Zona a scaglie di Rosas si rinvencono calcari fetidi con probabili bioturbazioni, sia presso P.ta Perda Carcina che presso Truba Niedda (in quest’ultima località fortemente metasomatizzati).

Rari sono i resti fossili rinvenuti in questo membro: frammenti di echinodermi, di trilobiti, *skeletal algal* e archeociati (*Vologdinocyathus tener*, *Archaeocyathus laqueus*, *A. cf. grandis*, *A. kusmini*, *A. altaicus*, *etc.*), segnalati in aree limitrofe al Foglio Assemini. Sulla base di questi ultimi, DEBRENNE & GANDIN (1985) riferiscono il membro al Leniano inferiore o medio (Cambriano Inferiore).

Lo spessore reale del membro del Calcarea Ceroide non è determinabile nel foglio sia per disturbi tettonici che per la scarsa continuità degli affioramenti.

Anche lo spessore totale dell’intera formazione di Gonnesa è difficilmente stimabile. In affioramento lo spessore massimo apparente è di circa 200 m. I dati

provenienti dai sondaggi dell'area di P.ta Orbai (fig.10) evidenziano uno spessore apparente di circa 110 m. In altre aree del Sulcis-Iglesiente gli spessori segnalati sono estremamente variabili: da 180 a 480 m (GALASSI & GANDIN, 1992).

La presenza di archeociati nella parte alta del membro della Dolomia rigata (GNN₁) (Atdabaniano superiore) e del membro del Calcare ceroide (GNN₂) (Leniano) permette di riferire l'intera formazione di Gonnese all'Atdabaniano superiore - Leniano (Cambriano Inferiore) (DEBRENE & GANDIN, 1985).

Le facies riconosciute indicano ambienti che variano da supratidale a subtidale. La loro distribuzione rivela una morfologia a piattaforme e bacini connessa con una tettonica distensiva sinsedimentaria (COCOZZA & GANDIN, 1990) non documentabile nel Foglio Assemini. La piattaforma carbonatica cambriana evolve da un sistema di *sabkha* analogo a quello del Golfo Persico, testimoniato dalle facies della Dolomia rigata, ad una piattaforma carbonatica tipo Bahamas, rappresentata dalla deposizione del Calcare ceroide. La transizione tra i due sistemi è indice di un cambiamento delle condizioni ambientali verso condizioni più umide. La già citata dolomitizzazione della parte inferiore del membro del Calcare ceroide ("Dolomia grigia" *Auct.*) secondo la maggior parte degli Autori sarebbe una dolomitizzazione diagenetica, connessa con la circolazione di acque dolci freato-meteoriche in concomitanza con oscillazioni del livello marino.

1.1.1.3. - Formazione di Campo Pisano ("*Calcescisti*" *Auct.*; "*Metallifero*" *Auct. p.p.*; "*Calcare nodulare* *Auct.*) (CPI)

Questa unità litostratigrafica (v. fig.6), conosciuta anche come "Calcescisti" *Auct.*, "Metallifero" *Auct. p.p.*, "Calcare nodulare" *Auct.*, affiora in modo discontinuo nella parte SW del Foglio, con maggiore continuità nell'area di M. Orbai e P.ta 'e Sirui, dove il contatto con il membro del Calcare ceroide della formazione di Gonnese è quasi sempre tettonico. Nell'area presso le rovine della chiesetta di S. Giorgio (NW di N.ghe M. Scorra) affiora chiaramente il contatto stratigrafico con la sottostante formazione di Gonnese. Altri contatti stratigrafici tra queste formazioni, coinvolti in strutture plicative ad asse N-S, sono osservabili a S di Case di Mannolioni. L'affioramento al margine estremo sud-occidentale del Foglio è coinvolto in una struttura a scaglie che non permette di riconoscere quali sono i rapporti stratigrafici con le altre formazioni.

La formazione è costituita da una fitta alternanza di calcari grigi, rosati o localmente neri, con struttura nodulare e di sottili livelli di argilloscisti più o meno siltosi rossi e verdi, più raramente neri. Affioramenti particolarmente rappresentativi della facies nodulare affiorano presso Pitz'e Corombus. I calcari nodulari sono il litotipo più rappresentato e contengono abbondanti resti di echinodermi,

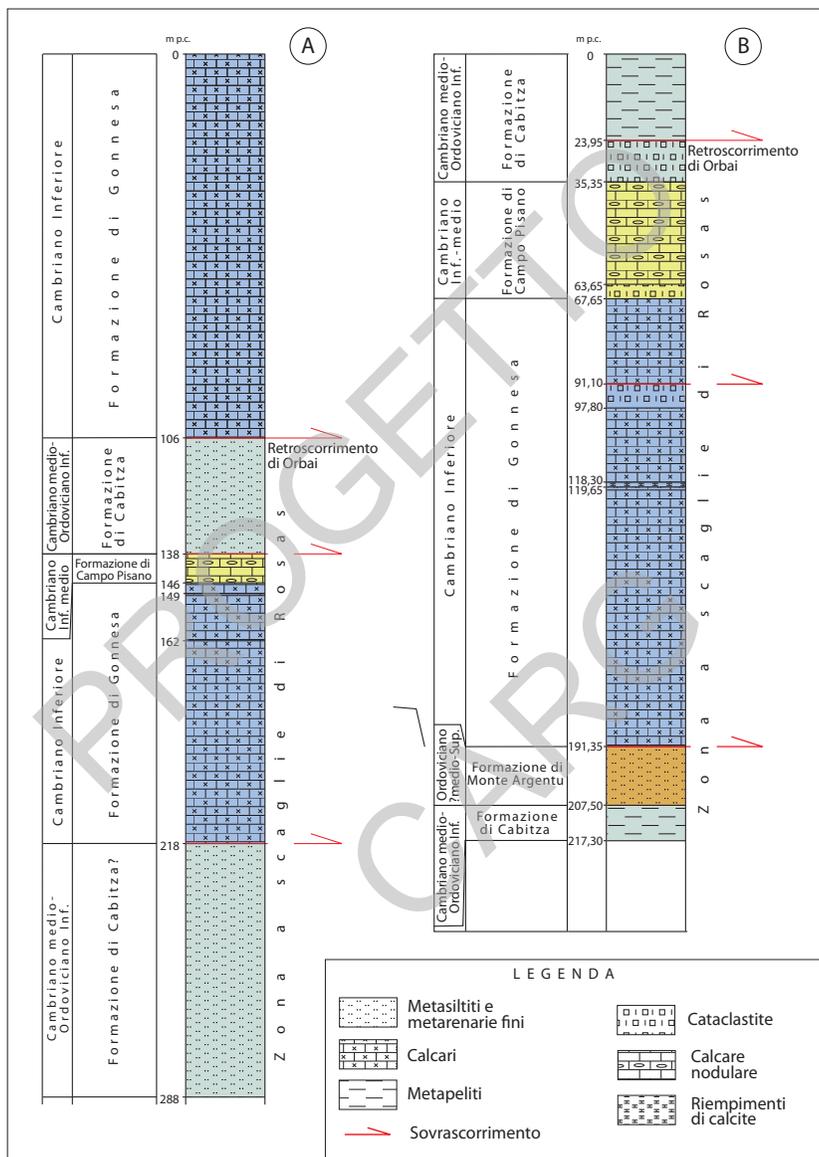


Fig. 10 - Colonna stratigrafica di due sondaggi eseguiti dalla Progemisa S.p.A. (Cagliari) nella valle del Tabaccao (Sondaggio A: coord.:721-424; Sondaggio B: coord.: 755-423); m.p.c.: metri dal piano di campagna. Le distinzioni formazionali e i contatti tettonici sono stati aggiunti in base a quanto emerso durante il rilevamento del Foglio 556 "Assemini".

trilobiti, *choeloscleritiphora* (*Chancelloria*), brachiopodi, spicole di spugne e hyolithidi (fig.11). I brachiopodi ed i trilobiti (*Protolenus* cf. *pisidianus*) presenti alla base della formazione indicano il Cambriano Inferiore (Leniano), mentre i trilobiti della parte media (*Paradoxides mureroensis*) e superiore (*Pardailhanian hispida*, *Corynexochus sardous*, *C. latus*, etc.) sono riferibili al Cambriano medio (Amgaiano) (RASETTI, 1972; GANDIN & PILLOLA, 1985; PILLOLA, 1987, 1991b; LOI *et alii*, 1995).

L'ambiente di deposizione della formazione è marino neritico, corrispondente ad un mare epicontinentale poco profondo e poco ossigenato, con apporti ritmici di materiale terrigeno fine (GANDIN & PILLOLA, 1985; GANDIN *et alii*, 1987). Questo tipo di sedimentazione testimonia nel Cambriano medio l'inizio dell'annegamento della piattaforma carbonatica in conseguenza di una supposta attività tettonica distensiva (COCOZZA & GANDIN, 1990). Secondo gli stessi Autori le facies nodulari sono da collegarsi alla deposizione su alti morfologici instabili, in via di subsidenza, mentre le facies massive e laminari testimoniano l'esistenza di zone morfologicamente più stabili sia su alti che in settori più profondi.

Lo spessore è in genere non stimabile con precisione in quanto i contatti con le unità litostratigrafiche sottostanti e sovrastanti sono spesso tettonizzati. Presso Pitz'e Corombus è possibile stimare uno spessore di 21 m. Valori simili sono misurati nel sondaggio eseguito nell'area di P.ta Orbai (v. fig.10).

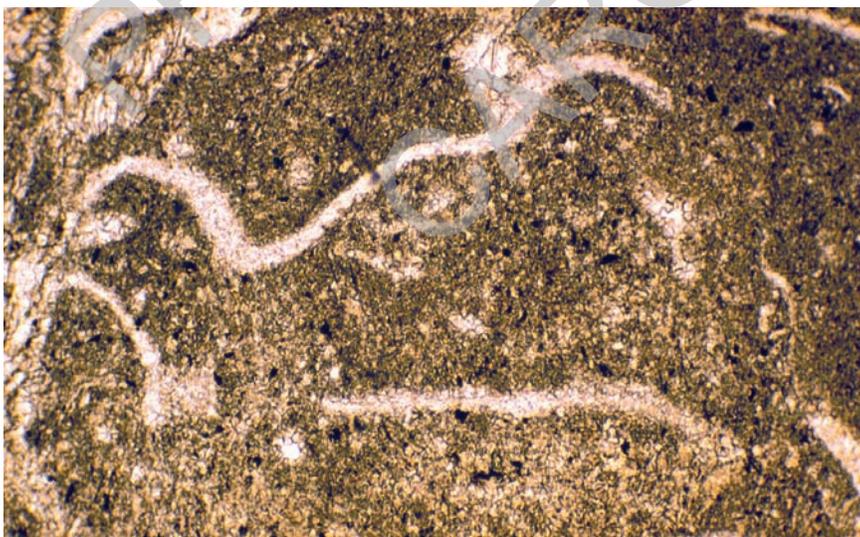


Fig. 11 - Calcare con frammenti di trilobiti della formazione di Campo Pisano. Foto in sezione sottile: nicol paralleli, larghezza reale: 10 mm. Ega 'e Fogus, coord.: 771-410.

1.1.1.4. - Formazione di Cabitza (“*Scisti di Cabitza*” *Auct.*) (CAB)

La formazione di Cabitza, istituita recentemente da PILLOLA (1991b) e conosciuta come “*Scisti di Cabitza*” *Auct.*, corrisponde al membro degli “Argilloscisti laminati” di RASETTI (1972). Affiora estesamente a S di P.ta ‘e Sirui, a S di M. Rosas e nella valle del Tabaccaio, dove è coinvolta in strutture plicative isoclinali. Inoltre è presente in alcune scaglie tettoniche nella zona a S di Campanasissa, dove è interessata da un termometamorfismo, dovuto all’intrusione dei granitoidi tardo-ercinici, che ne oblitera quasi completamente i caratteri sedimentari. Il contatto della formazione di Cabitza con la formazione di Campo Pisano è graduale, ma avviene in uno spessore limitato a pochi metri. La formazione è ricoperta in discordanza dai metasedimenti della formazione di Monte Argentu (v. fig.6).

Si tratta di una caratteristica successione formata da ritmiche alternanze millimetrico-centimetriche di metargilliti e metasiltiti varicolori, raramente carbonatiche (PALMERINI *et alii*, 1979), con subordinati livelli di metarenarie, generalmente fini.

La formazione nell’area del Foglio è costituita da tre litotipi principali, ben esposti nella valle a SW di M. Orri; dal basso:

- 1) Metasiltiti talora carbonatiche di colore bruno o verde senza strutture sedimentarie e con rare impronte fossili. Verso l’alto sono presenti strati decimetrici di metarenarie medio-fini con laminazioni incrociate e piano parallele.
- 2) Alternanze di metasiltiti chiare in lamine sub-planari millimetriche e metapeliti rosso scuro (fig.12). Le lamine chiare e le metapeliti rosse presentano strutture sedimentarie con alternato senso di trasporto, che LOI *et alii* (1995) ritengono riferibili ad un ambiente tidale. Sono presenti inoltre strati decimetrici di arenarie fini di colore rosso con laminazioni incrociate. Presso P.ta su Finugu sono presenti lenti e noduli carbonatici disposti parallelamente alla stratificazione. Verso l’alto si passa a strati (5-15 cm) di metarenarie a grana medio-grossolana con frequenti livelli di minerali pesanti, organizzate principalmente in laminazioni piano-parallele, incrociate e più raramente gibbose, tipiche dei depositi di tempesta. Gli strati, generalmente decimetrici, presentano un contatto basale solitamente erosivo su livelli siltitici massivi depositi in periodi di calma tra due eventi di tempesta. Gli strati arenacei talvolta hanno la forma a lente tipica delle strutture HCS (*hummocky cross stratification*).
- 3) Metapeliti e metasiltiti grigie alternate con lamine di metasiltiti chiare in cui è riconoscibile una certa gradazione del sedimento (*graded rhythmites*); sono le facies in cui, in altre zone, sono stati rinvenuti il *Rhabdinopora flabelliforme* e acritarchi (GANDIN & PILLOLA, 1985; BARCA *et alii*, 1987). La mancanza di strutture sedimentarie da onda indicherebbe una tranquilla deposizione in ambiente di *off-shore*.

Nella parte bassa della sequenza sono da tempo noti fossili del Cambriano medio: trilobiti (*Solenopleuropsis* cf. *ribeiroi*, *Paradoxides mediterraneus*, *P. brachyrachis*, etc.), rari brachiopodi, carpoidi sia interi che in placche (RASETTI, 1972; LOI *et alii*, 1995). Il rinvenimento di resti fossili nella parte medio-alta della formazione ha permesso di documentare anche il Cambriano Superiore con trilobiti (*Maladioidella* sp., *Proceratopyge* sp., *Onchonotellus* sp., *Macropyge* sp., etc.) (LOI *et alii*, 1995) e l'Ordoviciano Inferiore (Tremadoc), riconosciuto da PILLOLA & GUTIERREZ-MARCO (1988) grazie al graptolite *Rhabdinopora flabelliforme*. Questo dato è stato poi confermato dal rinvenimento di acritarchi (BARCA *et alii*, 1987) e del trilobite *Proteuloma geinitzi* (PILLOLA, 1991a).

Questa datazione è di particolare importanza poiché consente di precisare l'età della "discordanza sarda", che risulta così compresa tra l'Ordoviciano Inferiore (parte alta della formazione di Cabitza) e l'Ordoviciano Superiore (primi livelli datati paleontologicamente nella formazione di Monte Orri) e permette di correlare in maniera più precisa la "discordanza sarda" dell'Iglesiente con la "discordanza sarrabese" (CALVINO, 1959) della Sardegna SE.

I caratteri sedimentologici della formazione di Cabitza indicano un'evoluzione dell'ambiente da neritico a pelagico non molto profondo (GANDIN *et alii*, 1987). Lo spessore della formazione di Cabitza è difficilmente stimabile nell'area rilevata in quanto i metasedimenti sono coinvolti in deformazioni plicative polifasiche (fig.12). Nella zona a E e SE di P.ta 'e Sirui si stima uno spessore di circa 150 m.

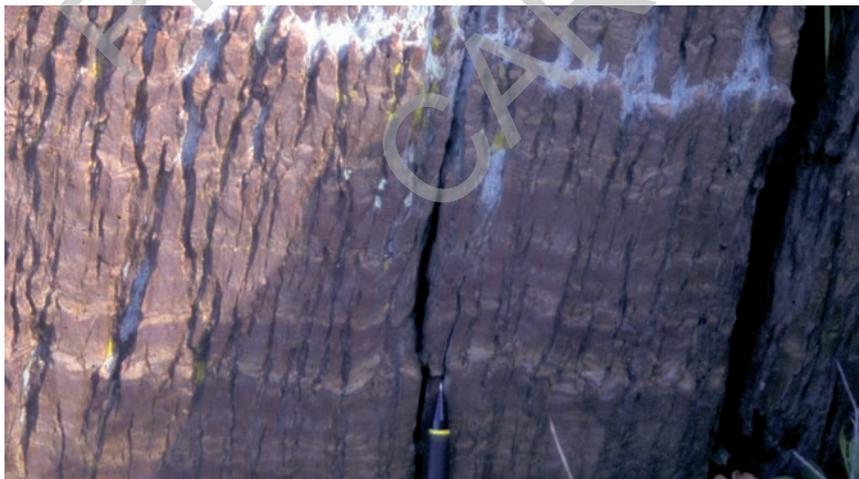


Fig. 12 - Alternanza di laminita arenacee chiare e metapeliti violacee della parte intermedia della formazione di Cabitza. È evidente la scistosità (S_{2a}) sub-verticale legata ai "sovrascorrimenti W-vergenti" della "II fase ercinica". Bega Rosas, coord.: 753-398.

1.1.2. - *Successione sedimentaria post-“discordanza sarda”*

Questa successione (v. fig.6) è in discordanza angolare su quella del Cambriano - Ordoviciano Inferiore; è rappresentata alla base da depositi grossolani, con frequenti olistoliti, connessi a un ringiovanimento del rilievo legato a scarpate di faglie attive e che passa lentamente a condizioni di relativa stabilità, con depositi clastici a minore granulometria, fino all'Ashgill superiore quando si hanno depositi che testimoniano un'attività tettonica con vulcanismo attivo (LOI & DABARD, 1997).

1.1.2.1. - Formazione di Monte Argentu (“*Puddinga*” *Auct. p.p.*) (AGU)

La formazione di Monte Argentu, la cui parte basale è più nota come “*Puddinga*” *Auct. p.p.* (v. figg.1, 6), affiora esclusivamente nella parte sud-occidentale del Foglio Assemini (M. Orri, M. Rosas, Campanasissa, *etc.*).

È discordante sulle formazioni pre-caradociane (“discordanza sarda”) ed è ricoperta in concordanza dalla formazione di Monte Orri. Il contatto con la sottostante formazione di Cabitza è ben esposto sia nella zona a E di P.ta ‘e Sirui che nella zona di Arcu Perdu Sanna, la discordanza angolare è ben esposta nei pressi di Genn’e Pira. Affioramenti tipici della formazione si trovano anche a SE di M. Rosas e a E di P.ta Sissineddu presso Campanasissa.

Nell’area di studio sono stati riconosciuti due dei tre membri in cui la formazione è classicamente suddivisa: il membro di Punta Sa Broccia, costituito da prevalenti metaconglomerati, ed il membro di Medau Murtas costituito da metasiltiti e metarenarie prevalenti. Non è stato rinvenuto il membro di Rio Is Arrus.

Il membro di Punta Sa Broccia (AGU₁) affiora sporadicamente presso Genna Pira, Rosas e ad E di M. Orri. È caratterizzato da metaconglomerati molto eterogenei, poligenici, eterometrici e ad elementi prevalentemente spigolosi o poco arrotondati di diametro variabile dal decimetro al metro. La composizione dei clasti rispecchia la natura delle rocce del substrato (metarenarie della formazione di Cabitza). Il cemento è generalmente arenaceo-ematitico di colore rosso vinaccia. Verso l’alto le dimensioni dei clasti diminuiscono fino a passare a prevalenti metaconglomerati minuti a cemento pelitico-ematitico in alternanza con metarenarie, metasiltiti, metargilliti e metagrovacche con lenti di metaconglomerati grossolani (fig.13).

Il membro di Medau Murtas (AGU₃) costituisce la parte preponderante della formazione affiorante nel foglio. È formato da metasiltiti e metarenarie fini di caratteristico colore rosso vinaccia con frequenti *reduction spot* di dimensioni millimetriche e colore verde-giallastro. Spesso la superficie di stratificazione è marcata da alternanze di colore viola-verde, sia millimetriche che metriche, talvolta

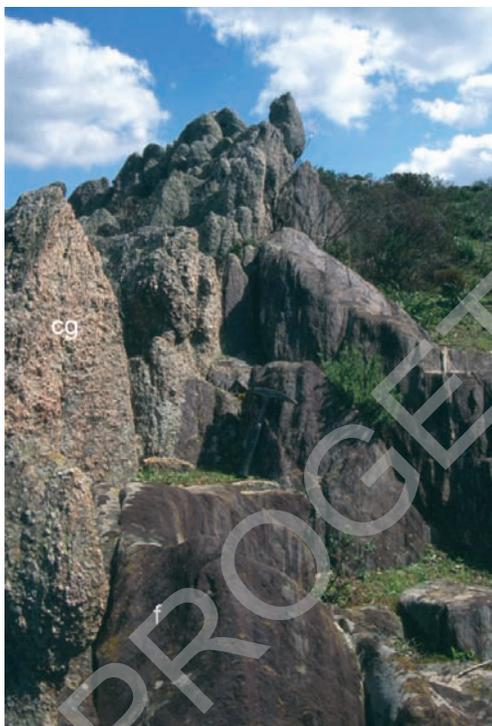


Fig. 13 - Livelli di metaconglomerati (cg) e metasiltiti (f) nella parte basale della formazione di Monte Argentu. Genna Pira, coord.: 724-409.

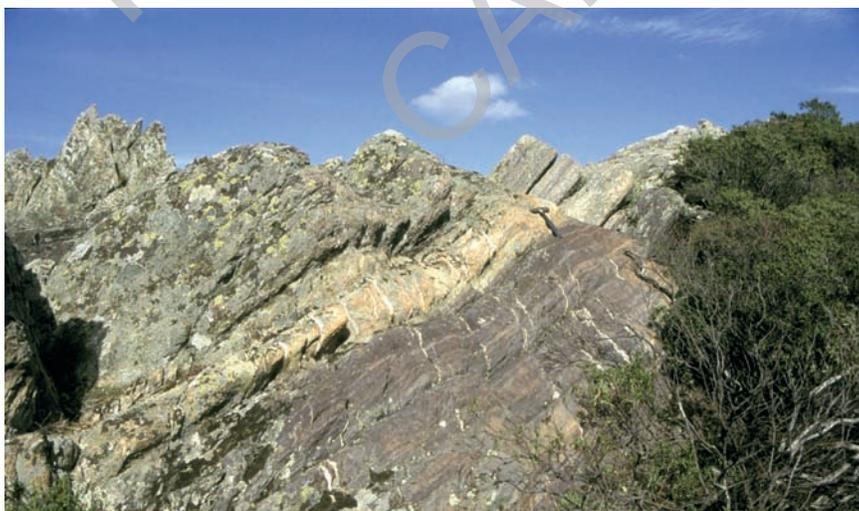


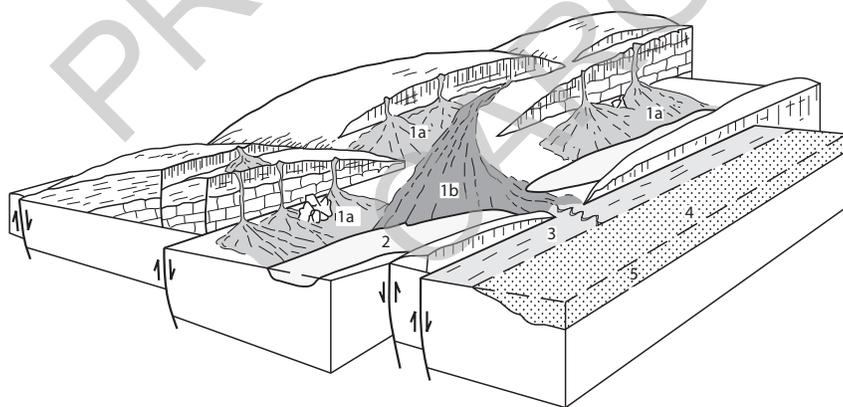
Fig. 14 - Alternanze metriche di metasiltiti viola e verdi della formazione di Monte Argentu. P.ta Ferru Cuaddu, coord.: 732-409.

visibili anche in panorama (M. Cadelanu e presso P.ta Ferru Cuaddu) (fig.14). Caratteristiche della parte più alta della formazione sono lenti non cartografabili di metaconglomerati minuti costituiti esclusivamente da clasti di quarzo.

Nel corso del rilevamento del foglio non sono stati rinvenuti resti fossili, che in letteratura sono segnalati solo eccezionalmente in questa formazione e non hanno significato cronostratigrafico. L'attribuzione cronostratigrafica all'Ordoviciano medio? - Superiore della formazione è definita dall'età dei terreni più recenti sottostanti la trasgressione, che sono dell'Ordoviciano Inferiore, e dai livelli fossiliferi del Caradoc superiore (formazione di Monte Orri) che la sormontano ovunque.

Secondo COCOZZA *et alii* (1974) l'ambiente deposizionale era fluviale o delizioso e l'abbondante materiale ematitico presente nel cemento dei metaconglomerati testimonia l'alimentazione da una terra emersa, sottoposta a condizioni climatiche alternativamente caldo-umide e secche. MARTINI *et alii* (1991) hanno confermato il carattere sin-tettonico di questa formazione e hanno distinto al suo interno numerose litofacies (fig.15). Questa formazione rappresenta un ciclo trasgressivo che inizia con conoidi alluvionali e prosegue in una piana alluvionale distale, dove prevalgono sedimenti progressivamente più fini.

Lo spessore medio della formazione nell'area rilevata è di circa 130 m.



- | | | | |
|----|--|---|--|
| 1a | Conoidi alluvionali basali carbonatiche | 3 | Piana alluvionale con corsi d'acqua meandriformi |
| 1b | Conoidi alluvionali basali con clasti scistosi | 4 | Spiaggia esterna |
| 2 | Delta conoidi lacustri | 5 | Piattaforma |

Fig. 15 - Ambiente deposizionale della formazione di Monte Argentu (1a, 1b, 2 e 3) e la sua transizione con le sovrastanti formazioni marine dell'Ordoviciano Superiore (4 e 5). Modificato da MARTINI *et alii* (1991).

1.1.2.2. - Formazione di Monte Orri (MRI)

Questa formazione (v. fig.1, fig.6) affiora nella valle di Rio San Marco e a S della valle del Cixerri (Rosas e a N di Campanasissa), dove fa parte di una struttura monoclinale costituita dalla successione dell'Ordoviciano Superiore - Siluriano. Il contatto basale con la formazione di Monte Argentu è graduale; quello con la sovrastante formazione di Portixeddu è concordante e caratterizzato dalla comparsa di frequenti livelli di accumulo di resti fossili più o meno abbondanti.

La formazione di Monte Orri (LEONE *et alii*, 1991) è costituita da alternanze di metasiltiti da grigie a verde oliva, metargilliti, metarenarie siltose fini e grossolane; metarenarie e metasiltiti grigio scure debolmente carbonatiche con rari resti fossili. A S di P.ta 'e su Lisau è possibile seguire con una discreta continuità la formazione: le litologie basali sono costituite da alternanze di metasiltiti di colore verde scuro e strati (3-10 cm) di metarenarie a grana medio-fine di colore marrone chiaro con composizione quarzoso-feldspatica organizzate in laminazioni incrociate, a debole angolo e piano-parallele, marcate da livelli millimetrici ricchi di minerali pesanti (LOI, 1993).

Sono spesso presenti bioturbazioni e icnofossili. Superiormente, in alternanza con siltiti di colore verde scuro, compaiono strati da decimetrici a metrici di metarenarie da medie a grossolane, talvolta conglomeratiche, di colore grigio chiaro prevalentemente costituite da granuli di quarzo e subordinati feldspati.

Queste metarenarie presentano caratteristiche strutture sedimentarie: laminazioni incrociate e piano-parallele, laminazioni "gibbose" (HCS: *hummocky cross stratification*) riferibili a episodi di tempesta. Esempi di questi particolari litotipi sono presenti a S di P.ta 'e su Lisau (coord: 769-451), in località Gutturu Andria Pani e sul versante NE di M. Orri.

Sono presenti frequenti icnofossili (facies a *Skolithos*) e rari resti di brachiopodi, bivalvi (?*Modiolopsis*) e trilobiti (*Dalmanitina* cf. *proaeva*, *Deanaspis* sp., *Nobiliasaphus* sp., *Colcorypke* cf. *grandis*, *Lichas* sp.) dell'Ordoviciano Superiore (Caradoc superiore) (MACCAGNO, 1965; COCOZZA *et alii*, 1974; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1978; LEONE *et alii*, 1991; HAMMAN & LEONE, 1997).

Lo spessore è di circa 150 m. È bene sottolineare che l'ampio affioramento dell'area di Rosas è dovuto a raddoppi tettonici, e non è esclusa la presenza di scaglie anche delle altre formazioni dell'Ordoviciano Superiore, ma la scarsa continuità laterale, nonché l'alterazione idrotermale subita dalle rocce affioranti in quest'area, ha obliterato la maggior parte delle caratteristiche primarie e impedisce una cartografia più dettagliata.

L'ambiente deposizionale è costiero, con rapide variazioni del livello marino. Il tipo di sedimentazione e la fauna testimoniano una trasgressione marina su un'area a morfologia pianeggiante (LEONE *et alii*, 1991).

1.1.2.3. - Formazione di Portixeddu (PTX)

La formazione di Portixeddu è particolarmente ben esposta a S della valle del Cixerri (M. Lisau, N di M. Orri) e nella valle di Rio San Marco.

Poggia in concordanza sulla formazione di Monte Orri ed è ricoperta ancora in concordanza dalla formazione di Domusnovas (v. fig.6).

Il contatto con la formazione sottostante è graduale ed è marcato dalla presenza di frequenti resti fossili in litologie pelitiche.

La parte inferiore di questa unità litostratigrafica è costituita essenzialmente da metasiltiti e metapeliti grigio-scure o grigio-verdi molto fossilifere, con rari livelli scuri millimetrici e strati di arenarie fini alternati con metasiltiti di colore grigio. Sono presenti livelli e noduli centimetrici fosfatici, piritici e silico-alluminosi riconoscibili spesso dal colore chiaro che assumono per alterazione. Questi sono visibili a E di M. Cadelanu (coord.: 775-449) e lungo alcuni tagli stradali della strada statale 293 circa al km 41 (coord.: 822-409). La parte medio-alta della formazione appare più monotona essendo costituita esclusivamente da metasiltiti e metapeliti massive di colore verde o grigio con rarissimi livelli millimetrici scuri piano-paralleli.

In un taglio stradale lungo una carrareccia in località Gutturus sono presenti numerosi resti fossili; si tratta di brachiopodi (ortidi), briozoi, cistoidi, crinoidi, peraltro presenti in quasi tutti gli affioramenti della formazione. Anche a N di P.ta 'e Lisau, lungo la strada a fondo naturale che costeggia il versante meridionale dell'altura a quota 174 m, sono presenti numerose tracce fossili in matrice rossastra.

La formazione di Portixeddu mostra un alto contenuto fossilifero studiato e descritto da numerosi Autori fin dal XIX secolo (ZOPPI, 1888; NOVARESE, 1914; GORTANI, 1923; NOVARESE & TARICCO, 1923; MACCAGNO, 1965; LAUFELD, 1973; LEONE, 1973; LEONE *et alii*, 1991). La fauna tipica comprende brachiopodi, briozoi, cistoidi, crinoidi, e subordinatamente gasteropodi, bivalvi, trilobiti, cornuliti, conularidi e coralli isolati (rugosa). Secondo LEONE *et alii* (1991), cui si rimanda per una completa rassegna paleontologica, questa formazione ha il contenuto fossilifero di seguito descritto.

La parte basale è caratterizzata da orizzonti con brachiopodi (*Svobodaina havliceki*, *Rafinesquina lignani*, *Aegiromena aquila*, *Iberomena sardoa*, *Rafinesquina pseudoloricata*, *Rostricellula termieri*), trilobiti (*Dreyfussina* ? sp. = *Homalonotus sardous*?), frammenti di briozoi e echinodermi del Caradoc.

La parte media contiene un orizzonte prevalentemente a brachiopodi (*Aegiromena meneghiniana*, *Svobodaina* cf. *ellipsoides*, *Rafinesquina* cf. *pseudoloricata* e *Drabovia* sp.) che documenta il passaggio Caradoc-Ashgill o che è situato immediatamente sopra tale passaggio.

La parte superiore contiene in prevalenza brachiopodi (*Nicolella actoniae*, *Dolerorthis maxima*, *Dolerorthis intermedia*, *Eridorthis angustisulcata*, *Saukrodyctia reticula*, *Leangella anaelyta*, *Eoplectodonta* (*Kozlowskites*) *ichnusae*, *Longvillia mediterranea*, *Iberomena sardoa*, *Porambonites* (*Porambonites*) *magnus*, *Eoanastrophia pentamera*) e trilobiti (*Dalmanitina* (*Dalmanitina*) cf. *lamarmorai*, ?*Callymenesun* sp., *Lichas* sp., *Dicranopeltis* sp., *Pseudosphaerexochus* (*Pseudosphaerexochus*) sp., *Eccoptochile* sp., *Onnia* sp., *Nobiliasaphus* cf. *kumatox*, *Ulugtella* aff. *convergata*, *Iliaenidae* inc., *Proetida* inc.) dell'Ashgill.

Sulla base del contenuto fossilifero questa formazione viene dunque attribuita all'Ordoviciano Superiore al passaggio Caradoc-Ashgill.

L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma interna, più prossimale nella parte basale della formazione e più distale in quella sommitale (LEONE *et alii*, 1991). Lo spessore massimo non supera gli 80 m.

1.1.2.4. - Formazione di Domusnovas (DMV)

È particolarmente ben esposta lungo la valle del Rio San Marco e, con spessori minori, nel versante meridionale della valle del Cixerri. Poggia in apparente concordanza sulla formazione di Portixeddu e superiormente passa, sempre in concordanza, alla formazione di Rio San Marco.

La formazione di Domusnovas è costituita da una successione terrigena suddivisibile in due membri (LEONE *et alii*, 1991): uno basale a composizione prevalentemente arenacea (membro di Maciurru) e uno sommitale essenzialmente silteico e carbonatico (membro di Punta S'Argiola) (v. fig.6).

Il membro di Maciurru (DMV₁) affiora in modo continuo nell'area NW del Foglio Assemini e in modo discontinuo nella parte settentrionale della successione ordovicianica riconosciuta sul versante meridionale della valle del Cixerri. È ben esposto in località Perda Muzza (coord. 728-552) e lungo i versanti occidentali di P.ta Intruxeri, P.ta Pira Roma e Cuccuruneddu (valle di Rio San Marco). A NW di Cuccurdoni Mannu i litotipi basali del membro sono difficilmente distinguibili a causa del termometamorfismo. Il passaggio al soprastante membro di Punta S'Argiola (DMV₂) è netto e marcato dalla comparsa di metapeliti carbonatiche verdastre. Il contatto con la sottostante formazione di Portixeddu è marcato dal cambio di granulometria dei sedimenti: da metapeliti prevalenti a metarenarie prevalenti. La parte inferiore del membro (DVM₁) è caratterizzata da strati (spessore 5-15 cm) di metarenarie a granulometria medio-fine di colore generalmente grigio, organizzate in laminazioni incrociate a composizione quarzoso-feldspatica con abbondanti minerali micacei; sono qui presenti rari resti fossili di brachiopodi, briozoi e articoli di crinoide. La parte medio-alta è costituita da caratteristici

strati di metarenarie medio-grossolane fino a conglomeratiche di colore bianco, costituite quasi esclusivamente da granuli e clasti di quarzo e subordinatamente feldspati subarrottondati e generalmente poco selezionati.

Per quanto riguarda il contenuto paleontologico sono presenti associazioni di brachiopodi dell'Ordoviciano Superiore (Ashgill inferiore) (*Nicolella actoniae*, *Dolerorthis intermedia*, *Onniella novaresei*, *Reuschella* sp., *Drabovia* sp., *Leptestiina meloui*, *Iberomena sardoa*), briozoi e artigli di crinoidi; in località Perda Muzza è stata segnalata una associazione monospecifica di un nuovo genere di *Rhynchotrematide* (LEONE *et alii*, 1991).

Questo membro testimonia una sedimentazione regressiva, legata alle glaciazioni dell'Ordoviciano Superiore (LEONE *et alii*, 1991).

Lo spessore totale del membro di Maciurru è di circa 30-40 m nell'area NW del Foglio Assemini mentre tende a ridursi fino a scomparire nell'area a S della valle del Cixerri.

Il membro di Punta S'Argiola (DMV₂) affiora nel fianco meridionale della valle del Cixerri e nella valle del Rio San Marco. Il contatto con il sottostante membro di Maciurru è netto nella valle del Rio San Marco; poggia invece direttamente sulla formazione di Portixeddu in prossimità della S.S. 293. Lungo i tagli stradali della S.S. 293 e nell'area a N di Campanasissa il membro ha subito termometamorfismo. Il passaggio alla sovrastante formazione di Rio San Marco è marcato generalmente dalla comparsa di strati decimetrici di breccie vulcanoclastiche del membro di Punta Arenas (RSM₁). Il contatto è ben esposto lungo le strade a fondo naturale a S di P.ta Ollastu e ad W di Conca Arrubia.

La parte basale del membro è costituita esclusivamente da metapeliti verdi più o meno carbonatiche, massive, con numerosi resti di brachiopodi e briozoi (fig.16) ed è particolarmente ben esposta sul versante occidentale di P.ta Intruxeri dove è anche ben esposto il contatto stratigrafico con il membro di Maciurru (DMV₁). La parte intermedia del membro è costituita da metapeliti carbonatiche omogenee di colore rosso caratterizzate da vari orizzonti metrici ricchissimi in fossili (cefalopodi, brachiopodi, briozoi, crinoidi, trilobiti e ostracodi). La parte superiore del membro, costituita prevalentemente da metapeliti e metasiltiti rosse, è caratterizzata dalla presenza di noduli centimetrici neri di ossidi di Fe e Mg disposti in livelli continui (spessore 0,2-1 cm). Questi livelli sono ben esposti nel versante W di P.ta S'Argiola ed in località Perda Muzza. Nella sella ad E di P.ta Pranu Ilixis è presente un banco spesso circa 2 m di calcare silicizzato caratterizzato da bandature colorate che appartiene alla parte inferiore del membro; questo banco si segue con continuità in tutta l'area dell'alta valle di Rio San Marco.

I caratteri sedimentologici e paleontologici indicano per la parte superiore del membro di Punta s'Argiola (DMV₂) un ambiente di piattaforma esterna o scarpata (LEONE *et alii*, 1991). Lo spessore è di 50-60 m.

Il contenuto paleontologico del membro è abbondante; sono segnalati abbondanti briozoi, crinoidi, conodonti (VINASSA DE REGNY, 1927; HAVLICEK *et alii*, 1986; CONTI, 1990; FERRETTI & SERPAGLI, 1991). LEONE *et alii* (1991) descrivono almeno due orizzonti fossiliferi: uno alla base del membro con numerosi briozoi (*Papillalunaria magnum*, *Prasopora fistuliporides*, *Diplotrypa Sardoia*), brachiopodi (*Nicolella actoniae*, *Dolerorthis maxima*, *D. intermedia*, *Eridorthis angustisulcata*, *Saukrodictya reticula*, *Leangella anaelyta*), cistoidi (*Corylocrinus* sp.), rari trilobiti (*Eccoptochile* sp.) e conodonti (*Amorphognatus ordovicicus*, *Hamarodus europaeus*, *Scabbardella altipes*). Nella parte mediana del membro si rinviene un secondo orizzonte con: brachiopodi (*Dedzetina* sp., *Leangella (Leptestiina) aonensis*, *Epytomyonia* sp., *Christiania* sp., *Jezercia* cf. *astiarica*, *Foliomena folium*, *Christiania nilssoni*), trilobiti (*Cyclopyge* sp., *Symphysops* aff. *armatus*, *Ovalocephalus tetrasulcatus*, *Arthrorhachis tarda*, *Birmanites* cf. *latus*, etc.).

Le biofacies a trilobiti e a brachiopodi (FERRETTI & SERPAGLI, 1991; LEONE *et alii*, 1991) permettono di riferire la formazione di Domusnovas all'Ordoviciano Superiore (Ashgill inferiore).

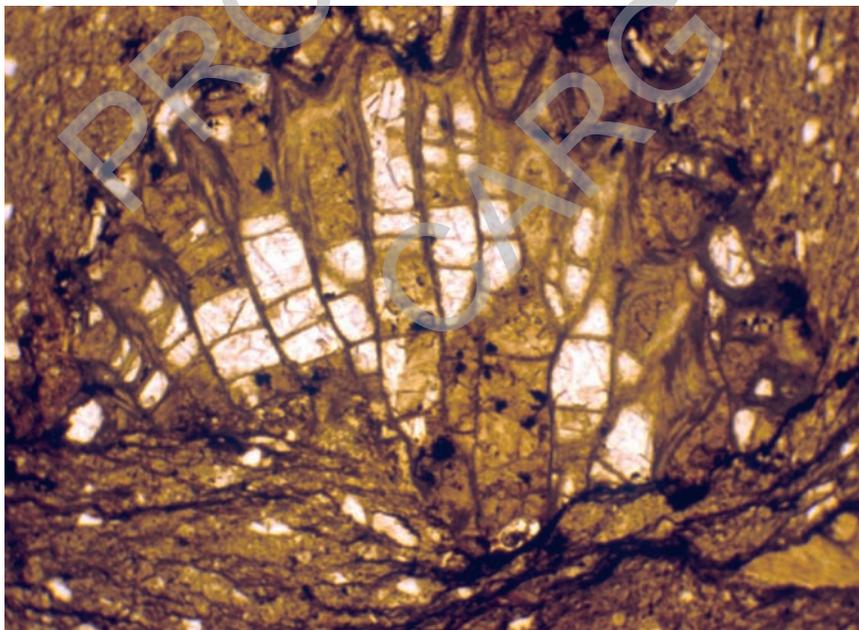


Fig. 16 - Frammento di briozoi contenuti nel membro di Punta s'Argiola della formazione di Domusnovas. Foto in sezione sottile: nicol paralleli, larghezza reale: 3 mm. P.ta S'Argiola; coord.: 731-547.

1.1.2.5. - Formazione di Rio San Marco (RSM)

Costituisce la parte sommitale della successione dell'Ordoviciano Superiore affiorante nel versante meridionale della valle del Cixerri e nella valle del Rio San Marco. Si tratta di depositi clastici, essenzialmente torbiditici (di tempesta), suddivisibili in quattro membri (LEONE *et alii*, 1991), che dal basso verso l'alto sono: membro di Punta Arenas, membro di Cuccuruneddu, membro di Serra Corroga, membro di Girisi (v. fig.6).

Il membro di Punta Arenas (RSM₁) è ben esposto sul versante meridionale di P.ta Ollastu, sul versante occidentale di Cuccuruneddu e sul versante occidentale di P.ta Pira Roma dove sono anche evidenti i contatti stratigrafici inferiore e superiore del membro.

Il membro di Punta Arenas è costituito principalmente da metabrecce (fig.17) e metaconglomerati matrice sostenuti di color verde scuro, eterometrici, con elementi che possono raggiungere i 50 cm di diametro alternati con strati di spessori variabili (1-40 cm) di metapeliti e metasiltiti di colore grigio scuro e nero. I clasti delle metabrecce e dei metaconglomerati sono principalmente costituiti da vulcaniti basiche. Presso Perda Muzza, LEONE *et alii* (1995) segnalano negli strati basali la presenza di livelli carbonatici ricchi in ossidi di Mn. In località Serra Giommaria, i metaconglomerati sono ben esposti e si presentano in alternanza con livelli di metasiltiti scure. Presso Narboni Aresu e sul versante meridionale di P.ta Forru de sa Ni i clasti delle metabrecce raggiungono dimensioni di 20 cm.



Fig. 17 - Metabreccia con clasti di vulcanoclastiti del membro di Punta Arenas (formazione di Rio San Marco). Narboni Aresu, coord.: 802-428.

Il passaggio al sovrastante membro di Cuccuruneddu è netto e marcato dalla presenza di strati decimetrici di arenarie micacee.

Lo spessore massimo di questo membro è circa 35 m.

Il contenuto fossilifero è costituito da rari frammenti di briozoi e graptoliti (*Glyptograptus* sp. e *Glyptograptus* sp. ex gr. *persculptus*) che non danno indicazioni cronostratigrafiche (LEONE *et alii*, 1991).

Il membro di Cuccuruneddu (RSM₂) è particolarmente ben esposto lungo i tagli della strada che costeggia il Rio Baccu de Moi. Il passaggio al sovrastante membro di Serra Corroga è netto. Nell'area a S della valle del Cixerri il membro di Cuccuruneddu è quasi sempre direttamente a contatto con il membro di Girisi (RSM₄) mentre nella valle del Rio San Marco il contatto è con il membro di Serra Corroga (RSM₃). È caratterizzato da un'alternanza ritmica di livelli torbiditici metapelitici e metarenacei, di colore grigio-bruno (fig.18). I livelli torbiditici presentano solitamente gli intervalli T_{b-c} e T_{c-e} della sequenza di *Bouma*. Lungo la S.S. 293 affiorano le tipiche litologie del membro di Cuccuruneddu costituite quasi esclusivamente da alternanze di strati di spessori variabili (5-20 cm) di metarenarie medio-fini e livelli di metapeliti. Le metarenarie sono talvolta gradate o laminate e verso l'alto contengono *ripples* trattivi di cui spesso si conserva il



Fig. 18 - Alternanza di orizzonti torbiditici pelitici e arenacei del membro di Cuccuruneddu (RSM₂) (formazione di Rio San Marco). Lungo il Rio San Marco, N di P.ta s'Argiola, coord.: 732-552. (foto: F. Leone).

solo *lee side*. Il contatto basale appare generalmente erosivo con piccole tasche d'erosione. Le metarenarie sono in genere poco selezionate avendo quasi sempre una certa componente di silt, mentre le metapeliti sono laminate (circa 1 mm) o massive. Lungo la strada presso Rio Baccu de Moi affiorano metarenarie medio-fini, talora più grossolane, organizzate in laminazioni piano-parallele di spessore millimetrico e laminazioni incrociate a debole inclinazione.

Il membro di Cuccuruneddu è scarsamente fossilifero; in alcuni livelli pelitici sono stati segnalati acritarchi e chitinozoi (DEL RIO *et alii*, 1979), mentre in una intercalazione grossolana presente alla base sono stati rinvenuti *Hindella crassa incipiens* ed altri brachiopodi articolati (LEONE *et alii*, 1991). Sono frequenti superfici di strato con ichnofossili (ad es. a *Guttureus* e sull'altura denominata Conca Arrubia). Lo spessore del membro è di circa 80 m.

Il membro di Serra Corroga (RSM₃) affiora in maniera abbastanza continua nell'area della valle del Rio San Marco mentre si rinviene in modo assai più discontinuo sul versante meridionale della valle del Cixerri. È prevalentemente costituito da una successione di metasiltiti grigio-scure e nerastre finemente laminate. Alla base sono presenti alternanze di metarenarie fini e peliti, verso l'alto seguono siltiti con rari livelli arenacei. Nella parte sommitale sono presenti metasiltiti con laminazione piano-parallela e rari livelli di conglomerati a granulometria fine.

Il membro contiene un sottile livello fossilifero con briozoi, articoli di crinoidi e brachiopodi quali *Dalmanella* sp., *Mirorthis* cf. *mira*, *Hirnantia* sp., *Kinnella kielanae* e *Plectothyrella crassicosta* (LEONE *et alii*, 1991) di età Ashgill superiore (Hirnantiano).

Lo spessore varia da 0 a 12 m, generalmente è di circa un paio di metri.

Il membro di Girisi (RSM₄) è caratterizzato alla base da metasiltiti con strutture torbiditiche di colore grigio scuro (fig.19) che passano verso l'alto a metapeliti con rari livelli arenacei. Caratteristiche della parte superiore di questo membro sono le peliti micacee grigio scure in cui si riconoscono clasti (fino a 4 mm) di quarzo. Il passaggio alla formazione di Genna Muxerru è evidente e marcato dalla comparsa di filladi carboniose scure.

Il contenuto paleontologico del membro di Girisi è limitato ad acritarchi con associazioni di *Neoveryhachium carminae* (DEL RIO *et alii*, 1979).

LEONE *et alii* (1991) considerano questi litotipi come depositi glacio-marini sedimentati in mare aperto. La bassa competenza delle litologie del membro di Girisi e la scarsità di buoni affioramenti rende molto difficile una descrizione più accurata. Il membro di Girisi ha uno spessore valutabile tra 40 e 100 m.

Il contenuto paleontologico dell'intera formazione di Rio San Marco, rappresentato da briozoi, graptoliti, acritarchi, chitinozoi e brachiopodi (LEONE *et alii*, 1991), ne permette una sicura attribuzione all'Ordoviciano Superiore (Ashgill superiore).



Fig. 19 - Metapeliti del membro di Girisi (formazione di Rio San Marco). S_0 : stratificazione, S_{2b} : scistosità. Lungo il Rio San Marco, N di P.ta S'Argiola, coord.: 732-554. (foto: F. Leone).

1.1.2.5. - Formazione di Genna Muxerru ("Scisti a graptoliti" Auct.) (MUX)

La formazione di Genna Muxerru ("Scisti a graptoliti" Auct., "Argilliti nere" Auct., v. fig.1) affiora in modo molto discontinuo poiché nel Foglio Assemini è presente esclusivamente alla base dell'Unità tettonica dell'Arburese (v. fig.6). Gli affioramenti migliori si trovano lungo la S.S. 195 in prossimità di Sa Guardia de Muscurai e ad E della S.S. 293. Poggia sempre sulla formazione di Rio San Marco e a Serra de Muscurai è ricoperta dalla formazione di Fluminimaggiore.

Si tratta di metargilliti e metasiltiti carboniose, con locali intercalazioni di metarenarie a matrice carbonatica (fig.20); nella parte inferiore gli scisti carboniosi contengono intercalazioni di quarziti nere ("Liditi" Auct.).

Il ritrovamento di graptoliti appartenenti alle zone *Monoclimacis griestoniensis-Parakidograptus acuminatus* permette di riferire questa successione alla parte bassa del Siluriano (Llandovery).



Fig. 20 - *Alternanze di metarenarie e metasiltiti carboniose della formazione di Genna Muxerru piegate, a muro del "Sovrascorrimento dell'Arburese" ("II fase ercinica"). Sa Guardia de Muscurai, coord.: 773-464.*

Queste litofacies corrispondono probabilmente ad una sedimentazione condensata in ambiente marino epicontinentale, in condizioni prevalentemente riducenti (SERPAGLI, 1971). Mentre la sedimentazione ordoviciana risentiva dell'*inlandis* africano, quella siluriana è condizionata da una variazione climatica che ha determinato la riduzione della calotta glaciale ed ha contribuito alla generalizzata trasgressione siluriana (GNOLI *et alii*, 1990). Lo spessore apparente della formazione è di circa 60 m.

1.1.2.6. - Formazione di Fluminimaggiore ("Calcari ad *Orthoceras*" Auct. p.p.) (FLU)

La formazione di Fluminimaggiore (v. fig.1) affiora in prossimità di S'Argiola, presso la parte bassa della valle del Rio San Marco, lungo il bordo meridionale della valle del Cixerri, presso Castello Gutturus, sulla sponda destra del Rio Loddiri e presso l'altura denominata Sa Guardia de Muscurai, dove è possibile osservare il contatto con la sottostante formazione siluriana di Genna Muxerru. Il contatto sommitale della formazione è sempre di natura tettonica ed è rappresentato dal Sovrascorrimento dell'Arburese (v. fig.6).

La formazione è costituita da calcari grigi generalmente nodulari (fig.21).

La fauna è principalmente costituita da cefalopodi e bivalvi. Sono presenti anche ostracodi, graptoliti, conodonti, *etc.* (GNOLI *et alii*, 1990). Le associazioni di conodonti rinvenute nella zona di S'Argiola appartengono alle biozone ad *Ozarkodina sagitta sagitta*, *Kockelella ranuliformis*, del Wenlock e *Ozarkodina remscheidensis*, *Oulodus elegans detortus* del Pridoli. La presenza del crinoide pelagico *Scyphocrinites*, segnalata da GNOLI *et alii* (1988), ha documentato il Lochkoviano basale all'interno dei calcari di questa formazione e quindi il passaggio Siluriano-Devoniano. L'età complessiva della formazione è perciò attribuibile al Siluriano Inferiore - Devoniano Inferiore (Wenlock - Lochkoviano Inferiore). Lo spessore apparente della formazione è 15 m.



Fig. 21 - Calcari della formazione di Fluminimaggiore. Si noti la deformazione subita da questa roccia, affioramento immediatamente sottostante il Sovrascorrimento dell'Arburese. N di Castello Gutturus, coord.: 776-462.

1.1.2.7. - Formazione di Mason Porcus (“Calcari ad *Orthoceras*” Auct. p.p.) (MPS)

Nell'area del Foglio vengono attribuiti a questa formazione unicamente due affioramenti di modesta estensione. Quello meglio esposto affiora in località Gruttixedda (coord.: 729-591) poco a W di Cuccurdoni Mannu. Si tratta di calcari debolmente deformati, con struttura nodulare, in strati di circa 40 cm, alternati a sottili livelli di peliti carboniose. Analisi micropaleontologiche effettuate nell'ambito del Progetto CARG nel calcare di Gruttixedda hanno rinvenuto la presenza

di conodonti (*Belodella* sp., *Pseudooneotodus beckmanni*, *Lanea eoeleanorae*, *Pandorinella steinhorneusis*, *Ozarkodina wurmi*, *Pedavis mariannae*) appartenenti alla *pirenaeae Zone* che permette di attribuire la formazione di Mason Porcus (GNOLI *et alii*, 1988) al Devoniano Inferiore (Lochkoviano-Pragiano).

In località Su Nuargi (coord.: 720-532), al limite tra la valle del Rio San Marco e la piana del Cixerri, è presente un banco di calcare nodulare, di colore grigio con tessitura *wackestone* e *wackestone-packstone*, con abbondanti tentaculiti, rari ostracodi, bivalvi, frammenti di ammoniti e di trilobiti (CORRADINI, 1998). Lo studio dell'associazione a conodonti (OLIVIERI, 1985) evidenzia la presenza delle biozone: *Middle varcus*, *Late rhenana*, *Early* e *Late rhomboidea* e *Late varcus* del Givetiano-Emsiano, per cui questo è l'unico affioramento dove è stato documentato il Devoniano Medio-Superiore (Givetiano-Famenniano). Non essendo stata finora formalmente istituita nella Zona esterna una formazione per questo intervallo cronostratigrafico, questo affioramento è stato cartografato come formazione di Mason Porcus.

La formazione affiora in maniera discontinua e il tetto non è mai visibile, lo spessore apparente è di circa 15 m.

1.1.3. - Depositi sintettonici tipo “*Culm*”

1.1.3.1. - Formazione di Pala Manna (PMN)

Nel Foglio Assemini è attribuito a questa unità litostratigrafica un unico affioramento di modesta estensione, isolato e situato sulla destra orografica del Rio Gutturu Mannu, presso la chiesetta campestre di Santa Lucia. Queste rocce vengono attribuite a questa unità unicamente per analogia e continuità di affioramento con i vasti affioramenti cartografati più a S nel contiguo Foglio 565 “Capoterra”.

Sono principalmente rappresentate da metarenarie e quarziti, spesso in alternanza con sottili livelli siltosi con frequenti laminazioni oblique e *ripple*. Nell'area immediatamente a S del Foglio Assemini sono presenti metaconglomerati con elementi di liditi siluriane, che in Sardegna sono considerati caratteristici della successione del Carbonifero Inferiore (BARCA *et alii*, 1992; BARCA *et alii*, 1998). Secondo quanto riportato in letteratura (MAXIA, 1983; BARCA, 1985; BARCA & SPALLETTA, 1985; MAXIA, 1987; BARCA *et alii*, 1992; BARCA & ELTRUDIS, 1994; BARCA *et alii*, 1998), la formazione di Pala Manna rappresenta il *flysch* ercinico nella classica facies tipo “*Culm*” nota anche negli altri massicci ercinici europei, e secondo gli stessi Autori è attribuibile al Carbonifero Inferiore in base alla sua posizione stratigrafica.

La formazione affiora per uno spessore apparente di 25 m.

1.2. - UNITÀ TETTONICA DELL'ARBURESE

È l'unità strutturalmente più elevata nell'edificio a falde del basamento ercinico della Sardegna SW. Sebbene il grado metamorfico sia maggiore rispetto alla sottostante successione del Sulcis-Iglesiente, è comunque basso e i caratteri primari delle unità litostratigrafiche sono anche qui quasi sempre conservati.

L'Unità dell'Arburese è considerata corrispondente all'Unità del Sarrabus che affiora a NE del Campidano nei fogli 548 "Senorbi" e 549 "Muravera". L'Unità dell'Arburese, insieme all'Unità del Sarrabus, rappresenta la parte frontale delle Falde esterne della Sardegna centrale sovrascorsa sulla Zona esterna della catena ercinica (v. fig.2).

Nel Foglio Assemini l'Unità dell'Arburese è rappresentata esclusivamente dalla formazione delle arenarie di San Vito (SVI) di età cambro-ordoviciana. Lungo la riva sinistra del Rio Gutturreddu, poco a S di Medau Ninni Arxius (coord.: 928-394) e presso la cava per inerti a E di P.ta Fundavis (coord.: 943-408), sono stati riconosciuti anche piccoli affioramenti, peraltro molto alterati, di derivati metamorfici di rocce magmatiche a composizione riolitica e in giacitura filoniana. Questi metaderivati sono correlabili con analoghi corpi filoniani ed ammassi intrusi nelle "arenarie di San Vito" in precedenza noti come "Porfidi bianchi del Sarrabus" (CALVINO, 1963) e cartografati nel Foglio 549 "Muravera" come "Porfidi riodacitici" (mp). Gli affioramenti non superano l'estensione di pochi metri e sono stati quindi ritenuti non cartografabili.

1.2.1. - Arenarie di San Vito (SVI)

Questa formazione, corrispondente al "Postgotlandiano" di TARICCO (1922) (v. fig.1, fig.6), affiora nella parte nord-occidentale del Foglio Assemini (da Vallermosa a Cuccurdoni Mannu) e in quella meridionale (da Campanasissa a Zinnigas).

È una successione terrigena costituita da irregolari alternanze, da decimetriche a metriche, di metarenarie micacee e metaquarzoareniti, di colore variabile dal grigio chiaro al verdastro, al nocciola e al grigio scuro, con metasiltiti e metapeliti grigio-nerastre, talora verdi o violacee. Le metaquarzoareniti sono generalmente ben classate, con quarzo, feldspato e muscovite come componenti fondamentali, mentre subordinati sono tormalina, epidoti e ossidi. Negli intervalli a granulometria più fine sono frequenti laminazioni parallele, ondulate e convolute. Alla base degli intervalli a granulometria più grossolana talvolta possono essere conservati *ripple*, *flute cast*, *load cast*, canali d'erosione, *slumping*, stratificazione gradata e *burrow* (BARCA *et alii*, 1981a). Esempi particolarmente evidenti di strutture di

carico e *flute cast* sono osservabili lungo la carrareccia di Cuccuru Sparau. Nell'area immediatamente a W di Vallermosa affiorano livelli di metaconglomerati clasto-sostenuti, principalmente a clasti di quarzo subarrotondati con dimensioni medie di circa 1 cm, in matrice prevalentemente fillosilicatica.

Il rinvenimento da parte di PITTAU (1985) di acritarchi (*Stelliferidium*, *Cymatiogalea*, *Vulcanisphaera*, *Acanthodiacrodium*, *Striatotheca*) del Tremadoc-Arenig nell'area a E di Cuccurdoni Mannu, presso il Torrente Leni e altre datazioni eseguite in aree limitrofe al Foglio (BARCA *et alii*, 1981b; PITTAU, 1985), hanno permesso di riferire questa formazione al Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore e la sua correlazione con i coevi depositi del Sarrabus.

L'ambiente di sedimentazione corrisponde ad un sistema da litorale a delizioso sottomarino, con sedimentazione anche di tipo torbido (BARCA *et alii*, 1981a; BARCA & MAXIA, 1982).

Lo spessore della formazione non è valutabile in quanto il contatto di base è tettonico e il limite superiore è erosivo. Lo spessore apparente è superiore a diverse centinaia di metri.

2. - COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO

Il complesso intrusivo tardo-paleozoico (Carbonifero Superiore - Permiano) nel Foglio Assemmini affiora per una estensione di circa 3 kmq all'estremità NW (zona del Torrente Leni) e nella parte meridionale (Su Concali). In carta sono stati distinti due litotipi: a) leucomonzograniti a biotite; b) leucosienograniti a biotite.

Filoni magmatici sono abbastanza diffusi in tutto il basamento. Sono stati cartografati solo quelli più continui e con spessori maggiori.

2.1. - UNITÀ INTRUSIVA DI VILLACIDRO (VLD)

2.1.1. - *Leucomonzograniti a biotite. Facies Punta de Peis de Pruna (VLD_b)*

Affiorano nell'area del Torrente Leni, all'estremo angolo nord-occidentale del Foglio, dove intrudono i metasedimenti dell'Ordoviciano Superiore.

Si tratta di leucomonzograniti a grana grossa o media, a tessitura isotropa e struttura equigranulare ipidiomorfa. I plagioclasti sono moderatamente zonati e di composizione andesinica (28% An) nelle zone nucleari; il feldspato potassico è rappresentato da prevalente ortoclasio pertitico con parziale microclinizzazione; la biotite costituisce circa il 10% della roccia e presenta tonalità di pleocroismo sul marrone. Fra gli accessori primari sono ubiquitari lo zircone e l'apatite; rara l'al-

lanite. Fra i minerali secondari di alterazione, variamente diffusa è la sostituzione dell'andesina da parte di albite, comune la cloritizzazione parziale della biotite, e variamente pronunciata la sericitizzazione dei plagioclasti, alla quale in qualche raro caso si accompagnano aggregati di muscovite talora associati a fluorite.

Nelle aree di bordo di questa intrusione si hanno differenziati microgranitici porfirici, spesso con carattere leucocrato, caratterizzati da strutture granofriche (fig.22). I caratteri mineralogici sono simili a quelli delle plutoniti incassanti, ma in genere con una più pronunciata alterazione secondaria. Gli accessori usuali sono: zirconio, magnetite e apatite.

Carbonifero Superiore - Permiano



Fig. 22 - *Struttura micrografica nel leucomonzogranito (VLD_b) costituita da concrescimenti di quarzo e K-feldspato. Foto in sezione sottile: nicol incrociati, larghezza reale: 6 mm. N di P.ta Piscina Argiolas, coord.: 715-608.*

2.1.2. - *Leucosienograniti a biotite. Facies Monte Lattias (VLD_c)*

Affiorano esclusivamente nell'area meridionale del Foglio, dove costituiscono le facies bordiere di un corpo intrusivo che si estende per decine di kmq verso S all'interno del Foglio 565 "Capoterra".

Si tratta di leucosienograniti a biotite, con grana media, isotropi, a struttura equigranulare ipidiomorfa costituiti da quarzo, oligoclasio zonato (nucleo con 22-25% An), ortoclasio pertitico, biotite circa 4-6%, ed accessori quali zirconio, magnetite e apatite (fig.23). L'alterazione consiste nella usuale sericitizzazione dei plagioclasti accompagnata da parziale albitizzazione e da cloritizzazione della biotite. L'alterazione localmente è molto spinta dando luogo a facies costituite solo da quarzo, sericite e albite.

Nell'area del Foglio affiorano principalmente le facies di bordo di queste intrusioni: differenziati microgranitici porfirici, spesso con carattere leucocrate (fig.24). I caratteri mineralogici sono simili a quelli delle plutoniti incassanti. Le percentuali di fenocristalli, per lo più euedrali, variano dal 15 al 65% e la pasta di fondo è sempre olocristallina granulare. Il feldspato potassico è spesso rappresentato da microclino pertitico, più raramente da ortoclasio pertitico. Il plagioclasio è costituito da oligoclasio zonato, in alcuni casi, con andesina calcica al nucleo. L'alterazione secondaria in queste facies porfiriche o microgranitiche è spesso pronunciata dando luogo nei termini estremi a micrograniti sericitizzati.

Carbonifero Superiore - Permiano

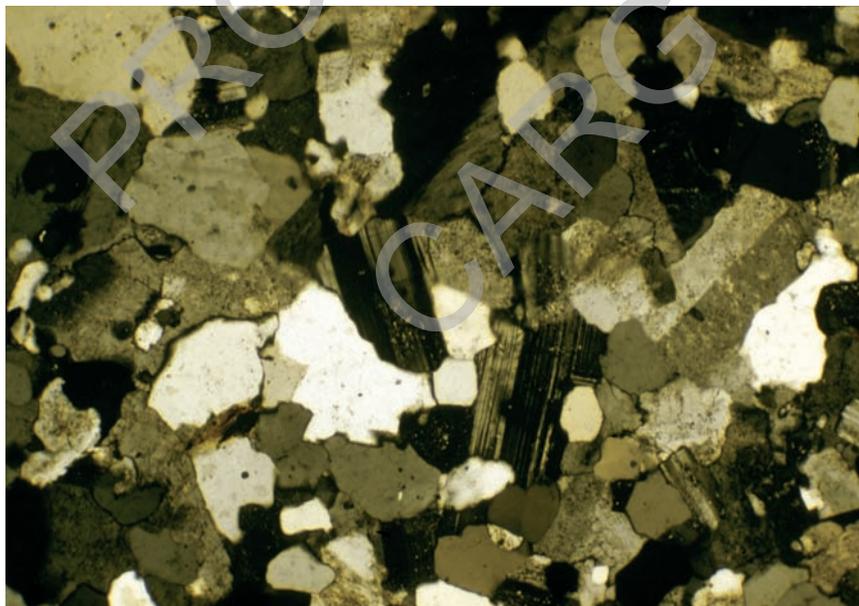


Fig. 23 - Leucosienogranito a biotite (VLD_c) con tessitura isotropa e struttura ipidiomorfa. Si riconoscono feldspati potassici con tipica geminazione "Carlsbad" e plagioclasti. Foto in sezione sottile: nicol incrociati, larghezza reale: 7 mm. Riva destra del Rio de sa Spindula, coord.: 899-394.

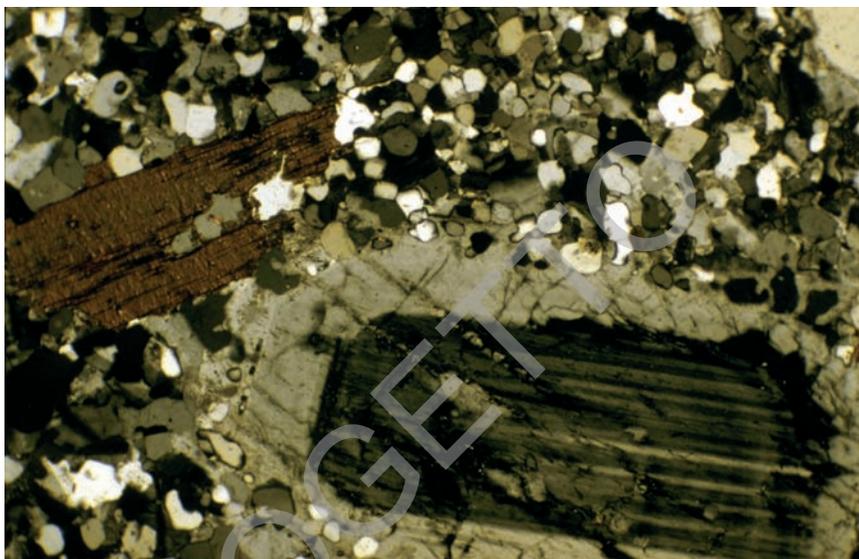


Fig. 24 - *Leucosienogranito a biotite (VLD)*: il fenocristallo è un plagioclasio zonato in una pasta di fondo olocristallina costituita da quarzo e feldspati; sulla sinistra si notano due fenocristalli di biotite. Foto in sezione sottile; nicol incrociati, larghezza reale: 2,5 mm. Riva sinistra del Rio de Sa Spindula, coord.: 896-398.

2.2. - CORTEO FILONIANO

Queste manifestazioni filoniane tagliano il complesso granitoide ed il basamento metamorfico e sono generalmente attribuite al Carbonifero Superiore - Permiano, in quanto in diverse località fuori dal Foglio intrudono anche depositi autuniani.

2.2.1. - *Filoni di gabbro (fg)*

Affiorano nell'area della miniera di Rosas e a N di M. Orri. Si tratta di rocce magmatiche basiche, con giacitura in filoni ed ammassi, intrusi principalmente nelle formazioni dell'Ordoviciano Superiore. Sono generalmente associati ad importanti mineralizzazioni e per questo studiati fin dal secolo scorso da vari Autori (RIVA, 1898; BORGHESAN, 1935; CAVINATO, 1937; POLL, 1966).

Nella zona della miniera di Rosas affiora un corpo con spessore variabile, fino a un centinaio di metri, e vari filoni di spessore metrico, disposti parallelamente ai contatti tettonici principali.

Si tratta di gabbrì con tessitura ofitica indicativa di un'origine ipoabissale, per i quali POLL (1966) proponeva il termine di doleriti e altri Autori "diabase" (RIVA, 1898; NOVARESE *et alii*, 1938). In affioramento hanno un colore verde scuro, dovuto alla abbondanza di clorite ed orneblenda. In sezione sottile si riconoscono plagioclasio (andesina), pirosseno augitico, orneblenda, epidoti, clorite, calcite e muscovite.

Questi filoni sono paralleli al *layering* metamorfico, che in passato era confuso con la stratificazione e pertanto alcuni Autori ritennero queste magmatiti iniettate lungo la stratificazione prima dell'Orogenesi ercinica. Questi filoni in sezione sottile non mostrano evidenze di deformazione e metamorfismo regionale. Secondo POLL (1966) si sono messi in posto assieme al complesso intrusivo tardo-paleozoico e sono stati alterati in ambiente idrotermale (perciò l'Autore proponeva il termine "metadoleriti") da fluidi che hanno interessato le stesse discontinuità intruse dai magmi e che avrebbero generato anche le mineralizzazioni skarnoidi della zona di Rosas.

2.2.2. - *Filoni intermedio-basici (fi)*

Sono filoni di spessore molto modesto, solitamente non superiore a qualche metro, che intrudono il basamento metamorfico. Affiorano prevalentemente nella parte NW del Foglio (valle del Rio San Marco) e, più raramente, a S della valle del Cixerri (Monte 'e Mesu).

Hanno struttura da porfirica, con fenocristalli di anfibolo immersi in una pasta di fondo di colore verdastro probabilmente per effetto di cloritizzazione, da microcristallina, fino ad afirica. Generalmente sono molto alterati, ma è possibile dedurre una composizione andesitica.

Studi condotti in passato da diversi Autori (POLL, 1966; BECCALUVA *et alii*, 1981) hanno definito le caratteristiche chimiche di questi corpi filoniani. In particolare secondo BECCALUVA *et alii* (1981) le evidenze petrologiche indicano una chiara affinità calcoalcalina, simile a quello tipico di margini continentali attivi.

2.2.3. - *Filoni idrotermali (fq)*

Sono i corpi filoniani più diffusi nel Foglio Assemini e sono costituiti prevalentemente da quarzo e in subordine da barite. Intrudono tutte le rocce del basamento paleozoico del Foglio, ma le aree dove affiorano maggiormente sono quella di Orbai e M. Orri e la zona di Rosas, mentre sono meno diffusi nel basamento paleozoico ad W di Vallermosa.

Hanno direzioni abbastanza costanti, comprese tra NW-SE e N-S e inclinazioni molto elevate. La maggioranza dei filoni di quarzo ha spessori generalmente non superiori a qualche metro, i più importanti sono quelli di Su Concali - P.ta Narboni (fig.25), quelli ad orientazione E-W della zona di Rocca sa Pibera. Nella zona di Arcu Perdu Sanna alcuni filoni di quarzo sono allineati lungo faglie circa N-S, mentre presso Rosas un filone di quarzo potente alcuni metri corre lungo la valle del Rio Schina Matta 'e Trexi, allineato con le principali strutture della II fase ercinica.

I corpi filoniani a barite sono diffusi vicino a P.ta Filippeddu, presso Serra su Caravaiu ed in prossimità di P.ta s'Ega 'e Fogu dove sono stati oggetto di coltivazioni minerarie (cfr. § VII - 1.1. Mineralizzazioni di tipo filoniano).

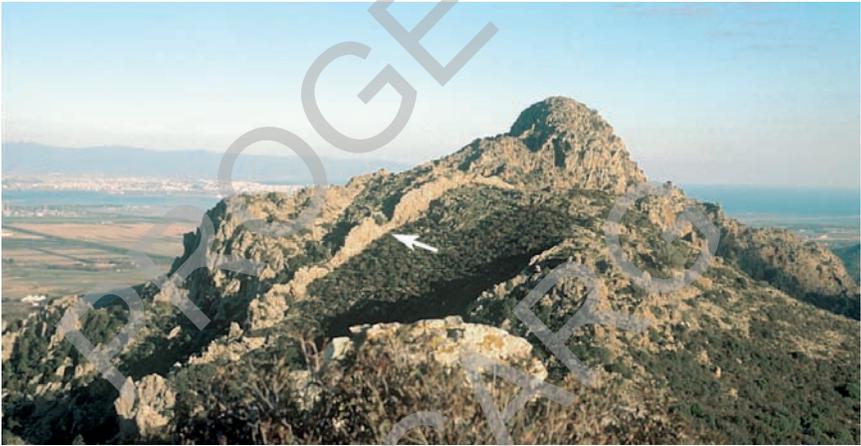


Fig. 25 - *Panoramica del rilievo Su Concali visto da W. È evidente un grosso filone idrotermale di quarzo, orientato circa NW-SE, che intrude le metamorfiti paleozoiche dell'Unità dell'Arburese (arenarie di San Vito).*

3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TERZIARIA

Nel Foglio Assemini non affiorano rocce mesozoiche, sono noti solamente clasti di calcari cretaciici rimaneggiati nella formazione del Cixerri (CHERCHI & SCHROEDER, 1976). Ben rappresentati sono invece i sedimenti dell'intervallo Eocene medio - Oligocene, presenti principalmente lungo la valle del Cixerri, ai quali si accompagnano prodotti vulcanici ipoabissali e piroclastici oligocenici. Sono inoltre presenti, nell'angolo NE del Foglio, affioramenti di sedimenti miocenici marini di limitata estensione.

3.1. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA

La successione eocenico-oligocenica della Sardegna sud-occidentale corrisponde ad un ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo. La trasgressione marina è limitata esclusivamente alle aree più occidentali del Sulcis e documentata solo in sondaggi; la fase regressiva è più articolata nel tempo ed intervallata da ritmiche incursioni marine di breve durata. La lenta fase regressiva è responsabile della sedimentazione in ambienti paralici di livelli di lignite ("Lignifero" *Auct.*), coltivati fin dalla fine del secolo scorso e tuttora in sfruttamento nei settori prospicienti il Golfo di Palmas, nel Sulcis occidentale.

Procedendo dalla costa occidentale dell'Isola verso E, fino all'area del Foglio, la successione paleogenica diventa meno potente (fig.26). Nelle aree occidentali, come evidenziato dai sondaggi della Carbosulcis S.p.A. (MURRU & SALVADORI, 1987), sono presenti tutti i termini della successione eocenica-oligo-

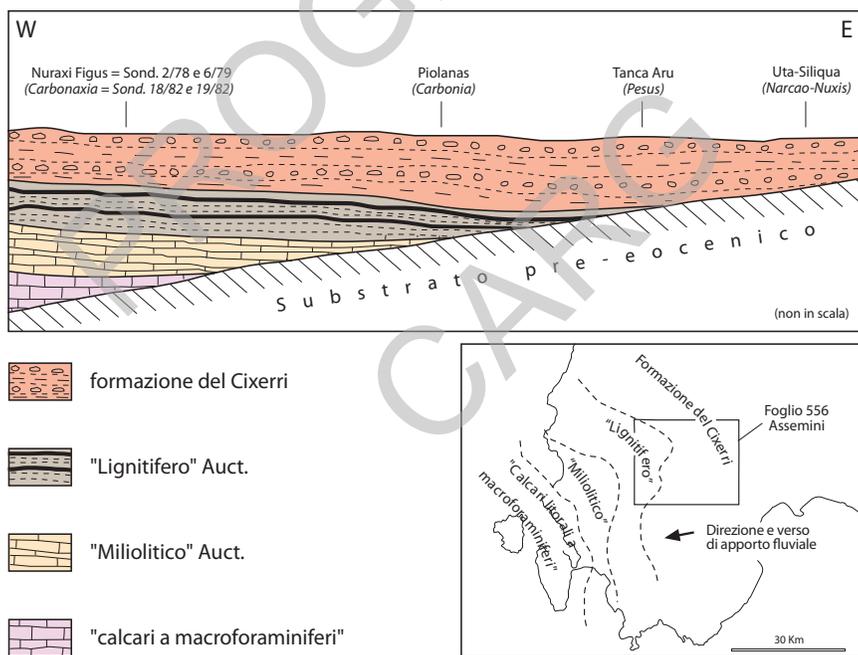


Fig. 26 - Schema dei rapporti stratigrafici di aggradazione delle formazioni paleogeniche sul substrato pre-eocenico del Sulcis-Iglesiente e del Cixerri. Le località indicate tra parentesi si riferiscono al Bacino di Narcao, le altre al Bacino del Cixerri. I dati di sondaggio sono stati messi a disposizione dalla Carbosulcis S.p.A.. Nello schema paleogeografico in basso a destra le aree limitate dalle linee tratteggiate delimitano le zone di appoggio sul substrato delle differenti formazioni paleogeniche.

cenica (dal basso verso l'alto: "Calcarei a macroforaminiferi", Miliolitico *Auct.*, Lignitifero *Auct.*, formazione del Cixerri), ma procedendo verso E scompaiono progressivamente i termini inferiori della successione e il basamento paleozoico è ricoperto prima direttamente dal Miliolitico (Carbonia, Piolanas, Bacu Abis, *etc.*), successivamente dal Lignitifero (Serbariu, Perdaxius, Pesus, Domusnovas, Tanca Aru) e quindi dalla formazione del Cixerri (Pesus, Narcao, Nuxis, Siliqua, Uta, *etc.*). Nei settori occidentali del Foglio Assemini il basamento paleozoico è sormontato da esigui spessori di sedimenti paralici (Lignitifero) mentre in quelli orientali sono i sedimenti alluvionali della formazione del Cixerri a poggiare in discordanza sul basamento. La distribuzione di queste formazioni, desunta dai dati dei sondaggi e dalle osservazioni di campagna, indica dunque che la trasgressione marina veniva da W (v. fig.26).

3.1.1. - *Lignitifero Auct.* (LGN)

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

Nell'area del Foglio Assemini questa unità litostratigrafica affiora limitatamente lungo il margine settentrionale della valle del Cixerri (Guardia Orani, *etc.*) (AGUS & PECORINI, 1978) (fig.27). In queste aree prevalgono i litotipi calcarei. In un unico affioramento (presso Tanca Aru) è presente anche un livello carbonioso (PITTAU DEMELIA, 1979).

Questi litotipi poggiano in discordanza basale sulle formazioni paleozoiche e sono ricoperti dalla formazione del Cixerri. La natura del contatto con la sovrastante formazione del Cixerri è controversa: secondo alcuni Autori (FANNI *et alii*, 1982; MATTEUCCI, 1985; MURRU & SALVADORI, 1987; MURRU *et alii*, 1996; BARCA & COSTAMAGNA, 1997; COSTAMAGNA, 2000) sarebbe una discordanza angolare, mentre per altri (AGUS & PECORINI, 1978) il passaggio sarebbe concordante. I rilevamenti CARG del Foglio Assemini e dell'adiacente Foglio 564 "Carbonia" hanno messo in evidenza l'esistenza di entrambi i tipi di contatto (cfr. § V - 2.1.2. - Rapporti tra tettonica e sedimentazione). Nel Foglio Assemini questo contatto è visibile solo a Tanca Aru (coord.: 786-544) dove è marcato da una piccola discordanza angolare (fig.28).

I litotipi carbonatici affiorano in maniera discontinua lungo il versante settentrionale della valle del Cixerri, in particolare presso Bainai. Altri affioramenti sono segnalati da AGUS & PECORINI (1978) presso M. Gioiosa Guardia e da MAXIA (1934) a NW di M. Nou; queste ultime segnalazioni non sono poi state confermate. Solitamente si tratta di calcari grigi, localmente brecciati, in strati di poche decine di centimetri. Talvolta si notano sottili intercalazioni di argilliti rossastre.

In sezione sottile si osserva una tessitura di tipo *wackestone*, con resti fossili di ostracodi, frammenti di gasteropodi e bivalvi e carofite (oogoni di *Characeae*).

A Tanca Aru, immediatamente al di sopra dei livelli carbonatici affiora una successione costituita da sedimenti silico-clastici (anche con cemento carbonatico), argille e alcune intercalazioni carboniose (fig.28) alle quali segue un livello di circa 20 cm di calcare ricco in *limnee* e *planorbis* (fig.29), su cui poggiano in leggera discordanza angolare i sedimenti arenaceo-argillosi della formazione del Cixerri.

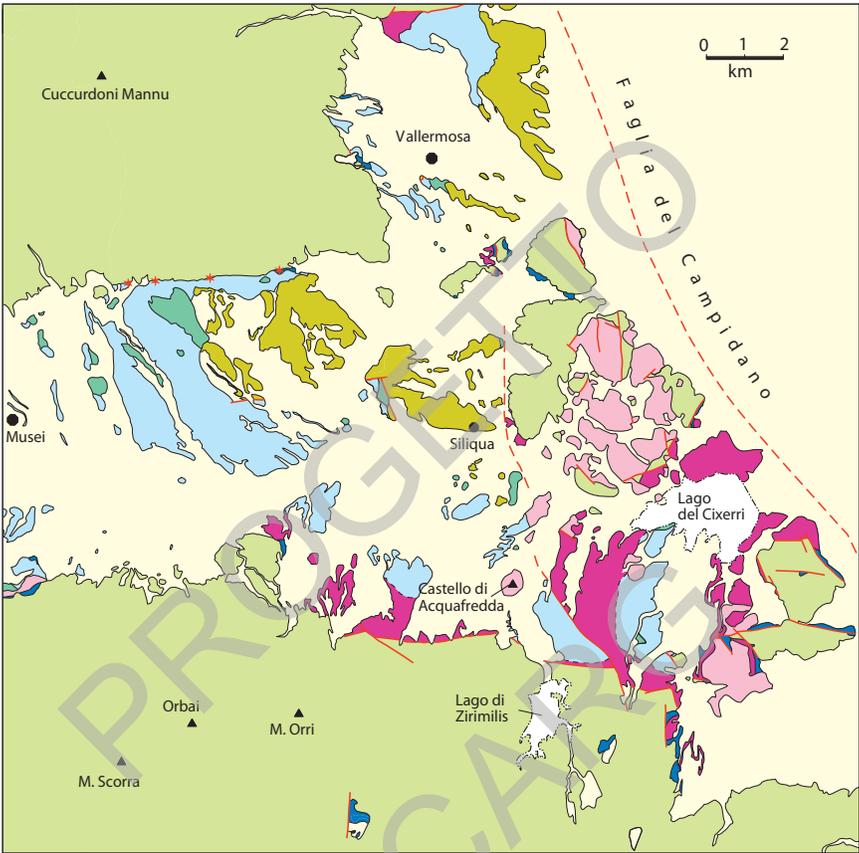
Studi sugli oogoni di *Characeae* sono stati condotti da diversi Autori (PALA *et alii*, 1976; AGUS & PECORINI, 1978; BARBERI & CHERCHI, 1980). Secondo AGUS & PECORINI (1978) il ritrovamento di oogoni di *Nitellopsis (Tectochara) thaleri thaleri* permetterebbe di riferire i livelli calcarei all'Ypresiano per analogia con simili depositi francesi.

Studi palinologici condotti sui depositi carboniosi (Tanca Aru) da PITTAU DEMELIA (1979) indicano un'età luteziana basale. Nuovi studi palinologici, sempre sui livelli carboniosi, condotti per la realizzazione del Foglio Assemini, hanno accertato la presenza di una palinoflora composta principalmente da *Corsiniipollenites oculis noctis*, tipica di ambiente palustre, un probabile tipo di *Ruellia* spp. (probabilmente una pianta arbustiva o erbacea), *Compositaepollenites rhizophorus*, *Bombacacidites ?nanobrochatus*, *Plicapollis pseudoexcelsus*, *Leiotriletes adriennis*, *Arecipites* spp. (palme). Queste analisi hanno permesso di accertare la presenza di taxa tipici di un clima tropicale con altri tipici di clima temperato (ad es. *Pinuspollenites* spp.). La presenza di taxa di clima temperato sembrerebbe indicare un'età più recente dell'Eocene medio.

MURRU *et alii* (1996) considerano questi depositi come appartenenti alla base della formazione del Cixerri; in realtà una successione del tutto simile, e con un contenuto fossilifero analogo, viene descritta nella parte sommitale del Lignitifero nel bacino eocenico del Sulcis (AGUS & PECORINI, 1978). Pertanto nel rilevamento del Foglio Assemini e del Foglio 564 "Carbonia" sono state attribuite alla formazione del Cixerri le facies alluvionali, mentre le successioni con resti carboniosi di ambiente paralico, come quelle di Tanca Aru, sono state comprese nel Lignitifero.

Le attribuzioni paleontologiche di letteratura, le nuove determinazioni palinologiche e le correlazioni con i depositi paralici del Sulcis occidentale indicano per il Lignitifero un'età dell'Eocene Inferiore-medio, compresa tra l'Ypresiano superiore e il Luteziano inferiore (PITTAU, 1977; PITTAU DEMELIA, 1979; SALVADORI, 1980; FANNI *et alii*, 1982).

Le condizioni di affioramento sono quasi sempre pessime, per cui non è possibile una determinazione precisa dello spessore di questa formazione. Si tratta comunque di spessori molto modesti, compresi tra 0 e 14 metri.



Legenda

Depositi quaternari
(Pleistocene sup. - Olocene)

Piroclastiti di Siliqua
(? Oligocene Sup. - ? Miocene Inf.)

Complesso vulcanico di
Siliqua (Oligocene Sup.)

Formazione
del Cixerri
(Eocene medio-
Oligocene)

(a) arenarie quarzoso-feldspatiche;
(b) conglomerati

argille ed arenarie violacee

conglomerati a quarzo e liditi

Affioramenti del Lignitifero *Auct.*
(Eocene Inf.-medio)

Basamento metamorfico paleozoico
(Cambriano-Carbonifero)

Faglie

Fig. 27 - Carta delle litofacies della formazione del Cixerri affioranti nel Foglio 556 "Assemini".

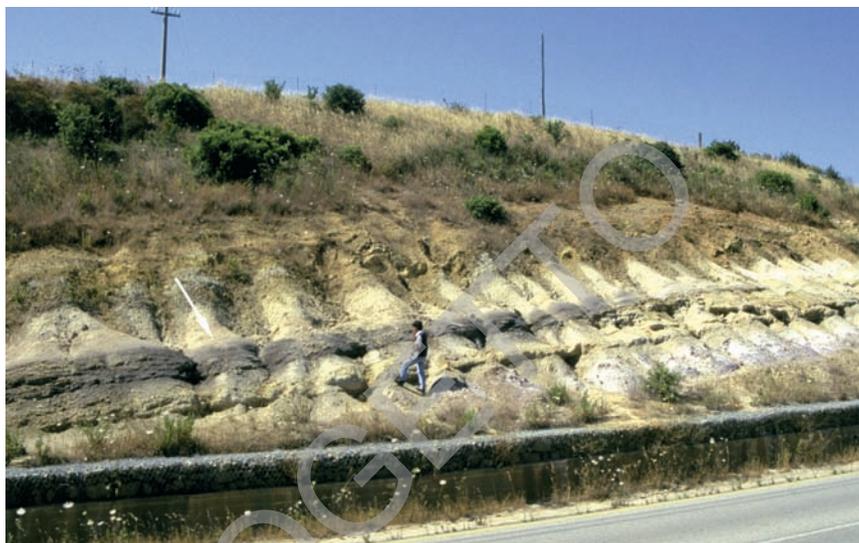


Fig. 28 - Panoramica della sezione di Lignitifero affiorante presso Tanca Aru (coord: 786-544): la freccia indica i livelli carboniosi.

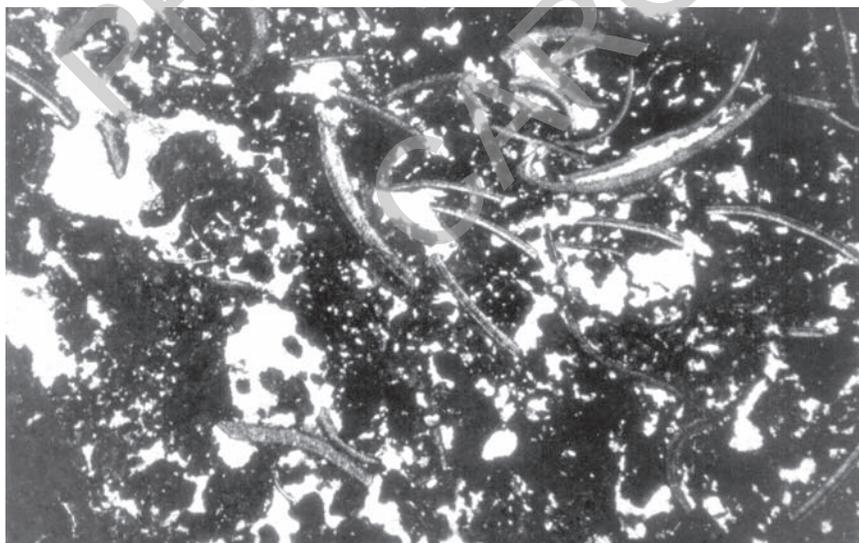


Fig. 29 - Frammenti di limnee, Planorbis e bivalvi in un livello calcarenitico del Lignitifero. Foto in sezione sottile: nicol paralleli, larghezza reale: 10 mm. Tanca Aru, coord.: 786-544.

3.1.2. - *Formazione del Cixerri (CIX)*

Costituisce il substrato di tutta la valle del Cixerri, ma affiora in modo assai discontinuo poiché quasi sempre ricoperta da sottili depositi quaternari (v. fig.27).

Questa formazione, ben studiata in passato (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; BARCA *et alii*, 1973; BARCA & PALMERINI, 1973), è costituita alla base da breccie e conglomerati, marne e argille spesso contenenti noduli ferruginosi (CIX_a); verso l'alto compaiono arenarie quarzoso-feldspatiche con frequenti intercalazioni di lenti di conglomerati (interpretati come paleoalvei). Breccie e conglomerati si ritrovano costantemente alla base della formazione a contatto con le metamorfiti (M. Gioiosa Guardia, Cuccuru San Lucifero, Piscina Farsa, Sa Guardia, Su Concali de Santa Maria, P.ta Concas Arrubias), costituiti da frammenti di quarzo e liditi e rare metamorfiti del basamento (fig.30). Alle breccie e conglomerati basali sono intercalati sottili livelli di argilliti e siltiti con argille bentonitiche, noduli e incrostazioni ferruginose. L'orizzonte con i noduli ferruginosi è interpretato come un paleosuolo sviluppato in condizioni di clima caldo umido (FERRARA *et alii*, 1995).

La parte basale della formazione è bene esposta in una cava presso Su Ferru su Cuaddu (coord.: 877-436) dove, su un fronte di circa 15 m, grazie ad alcune

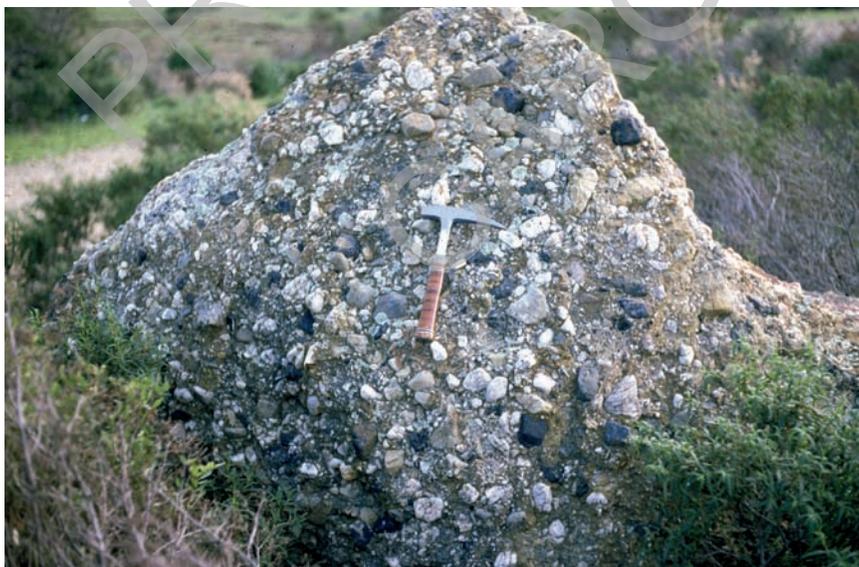


Fig. 30 - Conglomerati ad elementi di quarzo e liditi della parte basale della formazione del Cixerri. E di P.ta Ioanni Perdu, coord.: 888-411.

faglie dirette che intersecano il fronte stesso a vario angolo, si può osservare una successione di circa 25 m di spessore. Alla base affiorano i conglomerati con elementi di quarzo e liditi, ben cementati, quindi un livello di circa 1 m di argille grigie con noduli di ematite che passano verso l'alto ad argille giallastre spesse circa 2 m. Questo livello è seguito da 5 m di arenarie grigio-giallastre, grossolane, con elementi di quarzo e frammenti litici del basamento, con numerose piste di organismi limivori. Verso l'alto affiorano arenarie più massive (circa 10 m) con granulometria più fine in banchi plurimetrici privi di strutture sedimentarie. Si passa quindi ad argille rosse, alternate a siltiti rosso-violacee. Infine, queste sono ricoperte da depositi pleistocenici di conoide alluvionale del sistema di Portovesme (PVM).

I litotipi arenacei, frequentemente con laminazioni incrociate, affiorano diffusamente in tutto il Foglio (v. fig.27, fig.31).

I livelli conglomeratici, frequenti nella parte alta della formazione, sono in genere mal classificati, affiorano soprattutto lungo la S.S. 130 e nei pressi di Guardia Orani. Sono costituiti da clasti poligenici, eterometrici, il cui diametro varia da 2 a 30 cm circa. Eccezionalmente (Brunco Miali e la Chiesa di S. Margherita) sono presenti elementi di oltre 1 m, costituiti da rocce paleozoiche, mesozoiche e dell'Eocene Inferiore.



Fig. 31 - Arenarie grossolane con laminazioni incrociate della formazione del Cixerri. Lungo la strada provinciale Cagliari-Villamassargia, coord.: 809-466.

L'età della formazione del Cixerri è di difficile attribuzione, poiché il suo contenuto paleontologico è molto scarso. La base della formazione poggia in debole discordanza su depositi dell'Eocene medio (Lignitifero *Auct.*) presso Tanca Aru. In altre zone fuori dal Foglio il contatto con questa formazione è concordante. In questo caso il passaggio tra le due formazioni è graduale ed è stato convenzionalmente posto in corrispondenza della progressiva scomparsa delle litologie carbonatiche e di quelle carboniose (Pasci *et alii*, in stampa). In queste aree la base della formazione del Cixerri è quindi riferibile all'Eocene medio. Nel Foglio Assemini i depositi clastici sono inoltre intrusi dalle andesiti ipoabbissali calcoalcaline del complesso vulcanico di Siliqua, le cui età radiometriche (29-26 Ma, tab.1) indicano l'Oligocene superiore. Un'età oligocenica per questa formazione è sostenuta anche da MAXIA (1959) che segnala la presenza di alcune faune a gasteropodi molto simili a quelle rinvenute in Francia in alcune formazioni lacustri di età Oligocene Inferiore-medio. L'età della formazione del Cixerri risulta dunque compresa tra l'Eocene medio e l'Oligocene superiore.

L'ambiente deposizionale è prevalentemente continentale e riconducibile ad una deposizione fluvio-lacustre, in un vasto sistema di piana alluvionale con carattere distale in un clima temperato-caldo e umido (BARCA, 1973).

Lo spessore massimo osservabile in affioramento è di 40 m (M. Gioiosa Guardia). In un sondaggio presso Rio Caddeo, al centro della valle del Cixerri, dopo una decina di metri di copertura quaternaria, sono stati attraversati circa 140 m di alternanze di livelli arenacei e siltsosi prima di arrivare ad alcuni metri di Lignitifero e quindi alle metamorfite paleozoiche (fig.32). Nei sondaggi eseguiti nel bacino del Sulcis (fuori dal Foglio Assemini) sono stati attraversati spessori fino a 300 m circa.

Tab. 1 - Età radiometriche delle rocce magmatiche del complesso vulcanico di Siliqua. Dati inediti di K. BALOGH. * = filone aptitico. Ubicazione dei campioni: 1: coord.: 882-514; 2a, 2b e 3: coord.: 886-509; 4: coord.: 878-466; 5: coord.: 861-554; 6: coord.: 847-461.

	UNITÀ	LOCALITÀ	METODO	MINERALE	ETÀ (MA)
1	Tonaliti di Monte Silixanu	M. Silixianu	K-Ar	Kfs-Pl	28,50±1,1
2a	Tonaliti di Monte Silixanu	M. Silixianu	K-Ar	Bt	27,90±1,1
2b	Tonaliti di Monte Silixanu	M. Silixianu	Ar-Ar	Bt	28,85±0,4
3	Tonaliti di Monte Silixanu	M. Silixianu	K-Ar	Kfs-Pl	26,10±1,1
4	Daciti e andesiti di Monte Sa Pipionada	M. Truxionis	K-Ar	Bt	28,80±1,1
5	Daciti e andesiti di Monte Sa Pipionada	P.ta Fanaris	K-Ar	Bt	29,30±1,2
6	Daciti e andesiti di Monte Sa Pipionada	Castello di Acquafredda	K-Ar	Pl	27,20±1,6

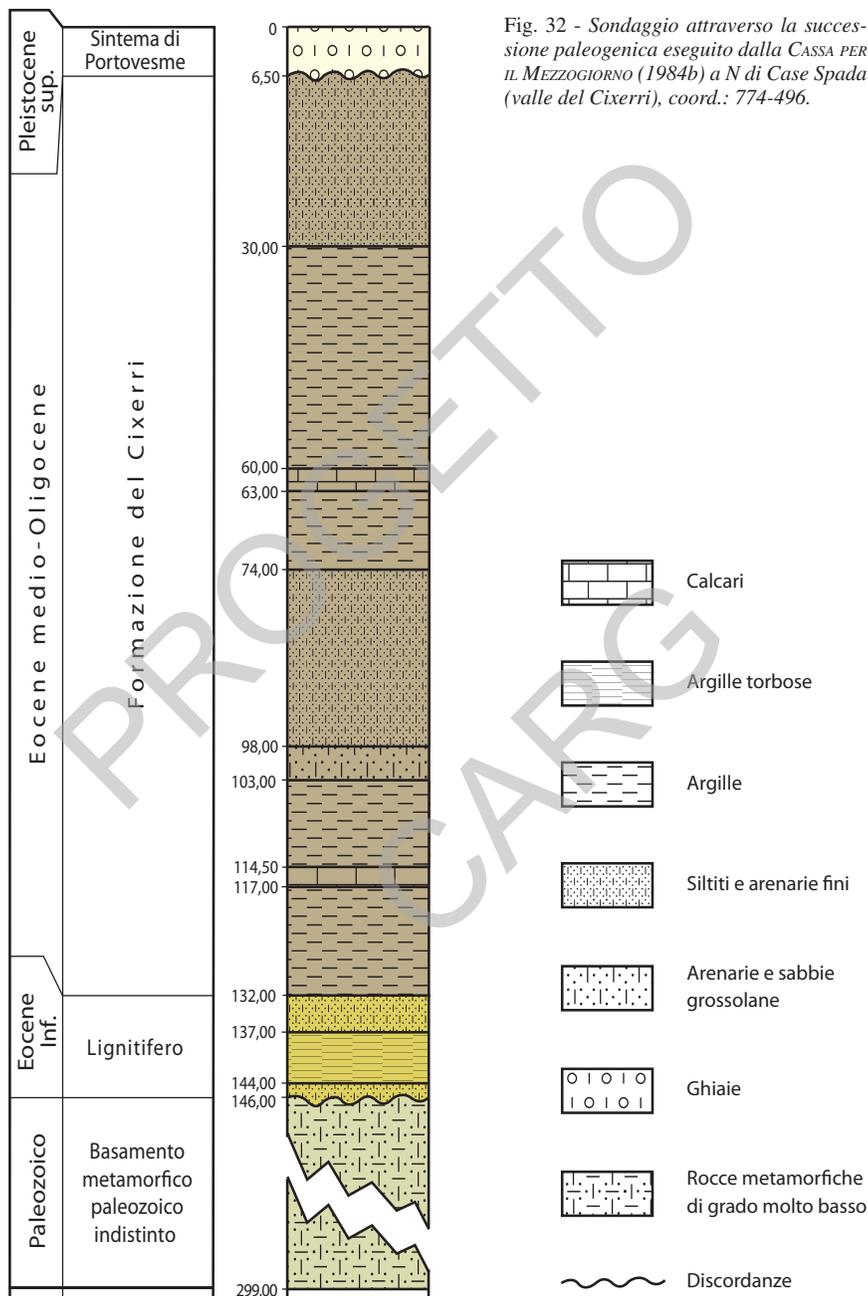


Fig. 32 - Sondaggio attraverso la successione paleogenica eseguito dalla CASSA PER IL MEZZOGIORNO (1984b) a N di Case Spada (valle del Cixerri), coord.: 774-496.

3.2. - COMPLESSO VULCANICO DI SILIQUA

Nella valle del Cixerri affiorano rocce sub-vulcaniche e effusive. La parte arealmente preponderante è un apparato domico di circa 4 kmq in prossimità del bordo occidentale del Graben del Campidano, nota in letteratura come Soglia di Siliqua (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; PALA *et alii*, 1976; PALA *et alii*, 1982). Altre strutture cupoliformi, da alcuni Autori ritenute dei veri e propri *neck*, sono disposte lungo il bordo meridionale della valle del Cixerri (M. Truxionis, Castello di Acquafredda, M. Gioiosa Guardia).

L'apparato sub-vulcanico di Siliqua è costituito da termini messi in posto a profondità non definibili con precisione. L'originaria altezza dell'apparato vulcanico può essere dedotta indirettamente dalla presenza, nelle piroclastiti di Siliqua (descritte in seguito), di elementi clastici di grandi dimensioni messi in posto con meccanismi di *block and ash-flow*, che suggeriscono un apparato con altezze superiori di diverse centinaia di metri rispetto a quelle attuali.

Si tratta di rocce magmatiche ad affinità calcoalcalina appartenenti al ciclo vulcanico oligo-miocenico sardo. Almeno due ragioni inducono a considerare queste vulcaniti come a sé stanti e non direttamente correlabili con gli altri affioramenti di rocce vulcaniche della stessa epoca affioranti nella Sardegna meridionale. La natura prevalentemente intrusiva di queste rocce le differenzia dal resto del ciclo calcoalcalino terziario della Sardegna, costituito prevalentemente da prodotti effusivi. Un ulteriore carattere distintivo è l'età: recenti datazioni, ancora inedite, eseguite da K. BALOGH (tab.1) confermano un'età decisamente più vecchia rispetto alle altre vulcaniti come d'altra parte già supposto precedentemente da altri ricercatori (SAVELLI, 1975; SAVELLI *et alii*, 1979; MONTIGNY *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1985; LECCA *et alii*, 1997).

Nella descrizione del complesso vulcanico di Siliqua i termini di struttura e tessitura sono stati utilizzati per indicare rispettivamente i caratteri macroscopici e microscopici dei depositi, come anche suggerito dal Servizio Geologico d'Italia per le rocce vulcaniche.

3.2.1. - *Daciti e andesiti di Monte Sa Pibionada (PBN)*

Affiorano principalmente nella zona della Soglia di Siliqua (tra P.ta Fanaris e M. Accas) ed in vari affioramenti lungo il bordo meridionale della valle del Cixerri: a S di Siliqua (Castello d'Acquafredda) e presso il margine occidentale del Foglio (M. Gioiosa Guardia). In questa unità sono state distinte due litofacies, caratterizzate da diversa composizione mineralogica: ammassi magmatici a composizione dacitica (PBN_a) e a composizione andesitica o quarzo-andesitica (PBN_b).

Si tratta di ammassi lavici sub-vulcanici di colore variabile dal grigio-verdastro al violaceo e al bruno che intrudono sia il basamento paleozoico che la copertura terziaria.

Contatti intrusivi con la formazione del Cixerri sono particolarmente evidenti nella zona di Bruncu Arrubiu, dove si osserva il corpo andesitico di P.ta de su Ferru che attraversa le argille rosse basali della stessa formazione, inducendovi limitati effetti di termometamorfismo con sviluppo di un'aureola di contatto di circa 10 cm (fig.33) e provocando un debole effetto di sollevamento (*doming*) nella successione sedimentaria della stessa formazione.

Il litotipo dacitico (PBN_a) affiora principalmente a P.ta Fanaris e S. Giovanni, dove costituisce le strutture cupoliformi di M. Truxionis e di M. Gioiosa Guardia.

Sono rocce relativamente omogenee, di colore generalmente chiaro, con struttura e tessitura porfirica dove, oltre ai fenocristalli di dimensioni fino a 1 cm di anfibolo e di plagioclasio, si osservano anche fenocristalli di quarzo (fig.34). La pasta di fondo è costituita da microliti di plagioclasio, quarzo e sanidino. L'anfibolo è sempre costituito da orneblenda, talvolta con tessitura pecilitica, con bordi ossidati ed alterata in clorite e calcite. Tra i minerali fondamentali sono abbondanti anche la biotite e l'augite in fenocristalli. Tra gli accessori è molto diffusa la magnetite, e in minor misura sono presenti l'apatite e lo zirconio.

In affioramento si notano spesso laminazioni millimetriche di tonalità più scura rispetto al colore di fondo della roccia (ad es. presso M. Accas). In sezione sottile queste risultano essere dei livelli micro-brecciati, probabilmente dovuti a movimenti del magma durante l'intrusione. Presso M. Truxionis queste zone di taglio assumono un aspetto simile alle zone cataclastico-milonitiche, con nastri di plagioclasio allungati lungo la direzione del taglio e fenocristalli asimmetrici di tipo sigma.

Il litotipo andesitico (PBN_b) affiora sia nei pressi di M. Sa Pibionada, che a P.ta de su Ferru e al Castello di Acquafredda (fig.35).

Si tratta di rocce di colore scuro, con struttura e tessitura porfirica ipidiomorfa, con fenocristalli centimetrici di orneblenda e plagioclasio zonato. La pasta di fondo è microcristallina, costituita da plagioclasio, ossidi di Fe e Ti e scarso vetro (ASSORGIA *et alii*, 1994).

Nel versante orientale di M. Sa Pibionada affiora una varietà particolare del litotipo, con colore molto più scuro, dove i fenocristalli di anfibolo, eudrali, raggiungono dimensioni fino a 10 cm.

In particolare il litotipo andesitico, ma subordinatamente anche quello dacitico, è interessato da una diffusa alterazione idrotermale (propilitica) probabilmente indotta dai fluidi connessi all'intrusione delle tonaliti di Monte Su Silixianu (SXN). In sezione sottile l'alterazione idrotermale è evidenziata sia dalla presenza di pirite, sia dalla formazione su plagioclasio di epidoto, clorite e calcite.



Fig. 33 - Contatto intrusivo tra le vulcaniti andesitiche oligoceniche dell'unità delle daciti e andesiti di Monte Sa Pibionada (PBN) e la formazione del Cixerri (CIX). Il contatto è marcato da una fascia silicizzata. Bruncu Arrubiu, coord.: 898-460.

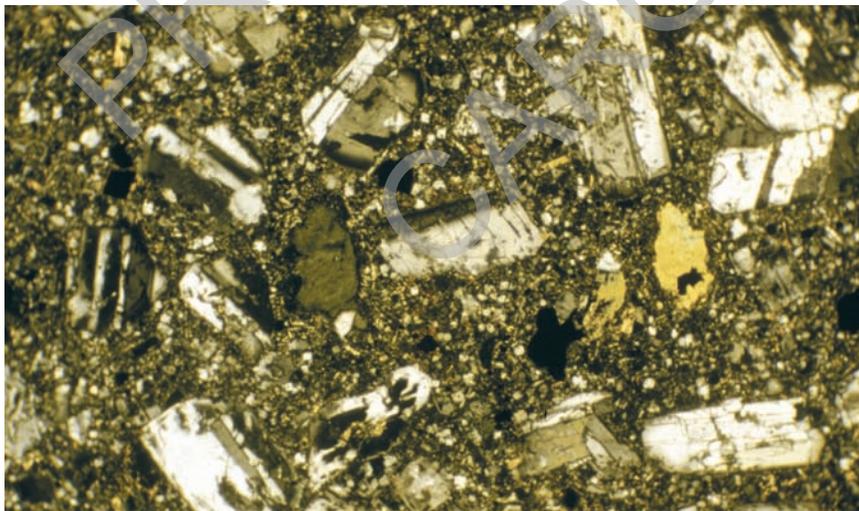


Fig. 34 - Aspetto microscopico caratteristico del litotipo dacitico (PBN_d) dell'unità delle daciti e andesiti di Monte Sa Pibionada, con fenocristalli di plagioclasio zonati immersi in una pasta di fondo con microliti di plagioclasio e quarzo. Foto in sezione sottile: nicol incrociati, larghezza reale: 15 mm. M. Giotosa Guardia, coord.: 723-46.

Datazioni radiometriche col metodo K-Ar effettuate da K. Balogh in particolare sui litotipi dacitici hanno dato età tra $27,20 \pm 1,6$ e $29,30 \pm 1,2$ Ma (Oligocene superiore) (v. tab.1).



Fig. 35 - Veduta panoramica da SW del duomo andesitico del Castello di Acquafredda, coord.: 846-461.

3.2.2. - Tonaliti di Monte Su Silixianu (SXN)

Gli ammassi rocciosi di questa unità costituiscono le alture di M. Su Silixianu, M. Idda e M. Accas, che fanno parte del rilievo della Soglia di Siliqua. Queste rocce intrudono il basamento paleozoico a W di M. Su Silixianu, le daciti e andesiti di Monte Sa Pibionada (PBN) a M. Accas e nel versante N di M. Idda. I contatti con le rocce incassanti sono sempre di natura intrusiva e a M. Su Silixianu le metarenarie della formazione di San Vito sono interessate da limitati effetti termometamorfici.

Caratteristica di queste rocce è un'essfoliazione cipollare, che da luogo alla formazione di massi metrici subsferici, in particolare sulla cima di M. Idda e M. Perdera. Si presentano in genere con un colore variabile da mediamente scuro nella zona di M. Su Silixianu, a decisamente chiaro, come presso M. Idda e M. Perdera. Nella zone sommitali di M. Accas e M. Idda affiorano litotipi partico-

larmente ricchi in femici rispetto al resto dell'unità. Le tonaliti hanno tessitura generalmente olocristallina; spesso sono porfiriche con evidenza di fenocristalli di anfibolo e plagioclasio. I fenocristalli di anfibolo presentano in genere una forte isorientazione, su piani di flusso sub-verticali. L'anfibolo è rappresentato dall'orneblenda spesso con tessiture pecilistiche; il plagioclasio è in genere zonato. Tra i minerali accessori sono frequenti l'apatite, la magnetite e talvolta la clorite, di alterazione dei pirosseni. L'epidoto è frequente per alterazione dei plagioclasii.

Nella sella a N di M. Su Silixianu sono presenti alcuni filoncelli aplitici, con spessori di circa 5-10 cm, di colore bianco, che in sezione sottile mostrano una tipica tessitura autoalotriomorfa con cristalli di quarzo, plagioclasio e K-feldspato. Questi rappresentano probabilmente l'ultimo prodotto della differenziazione magmatica e quindi le datazioni radiometriche su questo litotipo (analisi 1 in tab.1) dovrebbero evidenziare le fasi ultime di raffreddamento del magma.

Non vi è certezza sui rapporti cronologici tra le daciti e andesiti di Monte Sa Pibionada (PBN) e le tonaliti di Monte Su Silixianu (SXN). Le seguenti considerazioni fanno ritenere che le ultime costituiscano un evento magmatico finale che abbia intruso un ammasso sub-vulcanico in via di consolidamento: a) le tonaliti di Monte Su Silixianu sembrano costituire le parti più interne dell'apparato sub-vulcanico intrudendo sempre le daciti e andesiti di Monte Sa Pibionada e mai la copertura paleogenica; b) l'alterazione idrotermale, localizzata preferenzialmente sulle lave andesitiche di Monte Sa Pibionada, che interessa solo marginalmente le andesiti di Punta de su Ferru, potrebbe essere spiegata con l'apporto di fasi fluide calde da parte dell'intrusione tonalitica; c) l'età radiometrica delle tonaliti leggermente più giovane. Le datazioni radiometriche effettuate da K. Balogh sia con il metodo K-Ar che Ar-Ar indicano un'età variabile tra $26,1 \pm 1,1$ e $28,5 \pm 1,1$ Ma (Oligocene superiore) (v. tab.1).

3.2.3. - *Piroclastiti di Siliqua (SQA)*

Affiorano nel settore compreso tra Siliqua, la strada pedemontana per Valermosa e, a N, lungo la S.S. 293. Piccoli affioramenti sono presenti lungo la S.S. 130. Morfologicamente formano colline che si elevano di poche decine di metri sulla pianura circostante.

Si tratta di alternanze di depositi di flusso piroclastico ed epiclastiti (arenarie vulcanoclastiche più o meno conglomeratiche). I depositi piroclastici formano unità deposizionali di flusso, spesse in alcuni casi 2-3 m, costituite da clasti da angolosi equidimensionali a subarrotondati di lava microvescicolata andesitica e rarissimi clasti di metamorfiti immersi in una matrice cineritica ricca di cristalli. I clasti hanno dimensioni variabili da pochi centimetri a 1 m. Il rapporto quantita-

tivo tra matrice e clasti è circa 1:10. Nel deposito non sono state ritrovate pomici. Talvolta si osserva una gradazione inversa con clasti più grandi concentrati al tetto delle unità deposizionali.

La porzione epiclastica è costituita da strati decimetrici di arenarie grossolane alternate ad arenarie fini. Esse sono costituite da granuli di quarzo e cristalli di plagioclasio, biotite e anfibolo. Spesso sono presenti clasti subarrotondati di lave andesitiche. In alcuni casi i blocchi di andesiti raggiungono volumi di oltre 1 mc, come lungo il Rio Marchioni (coord.: 799-539).

L'unico affioramento che offra una sezione abbastanza chiara di una parte delle piroclastiti di Siliqua è esposto in prossimità della località Su Truncu de is Tanas (pochi chilometri a N dell'abitato di Siliqua, coord.: 834-522). Qui si osserva una successione di circa 3 m costituita alla base da una sequenza epiclastica e quindi da un deposito piroclastico di flusso (fig.36). Il deposito epiclastico è costituito da: a) uno strato basale di 10 cm arenaceo grossolano di colore biancastro, con abbondanti cristalli detritici di plagioclasio, biotite, anfibolo e granuli di quarzo e rari clasti millimetrici di andesiti; b) uno strato spesso circa 5 cm con



Fig. 36 - Deposito piroclastico caratteristico dell'unità delle piroclastiti di Siliqua (SQA), costituito da blocchi di andesiti immersi in matrice cineritica. Su Truncu de is Tanas, coord.: 834-522.

laminazione ondulata, di arenarie a grana fine con medesimo contenuto in cristalli detritici; c) uno strato di 5 cm di conglomerato matrice sostenuto, con clasti vulcanici subangolosi (con dimensioni tra 5 e 15 mm) e una matrice arenacea fine. Il deposito piroclastico di flusso è matrice-sostenuto, ha uno spessore totale di circa 2,8 m, è costituito da clasti lavici, eterometrici, monogenici, immersi in una matrice cineritica, con una debole gradazione inversa. I clasti lavici sono costituiti da blocchi di lava microvescicolata andesitica, porfirica per fenocristalli di orneblenda, plagioclasio zonato e biotite. Le dimensioni medie sono di circa 50 cm ma si osservano clasti di forma allungata, con asse maggiore fino a 90 cm disposto in direzione sub parallela alla stratificazione del deposito. La matrice cineritica è quantitativamente subordinata ai litici. Il deposito deriva da ripetuti collassi gravitativi di duomi di lava (*block and ash-flow deposit*).

Raramente affiora il contatto basale di questa unità. In aree prossime al complesso domico di M. Su Silixianu, questi depositi poggiano direttamente sulle daciti e andesiti di Monte Sa Pibionada (PBN) (M. Accas, Guardia Perdu Pisu e M. Perdosu). Tra il Riu Cixerri e il bordo settentrionale dell'omonima valle le piroclastiti poggiano direttamente sulla successione clastica della formazione del Cixerri (CIX).

L'assenza di minerali primari non ha permesso di eseguire determinazioni radiometriche; da un punto di vista cronostratigrafico, è possibile dedurre che questo deposito è successivo alla messa in posto delle vulcaniti ipoabissali datate Oligocene superiore e precedente alla deposizione delle marne di Gesturi durante il Miocene Inferiore.

3.3. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MIOCENICA

Nel Foglio Assemini questa successione è rappresentata da isolati e limitati affioramenti presenti nell'angolo NE del Foglio e attribuiti alle marne di Gesturi (GST), che affiorano più diffusamente nei Fogli 557 "Cagliari" e 547 "Villacidro".

3.3.1. - *Marne di Gesturi (GST)*

Affiorano presso Case Crabai esposte lungo canali e corsi d'acqua, e se ne riconosce la presenza in condizioni subaffioranti al di sotto dei depositi olocenici terrazzati.

La formazione è costituita da arenarie a granulometria fine, con laminazione piano-parallela, in strati centimetrici, alternate a marne giallastre, in strati centimetrici. Nei pochi affioramenti all'interno del Foglio non sono stati rinvenuti fossili,

che sono però molto comuni nelle aree circostanti (Foglio 547 “Villacidro”). Le associazioni fossili riportate in letteratura, tra cui sono abbondanti i foraminiferi planctonici, gli ostracodi, il nannoplancton calcareo, gli pteropodi, i bivalvi, *etc.*, indicano un’età miocenica compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano medio-superiore (zona a *Globigerinoides trilobus*, subzona a *Globigerinoides bisphericus* e zona a *Preorbulina glomerosa*; biozona N7-N8 BLOW) (CHERCHI, 1974; ROBBA & SPANO, 1978; LEONE *et alii*, 1984; CHERCHI, 1985; CHERCHI *et alii*, 1985; IACCARINO *et alii*, 1985).

L’ambiente di deposizione, in base alle associazioni fossili, è riferibile a condizioni epibatiali-batiali (BONADUCE & RUSSO, 1985; CHERCHI *et alii*, 1985; IACCARINO *et alii*, 1985). La formazione affiora per circa 20 m di spessore.

4. - DEPOSITI QUATERNARI

Il rilevamento dei depositi quaternari affioranti nel Foglio Assemini è stato effettuato inquadrando le unità lito-, morfo- e pedo-stratigrafiche in unità UBSU (“*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*”: *North American Stratigraphic Code*, 1983; SALVADOR, 1987) ossia in “unità stratigrafiche a limiti inconformi”, come proposto dal Servizio Geologico d’Italia (PASQUARÉ *et alii*, 1992). I criteri e le metodologie di rilevamento adottate derivano dalle osservazioni di un’ampia area che comprende anche i settori limitrofi (Fogli 564 “Carbonia”, 565 “Capoterra” e 557 “Cagliari”).

La presenza di unità alluvionali terrazzate ha reso particolarmente agevole l’utilizzo del criterio morfo-stratigrafico e pedo-stratigrafico. La fotointerpretazione è stata di particolare ausilio nella suddivisione delle facies, dato che tessiture fini (silt ed argille), ricche di materia organica e con elevata umidità, sono facilmente separabili da quelle costituite da sedimenti più grossolani, particolarmente rappresentate nel Foglio.

Nel Foglio Assemini sono state distinte due principali unità deposizionali separate da un’importante superficie di erosione corrispondente a una fase di incisione e terrazzamento: il sintema di Portovesme (PVM), attribuito al Pleistocene superiore, e i depositi olocenici.

Il sintema di Portovesme è rappresentato da depositi di piana alluvionale pedogenizzati e terrazzati che passano lateralmente a depositi di conoide alluvionale e detritici di versante.

I depositi olocenici sono stati compresi in una grande unità che risulta però essere suddivisa al suo interno in varie sottounità corrispondenti ai vari ambienti deposizionali (depositi eolici, di spiaggia, alluvionali, *etc.*). In questa unità sono pure compresi i depositi di origine antropica.

Uno dei problemi principali nella individuazione di queste due unità è stata la scarsità di datazioni radiometriche e la dubbia attendibilità dei dati di letteratura. In particolare una delle principali incertezze riguarda la posizione cronologica della discordanza che separa le due unità. Allo stato attuale delle conoscenze non è stato possibile collocare cronostratigraficamente con precisione questo evento, ma in analogia con quanto noto nella penisola italiana (CALDERONI *et alii*, 1991; COLTORTI & DRAMIS, 1995; GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997), esso viene posto alla transizione tra Pleistocene superiore e Olocene.

Le attribuzioni cronostratigrafiche sono basate sul rinvenimento di indicatori climatici (depositi detritici di versante, crioturbazioni, paleosuoli, *etc.*) di alcuni reperti ceramici fluitati all'interno di depositi alluvionali. Raramente sono state possibili osservazioni di sovrapposizione stratigrafica tra depositi olocenici e pleistocenici. Solo su alcuni depositi di travertini è stato possibile effettuare determinazioni radiometriche.

Le relazioni stratigrafiche tra i depositi continentali e quelli costieri, molto estesi nei vicini Fogli 557 "Cagliari" e 564 "Carbonia", hanno permesso inoltre un'ulteriore applicazione del criterio morfo-stratigrafico.

Seguendo le indicazioni del Servizio Geologico d'Italia, sono state anche rappresentate le caratteristiche di facies dei depositi, così da offrire un quadro paleogeografico articolato e completo nell'ambito delle diverse unità (fig.37).

4.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI

Nel Foglio Assemini sono ben rappresentati depositi alluvionali attribuibili al Pleistocene superiore e noti in letteratura come "Alluvioni antiche" *Auct.*

4.1.1. - *Sintema di Portovesme (PVM)*

Questa unità affiora estesamente nel Foglio Assemini, soprattutto lungo la valle del Cixerri e nella piana di Uta.

Il sintema è composto da due subsintemi: il subsintema di Portoscuso (PVM₂) definito nell'adiacente Foglio 564 "Carbonia" e il subsintema di Cala Mosca (PVM₁) definito nel Foglio 557 "Cagliari"; nel Foglio Assemini affiora solo il primo.

Da un punto di vista stratigrafico questi sedimenti: a) costituiscono l'unità alluvionale precedente l'Olocene; b) sono stati messi in posto in condizioni aride e fredde e prima della loro messa in posto ai piedi dei versanti sono stati modellati *pediment* più o meno estesi.

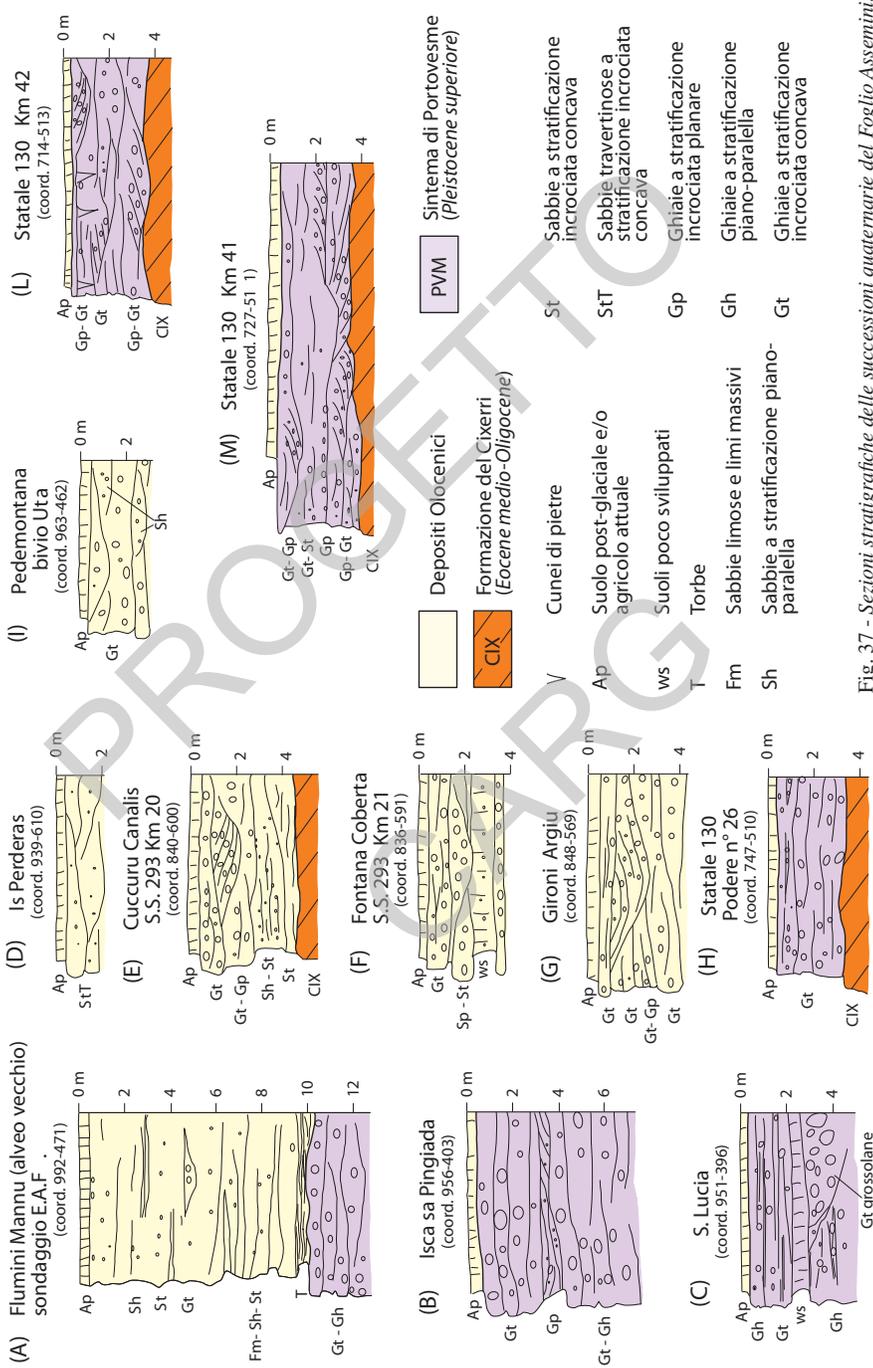


Fig. 37 - Sezioni stratigrafiche delle successioni quaternarie del Foglio Assemini.

Il subsistema di Portoscuso è rappresentato da depositi di conoide alluvionale (PVM_{2a}) costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane, sino alla taglia dei blocchi, a spigoli subangolosi e subarrotondati. Essi presentano strutture incrociate concave in genere di limitata ampiezza e profondità (Isca sa Pingiada, S. Lucia, S.S.130 Podere n.26: Sez. B, C, H in fig.37). Sono inoltre frequenti lenti e livelli piano paralleli o massivi. I sedimenti più fini, rappresentati da sabbie grossolane sono sempre molto subordinati e si presentano in lenti e livelli intercalati ai livelli ghiaiosi.

Questi sedimenti sono stati deposti da corsi d'acqua a canali intrecciati. Più raramente, sia nella parte intermedia (ad es. a Isca sa Pingiada, coord.: 956-403) che nella parte alta della unità (km 41 S.S. 130 e Isca sa Pingiada: Sez. B, M in fig.37), i canali presentano una stratificazione incrociata planare di limitata estensione, che indica una tendenza alla migrazione laterale. In questi casi i sedimenti sabbiosi si presentano anche come riempimento di canali.

Nei pressi dei versanti, in alcune località (ad es. nella zona apicale della conoide del Riu Gutturreddu) sono presenti intercalazioni di lenti di ghiaie con clasti angolosi e subangolosi a confermare, oltre che un limitato trasporto, la contemporanea presenza di processi di degradazione fisica, verosimilmente crioclastismo, sui versanti limitrofi.

Nella parte più occidentale del Foglio, lungo la S.S. 130 (al km 42) sono stati osservati evidenti cunei di pietre che indicano la presenza di suoli poligonali (sez. L in fig.37 e fig.38). I cunei hanno una profondità anche superiore al metro e suggeriscono condizioni periglaciali con *permafrost* stagionale. Data la quota bassa di questo affioramento (120 m s.l.m.) ed il loro rinvenimento nei pressi della parte alta del deposito, è verosimile che essi rappresentino lo *Younger Drias* (DAANSKARD *et alii*, 1993). Figure simili erano già state segnalate a San Priamo (Sarrabus) da BARCA *et alii* (1981c) all'interno di depositi del Pleistocene superiore.

I depositi crionivali sono ampiamente diffusi in Sardegna (OZER & ULZEGA, 1981), ma testimoniano un modellamento in cui il ruolo predominante è dato dalla neve e dal crioclastismo stagionale e non indicano necessariamente temperature medie annue inferiori a 0° C. I cunei di pietre d'altra parte necessitano di un periodo pluriennale con temperature medie annue inferiori a 0° C. Cunei di pietre sono segnalati anche nel Pleistocene superiore di altri settori del Mediterraneo (RAYNAL, 1964; VAUMAS, 1964; RAYNAL, 1973).

Questi depositi formano terrazzi alluvionali ai lati dei letti fluviali attuali e dei depositi alluvionali olocenici, in genere anch'essi costituiti da conoidi alluvionali (fig.39) a loro volta terrazzate. Le scarpate variano da qualche metro sino a varie decine di metri di altezza (ad es. a Perda Crabas, a N di Vallermosa, a Zinnigas, *etc.*).

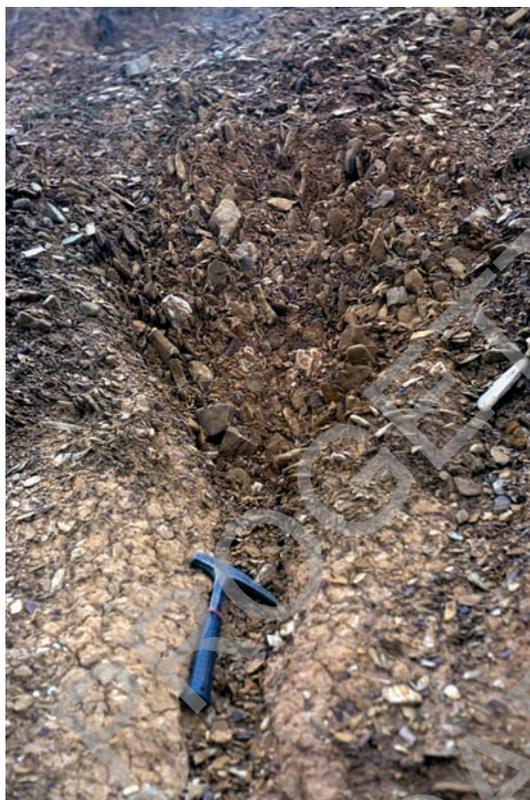


Fig. 38 - Strutture a “cunei di pietre” che testimoniano condizioni climatiche periglaciali durante la deposizione del sintema di Portovesme (PVM). S.S. 130, km 42, coord.: 714-513.

Malgrado l'estrema frammentarietà dei depositi, è possibile stabilire che essi generassero estese conoidi alluvionali coalescenti che bordavano le depressioni del Cixerri e del Campidano sovralluvionando quasi completamente il fondovalle. Alcune conoidi alimentate da valli di modesta estensione hanno un profilo longitudinale discretamente acclive a testimoniare l'importanza dei processi di massa e la scarsa rielaborazione idrica. Sono infatti frequenti i livelli costituiti da ciottoli anche di grandi dimensioni sino ai blocchi.

Nel bordo sud-orientale del Foglio, ai limiti della pianura costiera del Golfo di Cagliari, questi depositi sono stati troncati dalle dinamiche erosive oloceniche, ma è verosimile che a questa unità corrispondano i sedimenti grossolani segnalati a circa m 10 di profondità nell'area di Flumini Mannu (alveo vecchio) (Sez. A in fig.37).

La base del deposito, che è frequentemente modellata sulla formazione del Cixerri, è netta e raramente solcata da paleoalvei. Questa superficie di erosione

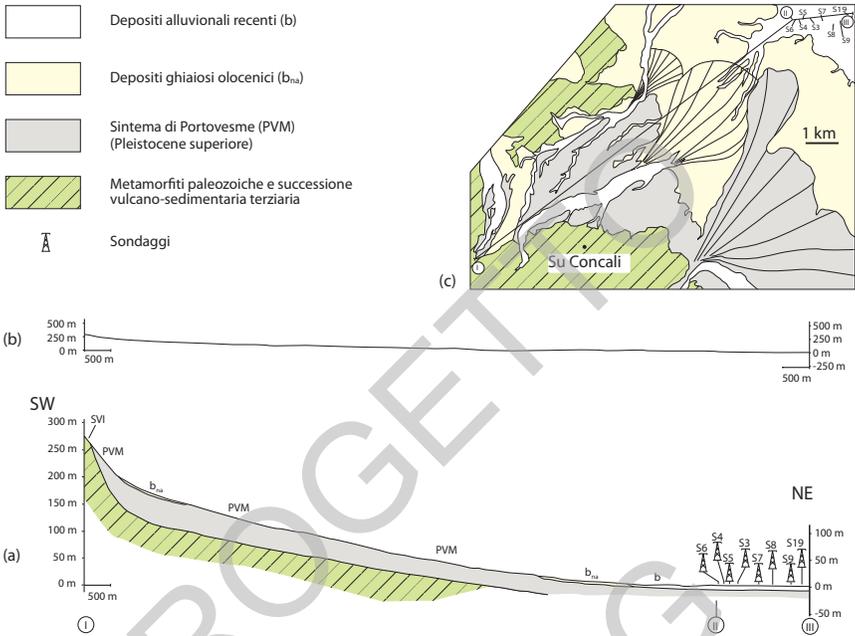


Fig. 39 - Profilo della conoide alluvionale di Uta a SW di Assemmini. a) profilo con esagerazione verticale 10x; b) profilo senza esagerazione verticale; c) ubicazione della traccia del profilo. I sondaggi indicati in figura derivano da dati dell'E.A.F. (1993).

su roccia conferma quanto osservato nei fogli limitrofi, cioè che prima della fase di generale aggradazione delle conoidi alluvionali, verosimilmente verificatasi durante l'ultimo massimo glaciale, i versanti erano stati modellati da estesi *pediment/glacis* di erosione. I *pediment* sono morfologie tipiche degli ambienti aridi e subaridi (THOMAS, 1997) ed indicano che mentre i versanti sono interessati da un arretramento parallelo ai piedi degli stessi si ha equilibrio tra processi di accumulo e di erosione con predominanza delle dinamiche di trasporto tramite dilavamento areale. Morfologie analoghe sono già state segnalate in altre località della Sardegna (BARCA *et alii*, 1981c).

Alla sommità dei depositi sono talora conservati gli orizzonti profondi di luvisuoli e alfisuoli anche discretamente rubefatti. Gli orizzonti superficiali sono infatti generalmente troncati in seguito alle pratiche agricole millenarie che hanno interessato queste unità. Al passaggio con i sedimenti alluvionali, e talora sui clasti degli stessi, sono state osservate bande di decolorazione grigiastre in seguito a fenomeni di idromorfia stagionale.

Purtroppo la mancanza di resti organici ha impedito l'inquadramento cronologico di questi depositi con metodi radiometrici, che è però stato effettuato nella località tipo del sintema (Portovesme) e in altre località del vicino Foglio 564 "Carbonia". I rapporti stratigrafici tra questa unità e quelle successive sono analoghi in ambedue i fogli, sebbene nel Foglio 564 "Carbonia" affiorino diffusi sedimenti eolici non osservati all'interno dell'area in esame, e permettono l'attribuzione al Pleistocene superiore.

Mediamente lo spessore di questi depositi non supera i 5 m, mentre per le conoidi di Uta si stimano potenze fino a 40 m.

4.2. - DEPOSITI OLOCENICI

Questi depositi sono rappresentati sia da sedimenti attuali che da quelli derivati dalle modificazioni dell'ambiente fisico oloceniche e dunque caratterizzati da gradi variabili di inattività e seppellimento. Tra questi depositi sono compresi anche depositi alluvionali terrazzati posti a quote inferiori rispetto ai terrazzi pleistocenici. I depositi più rappresentati sono quelli di pianura alluvionale, che mostrano passaggi progressivi a quelli di conoide alluvionale; sono ben rappresentati anche i depositi di versante. La natura di questi sedimenti e la relazione laterale tra le varie facies è alquanto complessa.

4.2.1. - *Travertini* (f₁)

Nel Foglio Assemini sono stati riconosciuti depositi travertinosi affioranti in contesti geologici diversi. Alcuni affiorano alla base dei rilievi costituiti dalle formazioni carbonatiche cambriane (presso M. Gioiosa Guardia) e dei rilievi di rocce paleozoiche e terziarie della Soglia di Siliqua (Is Lottus). Altri depositi travertinosi affiorano invece nella piana del Campidano nei pressi di Villasor.

Stratigraficamente sono ricoperti da depositi alluvionali olocenici. Il contatto basale non è affiorante.

Si tratta in genere di depositi fortemente cementati prevalentemente fitoermali, fitostromali e subordinatamente fitoclastici con tracce di resti vegetali e contenenti talvolta gusci di molluschi polmonati. Il deposito di Is Lottus è ubicato in prossimità di sorgenti idrotermali attuali, già utilizzate durante l'età del Bronzo. Nei pressi della sorgente furono infatti edificate numerose strutture, compreso un pozzo sacro. Per l'edificazione delle strutture fu realizzato uno spianamento che aveva troncato la superficie del travertino. Il pozzo si approfondiva di alcuni metri in questo travertino.

È stata effettuata una datazione con ^{14}C su roccia totale che ha dato un'età di 33.180 ± 450 anni B.P.. La datazione è da noi considerata troppo antica in quanto questi depositi sono ubicati all'interno dell'incisione che interessa i depositi alluvionali del Pleistocene superiore e sono dunque morfo-stratigraficamente successivi a questo periodo. È inoltre poco verosimile che mentre i versanti dell'area erano degradati da processi di frammentazione meccanica, con acque in grado di produrre la vistosa aggradazione delle conoidi alluvionali, ai piedi degli stessi potessero depositarsi sedimenti di precipitazione chimica. L'errore di datazione potrebbe essere collegato alla presenza della sorgente idrotermale ed alla fuoriuscita di CO_2 fossile.

I lembi di travertino che affiorano a N di Villasor sono stati riconosciuti sia in seguito alle lavorazioni agricole che in alcuni sbancamenti (fig.40). Questi sedimenti sono ricoperti da un deposito alluvionale ghiaioso contenente un orizzonte petrocalcico generato attorno ad apparati radicali. Si tratta di travertino fitoclastico in strati decimetrici depositati all'interno di sottili canali di limitata profondità (10-30 cm) e larghezza (massimo 2-3 m) contenenti rari resti di molluschi d'acqua dolce. Nell'affioramento più significativo, lungo la linea ferroviaria Cagliari-Sassari ai margini settentrionali del Foglio, dove la base del deposito non è visibile, lo spessore di questi sedimenti è superiore a 4 m.



Fig. 40 - Affioramento di depositi travertinosi olocenici (v. Sez. "D" in fig.37). Is Perderas, coord.: 939-610.

Questi depositi travertinosi non sono più in equilibrio con le attuali condizioni morfogenetiche dato che sono sempre dissecati e terrazzati dai corsi d'acqua attuali. La loro genesi si osserva a valle di risorgenti in seguito alla rielaborazione di depositi fitostromali e fitoermali. Le sorgenti dovevano essere ubicate a NE dell'area in esame, al di fuori del Foglio. Dato che la torbidità delle acque impedisce la genesi di questi depositi è verosimile la loro messa in posto durante l'Olocene antico come è stato osservato in numerose località dell'Appennino (CILLA *et alii*, 1994).

Anche su questi depositi è stata realizzata una datazione radiometrica su roccia totale. L'età ottenuta è 35.210 ± 560 anni B.P.. L'età è stata ritenuta troppo vecchia per i medesimi motivi del deposito precedente, e si ritiene più probabile un'attribuzione all'Olocene.

4.2.2. - *Depositi alluvionali terrazzati (b_n)*

Affiorano estesamente in tutto il Foglio, dove ricoprono i sedimenti del sistema di Portovesme e sono ricoperti dai depositi alluvionali attuali. Si tratta di ghiaie a stratificazione incrociata concava deposte all'interno di canali bassi e poco continui, alternate a ghiaie a stratificazione piano parallela (Cuccuru Canalis, Gironi Argiu, Pedemontana bivio Uta) (Sez. E, G, I in fig.37). Talora i canali solcano anche il substrato. In alcune sezioni sono presenti livelli sabbiosi a stratificazione piano parallela o incrociata concava (Is Perderas, Sez. D in fig.37) e sottili livelli pedogenizzati da suoli poco sviluppati (Fontana Coberta, Sez. F in fig.37).

Sono depositi posti ai lati dei letti attuali o dei tratti di alveo regimati ed in genere non interessati dalle dinamiche in atto. Tratti limitati di questa unità potrebbero però essere interessati da dinamiche alluvionali durante eventi idro-meteorici eccezionali.

Localmente la mancanza di differenze piano altimetriche marcate ha impedito di stabilire quali fossero i tratti interessati da dinamiche precedenti la situazione idrografica attuale. La situazione è infatti alquanto variabile da settore a settore.

In particolare, la maggiore articolazione del paesaggio si ha in corrispondenza delle conoidi alluvionali dato che sono state osservate vere e proprie conoidi telescopiche. Localmente però, tra una fase deposizionale e l'altra sono presenti importanti approfondimenti del reticolo idrografico sino al substrato.

Questa situazione è facilmente osservabile nell'area di Vallermosa o all'interno della valle del Cixerri. A Vallermosa, il Riu Pau genera una conoide principale appiattita alimentata anche da numerosi corsi d'acqua minori provenienti dai versanti.

Nell'area apicale della conoide i sedimenti sono separati dall'unità del Pleistocene superiore (sintema di Portovesme) solamente da una scarpata. Nella parte medio-distale invece i torrenti alimentati dalla fuoriuscita delle acque di infiltrazione nella parte apicale hanno generato piccole valli, e sugli spartiacque sono rimasti lembi di depositi alluvionali terrazzati olocenici posti a quote anche lievemente differenti l'uno dall'altro. In genere si tratta di depositi di esiguo spessore. Il progressivo approfondimento di questi torrenti ha talora indotto la cattura del canale principale generando lunghe valli abbandonate.

Vistosi esempi di questo fenomeno si osservano a S del Lago del Cixerri. Ad esempio il Riu s'Isca de Arcosu all'altezza della fattoria Piras proseguiva verso Gora sa Corti de Sa Perda. Il limitrofo Riu Gutturu is Paus inizialmente proseguiva verso N all'interno del Riu Bega Deretta. In seguito a queste catture e ad analoghe dinamiche in tutta la valle del Cixerri, possono osservarsi lembi di terrazzi abbandonati a quote progressive sui fondi vallivi, modellatesi durante l'approfondimento dei corsi d'acqua olocenici. Fenomeni simili sono molto diffusi in tutta l'area rilevata ed in particolare a N di Musei (dintorni Rio San Marco).

All'interno della valle del Cixerri le conoidi hanno condizionato la dinamica deposizionale di fondovalle sebbene evidenti scarpate separino i depositi di conoide dalle alluvioni di fondovalle, a testimoniare un lungo periodo di approfondimento vallivo. Nel Campidano invece le conoidi alluvionali caratterizzate da deposizione clastica grossolana (Sez. E, F, G in fig.37) passavano verso valle a corsi via via più sinuosi sino a veri e propri meandri. Le tracce di antichi meandri, con canali abbandonati riempiti di sedimenti fini, sono state riconosciute in foto aerea in tutta l'area a NW di Decimoputzu e Villaspeciosa, come anche nei dintorni di Uta.

Il settore orientale della pianura tra Villasor e Decimomannu è costituito da una successione di sedimenti alluvionali grossolani che degradano progressivamente verso il Flumini Mannu. Si tratta verosimilmente di conoidi alluvionali coalescenti che giungevano nell'area dal limitrofo Foglio 557 "Cagliari". Estese conoidi alluvionali terrazzate si osservano anche a S di Uta dove non è escluso che la deposizione di sedimenti grossolani si sia verificata anche al di sopra di porzioni significative di conoidi terrazzate più antiche.

Le differenze cronologiche tra un terrazzo e l'altro sono talora facilmente percepibili anche in foto aerea, data la freschezza dei sedimenti e l'assenza di importanti coperture pedologiche su alcune unità. In genere l'alterazione è quasi assente nei depositi terrazzati più recenti posti a pochi metri sui fondi vallivi attuali, mentre può essere rappresentata da suoli cambici, luvisuoli o alfisuoli nei terrazzi più elevati. La natura silicatica della maggior parte dei sedimenti e la mancanza di basi, unitamente ai forti contrasti stagionali del caratteristico clima mediterraneo favorisce infatti un'accelerazione dei processi di alterazione.

Un ulteriore indizio sull'età olocenica di questi depositi al loro interno sono stati localmente rinvenuti ciottoli costituiti da frammenti di ceramica preistorica fluitati.

Lo spessore di questi sedimenti è, nella maggior parte dei casi, difficilmente valutabile, ma in alcune sezioni, in cave o lungo scarpate di erosione fluviale associate alle dinamiche attuali, possono superare i 10 m.

4.2.3. - *Depositi di versante (a)*

Affiorano limitatamente lungo i versanti di M. Idda, sul versante settentrionale dei rilievi carbonatici di rocce cambriane di Orbai e in corrispondenza dei versanti di Concas Arrubias. Ricoprono i depositi alluvionali terrazzati olocenici.

Si tratta di depositi detritici costituiti da clasti angolosi in genere di spessore limitato (alcuni metri) osservati sulle pendici dei rilievi costituiti da rocce vulcanoclastiche, laviche o intrusive sul bordo occidentale del Campidano ad E di Villaspeciosa e Decimoputzu.

Depositi analoghi, più rari ed in genere non cartografati per la scarsa estensione e spessore, sono presenti anche sui versanti dei rilievi di rocce paleozoiche. L'abbondante frazione organica all'interno dei livelli detritici suggerisce la loro messa in posto durante l'Olocene ma non è escluso che alla base di alcuni depositi siano rappresentati anche sedimenti pleistocenici.

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

Affiorano lungo una ristretta fascia compresa tra Rio San Marco e Tanca Berlinghieri. Ricoprono in genere i depositi alluvionali terrazzati olocenici.

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.

L'attribuzione all'Olocene di questi depositi è dovuta alla presenza, nelle poche sezioni osservate, di una 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. L'attribuzione è confermata anche dal fatto che questi depositi sono in genere ubicati all'interno delle incisioni che interessano le conoidi pleistoceniche. Il loro spessore è in genere esiguo (qualche metro).

4.2.5. - *Depositi palustri* (e₅)

Nel margine orientale del Foglio affiorano limitatamente depositi palustri legati all'evoluzione attuale dell'adiacente Stagno di S. Gilla, che si estende nel Foglio 557 "Cagliari". Sono sedimenti fini, argilloso-limosi con rari livelli di sabbie fini, ricchi in sostanza organica. L'esiguo areale di affioramento, nonché la spinta antropizzazione di quest'area, non permettono osservazioni dettagliate, né di definirne lo spessore, e sono comunque riferibili all'Olocene.

4.2.6. - *Depositi alluvionali* (b)

L'area del Foglio Assemini è drenata da tre corsi d'acqua principali: il Flumini Mannu che drena la parte centrale del Campidano, il Cixerri che drena la depressione omonima ed il Riu Mannu di S. Sperate che proviene dalla Trexenta, sul bordo nord-orientale del Campidano. A questi corsi principali si raccordano numerosi affluenti minori in genere a carattere fortemente torrentizio. I corsi d'acqua principali sono stati fortemente regimati e si presentano delimitati da argini artificiali o canalizzati. Una fitta rete di canali artificiali drena comunque ampi settori del Campidano raccogliendo le acque dei torrenti minori e convogliandoli nel Flumini Mannu. All'interno di questi depositi sono stati considerati anche sedimenti posti ai lati degli argini artificiali e dunque appartenenti al sistema generato dal tracciato fluviale originario precedente la regimazione.

I sedimenti alluvionali sono in genere grossolani e solo localmente sono presenti intercalazioni di lenti e sottili livelli di sabbia. Le strutture sedimentarie non si differenziano da quelle già descritte per i depositi alluvionali terrazzati olocenici, a testimoniare la presenza in un passato più o meno prossimo di corsi a canali intrecciati. I sedimenti fini aumentano notevolmente verso la costa del Golfo di Cagliari. Avvicinandosi ai versanti i sedimenti all'interno degli alvei possono essere anche molto grossolani con ciottoli e blocchi (fig.41). Soprattutto all'interno delle strette valli che solcano i rilievi sono stati osservati letti armati anche molto grossolani. La limitatezza degli affioramenti ha impedito talora la loro rappresentazione cartografica.

Spesso allo sbocco delle valli che drenano i rilievi, i corsi d'acqua sono incisi all'interno di conoidi alluvionali delimitati in genere da scarpate anche di vari metri di altezza (ad es. quella del Rio Isca di Assemini).

Nelle pianure alluvionali principali, come quelle ai lati dell'alveo attuale del Flumini Mannu, del Riu di S. Sperate e sulla antica posizione del Riu Serra Gureu, sono presenti tracce di antichi meandri abbandonati, spesso riempiti da sedimenti fini.



Fig. 41 - Depositi ghiaiosi attuali (*b_a*) lungo il letto del Rio Camboneddu, coord.: 845-410.

Sedimenti fini, ma con tracciati meno sinuosi, caratterizzano anche l'area ad E di Decimoputzu. Purtroppo non sono state osservate sezioni all'interno di questi sedimenti che testimoniano comunque come sui fondi vallivi principali, prima dei lavori di regimazione, i fiumi avessero un tracciato caratterizzato da una maggiore sinuosità, sino a veri e propri meandri.

Sedimenti fini sabbioso-siltosi ed argillosi, ricchi di materia organica e con frequenti intercalazioni sabbiose affiorano anche in un'area particolarmente estesa sui lati della pianura alluvionale attuale a S dell'allineamento Uta-Assemini. Quest'area corrisponde al margine interno dello Stagno di Santa Gilla.

A questi sedimenti sono correlabili quelli attraversati da un sondaggio effettuato nello Stagno di Cagliari (Sez. A in fig.37) (E.A.F., 1993), dove presentano oltre 10 m di spessore e sovrastano depositi torbosi che testimoniano come nell'Olocene antico la parte più interna della pianura costiera del Flumini Mannu fosse caratterizzata da stagni e paludi costiere con forte deposizione organica.

Non è nota l'età di questi depositi ma è verosimile che essi caratterizzino gli ambienti deposizionali sviluppatisi in seguito alla fase trasgressiva olocenica, come anche osservato in numerosi delta della penisola. Lo spessore di questi sedimenti è molto variabile e non supera mai i 5 m.

4.2.7. - *Depositi antropici* (h_1)

Appartengono a questa unità tutti i depositi la cui origine è imputabile all'attività umana. I depositi antropici nel Foglio assumono maggiore importanza nelle zone in cui è stata notevole la presenza delle attività minerarie.

Nell'area di Rosas e Orbai sono presenti discariche minerarie (h_{1m}) di materiali sterili derivanti dall'attività estrattiva, con spessori massimi di 10 m e di fanghi sterili di laveria con spessori talora consistenti (più di 40 m).

Di particolare interesse sono i bacini di raccolta sterili delle miniere di Rosas e Orbai (estese rispettivamente circa 20.000 e 15.000 mq) anche per le problematiche inerenti all'inquinamento dovuto al rilascio di metalli pesanti per dilavamento.

In località Serra de Is Arrecciadas sono presenti due argini per laghetti collinari artificiali costituiti da materiali di riporto (h_{1r}); con la stessa simbologia nella carta è indicata anche la parte frontale dello sbarramento artificiale di Medau Zirimilis.

A S dell'abitato di Assemini nei pressi della sponda sinistra del Flumini Mannu sono presenti alcune discariche industriali (h_{1i}). Sono cumuli di spessori talvolta consistenti (più di 10 m) di fanghi sterili derivanti dalla lavorazione per l'estrazione della fluorite dal materiale proveniente dalla miniera di Silius.

Nel Foglio, in territorio di Siliqua, ad E di M. Uannena è presente una discarica per rifiuti solidi urbani (h_{1u}).

V - TETTONICA

La struttura generale del Foglio Assemini è caratterizzata da due grandi depressioni tettoniche: una blanda sinclinale di età tardo-paleogenica in cui si è impostata la valle del Cixerri e un semigraben di età pliocenica corrispondente alla piana del Campidano.

Sebbene i lineamenti fisiografici principali siano dovuti alla tettonica cenozoica, la maggior impronta deformativa è registrata nelle rocce paleozoiche che hanno subito gli eventi deformativi e metamorfici dell'Orogenesi ercinica. Il basamento ercinico affiora in due ampie zone nell'area meridionale e settentrionale del Foglio.

1. - TETTONICA PALEOZOICA

Il basamento paleozoico affiorante nel Foglio Assemini è costituito dalle epimetamorfiti della Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis che è considerato l'Au-toc-tono della catena ercinica, tettonicamente sormontato dall'Unità dell'Arburese (v. fig.2).

Mentre le controversie sulla successione stratigrafica del Sulcis-Iglesiente sono state in gran parte superate nella prima metà del XX secolo (cfr. § II), l'assetto tettonico e strutturale di quest'area è stato oggetto di numerosi studi e differenti interpretazioni, anche recenti.

L'evoluzione deformativa paleozoica accettata dalla maggioranza degli Autori (ARTHAUD, 1963; POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966; DUNNET, 1969;

DUNNET & MOORE, 1969; ARTHAUD, 1970; CARMIGNANI *et alii*, 1982a; CARMIGNANI *et alii*, 1992c; CARMIGNANI *et alii*, 1994b) può essere così schematizzata:

- *Fase sarda*, rappresentata da blandi piegamenti con assi circa E-W senza sviluppo di scistosità o metamorfismo (Pieghe E-W). L'età della deformazione (eocaledoniana: Ordoviciano medio) sarebbe marcata dalla discordanza angolare tra la successione cambro-ordoviciano inferiore e i conglomerati dell'Ordoviciano medio-Superiore (formazione di Monte Argentu). Questa discordanza ha importanza regionale ed è correlata con la Discordanza sarrabese a E del Campidano (CALVINO, 1959).
- *I fase ercinica*, caratterizzata ancora da strutture plicative con assi E-W che accentuarono le pieghe precedenti, anch'esse senza sviluppo di scistosità. Il parallelismo di queste strutture con le precedenti implica grandi incertezze nel distinguere gli elementi strutturali della I fase ercinica da quelli eocaledoniani.
- *II fase ercinica*, che rappresenta la deformazione principale con strutture plicative orientate circa N-S. Le Pieghe ad assi N-S hanno piano assiale molto inclinato e sono spesso associate ad una scistosità di piano assiale ben sviluppata. Lo sviluppo di queste strutture è molto variabile e dipende sostanzialmente dalle diverse litologie. Faglie inverse e limitati sovrascorrimenti accompagnano le strutture plicative.
- *III fase ercinica*, caratterizzata da strutture minori e con direzioni assiali variabili.

In queste ricostruzioni strutturali gli Autori sopra citati hanno evidenziato soprattutto quello che è sicuramente l'aspetto strutturale più caratteristico a scala cartografica della tettonica paleozoica del Sulcis-Iglesiente settentrionale: la presenza di forme di interferenza di "tipo 1" (RAMSAY, 1967) a "duomi e bacini", di dimensioni anche plurichilometriche come il cosiddetto "Duomo delle arenarie" a N di Iglesias (tav.2), originate dalla sovrapposizione delle pieghe ad assi E-W e ad assi N-S con piani assiali sub-verticali e direzioni assiali circa ortogonali.

Alcuni Autori hanno delineato un quadro deformativo più o meno differente. BRUSCA & DESSAU (1968) propongono che le Pieghe ad assi E-W erciniche siano successive a quelle con assi N-S, interpretando la giacitura variabile degli assi delle Pieghe N-S sui fianchi delle Pieghe E-W come una deformazione degli elementi strutturali preesistenti. DEL BONO (1965) e BROUWER (1987) interpretano parte del conglomerato basale della formazione di Monte Argentu ("Puddinga" *Auct.*) come una breccia tettonica e negano l'esistenza della "discordanza sarda", ipotizzando una importante fase deformativa pre-ercinica quasi completamente obliterata dall'Orogenesi ercinica. CARMIGNANI (1990) propone di semplificare il quadro tettono-strutturale di cui sopra, attribuendo alla sola fase eo-caledonica le Pieghe con assi E-W.

Recentemente LUNEBURG & LEBIT (1998), negano la presenza di piegamenti eo-caledonici (Fase sarda). Secondo questi Autori, pieghe dirette N-S ed E-W sono prodotte nell'ambito di una deformazione progressiva ercinica riconducibile a paleostress con direzione progressivamente variabile.

In parziale accordo con questi stessi Autori, anche CONTI *et alii* (2001) ritengono che non vi siano evidenze chiare di piegamenti E-W che interessino la sola successione pre-Fase sarda, e quindi, pur riconoscendo la presenza di una importante discordanza con carattere regionale, non collegano alla "discordanza sarda" alcun specifico elemento strutturale, e attribuiscono le Pieghe ad assi E-W esclusivamente alla I fase ercinica.

Studi condotti durante il rilevamento del Foglio Assemini hanno evidenziato che accanto alle fenomenologie plicative anche i sovrascorrimenti hanno avuto un ruolo importante nel determinare l'assetto geometrico-strutturale del Sulcis-Iglesiente. In particolare il sovrascorrimento dell'Unità tettonica dell'Arburese ha indotto nelle rocce sottostanti una deformazione più intensa, con lo sviluppo di pieghe, *thrusts* e relativa foliazione metamorfica che finora non erano stati considerati nell'interpretazione generale dell'assetto strutturale del Sulcis-Iglesiente. Inoltre l'analisi della deformazione nell'Unità tettonica dell'Arburese ha permesso di correlare per la prima volta gli eventi deformativi individuati nella Zona a falde con quelli della Zona esterna.

Di seguito vengono descritte le fasi tettoniche e le strutture maggiori che hanno interessato la successione paleozoica del Foglio Assemini.

1.1. - TETTONICA EOCALEDONIANA ("*Fase sarda*" Auct.)

L'esistenza di una fase deformativa che interessa la successione pre-Ordoviciano Superiore, denominata Fase sarda, si basa sulla presenza di una diffusa e importante discordanza angolare tra i sedimenti tremadociani e quelli caradociani. Questa discordanza fu descritta da TEICHMÜLLER (1931) ed è nota come "discordanza sarda". STILLE (1939) correlò questa discordanza con quelle osservate in altre aree europee, ad es. nella penisola iberica, e la attribuì all'Orogenesi caledoniana anche in virtù di una presunta età siluriana della successione discordante sovrastante, dandogli il nome di Fase sarda.

Questa idea di una tettonica pre-caradociana, da alcuni Autori definita come "eo-caledonica", in quanto sicuramente più antica della tettonica della catena caledoniana nord-europea, è stata in seguito condivisa da quasi tutti gli Autori che hanno studiato l'assetto tettonico e stratigrafico di quest'area (VARDABASSO, 1956b; ARTHAUD, 1963; POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966; DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970; CARMIGNANI *et alii*, 1982a).

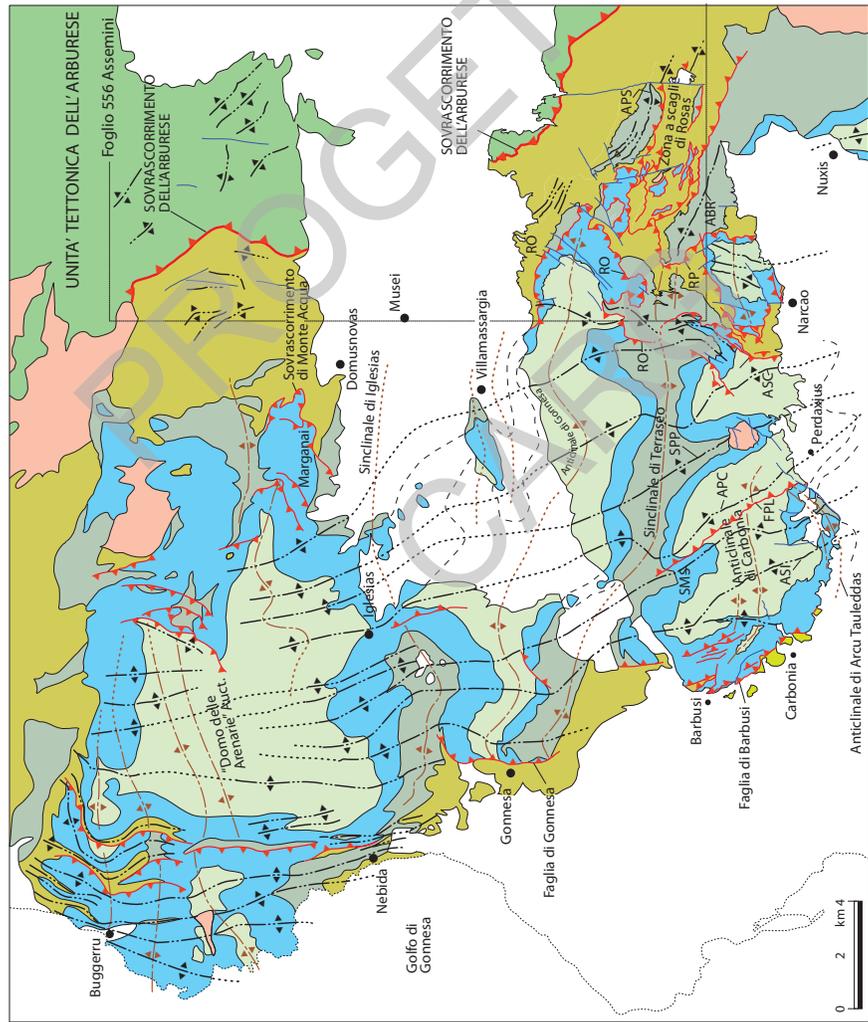
Ciò che ha portato gli Autori precedenti ad ipotizzare un piegamento E-W che interessa solo la successione pre-“discordanza sarda” è l’osservazione che il conglomerato basale della formazione di Monte Argentu giace in discordanza su entrambi i fianchi delle grandi Pieghe E-W come la Sinclinale di Iglesias, l’Anticlinale di Gonnese, *etc.* (tav.2) che ripiegano la successione che va dal Cambriano Inferiore all’Ordoviciano Inferiore. Queste osservazioni in queste situazioni “chiave” hanno però bisogno di ulteriori verifiche in quanto spesso i contatti sono di natura tettonica: ad es. la Faglia di Gonnese (BRUSCA & DESSAU, 1968) e gli Accavallamenti del Marganai (CAROSI *et alii*, 1992b), che non consentono di sostenere con sicurezza l’esistenza di Pieghe E-W pre-“discordanza sarda”.

Nel Foglio Assemini la “discordanza sarda” è meno evidente che nelle aree più occidentali dell’Iglesiente. Questo probabilmente è dovuto alla deformazione ercinica più penetrativa che ha subito quest’area, immediatamente sottostante al sovrascorrimento dell’Unità dell’Arburese.

Sebbene la “discordanza sarda” sia un fenomeno diffuso e di grande evidenza che da solo testimonia eventi tettonici intra-ordoviciani, nel rilevamento CARG del Foglio Assemini non sono stati documentati con sicurezza né elementi strutturali lineari (lineazioni, assi di pieghe, *etc.*) né planari (scistosità, clivaggio, *etc.*) né strutture plicative o altro, riferibili alla Fase sarda. In particolare l’ipotesi di POLL (1966) che la formazione di Cabitza mostri un piegamento più intenso rispetto alla sovrastante formazione (cioè con pieghe più chiuse), a riprova perciò che i sedimenti pre-caradociani avrebbero subito un piegamento precedente con la medesima direzione assiale, non ha trovato riscontro in campagna negli stessi affioramenti segnalati dall’Autore. L’impressione è che, invece, il diverso stile di piegamento osservabile al di sopra ed al di sotto della “discordanza sarda” sia semplicemente dovuto al forte contrasto di competenza tra metasedimenti arenacei grossolani o carbonatici cambro-ordoviciani e le filladi e metasiltiti dell’Ordoviciano Superiore - Siluriano.

1.2. - TETTONICA ERCINICA

I rilevamenti e l’analisi strutturale eseguiti nel Foglio Assemini hanno confermato che la tettonica ercinica è caratterizzata da due fasi deformative principali: una con raccorciamento circa meridiano che origina pieghe con assi diretti E-W ed una seconda, con assi con direzione circa ortogonale alla precedente (tab.2). Quest’ultima è la fase deformativa principale ed è correlata con la messa in posto delle Falde esterne sulla Zona esterna della catena. Queste traslazioni hanno sviluppato una deformazione progressiva complessa, anch’essa associata a una diffusa scistosità.



Tav. 2 - Schema strutturale dell'Iglesiente-Sulcis. Da CARMIGNANI et alii (1982a), modificato.

Tab. 2 - Fasi deformative erciniche e relative strutture nel basamento ercinico del Foglio Assemini.

<i>FASI DEFORMATIVE</i>	<i>DIREZIONE DI RACCORDAMENTO</i>	<i>STRUTTURE PRINCIPALI</i>	<i>CARATTERISTICHE ED ELEMENTI STRUTTURALI INDICATI NELLA CARTA</i>
I Fase ercinica	(N-S)	Anticlinale di Gonnese	Pieghe con assi E-W non scistose (A ₁)
II Fase ercinica	(circa NE-SW e E-W)	Sovrascorrimento dell'Arburese Zona a scaglie di Rosas Pieghe di Perdu Sanna e di Bega Rosas	Sovrascorrimenti W-SW vergenti con fasce cataclastico-milonitiche; Pieghe scistose con assi di circa N130 (S _{2a} , A _{2a} , L _{2a})
		Pieghe di Genna Pira	Pieghe scistose con assi N-S (S _{2b} , A _{2b})
		Retroscorrimenti di Orbai e Perda Carcina	Sovrascorrimenti E vergenti con fasce milonitiche e pieghe asimmetriche non scistose (S _{2c} , A _{2c} , L _{2c})
Fase estensionale		Faglia di Monte Ettoi Faglie dirette dell'area di Orbai	Faglie dirette a basso angolo che riattivano precedenti lineamenti strutturali e Faglie dirette ad alto angolo

Le strutture di interferenza con tipica geometria a duomi e bacini, dovuta alla sovrapposizione di pieghe circa ortogonali, sono uno degli aspetti più caratteristici e più noti dell'assetto tettonico-strutturale della Sardegna SW.

1.2.1. - Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis

1.2.1.1. - I Fase Ercinica

Il primo evento deformativo è caratterizzato da anticlinali e sinclinali, con lunghezza d'onda in genere chilometrica, piani assiali sub-verticali e direzione assiale circa E-W. La geometria di queste strutture è fortemente influenzata dalla competenza delle litologie ripiegate e dal loro spessore. In genere si osserva che quando interessa le successioni arenacee e carbonatiche delle formazioni di Nebida e di Gonnese, potenti alcune centinaia di metri, la geometria è di tipo concentrico con angolo apicale molto aperto e scarsa presenza di pieghe di secondo ordine. Quando invece interessano le successioni silico-clastiche delle formazioni di Cabitza e dell'Ordoviciano Superiore, le pieghe si fanno più chiuse, sono presenti numerose pieghe di secondo ordine, con geometria che da concentrica diventa di

tipo “a cerniera ispessita”. L’elemento caratteristico di questa fase è la completa assenza di clivaggio di piano assiale che invece costituisce un elemento strutturale caratteristico della II fase ercinica.

La scarsità di pieghe minori e l’assenza di un clivaggio di piano assiale che dia luogo a lineazioni d’intersezione con la stratificazione comporta che gli elementi lineari alla mesoscala della I fase ercinica siano poco comuni.

Spesso è possibile ricostruire la geometria delle pieghe E-W in base alla giacitura degli assi delle pieghe minori della II fase ercinica ad assi N-S, in quanto l’immersione dei fianchi delle pieghe E-W è materializzata dall’inclinazione degli assi delle pieghe N-S che vi si sono sovrainposte.

1.2.1.1a. - Pieghe ad assi E-W

Nell’area di Serra di Planeserra, a E di M. Orbai, affiora la terminazione periclinale dell’Anticlinale di Gonnesa, una struttura che si estende verso W per circa 20 km (v. tav.2). Il nucleo dell’anticlinale è costituito dalla formazione di Nebida. La struttura ha un piano assiale diretto E-W sub-verticale e nel Foglio Assemini è caratterizzata da un’immersione assiale verso i quadranti orientali (fig.42). L’ampiezza della piega è di circa 2 km, il fianco settentrionale è quasi verticale e quello meridionale, debolmente rovesciato, è ben esposto in prossimità di P.ta Perda ‘e Fogu e P.ta Piliu, conferendo alla struttura un’asimmetria con senso di ribaltamento verso S. Come vedremo più avanti in questo capitolo, questa anticlinale è tagliata alla base dal Retroscorrimento di Orbai.

Strutture con minore continuità sono presenti in tutta l’area e in particolare nella valle del Rio San Marco, dove sono fortemente deformate dalle fasi deformative successive.

Pieghe con medesima giacitura del piano assiale ma con lunghezza d’onda inferiore e con angoli di apertura minori sono osservabili nella zona di Genna Pira dove ripiegano tutta la successione cambriana e ordoviciana.

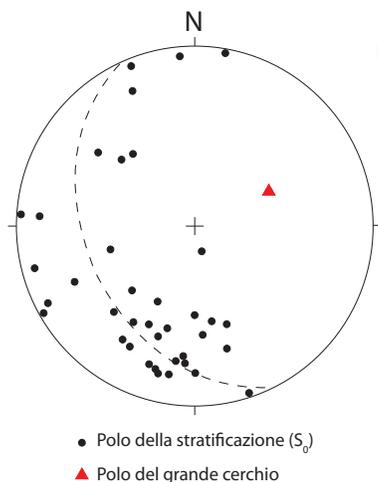


Fig. 42 - Proiezione stereografica delle giaciture della stratificazione nell’Anticlinale di Gonnesa. Misure della stratificazione: 39; polo del grande cerchio: 065/52. (Reticolo equiareale di Schmidt, emisfero inferiore).

1.2.1.2. - II Fase Ercinica

Le anticlinali e sinclinali con direzione assiali E-W della I fase ercinica sono deformate da una serie di strutture compatibili con un raccorciamento orientato da NE-SW a E-W. A questa fase sono da attribuire sia le pieghe con assi circa N-S (Pieghe ad assi N-S) che i principali sovrascorrimenti dell'area (Sovrascorrimenti E e W-vergenti) (v. tab.2). Questa interpretazione consente anche di correlare la tettonica dell'Iglesiente-Sulcis con quella della Zona a falde (CONTI *et alii*, 2001).

L'analisi dei rapporti di sovrapposizione dei vari elementi strutturali ha permesso di riconoscere una sequenza deformativa più dettagliata di quanto fosse noto in letteratura. In particolare, alla II fase ercinica sono riferibili (tab.2):

- 1) sovrascorrimenti W-vergenti, connessi alla messa in posto dell'Unità dell'Arburese sulla Zona esterna e responsabili dello sviluppo di una scistosità penetrativa (S_{2a}) mediamente inclinata verso NE, presente nella zona sottostante i sovrascorrimenti;
- 2) piegamenti con assi N-S (Pieghe ad assi N-S) pervasivi a tutte le scale, diffusi in tutta l'area e associati ad una scistosità (S_{2b}) molto inclinata;
- 3) limitati sovrascorrimenti E-vergenti (Retroscoorimento di Orbai e Retroscoorimento di Perda Carcina) associati a fasce milonitiche (S_{2c}) e nuovi piegamenti.

La successione di eventi sopra descritta corrisponde ad una deformazione progressiva che abbiamo ritenuto opportuno riunire in un'unica fase tettonica (II fase ercinica). Infatti, molte evidenze di campagna ci fanno ritenere che questi eventi non costituiscano fasi deformative cronologicamente distinte in tutta l'area ma rappresentino un processo che inizia con la traslazione dell'Unità dell'Arburese sulla Zona esterna, inducendo in essa una deformazione più o meno penetrativa, finché il raccorciamento attiva deformazioni di taglio (Retroscoorimenti) anche nella Zona esterna. Di seguito sono descritte le principali strutture della II fase ercinica del Foglio.

1.2.1.2a. - Sovrascorrimento dell'Arburese

La principale struttura ercinica dell'area è il Sovrascorrimento dell'Unità dell'Arburese sulla Zona esterna. Questo contatto tettonico attraversa con direzioni variabili tra N-S e NW-SE tutto il Foglio e generalmente immerge verso NE di circa 40° (v. tav.2). Il tetto è sempre costituito dalle arenarie di San Vito (SVI) che sovrascorrono i vari termini della successione sottostante compresa tra l'Ordoviciano Superiore (formazione di Rio San Marco, RSM) e il Carbonifero Infe-

riore (formazione di Pala Manna, PMN). Non sono molte le località dove questo contatto tettonico è ben esposto ma in ogni caso il contrasto litologico tra le rocce a tetto e a muro del sovrascorrimento e la presenza quasi costante di una fascia cataclastica conferiscono una grande evidenza morfologica a questo lineamento. In genere la successione sottostante è interessata da diffuse deformazioni cataclastico-milonitiche per uno spessore di alcune decine di metri. Spessori molto maggiori, interessati da una diffusa foliazione metamorfica e da sviluppo di pieghe isoclinali e sovrascorrimenti minori, affiorano nella Zona a scaglie di Rosas.

Nella parte settentrionale del Foglio Assemini (valle di Rio San Marco, v. tav.1) il contatto tettonico tra l'Unità dell'Arburese e la sottostante successione dell'Iglesiente-Sulcis ha una direzione circa N-S ma è piegato e localmente rovesciato da deformazioni erciniche successive (v. sezioni geologiche in calce al Foglio). Nella parte orientale della valle del Rio San Marco il Sovrascorrimento dell'Arburese taglia la successione siluro-devoniana e lungo il contatto affiorano alcune scaglie di calcari devoniani. Appena ad E di P.ta Cuccurdoni Mannu il contatto taglia una sinclinale isoclinale con a nucleo calcari e argilliti carboniose devoniane e affiora una scaglia tettonica di metarenarie cambro-ordoviciane (arenarie di San Vito), all'interno dei metasedimenti dell'Ordoviciano Superiore (formazione di Rio San Marco). Sia a tetto che a muro del sovrascorrimento, soprattutto nei litotipi più competenti, si misurano lineazioni di allungamento circa E-W; in genere a muro le rocce sembrano aver subito una deformazione maggiore, che ha prodotto una ricristallizzazione dinamica del quarzo, originando porfiroclasti asimmetrici (fig.43) che indicano una direzione di trasporto tettonico verso occidente.

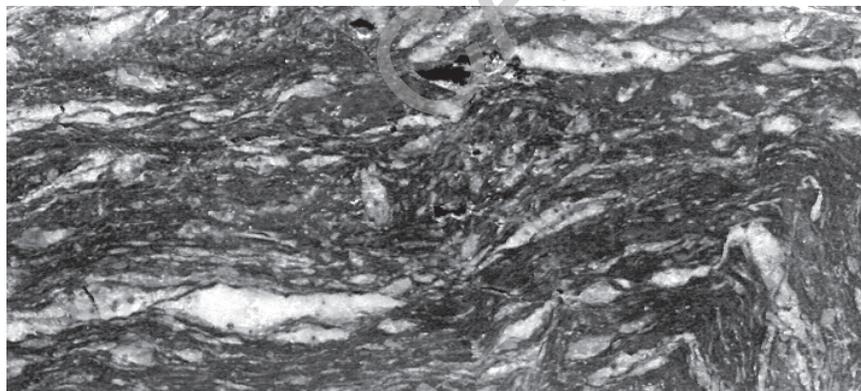


Fig. 43 - Campione lucidato di milonite con piccoli porfiroclasti di quarzo, campionato a muro del Sovrascorrimento dell'Arburese. Dimensioni del campione: 10 cm. Raccolto a S di P.ta Cuccurdoni Mannu (coord.: 734-588).

Nell'area meridionale, a S della valle del Cixerri, il Sovrascorrimento dell'Arburese è diretto circa NW-SE. La deformazione indotta nella successione sottostante è più penetrativa che non nell'area settentrionale. In genere la deformazione è particolarmente pervasiva nei litotipi siltitici e argillitici della parte alta dell'Ordoviciano (membro di Girisi (RSM₄) della formazione di Rio San Marco) e dalla successione siluro-devoniana, dove spesso si sviluppano fasce cataclastico-milonitiche potenti diverse decine di metri. Presso Guardia Muscurai le metasiltiti siluriane sono deformate con sviluppo di pieghe decimetriche e metriche (fig.20) con scistosità di piano assiale ben sviluppata ed immergente verso NNE, assi che immergono verso ESE e con direzione di *facing* verso WSW.

Poco distante, presso il Riu Guttareus, le arenarie di San Vito giacciono sopra i calcari nodulari siluro-devoniani (v. fig.21) ed il contatto è marcato da una fascia cataclastico-milonitica. I calcari sono trasformati in marmi venati, con ben sviluppate lineazioni di allungamento che, insieme a pieghe asimmetriche comprese lungo superfici di taglio discrete, indicano una direzione di trasporto tettonico verso W. Questi indicatori cinematici e lineazioni sono ben esposti nella cava dismessa poco a N di Castello Guttareus (coord.: 777-462).

Spesso nelle aree più prossime al contatto questi calcari sono trasformati in *skarn* ed è molto probabile che ciò sia dovuto ad una circolazione di fluidi idrotermali lungo la discontinuità tettonica durante le fasi tardo-orogoniche.

1.2.1.2b. - Anticlinali di Perdu Sanna e Bega Rosas

Al di sotto del Sovrascorrimento dell'Arburese si sviluppa una zona intensamente deformata con strutture di taglio e deformazioni penetrative W-vergenti (v. tav.1). La sezione di fig.44 e lo schema tettonico di tav.1 illustrano la struttura di quest'area. Gli elementi plicativi principali sono costituiti dalle anticlinali rovesciate verso SW di Perdu Sanna e di Bega Rosas separate dalla Zona a scaglie di Rosas, una potente fascia cataclastico-milonitica realizzata principalmente a spese delle formazioni ordoviciane.

L'Anticlinale di Perdu Sanna è una piega isoclinala con a nucleo la formazione di Cabitza. La traccia del piano assiale può essere seguita per almeno 4 km. Il piano assiale immerge di circa 50° verso NE. La struttura è associata ad una foliazione metamorfica ben sviluppata. Il fianco rovesciato dell'anticlinale è tagliato da un sovrascorrimento che la sovrappone sulla Zona a scaglie di Rosas (fig.44).

L'Anticlinale di Bega Rosas è ben esposta lungo la strada che porta da Terrubia agli edifici principali della Miniera di Rosas, in prossimità delle prime discariche di sterili (coord.: 748-412, fig.45). Anche a nucleo di questa anticlinale i termini più antichi affioranti sono metasiltiti della formazione di Cabitza (fig.44).

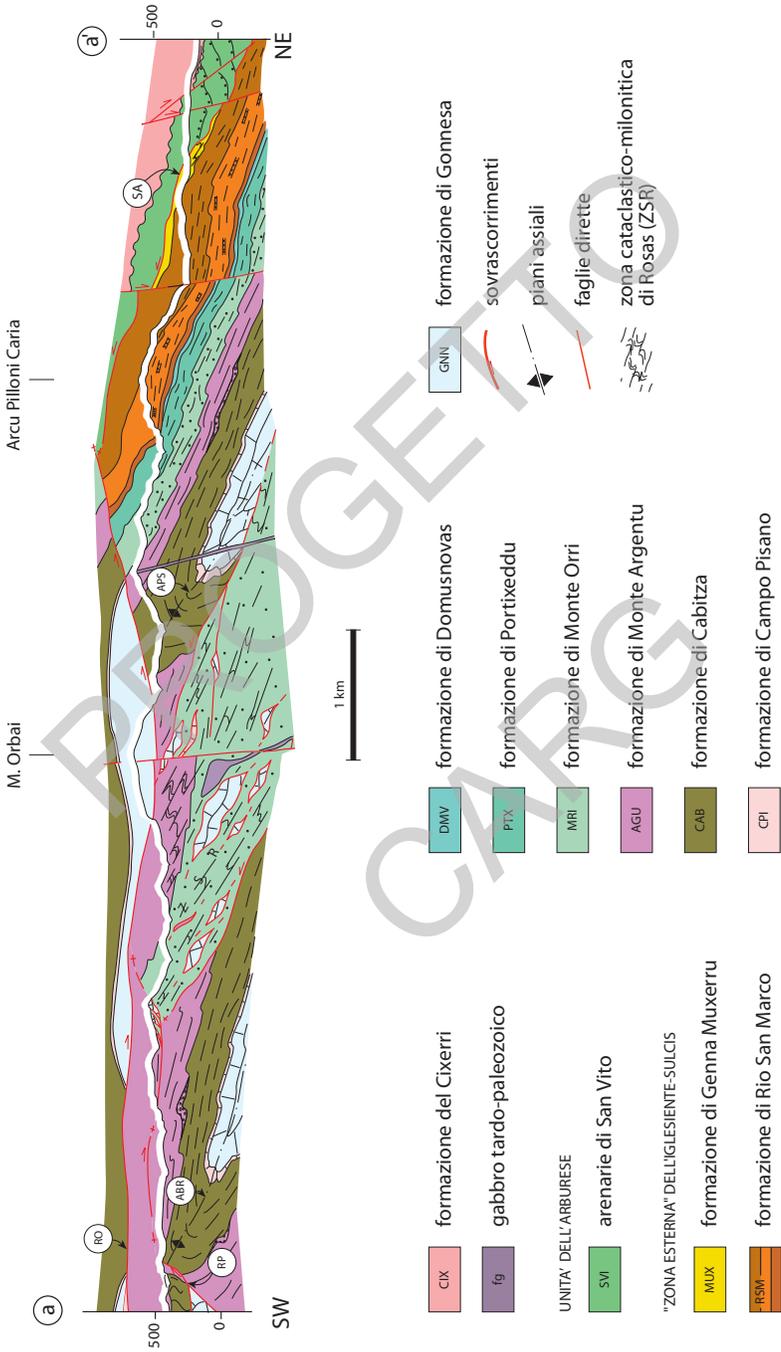


Fig. 44 - Sezione geologica attraverso il basamento metamorfico affiorante nell'area meridionale del Foglio 556 "Assemini". La traccia della sezione e la spiegazione delle sigle sono riportate in tav. I.



Fig. 45 - *Pieghe minori nella zona di cerniera dell'Anticlinale di Bega Rosas. Si noti la scistosità di piano assiale (S_{2a}); S_0 : stratificazione. Strada Terrubia-miniera di Rosas, coord.: 748-412.*

La scistosità metamorfica di piano assiale (S_{2a}) è in genere poco penetrativa quando interessa i litotipi arenacei, mentre diventa uno *slaty cleavage* nei litotipi più pelitici (fig.46). L'analisi in sezione sottile non ha evidenziato blastesi di minerali riferibili a questa fase ma solo riorientazione di fillosilicati che vengono ruotati verso il piano di massimo appiattimento dell'ellissoide della deformazione. Il quarzo mostra sempre estinzione ondulata e fenomeni di dissoluzione e precipitazione ad indicare un'incipiente ricristallizzazione dinamica.

Lungo la strada che conduce alla miniera di Orbai affiorano altre pieghe di secondo ordine che ripiegano la successione dell'Ordoviciano Superiore (fig.47).

1.2.1.2c. - Zona a scaglie di Rosas

Tra l'Anticlinale di Perdu Sanna e l'Anticlinale di Bega Rosas si sviluppa la Zona a Scaglie di Rosas (v. tav.1, ZSR in fig.44): una spessa zona di taglio che affiora nell'area della dismessa concessione mineraria omonima, dove durante tutto il XIX secolo sono state condotte intense coltivazioni minerarie per solfuri



Fig. 46 - Rapporti tra stratificazione (S_0) e un clivaggio continuo di tipo slaty cleavage (S_{2a}) nella formazione di Cabitzza nella zona di cerniera dell'Anticlinale di Bega Rosas. Foto in sezione sottile: nicol paralleli, larghezza reale: 4 mm. Bega Rosas, coord.: 751-401.



Fig. 47 - Metasiltiti della formazione di Monte Argentu, ripiegate in sinforme (II fase ercinica) con asse circa $N110^\circ$. S_0 : stratificazione; S_{2a} : scistosità di piano assiale. Il N è a destra della foto. Per la scala vedi martello indicato dalla freccia. Lungo la strada per la miniera di Orbai, poco a N di Casa Antola, coord.: 760-444.

metallici e barite (cfr. § VII). I contatti tettonici a tetto e a letto di questa zona sono orientati circa NW-SE, sub-paralleli al Sovrascorrimento dell'Arburese e al piano assiale delle anticlinali di Perdu Sanna e di Bega Rosas. Verso W la fascia cataclastico-milonitica di Rosas è troncata dal Retroscorrimento di M. Orbai, mentre verso SE evidenti effetti termometamorfici ne obliterano i caratteri strutturali. Infine, a S del Foglio, la ZSR è interrotta dall'intrusione granitica del Sulcis. Tutte le formazioni che vanno dal Cambriano al Siluriano sono coinvolte in questa struttura a scaglie, anche se l'intensa deformazione e successive alterazioni idrotermali hanno profondamente modificato le caratteristiche primarie delle rocce affioranti nella ZSR. L'esistenza di raddoppi tettonici nella successione paleozoica della zona di Rosas è ben confermata anche da sondaggi eseguiti dalla Progemisa S.p.A. (v. fig.10).

All'interno della ZSR sono stati cartografati numerosi contatti tettonici minori, scaglie e pieghe (fig.48), generalmente con scarsa continuità laterale.



Fig. 48 - *Piega serrata che interessa il membro del Calcare ceroide (formazione di Gonnese) nella Zona a scaglie di Rosas. Truba Niedda, coord.: 768-396.*

La sovrapposizione di termini stratigrafici antichi su termini più recenti, caratteristica dei sovrascorrimenti, non è sempre verificata in quanto i contatti tettonici tagliano una successione già piegata durante la I fase ercinica. Uno degli aspetti più appariscenti della ZSR è sicuramente costituito dalla presenza di scaglie di calcari cambriani della formazione di Gonnese che presentano in carta forme lenticolari più o meno allungate, di dimensione variabile da alcuni metri ad alcuni ettometri. L'evidenza di una deformazione in genere più spinta che nelle aree limitrofe è evidente in queste scaglie dove i calcari, per uno spessore di alcuni metri, sono spesso trasformati in marmi con caratteristica alternanza di bande grigie chiare e scure che marcano una foliazione con pronunciate lineazioni di estensione.

In sezione sottile il calcare deformato mostra le caratteristiche tipiche di una calcite-milonite in facies degli scisti verdi inferiore: una foliazione penetrativa, riduzione di grana, geminazioni discontinue nei cristalli di calcite. Porfiroclasti di dolomia visibili anche a occhio nudo, indicano un senso di taglio verso WSW.

La foliazione metamorfica diventa in genere più penetrativa lungo un profilo che va dal fianco rovescio dell'Anticlinale di Perdu Sanna verso l'interno della ZSR. Nell'Anticlinale la foliazione è chiaramente di piano assiale della piega ed è parallela ai contatti tettonici che limitano la ZSR, generalmente è un clivaggio discontinuo anastomizzato che diventa uno *slaty cleavage* nei litotipi meno grossolani. Il meccanismo deformativo prevalente sembra essere quello di *pressure solution* che ha trasformato gli originari grani di quarzo in porfiroclasti asimmetrici (fig.49).

Quanto discusso sopra prova che la foliazione più importante nella ZSR è una scistosità sub-parallela ai contatti tettonici principali. I corpi carbonatici della ZSR, che in passato sono stati spesso considerati intercalazioni stratigrafiche (FIORI, 1976; LASKE *et alii*, 1994), sono evidentemente scaglie tettoniche.

1.2.1.2d. - Pieghe ad assi N-S

Nel Sulcis-Iglesiente le pieghe con direzione assiale circa N-S sono le strutture più caratteristiche della II fase ercinica. Nell'area in esame invece si individuano in maniera chiara solo nelle zone più distanti dal Sovrascorrimento dell'Arburese. I caratteri geometrici sono simili a quelli descritti dai diversi Autori (POLL, 1966; DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970; CARMIGNANI *et alii*, 1982a) nelle classiche zone del Sulcis-Iglesiente.

Sono pieghe chiuse, in genere con angolo apicale inferiore ai 30°, con lunghezza d'onda generalmente inferiore ad 1 km. Gli assi hanno una direzione circa N-S con immersione variabile ed inclinazioni anche molto elevate in quanto si sono formati su strati già piegati per effetto della I fase ercinica. Le superfici assiali sono in genere sub-verticali, talvolta inclinate verso W.

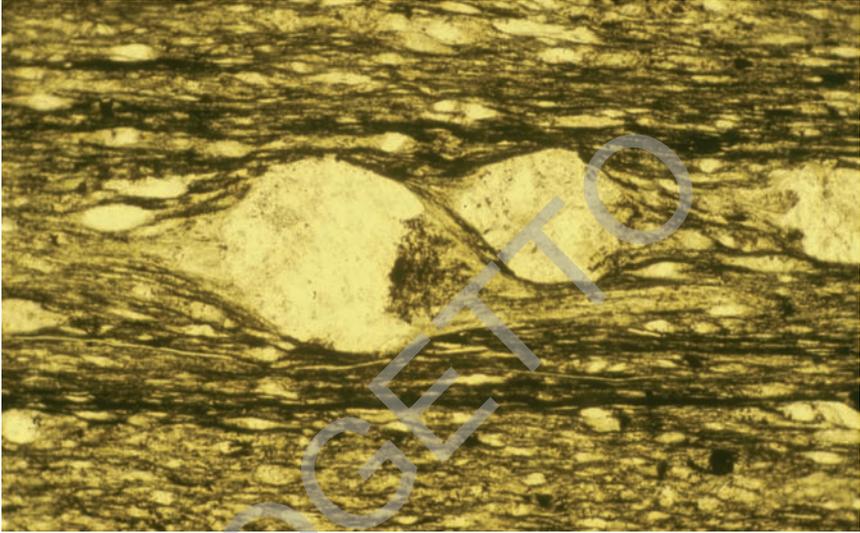


Fig. 49 - Porfiroclasti di quarzo immersi in una matrice filladica, con evidenti code di pressione che mostrano una asimmetria con senso di taglio sinistrale (formazione di Monte Argentu). Foto in sezione sottile: nicol paralleli, larghezza reale: 8 mm. P.ta de s'Ega Fogus, coord.: 762-415.

Lo stile del piegamento è fortemente influenzato dal litotipo: quelli più competenti, come le arenarie, i calcari e le dolomie cambriane, mostrano in genere una geometria concentrica. I litotipi pelitico-arenacei mostrano frequentemente la cerniera ispessita, probabilmente dovuta ad un appiattimento successivo di pieghe formatesi per *flexural slip*. Anche le strutture minori sono molto più diffuse nelle successioni clastiche meno grossolane che nei calcari e nelle dolomie.

Le pieghe sono sempre caratterizzate da una scistosità di piano assiale ben sviluppata: un clivaggio discontinuo nelle metarenarie (v. fig.9, fig.50), frequenti giunti stilolitici nei litotipi carbonatici, uno *slaty cleavage* nei litotipi pelitici. L'ellissoide della deformazione legato a queste strutture è in genere di tipo appiattito da cui deriva la rarità delle lineazioni di estensione. Queste possono essere materializzate da deformazione di *reduction spot* nelle formazioni di Monte Argentu e di Cabitza o dall'allungamento di clasti nei metaconglomerati della formazione di Monte Argentu. Le lineazioni di estensione misurate sono generalmente dirette E-W.

Le uniche pieghe N-S di dimensioni cartografiche sono esposte nella zona di Genna Pira, dove interferiscono con le pieghe E-W originando le già citate strutture di interferenza di "tipo 1", con formazione anche di fianchi rovesci piuttosto estesi.

Pieghe minori a direzione assiale N-S sono molto diffuse anche nella zona di Serra di Planeserra (v. fig.7); in quest'area la scistosità di piano assiale è marcata da un *layering* metamorfico che può essere confuso con la stratificazione. Anche presso M. Cadelanu e M. Orri sono ben esposte pieghe N-S che spesso deformano le pieghe orientate N130 connesse alla messa in posto dell'Unità dell'Arburese.

Uno dei migliori esempi di interferenza tra Pieghe ad assi N-S e Pieghe ad assi E-W affiora poco a W di Perda Carcina (coord.: 739-412), dove una sinforme a piano assiale verticale con asse immergente verso N290 di 35° è tagliata da un clivaggio discontinuo con giacitura sub-verticale ed immergente verso N275.

Nella valle del Rio San Marco pieghe sinscistose con direzione assiale N-S affiorano lungo il Rio Gutturu Sau dove, sebbene non siano esposte zone di cerniera, si possono riconoscere fianchi rovesci costituiti dalle formazioni di Monte Orri e di Portixeddu, estesi alcune centinaia di metri lungo la direzione ortogonale all'asse delle pieghe. L'inclinazione verso E di circa 35° della scistosità di piano assiale indica una vergenza verso W.



Fig. 50 - Piegia ad asse N-S nella formazione di Monte Argentu (AGU) che interessa un'alternanza di metasiltiti (f) e conglomerati (cg); la linea tratteggiata indica la superficie di stratificazione piegata, la matita è parallela alla scistosità (S_{2b}); il piano assiale è diretto N-S, l'asse è mediamente inclinato verso NE (il N è a destra nella foto). Genna Pira, coord.: 723-408.

1.2.1.2e. - Retroscorrimenti di Orbai e Perda Carcina

Le strutture appartenenti alla II fase ercinica finora discusse, sia pieghe che sovrascorrimenti, sono caratterizzate da un trasporto tettonico verso W e SW. Tutte queste strutture sono successivamente interessate da sovrascorrimenti con direzione di trasporto opposta, verso E, e vengono perciò di seguito definiti come retroscorrimenti (*backthrust*). In letteratura sono ben conosciuti altri esempi di catene orogeniche con deformazione a sovrascorrimenti e pieghe, dove durante gli eventi deformativi collisionali si sviluppano strutture con direzione di trasporto opposta alla vergenza dell'intera catena. Poiché la direzione di raccorciamento tettonico non cambia sostanzialmente, continuiamo ad attribuire questi retroscorrimenti alla II fase ercinica, di cui rappresentano l'ultimo evento deformativo (v. tab.2). Questo rilevamento ha permesso di riconoscerli chiaramente nella zona sud-orientale del Foglio, ma strutture analoghe sono note da tempo (CARMIGNANI *et alii*, 1986; CAROSI *et alii*, 1992b) nei Monti Marganai (v. tav.2). Il rilevamento del Foglio ha permesso di descrivere e caratterizzare questi retroscorrimenti anche nel Sulcis e di riconoscere pieghe ad essi associate.

La zona di M. Orbai (fig.51) è forse quella dove i retroscorrimenti sono meglio esposti, e dove il contatto tettonico principale (Retroscorrimento di Orbai, RO) è molto evidente in panorama (fig.52). La complicazione tettonica dell'area non era sfuggita ai precedenti rilevatori anche se le loro interpretazioni (fig.53), risentendo di un approccio sostanzialmente autoctonista, erano notevolmente lontane da quanto è emerso dai rilevamenti CARG, peraltro verificato anche da sondaggi.

Il Retroscorrimento di Orbai ha una geometria a *ramp and flat*. Generalmente la parte sub-orizzontale del retroscorrimento (*flat*) affiora quando i carbonati della formazione di Gonnese sovrascorrono sopra i calcescisti della formazione di Campo Pisano, come avviene nell'area compresa tra M. Moddizi a N e P.ta 'e Sirui a S; invece quando la superficie del retroscorrimento interessa le formazioni di Cabitza e di Monte Argentu in genere tende ad assumere una giacitura più inclinata (*ramp*).

Il Retroscorrimento di Orbai, interessando una successione ampiamente deformata, taglia quasi tutti i termini della successione cambro-ordoviciana. Le relazioni di sovrapposizione lungo questo contatto tettonico sono ben osservabili presso Sedda s'Ortigu dove i calcari della formazione di Gonnese sono sovrapposti alle metasiltiti della formazione di Monte Argentu (fig.54).

Relazioni di sovrapposizione simili tra le stesse formazioni affiorano anche poco a N di M. Moddizi (coord.: 719-454) lungo la strada che da Villamassargia conduce all'altopiano di Serra di Planeserra. In diverse altre località invece il Retroscorrimento di Orbai sovrappone i carbonati cambriani sulle metasiltiti della

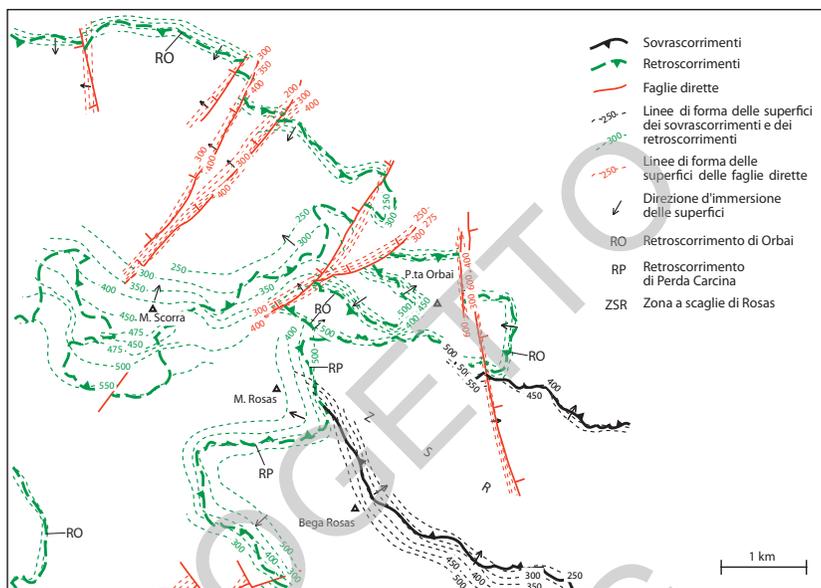


Fig. 51 - Carta della forma dei principali contatti tettonici (sovrascorrimenti, retroscorrimenti e faglie dirette) nel basamento metamorfico ercinico affiorante nella parte SW del Foglio Assemini. Le linee di forma sono intervallate di 50 m, escluso dove precisato diversamente.

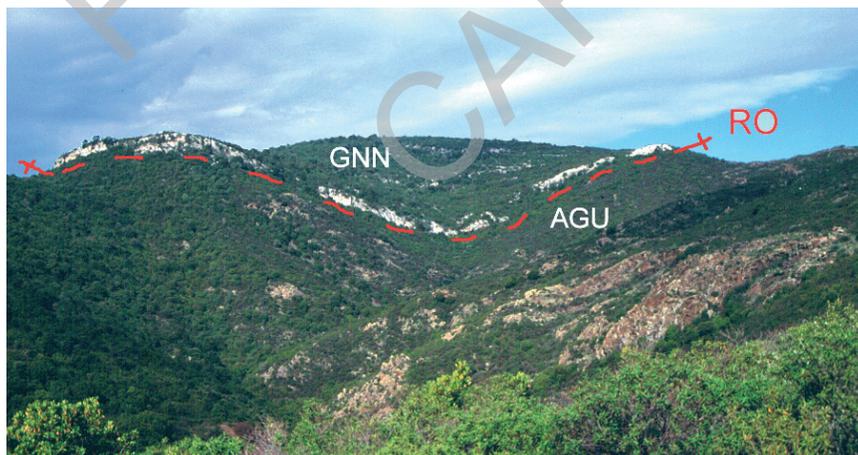


Fig. 52 - Vista panoramica della parte frontale del Retroscorrimento di Orbai (RO) che sovrappone la formazione di Gonnese (GNN) sulla formazione di Monte Argentu (AGU). Vista da P.ta Is Casiddu verso NW.

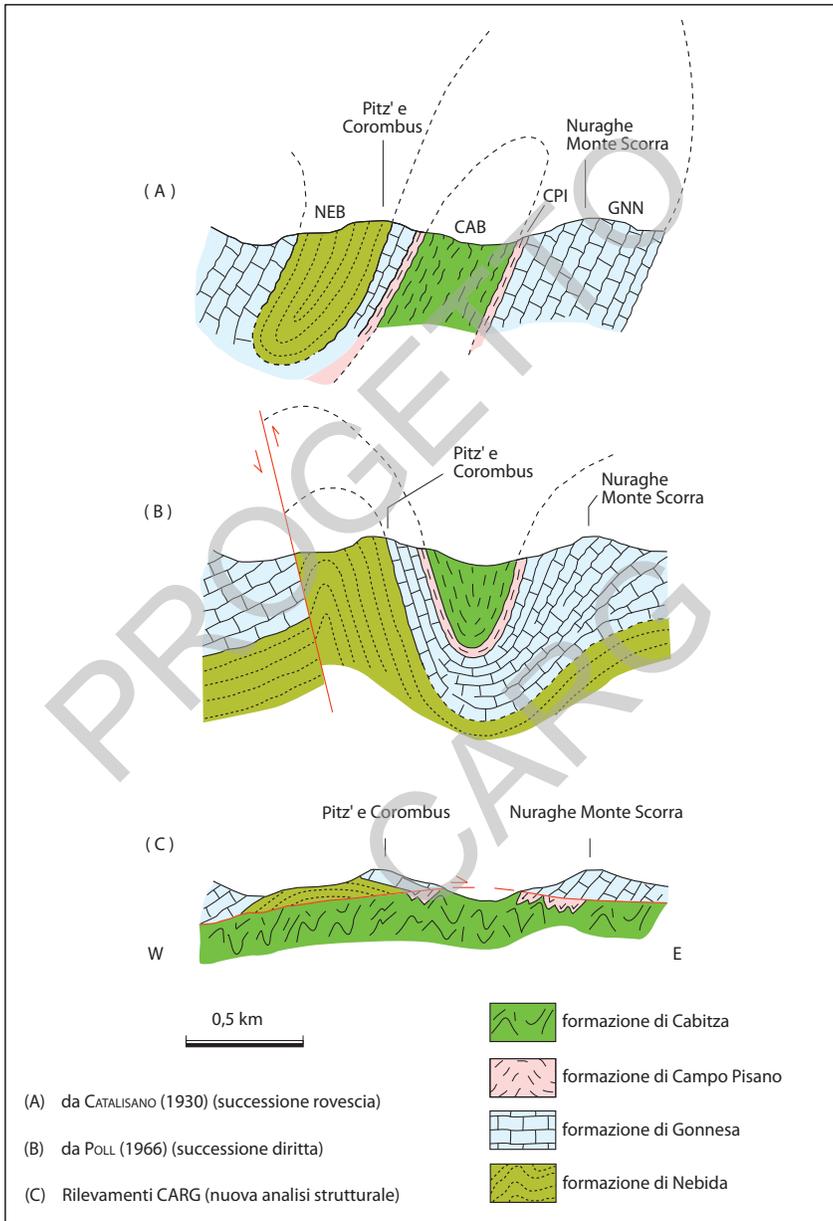


Fig. 53 - *Differenti interpretazioni geologiche dell'area di M. Scorra.*

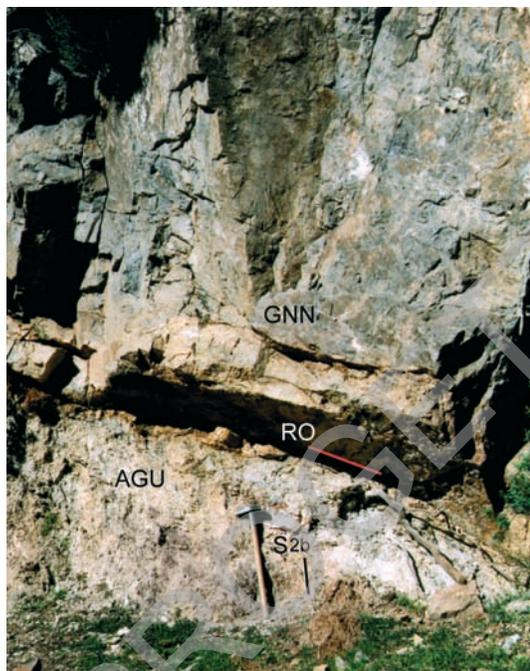


Fig. 54 - Particolare del Retro-scorrimento di Orbai (RO). Calcari della formazione di Gonnesa (GNN) sono sovrapposti a meta-siltiti della formazione di Monte Argentu (AGU); la scistosità (S_{2b}) è tagliata dal retroscorrimento. Sedda Ortigu, coord.: 747-428.

formazione di Cabitza o sopra i “calcescisti” della formazione di Campo Pisano, come ad es. poco a S di P.ta ‘e Sirui (coord.: 725-414). Nei dintorni di Pitzu ‘e Corombus (coord.: 715-422) il RO elide completamente la formazione di Gonnesa nel fianco meridionale dell’ Anticlinale di Gonnesa e sovrappone le metarenarie della formazione di Nebida direttamente sulla formazione di Campo Pisano. A N di M. Scorra alcuni sovrascorrimenti minori si dipartono dalla superficie principale, coinvolgendo i metasedimenti della successione post-“discordanza sarda”. Il Retroscorrimento di Orbai è inoltre documentato da un sondaggio (sondaggio 1 in fig.10), eseguito nella Valle del Tabaccaio dalla società Progemisa S.p.A., che dopo aver attraversato i carbonati della formazione di Gonnesa incontra il RO a circa 100 m sotto il piano di campagna (400 m s.l.m.).

Oltre al RO è stato cartografato il Retroscorrimento di Perda Carcina (RP), che si diparte dal precedente in prossimità di Arcu s’Olioni (v. fig.44, fig.51) ed interessa principalmente i metasedimenti della formazione di Monte Argentu. Presso il toponimo da cui prende il nome (coord.: 751-411) il contatto è marcato da alcune scaglie di calcare ceroide; proseguendo verso S, circa all’altezza del limite meridionale del Foglio, la superficie tettonica si divide in due originando una struttura tipo *horse* di dimensione plurichilometrica, che si completa nel Foglio

565 “Capoterra”. All’interno del Foglio Assemini è possibile osservare solo per un breve tratto il contatto superiore di questa struttura che ha rigiocato in momenti successivi come faglia diretta (v. fig.44).

Sia il RO che il RP tendono a ricongiungersi in una “zona di radice” che affiora poco a SW del Foglio Assemini all’interno del Foglio 564 “Carbonia” dove assumono una giacitura sub-verticale.

Le relazioni di sovrapposizione tra i retroscorrimenti e le altre strutture erciniche sono evidenti sia a scala cartografica che a scala dell’affioramento. Nell’area tra M. Scorra e P.ta ‘e Sirui Pieghe ad assi N-S isoclinali molto strette, che deformano le formazioni pre- e post-Fase sarda, sono chiaramente tagliate dai retroscorrimenti. Inoltre questi limitano verso W la Zona a scaglie di Rosas.

L’estensione cartografica del retroscorrimento entro il Foglio Assemini dimostra che l’entità della traslazione della successione cambro-ordoviciano da W verso E è di almeno 7 km.

Il RO divide due domini caratterizzati da una differente strutturazione. A tetto del sovrascorrimento, almeno come elementi strutturali alla scala dell’affioramento, non sono evidenti pieghe dirette N130 che riteniamo da riferire al Sovrascorrimento dell’Arburese. Queste strutture compaiono invece a letto del retroscorrimento. In fig.55 sono confrontati gli elementi strutturali lineari misurati a letto (fig.55a) e a tetto (fig.55b) dei sovrascorrimenti.

La superficie dei retroscorrimenti è in genere marcata da una fascia milonitica che interessa in particolare i calcari e i calcescisti cambriani che vengono trasformati in marmi per uno spessore di oltre 10 m e mostrano una foliazione milonitica (fig.56). La deformazione nei calcari ha comportato una forte riduzione di grana dei cristalli di calcite, formazione di geminazioni (in genere di tipo III, *sensu* BURCKHARD, 1993) e originato un foliazione obliqua rispetto alle superfici di taglio per ricristallizzazione plastica dei grani di calcite (fig.57).

Le lineazioni di estensione sono sempre ben sviluppate in queste fasce milonitiche. Insieme agli indicatori cinematici costituiti da porfiroclasti di dolomia asimmetrici, visibili sia ad occhio nudo che in sezione sottile, i rapporti tra l’orientazione preferenziale di forma dei grani di calcite e le superfici di taglio (fig.57), indicano un senso di trasporto tettonico da W verso E (fig.58). Una stima approssimata dei meccanismi deformativi che hanno originato queste miloniti carbonatiche (solitamente deformazione plastica) indicherebbe una temperatura coeva alla deformazione di circa 300°C.

A N della valle del Cixerri i retroscorrimenti affiorano nei monti del Marganai a W dell’area del Foglio (v. tav.2). All’interno del Foglio Assemini i retroscorrimenti hanno indotto una deformazione nella sottostante successione dell’Ordoviciano Superiore con formazione di pieghe con assi anche N-S, ma non scistose, con geometria a ginocchio, o talvolta rovesciate verso E.

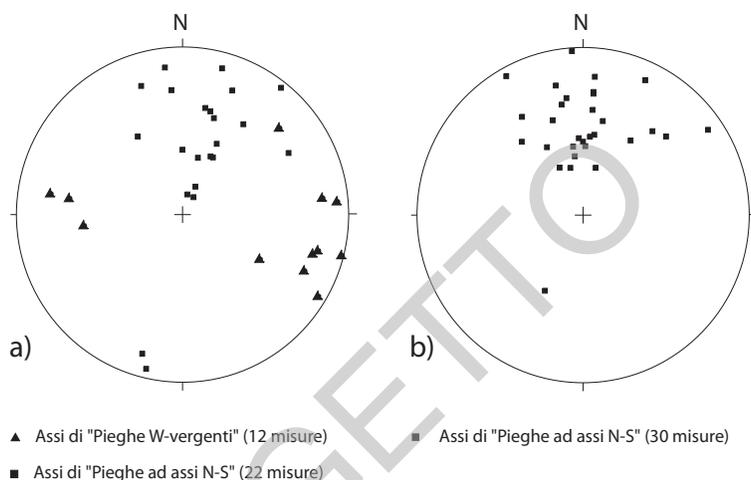


Fig. 55 - Proiezione stereografica degli assi delle pieghe connesse alla II fase ercinica (pieghe correlate ai sovrascorrimenti W-vergenti e pieghe ad assi N-S). (a) Zona a scaglie di Rosas, a letto dei retroscorrimenti ercinici; (b) successione a tetto dei retroscorrimenti ercinici (Reticolo equiareale di Schmidt, emisfero inferiore).



Fig. 56 - Calcite-milonite lungo il Retroscorrimento di Orbai, fatta a spese dei calcari ceroidi della formazione di Gonnese, con una foliazione milonitica (S_{2c}) evidenziata dalla caratteristica bandatura grigia chiara e scura. P.ta 'e Sirui, coord.: 725-414.

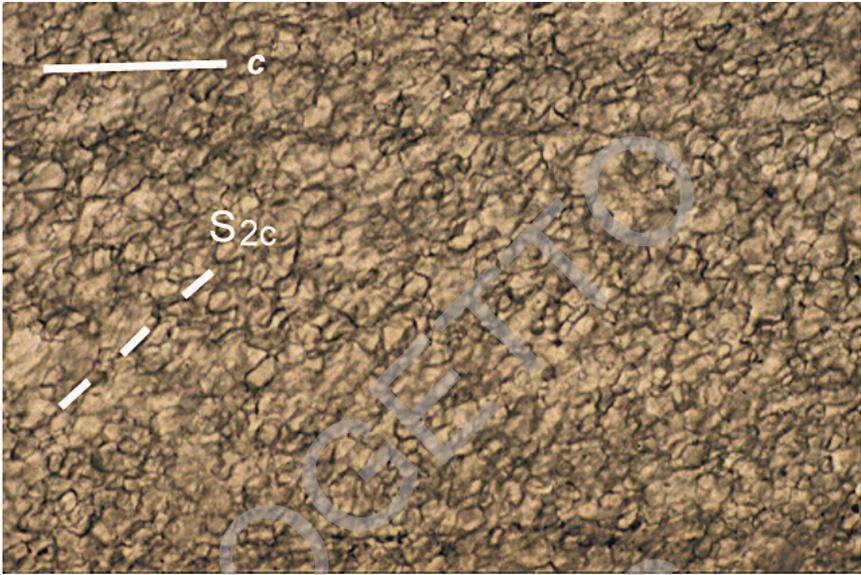


Fig. 57 - Riorientazione preferenziale di forma dei grani di calcite nelle miloniti alla base del Retroscorrimento di Orbai (stesso campione di fig. 53). I rapporti tra la orientazione preferenziale dei grani (S_{2c}) e la superficie di taglio (c) indicano un senso di taglio destrale, cioè verso E. Foto in sezione sottile: nicol paralleli, larghezza reale: 2 mm.

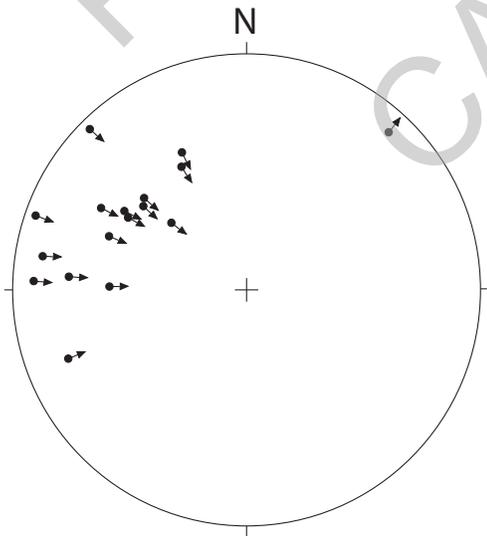


Fig. 58 - Proiezione stereografica delle lineazioni di estensione dei retroscorrimenti del Foglio Assemini (17 misure) (Reticolo equiareale di Schmidt, emisfero inferiore). Le frecce indicano la direzione di trasporto del tetto del retroscorrimento.

Si tratta di pieghe da centimetriche (fig.59) a ettometriche, particolarmente diffuse nella zona del Rio San Marco.

I dati che ci inducono a distinguere queste pieghe legate ai Retroscorrimenti dalle precedenti sono: 1) l'assenza di una foliazione di piano assiale, che invece caratterizza le Pieghe ad assi N-S; 2) piegano il Sovrascorrimento dell'Arburese e la scistosità S_{2b} ; 3) la vergenza tettonica verso E coerente con quella dei retroscorrimenti.

Uno degli effetti più vistosi di questo piegamento E-vergente è il piegamento del Sovrascorrimento dell'Arburese presso Cuccurdoni Mannu.

Nella parte di basamento metamorfico a S della valle del Cixerri queste pieghe non sono molto diffuse. A scala cartografica è possibile riconoscere piegamenti E-vergenti molto ampi della successione ordoviciana e siluriana e del Sovrascorrimento dell'Arburese: presso M. Mesu, dove il contatto tra le formazioni di Monte Argentu e Monte Orri è rovesciato; lungo il Rio Bega de Pittau, dove

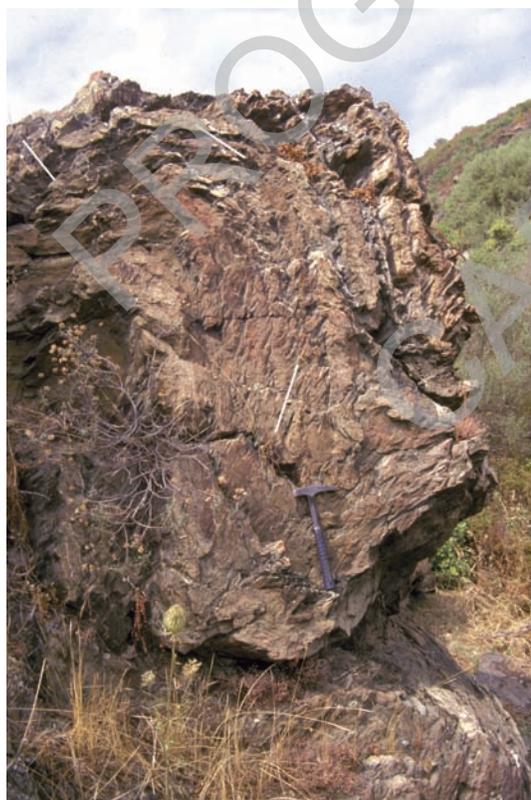


Fig. 59 - Piegatura a ginocchio nelle alternanze arenacee del membro di Cuccurmeddu, con senso di ribaltamento verso E (a destra della foto); la foliazione (S_{2b}) che si intravede (tratto bianco) è anch'essa ripiegata ed appartiene probabilmente alle Pieghe ad assi N-S. Riva destra del Rio San Marco, coord.: 735-559.

affiorano pieghe non scistose asimmetriche con assi immergenti di 18° verso N355 e piano assiale immergente di 25° verso N330; a NE di M. Cadelanu, dove il piegamento è ben registrato dai litotipi della formazione di Rio San Marco. In tutti questi casi la vergenza è coerente con una direzione di trasporto tettonico verso E.

1.2.2. - *Unità dell'Arburese*

Le rocce appartenenti a questa unità tettonica mostrano una deformazione interna penetrativa acquisita durante la fase collisionale ercinica e vi sono stati riconosciuti i principali eventi deformativi già descritti nella Zona esterna. Nel Foglio Assemini questa unità è costituita solo dalle arenarie di San Vito, la cui monotonia litologica non consente di evidenziare strutture plicative a scala cartografica.

La strutturazione legata alla fase collisionale ercinica è caratterizzata da sovrascorrimenti e pieghe scistose sinmetamorfiche, come descritto da vari Autori per l'evoluzione tettonica della parte più esterna della Zona a falde (BARCA & MAXIA, 1982; CARMIGNANI *et alii*, 2001a).

Durante il rilevamento non sono stati riconosciuti elementi strutturali attribuibili alla I fase ercinica riconosciuta nella sottostante Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis, mentre sono risultate bene espresse le strutture legate alla II fase ercinica. Gli elementi strutturali riconosciuti e di seguito descritti sono sostanzialmente tre: 1) Sovrascorrimento dell'Arburese; 2) Pieghe scistose con assi circa N130; 3) Pieghe non scistose con assi circa N-S.

1.2.2.1. - Sovrascorrimento dell'Arburese

Il Sovrascorrimento dell'Arburese, che sovrappone questa unità tettonica sulla Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis, è stato già discusso nel paragrafo "II fase ercinica". Si ricorda solo che, come di norma avviene nelle zone a falde in livelli alto-strutturali, gli effetti deformativi sono meno pervasivi sull'unità sovrascorrente rispetto a quella sovrascorsa.

In questo caso consistono di fasce cataclastico-milonitiche discontinue e potenti pochi metri. In queste si ritrovano rare lineazioni d'allungamento materializzate da isorientazione di minerali di neoformazione sulla superficie di scistosità, in genere mica bianca (ad es. a Cuccurdoni Mannu), che indicano un movimento di questa unità da E verso W.

1.2.2.2. - Pieghe con assi NW-SE

Queste pieghe costituiscono l'elemento strutturale ercinico più antico rilevato nell'Unità dell'Arburese affiorante nel Foglio e hanno una direzione assiale generalmente NW-SE (v. tav.1).

Le strutture presenti alla scala dell'affioramento non sono evidenziabili alla scala cartografica a causa della monotonia litologica dell'unità. Sono pieghe molto ampie con geometria in genere concentrica, talvolta con cerniera ispessita e fianchi assottigliati, e sviluppano una scistosità di piano assiale penetrativa e diffusa nei litotipi a granulometria fine dove si sviluppa uno *slaty cleavage* (fig.60).

Pieghe appartenenti a questo evento deformativo sono ben esposte e cartografabili nel basamento affiorante a N della Valle del Cixerri (tra la Valle del Rio San Marco e l'abitato di Vallermosa) e presso M. Majori immediatamente a tetto del Sovrascorrimento dell'Arburese. Una piega a scala decametrica con geometria concentrica e asse immergente verso N140 di 5° è ben esposta in prossimità di Cuccuru San Lucifero, immediatamente a W di Vallermosa (coord.: 806-569). Nella parte meridionale del Foglio queste pieghe non sono molto evidenti, probabilmente a causa anche del metamorfismo di contatto indotto dal batolite tardopaleozoico.

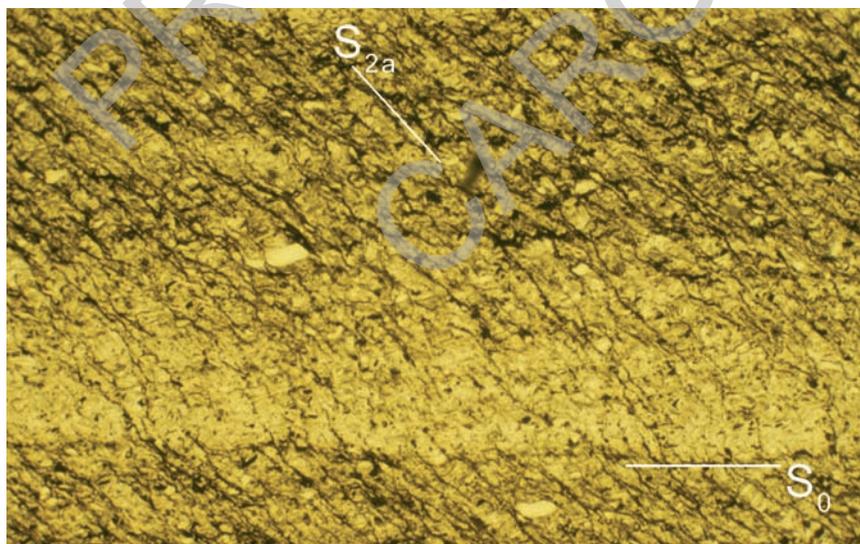


Fig. 60 - Rapporti tra foliazione metamorfica di tipo *slaty cleavage* (S_{2a}) e stratificazione (S_0) sul fianco di una piega correlata ai sovrascorrimenti W-vergenti nelle metasiltiti delle arenarie di San Vito. Foto in sezione sottile: nicol paralleli, largh. reale:3,5 mm. E di M. Majori, coord.: 775-471.

I piani assiali cartografati immergono in genere di circa 40° verso NE evidenziando una vergenza verso i quadranti sud-occidentali. La presenza di estesi fianchi rovesciati è stata determinata dai rapporti tra stratificazione e scistosità e in base al rinvenimento di controimpronte di carico e flusso (*load cast* e *flute cast*) che mostrano una polarità stratigrafica invertita, in particolare nell'area di Cuccuru Piroi (coord.: 794-581).

Per la loro orientazione e per le relazioni con il Sovrascorrimento dell'Arburese queste pieghe sembrano costituire un sistema di pieghe coevo con il citato sovrascorrimento, ben sviluppate anche nella successione autoctona.

1.2.2.3. - Pieghe con assi N-S

Negli affioramenti dell'Unità dell'Arburese a N e a S della Valle del Cixerri è stato rilevato un altro sistema plicativo, con un clivaggio di crenulazione raramente espresso. Gli assi delle pieghe minori rilevate variano da N-S a NE-SW. L'asimmetria osservata su pieghe minori mostra una vergenza verso W coerentemente con quanto osservato per le pieghe con assi N-S, descritte nel paragrafo II Fase Ercinica, con le quali vanno correlate.

Nell'area a W di Vallermosa gli assi di questa fase plicativa sembrano ripiegare pieghe con assi NW-SE descritte nel paragrafo precedente.

1.3. - TETTONICA TARDO-ERCINICA

Nel basamento sardo sono generalmente riconosciute fasi estensionali post-collisionali, attivatesi quando, esaurite le spinte compressive, il cuneo orogenico ispessito tende al riequilibrio isostatico. Nel Sulcis-Iglesiente a questo evento geodinamico sono in genere riferite strutture che non hanno indotto un'importante deformazione, eccezion fatta per la zona di Capo Spartivento (Sulcis meridionale) dove alcuni Autori riconoscono un *metamorphic core complex* (CARMIGNANI *et alii*, 1992c; CAROSI *et alii*, 1995).

Nell'area del Foglio il metamorfismo collisionale è di basso e bassissimo grado, tipico di livelli strutturali poco profondi, e conseguentemente la tettonica legata all'esumazione delle metamorfite non è così importante come quella descritta nella Zona a falde (CARMIGNANI *et alii*, 2001a). Gli unici movimenti diretti lungo contatti tettonici poco inclinati sono quelli che riattivano sia il limite inferiore della Zona a scaglie di Rosas che il Retroscorrimento di Perda Carcina (fig.61). Nel Foglio Assemini le strutture distensive più evidenti, riferibili al tardo-Paleozoico, sono un sistema di faglie orientato N020-040 (v. fig.51) che inte-

ressa l'area compresa tra M. Orri e Serra Planeserra. Un'età tardo-paleozoica di queste faglie dirette sembra ipotizzabile in base alle mineralizzazioni a prevalente barite che talvolta le accompagnano. Probabilmente l'evento idrotermale che ha generato le mineralizzazioni, insieme a fenomeni di silicizzazione che interessano anche la formazione di Nebida, è da correlare con il ciclo magmatico tardo-paleozoico e indicherebbe anche per la tettonica estensionale un'età Carbonifero Superiore - Permiano.

Nella zona tra M. Scorra e P.ta de sa Donna queste faglie interessano la terminazione periclinale dell'Anticlinale di Gonnese ribassando il contatto tra la formazione di Nebida e quella di Gonnese. Un effetto cartograficamente ancora più vistoso è il dislocamento del Retroscorrimento di Orbai nella zona della miniera omonima, che origina quindi una sorta di *klippe* costituito unicamente dai calcari cambriani. Nella stessa area, faglie con giacitura simile interrompono la terminazione periclinale occidentale dell'Anticlinale di Perdu Sanna presso P.ta 'e Bosi.

Nell'area del Foglio sono stati rinvenuti diversi sistemi di faglie con orientazioni differenti, spesso mineralizzate. Poiché però non sono stati osservati depositi che sigillano queste faglie, non è possibile un'attribuzione certa alla tettonica post-collisionale ercinica. È invece probabile che questi stessi lineamenti siano stati riattivati più volte durante gli eventi tettonici che hanno interessato questa parte dell'isola anche nei tempi successivi.



Fig. 61 - Contatto tettonico (F) tra la formazione di Monte Argentu (AGU) e la formazione di Gonnese (GNN). Si tratta di un retroscorrimento ercinico riattivato come faglia diretta. SW di P.ta S'Ormu Becciu, coord.: 744-392.

2. - TETTONICA CENOZOICA

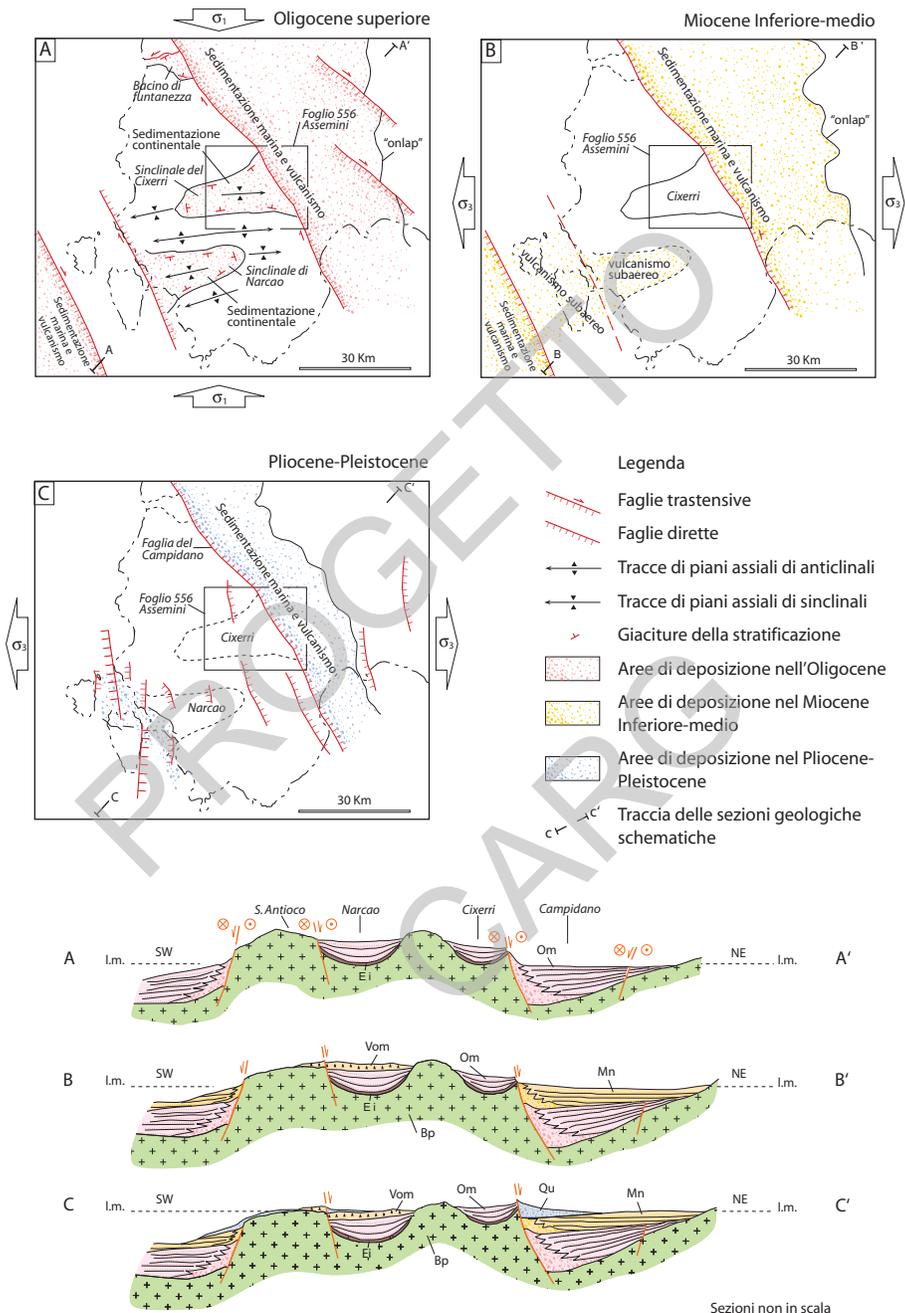
La struttura tettonica cenozoica più importante che interessa il Foglio Assemini è il cosiddetto “Graben del Campidano” (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CHERCHI & MONTADERT, 1982), di cui nella parte orientale del Foglio affiora il bordo occidentale. Il Graben del Campidano viene considerato come il prodotto dello sprofondamento in età plio-pleistocenica di una depressione strutturale preesistente: la parte meridionale della cosiddetta Fossa sarda. Questa fossa attraversa la Sardegna occidentale dal Golfo dell’Asinara fino al Golfo di Cagliari ed è legata alla rotazione del Blocco sardo-corso: secondo alcuni autori è precedente all’apertura del Bacino (CHERCHI & MONTADERT, 1982), secondo altri è coeva con tale apertura e successiva alla collisione continentale che ha originato gli Appennini settentrionali (CARMIGNANI *et alii*, 1994a).

Tutto il Foglio è inoltre attraversato da E verso W dalla valle del Cixerri, che diversi Autori (COCOZZA & SCHAFER, 1974; PALA *et alii*, 1976; CHERCHI & MONTADERT, 1982) considerano come una fossa tettonica connessa con l’evoluzione della Fossa sarda, ma che i rilievi CARG portano ad interpretare come una blanda e ampia sinclinale sviluppata durante l’Oligocene (CARMIGNANI *et alii*, 2004).

2.1. - TETTONICA OLIGOCENICA-AQUITANIANA

La regione del Sulcis-Iglesiente, insieme a quella dell’Arburese, rappresenta un alto strutturale limitato a E dalla Faglia del Campidano e, a W, dalle faglie della piattaforma occidentale sarda (LECCA *et alii*, 1986). In queste aree prevalgono le rocce del basamento paleozoico con subordinati affioramenti di rocce mesozoiche (non presenti nell’area del Foglio) e cenozoiche. I principali elementi strutturali terziari dell’Iglesiente-Sulcis sono costituiti da due depressioni orientate circa E-W: il Bacino del Cixerri (affiorante nel Foglio Assemini) e il Bacino di Narcao (affiorante nei limitrofi Fogli 564 “Carbonia” e 565 “Capoterra”) (tav.3).

Queste depressioni sono state interpretate come fosse tettoniche limitate da faglie dirette e legate all’evoluzione oligo-miocenica della Fossa sarda (COCOZZA & SCHAFER, 1974; CHERCHI *et alii*, 1982; CHERCHI & MONTADERT, 1982). I rilevamenti CARG eseguiti nell’area del Foglio Assemini e del Foglio 564 “Carbonia” (dove gli affioramenti sono più continui e meglio esposti) hanno documentato una differente evoluzione. I vincoli cronostatigrafici della tettonica sono determinabili con maggiore precisione nell’area del Foglio 564 “Carbonia”, dove strutture plicative e faglie inverse interessano i sedimenti mesozoici, eocenici e la formazione del Cixerri, ma non interessano i prodotti vulcanici miocenici (PASCI *et alii*, in stampa).



Tav. 3 - Schema dell'evoluzione tettonica della Sardegna SW nell'Oligocene superiore (A), nel Miocene medio (B) e nel Pliocene (C). Bp: basamento paleozoico; Ei: depositi dell'Eocene Inferiore; Om: depositi oligo-aquitani; Vom: vulcaniti mioceniche; Mn: depositi marini miocenici; Qu: depositi quaternari (modificato da CARMIGNANI et alii, 2004).

2.1.1. - *Strutture orientate E-W*

Nell'area del Foglio Assemini la struttura più evidente è rappresentata da una sinclinale con asse circa E-W di età oligocenica che corrisponde alla depressione del Cixerri. Si tratta di una sinclinale con lunghezza d'onda di circa 10 km e con piano assiale sub-verticale. A causa della grande lunghezza d'onda delle pieghe e del loro grande angolo apicale, questa struttura è evidente solo a scala cartografica. I rilievi CARG del Foglio 564 "Carbonia" hanno mostrato che anche il bacino di Narcao è impostato su una struttura analoga (in CARMIGNANI *et alii*, 2004 v. fig.9).

L'ipotesi precedentemente esposta da vari Autori che indicava che queste depressioni tettoniche siano riconducibili a *graben* è in contrasto con numerose osservazioni di campagna. Infatti:

- 1) in molte località del Foglio Assemini (M. Gioiosa Guardia, P.ta Concas Arubias, Campanasissa, Su Concali de S. Maria, Cuccuru S. Lucifero, Tanca Aru, *etc.*) e del Foglio 564 "Carbonia" (Carbonia, Serbariu, Medau is Peis, Tanca Manna-Pesus, Case Procaxius, Giba, Is Domus, *etc.*) il contatto tra i depositi eocenico-oligocenici affioranti lungo i bordi di queste depressioni ed il basamento ercinico è una discordanza basale (*non-conformity*) e non una faglia diretta come spesso indicato in carte geologiche precedenti in piccola scala. Le faglie che talvolta mettono a contatto i sedimenti paleogenici con il basamento paleozoico lungo i bordi della valle del Cixerri (ad es. presso Sa Guardia, Zinnigas, N di P.ta sa Genna is Abis, P.ta de Matampisi) hanno sempre rigetti modesti, mai superiori a poche decine di metri;
- 2) le rocce sedimentarie eocenico-oligoceniche che affiorano con buona continuità lungo i bordi delle depressioni immergono costantemente verso l'asse del bacino con giaciture solitamente attorno ai 20-25°; l'inclinazione aumenta talvolta fino a superare i 40° (ad es. a Tanca Aru);
- 3) la successione paleogenica al contatto con gli alti strutturali del basamento paleozoico è caratterizzata da facies argilloso-arenacee tipiche di ambienti con bassa energia di rilievo. Mancano facies tipiche delle scarpate di faglia attiva (*debris flow* caotici con olistoliti di grosse dimensioni) che dovrebbero caratterizzare i bordi di una fossa tettonica dove la sedimentazione è controllata da scarpate di faglia attive;
- 4) la deformazione interna del Lignitifero e della formazione del Cixerri è caratterizzata da strutture coerenti con raccorciamenti sub-orizzontali e, al contrario, mancano faglie dirette sinsedimentarie. Faglie inverse (dirette circa N110-120 ed immergenti verso SW di circa 50°) con rigetti metrici e decametrici sono frequenti in diverse località al di fuori del Foglio Assemini, dove gli affioramenti sono meglio esposti (Serbariu, Flumentepido, Serra Mori Vai, *etc.*).

Strutture plicative con lunghezze d'onda ettometriche sono ben evidenziate anche nei piani di coltivazione mineraria del Bacino Lignitifero del Sulcis (Sulcis-Iglesiente occidentale) (TARICCO, 1924; FADDA *et alii*, 1994).

L'anticlinale che separa le due sinclinali di Narcao e del Cixerri affiora in corrispondenza dei rilievi costituiti da rocce del basamento paleozoico e compresi tra le due valli omonime. L'involuppo delle quote più elevate di questi rilievi identifica una paleosuperficie di erosione al di sopra della quale doveva poggiare la successione eocenica, ora quasi completamente smantellata (v. sezione A-A'-A'' in calce al Foglio). Isolati e piccoli affioramenti di conglomerati e arenarie basali della formazione del Cixerri sono ancora conservati sulla sommità di questi rilievi (Campanasissa, N di M. Arcosu, *etc.*).

Queste osservazioni portano ad escludere l'interpretazione classica dei bacini del Cixerri e di Narcao come *graben* E-W bordati da faglie dirette e sostengono invece l'ipotesi che si tratti di blande sinclinali (in CARMIGNANI *et alii*, 2004 v. fig.9).

2.1.2. - Rapporti tra tettonica e sedimentazione

Le caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche della formazione del Cixerri sono coerenti con lo sviluppo delle strutture plicative discusse in precedenza.

I rilevamenti CARG eseguiti nelle aree dei Fogli Assemini e Carbonia hanno messo in evidenza che la formazione del Cixerri è caratterizzata, alla base, da sedimenti clastici di ambiente alluvionale evoluto e, verso l'alto, da sedimenti che indicano un progressivo ringiovanimento del rilievo. La parte bassa della formazione è infatti costituita prevalentemente da siltiti e arenarie quarzose con subordinati livelli microconglomeratici ad elementi ben arrotondati di quarzo e liditi, mentre nelle porzioni superiori sono diffusi i conglomerati poligenici ed eterometrici e le arenarie quarzoso-felspatiche.

La natura del contatto di base della formazione del Cixerri è sempre stata controversa: secondo alcuni Autori la formazione del Cixerri poggia in discordanza sui sedimenti del Lignitifero (FANNI *et alii*, 1982; MATTEUCCI, 1985; MURRU & SALVADORI, 1987; MURRU *et alii*, 1996; BARCA & COSTAMAGNA, 1997), mentre per altri questo contatto è concordante (AGUS & PECORINI, 1978). I rilevamenti CARG dei Fogli 556 "Assemini" e 564 "Carbonia" hanno messo in evidenza l'esistenza di entrambi i tipi di contatto.

La natura del contatto di base e il *trend* evolutivo di questa formazione supportano l'interpretazione dei bacini del Cixerri e di Narcao come sinclinali di crescita. Strati concordanti nei depocentri e discordanti lungo i margini sono caratteri tipici della sedimentazione in sinclinali di crescita, dove la deformazione e l'inclinazione degli strati depositi diminuisce progressivamente verso l'alto.

Tutti i dati discussi in precedenza (presenza di strutture plicative a scala plurichilometrica, discordanze e concordanze alla base della formazione del Cixerri, *trend* evolutivo della stessa formazione, *etc.*) supportano un'evoluzione tettono-sedimentaria caratterizzata dallo sviluppo di grandi e blande strutture plicative che controllavano l'erosione e la sedimentazione. Le anticlinali corrispondevano a rilievi in crescita, mentre le sinclinali rappresentavano il depocentro della sedimentazione. In questo modello la parte superiore della formazione del Cixerri rappresenta un deposito sintettonico di queste strutture plicative (tav.3).

La sedimentazione contemporanea allo sviluppo di anticlinali in sollevamento e sinclinali in subsidenza individua tre situazioni differenti che si trovano sia in affioramento che in sondaggio nei bacini del Cixerri e di Narcao:

- 1) Nella zona assiale delle sinclinali si hanno i depocentri della sedimentazione terrigena, dove la successione comprende tutti i termini formazionali paleogenici e la sedimentazione è continua dall'Eocene Inferiore fino all'Oligocene.
- 2) In corrispondenza delle anticlinali la successione deposta prima del piegamento è stata successivamente quasi completamente erosa. In corrispondenza delle anticlinali sono conservati solo limitati affioramenti della parte basale della successione paleogenica (ad es. Campanasissa, M. Arcosu, *etc.*).
- 3) Una situazione intermedia si realizza in corrispondenza dei fianchi delle pieghe che costituiscono i margini dei bacini. In queste zone i sedimenti paleogenici più antichi potevano essere parzialmente erosi e quindi venire ricoperti in discordanza dai sedimenti più recenti della formazione del Cixerri.

Le discordanze osservate nella successione paleogenica sono localizzate lungo i fianchi delle strutture plicative (Tanca Aru e diverse località del Foglio 564 "Carbonia"), mentre le zone con continuità di sedimentazione sono quelle situate lungo le zone assiali delle depressioni sinclinali.

L'età delle strutture plicative è difficile da stabilire con precisione per l'assenza di documentazione biostratigrafica entro la formazione del Cixerri; nel Foglio 564 "Carbonia" queste pieghe deformano la parte alta della formazione del Cixerri (Oligocene?) e non interessano i depositi vulcanici del Burdigaliano.

Questa interpretazione dell'evoluzione stratigrafica e tettonica paleogenica del Blocco Iglesias-Sulcis consente una coerente correlazione con quella del resto dell'Isola. Le due sinclinali del Cixerri e di Narcao sono infatti in accordo con un raccorciamento medio orientato circa N-S, che è lo stesso osservato nella Sardegna centrale e settentrionale sulla base dell'orientazione e della cinematica di sistemi coniugati di faglie trascorrenti di età oligo-aquitaniense (Pasci, 1997). La Sardegna a NE del Campidano è caratterizzata da estesi lineamenti orientati NW-SE e riconducibili a faglie trascorrenti destre con componenti estensionali (v. tav.3). Queste componenti estensionali sembrano aumentare verso SW e portano all'individuazione di vasti bacini di età oligo-aquitaniense allungati in direzione

NW-SE, dove si raggiungono spessori di sedimenti marini considerevoli (Fossa sarda in CHERCHI, 1985 *cum bibl.*). L'area della Sardegna centro-meridionale, finora considerata come un unico bacino oligo-miocenico orientato N-S (CHERCHI, 1985), e dove il sondaggio "Campidano 1" (fig.62) ha messo in evidenza un consistente spessore di sedimenti miocenici, è caratterizzata anch'essa da diversi bacini orientati NW-SE (SOWERBUTTS *et alii*, 1997; CARMIGNANI *et alii*, 2001b); la Faglia del Campidano rappresenta uno di questi lineamenti transtensivi attivi fin dall'Oligocene-Aquitaniiano e riattivati come faglie dirette in tempi successivi fino al Pliocene (tav.3). L'ipotesi, accennata nel paragrafo precedente, che la Faglia del Campidano sia un lineamento attivo durante l'Oligocene-Aquitaniiano e riattivato in tempi successivi nel Miocene Inferiore-medio e nel Pliocene è supportata anche da due sondaggi, il "Pozzo Marcella" dell'Agip (LECCA *et alii*, 1986) effettuato nel Golfo di Cagliari in corrispondenza della prosecuzione a mare della Fossa del Campidano e un pozzo per acqua realizzato nei pressi di Capoterra (MURRU, 1983), che mettono in evidenza importanti spessori di sedimenti dell'Oligocene superiore o dell'Aquitaniiano di ambiente continentale e marino.

L'originaria cinematica trascorrente destra e diretta della Faglia del Campidano sembra confermata anche dagli indicatori cinematici osservabili nelle rocce vulcaniche dell'Oligocene superiore affioranti presso Siliqua (coord.: 883-516). Lungo il taglio stradale della S.S. 130 sono visibili numerosi specchi di faglie minori orientati NW-SE con strie suborizzontali che indicano prevalenti movimenti trascorrenti con subordinate componenti dirette.

2.2. - TETTONICA PLIOCENICA

La parte orientale del Foglio è occupata dalla piana del Campidano, impostata su un basso strutturale che gli scriventi interpretano come un *semigraben* orientato NW-SE e considerata la principale struttura plio-quadernaria affiorante in Sardegna (v. fig.5, tav.3). Questa depressione limita a NE il blocco dell'Iglesiente-Sulcis e si estende per una lunghezza di circa 100 km dal Golfo di Cagliari a quello d'Oristano. Il suo bordo occidentale è limitato da una serie di faglie parallele, per brevità identificate come Faglia del Campidano, immergenti verso ENE e, come già detto, molto probabilmente già attive come lineamento trascorrente nell'Oligocene-Aquitaniiano.

Il rigetto di questa faglia diretta durante la sua attività pliocenica è stimabile in almeno 500 m, in base allo spessore dei sedimenti sintettonici della formazione di Samassi attraversata dai pozzi profondi eseguiti nel Campidano meridionale presso Villasor (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) (fig.62) e settentrionale presso Oristano (POMESANO CHERCHI, 1971).

Il bacino del Cixerri è separato dal Semigraben del Campidano da un alto strutturale, la cosiddetta Soglia di Siliqua (PALA *et alii*, 1976; PALA *et alii*, 1982), lungo circa 15 km e costituito da metamorfiti paleozoiche e vulcaniti oligoceniche, che si eleva di oltre 200 m sulla piana circostante.

In quest'area affiorano faglie dirette probabilmente riferibili al sistema che ha portato alla formazione del *semigraben*: ad es. presso P.ta Fanaris (coord.: 861-451) dove una faglia diretta orientata circa N150 ed immergente verso NE di circa 70° mette a contatto il basamento paleozoico con le vulcaniti oligoceniche. Altre faglie minori, con strie suborizzontali, affiorano nell'area di M. Accas, in corrispondenza del basamento paleozoico (arenarie di S. Vito) e del Complesso vulcanico di Siliqua.

Nel resto del Foglio la Faglia del Campidano è sempre ricoperta dai depositi continentali olocenici, ma numerosi indizi permettono di individuare il suo andamento al di sotto della copertura quaternaria:

- 1) numerose sorgenti o pozzi di acque termali sono allineate sul bordo occidentale della pianura del Campidano (cfr. § VII - 3);
- 2) ai piedi dei rilievi di rocce paleozoiche (cfr. § IV - 4.2.) affiorano depositi travertinosi;
- 3) i rilievi geo-elettrici realizzati dall'Istituto di Geopedologia e Geologia Applicata dell'Università di Sassari per conto della CASSA PER IL MEZZOGIORNO (1984a), mostrano poco a NW di P.ta Fanaris una variazione netta dell'andamento del tetto delle formazioni vulcaniche oligoceniche interpretabile come una faglia;
- 4) la faglia è stata messa in evidenza anche dalla stratigrafia incontrata in due pozzi per acqua distanti poche centinaia di metri tra loro (ubicati al limite settentrionale del Foglio), che hanno attraversato successioni differenti, evidenziando un rigetto diretto con l'abbassamento del lembo orientale.

Altre evidenze sono state riconosciute in aree esterne al Foglio, tra cui la più importante è il sistema di faglie dirette rilevato durante le prospezioni geominerarie presso Guspini in località Salaponi (SALVADORI, 1959), che disloca il basamento paleozoico.

In base all'età della formazione di Samassi, deposito sin-tettonico che colma la fossa del Campidano, l'attività della Faglia del Campidano è da riferire al Pliocene Medio-Superiore (CHERCHI *et alii*, 1978).

L'analisi di una linea sismica eseguita dall'Agip S.p.A. per la ricerca di idrocarburi (v. fig.5) mostra chiaramente che la piana del Campidano meridionale corrisponde ad un *semigraben* con numerose faglie minori, sia sintetiche sia antitetiche, limitato a SW dalla Faglia del Campidano mentre nel bordo orientale i depositi continentali plio-pleistocenici si aggradano sul basamento paleozoico e sono interessati da faglie minori.

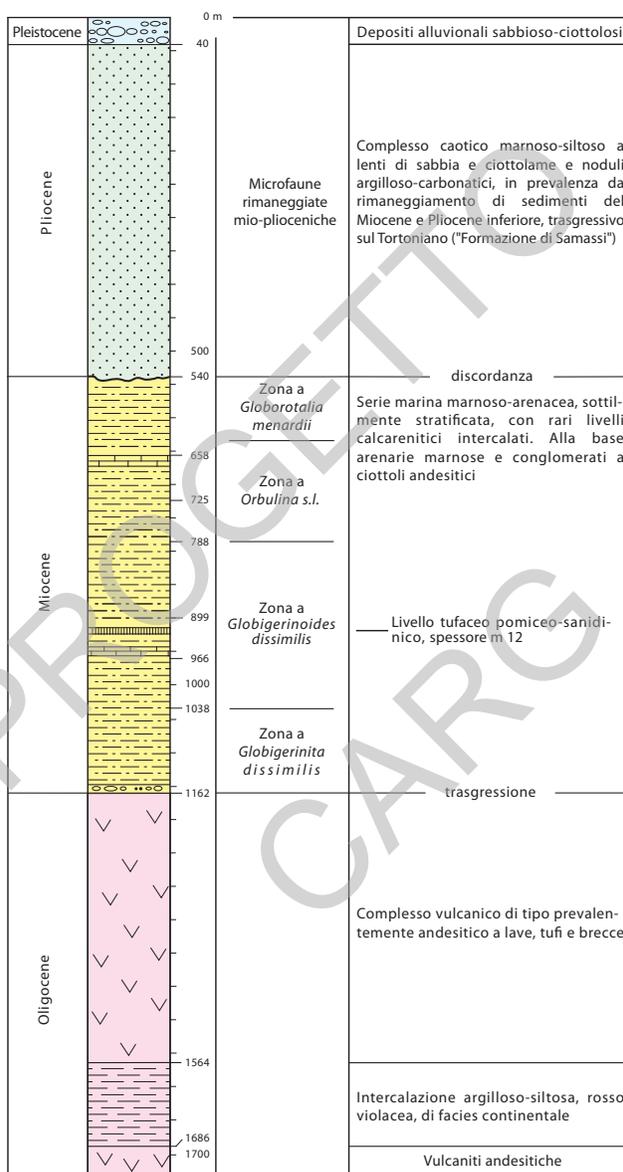


Fig. 62 - Successione stratigrafica attraversata dal Pozzo per ricerca d'idrocarburi "Campidano 1" (ubicato in fig.5c) eseguito dalla SAIS poco a S di Villasor. Da PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969), modificato.

Il sistema di faglie del Semigraben del Campidano è senz'altro il più importante ma nel Foglio sono stati rilevati altri sistemi di faglie dirette ancora riferibili alla tettonica pliocenica.

Nei rilievi circostanti la valle del Cixerri sono stati cartografati due sistemi di faglie che interessano sia la successione paleozoica che quella eocenica-miocenica e vengono perciò attribuite al Pliocene. Un sistema ha andamento circa E-W e l'altro, successivo, ha andamento circa N-S (fig.63).

Il sistema ad andamento circa E-W è caratterizzato da faglie dirette, con talvolta una debole componente trascorrente. La faglia più estesa affiora al limite meridionale del Foglio dove mette a contatto i graniti e la successione paleogenica dell'Iglesiente-Sulcis con le arenarie di San Vito. Faglie molto evidenti interessano il fianco meridionale della valle del Cixerri ed in genere mettono a contatto il basamento paleozoico con la formazione del Cixerri. Autori precedenti (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; PALA *et alii*, 1976; CHERCHI & MONTADERT, 1982) hanno considerato queste faglie come bordiere della Fossa del Cixerri (cfr. § V - 2.1. - Tettonica oligo-aquitaniiana).

Il rilevamento CARG ha evidenziato che il rigetto di queste faglie è dell'ordine di poche decine di metri. Un esempio è l'affioramento presso Sa Guardia, lungo la strada pedemontana Cagliari-Villamassargia, dove una di queste faglie E-W rigetta solo di una ventina di metri la base della formazione del Cixerri.

Rigetti più importanti sembrano invece essere associati alle faglie dirette con orientazioni che variano da N-S a NNW-SSE (fig.63). La Faglia di Zinnigas (tav.1) che attraversa tutto il basamento paleozoico affiorante nella parte meridionale del Foglio è la maggiore di questo sistema; il suo rigetto verticale è di circa 100 m. Disloca i conglomerati basali della formazione del Cixerri ed è suturata dai depositi del Pleistocene superiore. Altre faglie con questa orientazione affiorano sia lungo il bordo meridionale della valle del Cixerri dove dislocano sia le faglie orientate E-W, che i sedimenti della formazione omonima (ad es. trincea stradale al km 42 della S.S. 130).

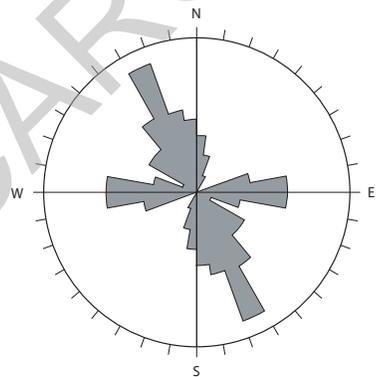


Fig. 63 - Diagramma a rosa indicante l'orientazione e la diffusione percentuale delle principali faglie plioceniche (il cerchio indica una diffusione del 20%).

VI - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

La geomorfologia dell'area del Foglio Assemini è fortemente influenzata dall'assetto strutturale e dalle caratteristiche litologiche del substrato. Non si hanno indizi, almeno nell'area esaminata, dell'attività di movimenti neotettonici presenti lungo il bordo del Campidano o del Cixerri che sono classicamente considerate fosse tettoniche con attività plio-pleistocenica (CHERCHI *et alii*, 1978). Infatti, come anche osservato dai precedenti Autori, il bordo occidentale del Campidano si presenta in genere fortemente sovralluvionato.

Durante le indagini svolte per il presente rilevamento è comunque stato appurato come i bordi del bacino del Cixerri, costituiti da rocce paleozoiche, siano quasi ovunque delimitati da una discordanza basale sulla quale si appoggiano i sedimenti continentali della formazione del Cixerri (cfr. § V - 2.1. Tettonica oligo-aquitaniense). Dato che all'interno di questi sedimenti sono molto abbondanti livelli e lenti sabbiose e siltose, il bacino che li contiene in questo settore è stato interessato da fenomeni di erosione selettiva.

È verosimile che prima dell'approfondimento recente del reticolo idrografico un ruolo erosivo importante sia stato operato dal modellamento di una superficie di spianamento che caratterizza la parte più elevata del Sulcis e dunque tutti i rilievi che delimitano a N e a S il bacino del Cixerri. Questa superficie di spianamento è presente anche sul lato settentrionale del Campidano.

Sui rilievi che delimitano il bacino del Cixerri questa superficie ha dato vita ad ampie spianate modellate quasi ovunque sul basamento paleozoico a quote medie di 500-600 m. È verosimile che, come anche evidenziato nei vicini fogli 564 "Carbonia" e 565 "Capoterra", sui rilievi lo spianamento abbia condotto al-

l'erosione dei sedimenti terziari, sia della formazione del Cixerri che quelli vulcanici oligo-miocenici, sempre assenti sui rilievi. È anche verosimile che localmente i processi di erosione areale abbiano riesumato la superficie di discordanza presente alla base della formazione del Cixerri.

L'importanza dell'erosione selettiva è inoltre responsabile della presenza della genesi dei picchi quali M. Gioiosa Guardia, Castello Acquafredda, il M. Sa Pibionada ed il M. Niu de Crobu. Si tratta di *neck* di apparati vulcanici terziari che indicano come questi siano giunti ad uno stadio "scheletrico" dell'erosione. Anche numerose valli all'interno dei rilievi del Sulcis seguono linee di debolezza strutturale rappresentate da faglie o da strati a differente erodibilità.

La maggiore impronta nel modellamento dell'area è però dovuta ai processi fluviali dato che nei bacini del Campidano e del Cixerri, come descritto nei capitoli dedicati alla stratigrafia ed evoluzione del Quaternario (cfr. § IV - 4. - Depositi quaternari), i depositi di pianura e di conoide alluvionale, più o meno terrazzati, sono quelli maggiormente rappresentati.

VII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - GIACIMENTI MINERARI

Nell'area del Foglio Assemini sono noti vari giacimenti e mineralizzazioni a solfuri (Pb e Zn in prevalenza) e solfati (barite in prevalenza). Essi sono concentrati soprattutto nella parte sud-occidentale del Foglio (Concas de Sinui, Orbai, Rosas) in corrispondenza di rocce cambro-ordoviciane (fig.64). La coltivazione di questi giacimenti è iniziata quasi certamente in età romana; in epoca moderna ha avuto un grosso impulso verso la fine del 1800, come del resto tutto il bacino minerario del Sulcis-Iglesiente, proseguendo, tra interruzioni e riprese, fino a due decenni fa. La chiusura delle attività è stata determinata dall'esaurimento o impoverimento dei giacimenti e dall'andamento sfavorevole dei prezzi di mercato.

Le mineralizzazioni riconosciute nell'area del Foglio, sulla base di studi precedenti (POLL, 1966; BONI, 1994) e da quanto emerso dal rilevamento, sono suddivise in due tipi. Questi due tipi corrispondono ai caratteri delle due principali miniere che ricadono nell'area del Foglio: la Miniera di Rosas e quella di Orbai. Pertanto le mineralizzazioni del Foglio Assemini sono distinte in: 1) mineralizzazioni ad andamento filoniano associate a fasce cataclastiche (area di Orbai in prevalenza); 2) mineralizzazioni di tipo *skarn* (area di Rosas).

In realtà, come si evince dalla Carta geologica, la maggior parte di queste mineralizzazioni (specialmente quelle di Rosas) è ubicata in prossimità di sovrascorrimenti ercinici che hanno sicuramente avuto un ruolo importante nella genesi delle stesse. È probabile che le fasce cataclastiche abbiano funzionato da vie preferenziali di circolazione per i fluidi idrotermali.

1.1. - MINERALIZZAZIONI DI TIPO FILONIANO

Il primo gruppo di mineralizzazioni viene generalmente associato a idrotermalismo di media temperatura e di età generalmente tardo-ercinica. Le mineralizzazioni sono ospitate in zone cataclastiche e lungo fratture con direzioni generalmente E-W e N-S.

Le mineralizzazioni più importanti sono ospitate entro la formazione di Gonnese ("Metallifero" *Auct. p.p.*), in particolare nei litotipi calcarei, e in secondo luogo entro le formazioni di Campo Pisano e di Monte Argentu. I minerali utili principali sono galena (più o meno argentifera), barite, pirite e/o marcassite, blenda e calcopirite con ganghe di quarzo e/o calcite.

Nella zona di M. Orbai (tra Concas de Sinui, N. ghe Meloni e Seddas Andria Concas) (fig.64), sono stati sfruttati alcuni giacimenti di barite, in genere spatica, e solfuri, in parte ospitati entro breccie quarzitiche. A letto della mineralizzazione baritica e a contatto con la formazione di Gonnese sono state osservate concentrazioni di pirite e marcassite in ganga quarzosa.

Questo tipo di depositi vengono da taluni considerati di natura sedimentaria (BONI *et alii*, 1992) o sono messi in relazione con una fase di continentalità (post-formazione di Cabitza e pre-formazione di Monte Argentu) responsabile della erosione, carsificazione e silicizzazione delle litologie cambro-ordoviciane: le breccie silicizzate avrebbero protetto dalla erosione i paleokarst riempiti da breccie di collasso e barite consentendo anche la successiva ricircolazione e riconcentrazione dei minerali utili nel Permo-Trias (relazioni inedite Bariosarda del 1985).

Il rilevamento geologico strutturale della zona ha evidenziato che le breccie quarzitiche sono cataclasiti in corrispondenza di faglie dirette orientate circa N20 che dislocano il Retroscorrimento di Orbai (cfr. § V - 1.3. Tettonica tardoercinica). La quarzite è da considerarsi quindi una cataclasite silicizzata, probabilmente alla stessa stregua delle altre mineralizzazioni idrotermali del Foglio, di età tardo-paleozoica, verosimilmente permo-triassica.

Un'altra zona storicamente importante dal punto di vista minerario è quella della miniera di Orbai, nota principalmente per le mineralizzazioni a galena e subordinatamente a barite, calamine e blenda. Il primo permesso di ricerca risale al 1860 mentre la prima concessione mineraria, assegnata alla *United Mines Comp. Limited*, è del 1890 (MURTAS, 1997). Le ultime attività estrattive nella concessione di Orbai (limitate ad un breve periodo) sono del 1962.

Secondo studi del servizio geologico della Società Monteponi-Montevecchio, tra il 1959 e il 1966 si stimava una produzione di 100.000 t di grezzi con tenore in Pb del 2,5% e 1.300 gr di Ag/t di mercantile piombifero al 60% di Pb (relazione interna della Miniera di Orbai S.p.A. del 1966).

Tra il 1943 ed il 1957 nella miniera di Orbai sono stati lavorati tra grezzi di miniera (tenori in Pb del 5,7-2,1%) e recupero da discariche precedenti, oltre 160.000 t di materiali (MURTAS, 1997).

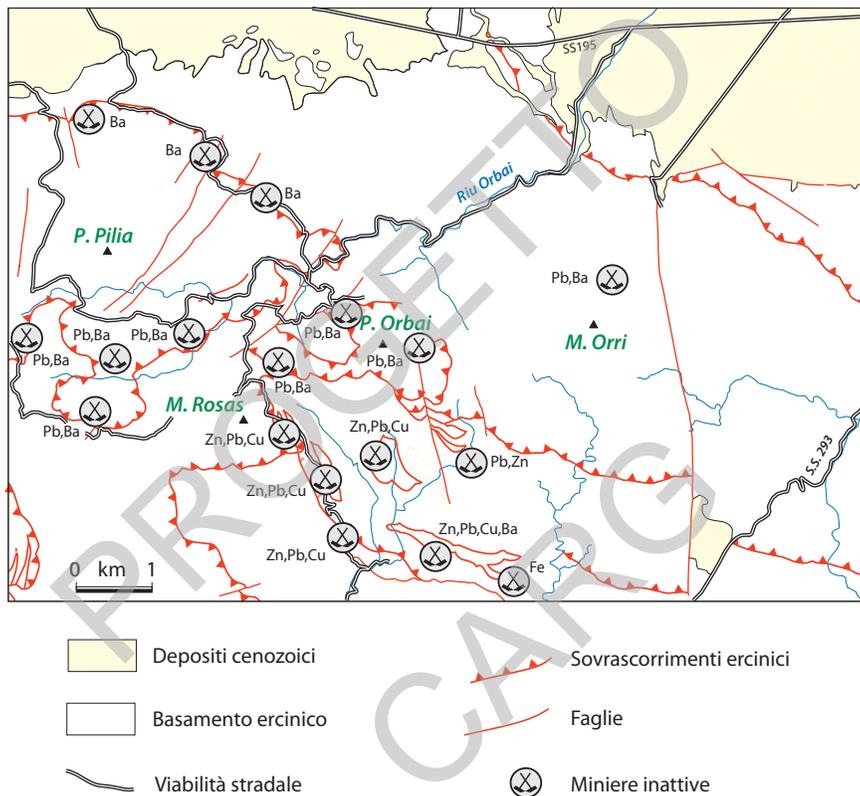


Fig. 64 - Schema delle principali coltivazioni minerarie dell'area di Orbai e Rosas.

Le mineralizzazioni sono di tipo filoniano o in vene, con i filoni maggiori diretti circa E-W e N-S e immergenti rispettivamente verso N e verso E con inclinazioni maggiori di 45° . Dal rilevamento geologico risulta evidente che anche queste mineralizzazioni sono impostate lungo contatti tettonici che interessano le formazioni di Campo Pisano e di Gonnese.

In particolare l'ingresso principale della miniera di Orbai e le gallerie di coltivazione (livelli Santa Maria, Santa Caterina, etc.) sono impostati lungo il Retroscorrimento di Orbai che affiora sul fianco settentrionale dell'omonimo monte

e le mineralizzazioni ritenute più importanti sono proprio quelle che seguono il contatto; allontanandosi da questo diventano poco consistenti e disperse.

Infatti secondo VASSENA (1955), i filoni (come i minatori definivano le mineralizzazioni) più ricchi sono quelli incassati entro i calcari della formazione di Gonnese e subordinatamente entro i calcari nodulari della formazione di Campo Pisano. Tra questi, quelli diretti E-W erano maggiormente mineralizzati e continui rispetto ai filoni N-S (filoni incrociatori) che probabilmente si impostavano su faglie dirette secondarie. In ogni caso le mineralizzazioni, anche le più importanti, presentavano variazioni del tenore in minerali utili sia nel senso della direzione che dello spessore passando da zone ricche a zone sterili (andamento “a rosario”).

Le aree di incrocio tra i sistemi N-S e quelli E-W, caratterizzate da brecciazione, erano sede di notevoli concentrazioni di minerali utili, raggiungendo in ciascuna anche volumi di oltre 30.000 mc.

In dettaglio la mineralizzazione utile, essenzialmente galena argentifera, è descritta in genere come noduli o venette associate a quarzo (con più o meno barite) e a volte a calcite, in modo tale da formare un reticolo che si “sfilacciava” sia lateralmente che in profondità. Una debole diffusione di galena è riscontrabile anche nell’incassante calcareo (relazione interna della Miniera di Orbai S.p.A. del 1966, depositata presso l’Archivio del Distretto minerario di Iglesias), più rare le concentrazioni massive. Un filone con mineralizzazione utile a barite, chiamato Filone Ortiga, raggiungeva a tratti una potenza di 10 m ed era sviluppato ancora una volta lungo il Retroscorrimento di Orbai. La barite, associata ad una ganga quarzosa, era presente sia in vene che in porzioni massive da qualche decina di chilogrammi a qualche centinaio di tonnellate.

Un’altra importante zona mineralizzata è quella intorno a M. Scorra, a W di Orbai, che è stata oggetto di ricerche e di coltivazioni di galena e calamina sicuramente a partire dal XIX secolo. Il contesto minerario è analogo a quello di Orbai. Infatti anche qui mineralizzazioni idrotermali hanno seguito faglie di età tardo-ercinica; l’incassante in prevalenza è costituito dai calcari della formazione di Gonnese e in piccola parte dai calcescisti della formazione di Campo Pisano.

A SE di M. Scorra la mineralizzazione è a galena (in “amigdale”) e barite (“listata”) con disseminazioni di carbonati di Pb e ossidi in ganga silicea. Altre mineralizzazioni galenose orientate E-W e impostate ancora lungo il Retroscorrimento di Orbai sono presenti in località Mannulioni e Santa Mariedda (versante SW ed E di M. Scorra), e nei pressi di N.ghe Scorra. In medesima posizione strutturale sono state rinvenute mineralizzazioni simili anche in località Pitz’e Corombus, lungo una fascia cataclastico-milonitica ercinica, con direzione NE-SW e immersione a NW, mineralizzata a galena argentifera e barite con scarsa ganga silicea.

Sempre nei calcari nella zona di M. Scorra e dintorni sono presenti numerosi piccoli filoni con galena diretti E-W, NW-SE, NE-SW. Ad esempio quello che segue tutto il crinale di M. Scorra, costituito da vene di barite e galena con ganga di calcite; o altre mineralizzazioni caratterizzate da galena in ganga quarzosa che si sviluppavano da P.ta 'e Sirui verso N-W e tra M. Scorra e Cuccuru Olias e presso Antioгу Sabiu, S. Giorgio, S. Mariedda e Perd'e Fogu.

Nell'area di M. Orri sono stati individuati numerosi filoni tardo-ercinici quarzosi con mineralizzazioni a galena e/o barite (VASSENA, 1955), incassati nelle formazioni caradociane, con direzione E-W, N-S, WNW-ESE. Il più importante sembra essere il Filone Orreddu diretto N-S, con mineralizzazioni a galena e barite, caratterizzato da alternanze di zone ricche con zone più povere o sterili (andamento "a rosario").

Altre mineralizzazioni a galena e/o barite sono note presso P.ta S. Antioco, Perd'e Quaddu e a N-W di Serra Martis incassate nei calcari cambriani, con potenze di 4-10 m e mineralizzati a barite con ganga quarzosa.

Nella zona di Truba Niedda è stato infine coltivato un potente filone quarzoso (5-12 m) diretto circa E-W con immersione verso N di circa 40° con mineralizzazione a barite, valutata 140.000 t nel 1955 (VASSENA, 1955).

1.2. - MINERALIZZAZIONI DI TIPO SKARNOIDE

Queste mineralizzazioni, diffuse soprattutto nell'area di Rosas (v. fig.64), sono associate ad ammassi derivati da sostituzione di rocce carbonatiche. La sostituzione, generalmente riferita a fluidi con termalità medio-alta, ha prodotto paragenesi caratterizzate da silicati (granati, anfiboli, pirosseni, epidoti, *etc.*) con solfuri metallici. La geologia di quest'area è stata descritta nel § V - 1.2.1.2. - II Fase Ercinica.

L'area mineraria di Rosas (fig.65) è storicamente una delle più importanti della Sardegna per l'estrazione di solfuri di Zn, Pb, Cu, Fe, Ag, Sb (blenda marmatitica, galena argentifera, calcopirite, pirite, bornite, bournonite, stibnite *etc.*), ed ossidati (calamine, carbonati come cerussite, malachite, azzurrite, smithsonite, rhodocrosite e ossidi vari, presenti in genere nelle parti più superficiali dei giacimenti).

La prolungata attività estrattiva è stata accompagnata da una collaterale attività di ricerca geologica e giacimentologica, che ha portato all'approfondimento delle conoscenze della geologia dell'area (RIVA, 1898; BORGHESAN, 1935; 1936; 1937; PRUNA, 1965; FIORI, 1976).

In questo giacimento ricordiamo anche la prima segnalazione di un carbonato idrato di Cu e Zn, denominato rosasite.

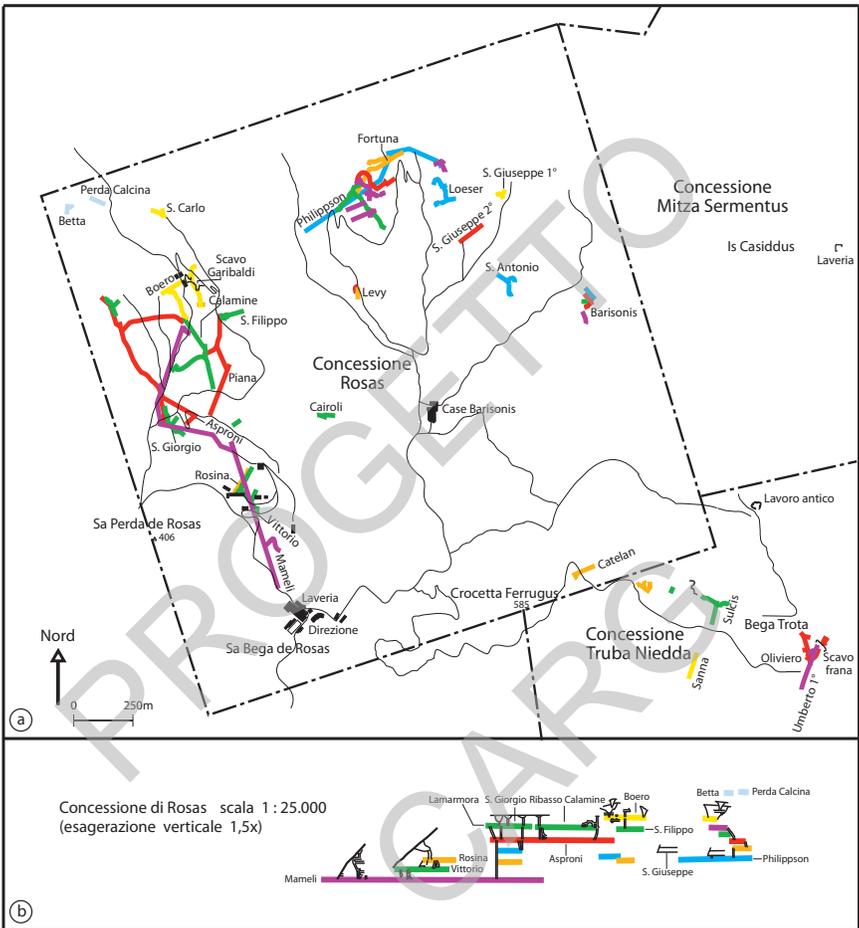


Fig. 65 - Schema delle coltivazioni nella concessione mineraria di Rosas negli anni '50. a) Schema delle coltivazioni eseguite nelle concessioni minerarie della zona di Rosas. La linea a tratto e punto rappresenta i limiti delle varie concessioni. b) Schema delle coltivazioni rappresentate in figura. Ridisegnato e semplificato da relazioni interne della Società Anonima Miniere di Rosas depositate presso l'Archivio del Distretto Minerario d'Iglesias.

La prima concessione mineraria ufficiale, firmata dal Conte Camillo Benso di Cavour, è del 1851. Tra il 1902 ed il 1908 a Rosas lavoravano oltre 500 operai e la produzione complessiva di grezzi è stata pari a 10.000 t (relazione inedita della Società Anonima Miniere di Rosas del 1930 dell'Archivio del Distretto Minerario d'Iglesias).

L'attività è proseguita in seguito fino alla fine degli anni '70 del XX secolo, quando la produzione di Pb, Zn e Cu si era ormai ridotta a meno di 1.000 t annue.

Un esempio tipico di giacimento di tipo skarnoide è quello di P.ta Carcina, formato da un ammasso lenticolare, entro i calcari cambriani, con dimensioni crescenti in profondità e con inclinazione verso N di circa 20°. Il cubaggio era di oltre 75.000 t con tenori di Pb+Zn metallo del 14% (VASSENA, 1955).

Gli *skarn*, chiamati dai minatori anche “rocce verdi”, hanno aspetto massivo, compatto. Il metasomatismo skarnoide interessa la parte esterna delle scaglie tettoniche di calcare per uno spessore che può variare da qualche centimetro a qualche metro.

Le caratteristiche petrografiche degli *skarn* sono state descritte da FIORI (1976) e da POLL (1966). Sono presenti granati (zonati e con birifrangenza anomala), epidoto, pirosseni, tremolite ed actinolite, wollastonite. I solfuri metallici associati agli *skarn* sono: blenda (varietà marmatite), galena e, in subordinate, calcopirite, pirite, arsenopirite, bornite, covellite, etc..

La mineralizzazione si presenta sotto forma di livelli molto sottili (tessitura “listata”) e piccole masserelle. Le porzioni più ricche derivano da riconziazione e ricristallizzazione dei solfuri che si presentano in cristalli più sviluppati disposti in bande parallele spesse da qualche millimetro a qualche centimetro.

I grezzi prodotti a Rosas nel 1930 presentavano tenori medi in Zn e Pb rispettivamente dello 11% e 6% (Relazione interna della Società Anonima Miniere di Rosas), mentre nel 1965 arrivavano al 9% in Zn e al 3% in Pb (PRUNA, 1965).

La presenza di un potente corpo filoniano di gabbro (Filone di Rosas) e altri minori, intrusi prevalentemente lungo i contatti tettonici che limitano le scaglie di calcare, ha spesso indotto gli Autori precedenti a considerare questi filoni come la causa della mineralizzazione skarnoide.

In effetti già POLL (1966) nota che l'attività idrotermale (da meso a ipotermale) e pneumatolitica è la causa della formazione degli *skarn*. Le temperature di cristallizzazione delle blende (POLL, 1966) vanno da 320 a 665°C. Perciò all'Autore sembra più probabile che il giacimento sia da riferire all'attività pneumatolitica e idrotermale legata al magmatismo granitoide tardo-paleozoico.

Secondo BONI (1994) le mineralizzazioni di Rosas sono *stratabound* (brecce sinsedimentarie mineralizzate a solfuri) che, in seguito agli effetti del metamorfismo di contatto tardo-paleozoico, sono state mobilizzate.

Il rilevamento CARG ha confermato invece che il giacimento skarnoide di Rosas è entro un'ampia fascia cataclastico-milonitica (ZSR, cfr. § V - 1.2.1.2. - II Fase ercinica) e i corpi mineralizzati sono generalmente ubicati lungo contatti tettonici in corrispondenza di scaglie tettoniche di elementi carbonatici che sono sostituiti da fluidi mineralizzanti.

1.3. - CAVE

Nel Foglio Assemini sono coltivate attualmente tre cave. La prima è una cava di pietrisco per inerti per edilizia che coltiva le arenarie di San Vito presso P.ta Fundavis e Serra Scabbias. La seconda è una cava di argille da laterizi che coltiva la parte inferiore della formazione del Cixerri presso Guardia Lada e P.ta de Cristina. La terza è una cava di materiali alluvionali per edilizia ubicata lungo il Flumini Mannu presso Assemini. Una quarta cava, attualmente chiusa, coltivava le argille della formazione del Cixerri presso M. Cunillu e Su Ferru su Guaddu a NE del Lago di Zirimilis.

Come in altre parti dell'Isola, in passato la fonte principale di approvvigionamento di inerti per edilizia erano i depositi alluvionali quaternari. Molte cave di questo tipo sono state attive anche nel Foglio Assemini fino a pochi anni fa.

Fra le cave inattive ricordiamo anche quelle a S di Uta (in località Barra-ca Manna, Pixina Gravas, Salto di Uta) che hanno sfruttato depositi alluvionali ghiaioso-sabbiosi olocenici e in parte del Pleistocene superiore. Depositati alluvionali olocenici sono stati cavati anche a W di Uta (Pranu Perda Bianca), tra Decimomannu e Assemini, a poca distanza nell'alveo del Riu Marmureri (limite SE del Foglio) e poco a S del Castello di Acquafredda. Altre cave per inerti, molto estese, che coltivavano ghiaie del Pleistocene superiore, sono ubicate in località Isca sa Pingiada.

Un tentativo di coltivazione per uso lapideo ornamentale, è stato fatto nelle vulcaniti oligoceniche negli anni '30 (MINUCCI, 1935), presso M. Idda, su una varietà chiara delle tonaliti di Monte Su Silixianu. Presso M. Truxionis è ancora visibile una cava di prestito sulle daciti di Monte Sa Pibionada per la costruzione della Strada Provinciale Cagliari-Villamassargia.

Dalle cave di M. Maiori sulle arenarie di San Vito e di Castello Gutturerus sui calcari della formazione di Fluminimaggiore, ambedue a SW di Siliqua, sono stati estratti inerti per lavori stradali. Le arenarie di San Vito sono state cavate inoltre nei pressi di Siliqua (in località M. Uannena) per produzione di materiali da costruzione.

2. - IDROGEOLOGIA

Il Foglio Assemini è occupato nel settore occidentale dalla porzione terminale del bacino del Flumini Mannu, mentre la restante area è interessata da buona parte del bacino del Riu Cixerri (tav.4).

Il Flumini Mannu percorre questa area con direzione N-S per un tratto di 20 km circa, scorrendo dentro argini artificiali tra i depositi alluvionali terrazzati

del Campidano. Dalla destra idrografica riceve due corsi d'acqua che provengono dalle ultime propaggini dei rilievi di rocce paleozoiche ad W di Vallermosa: si tratta del Canale Riu Nou che affluisce nel Flumini Mannu vicino a Villasor e del Riu Matta che termina il suo percorso con il nome di Riu Mannu di Villaspesiosa. Dalla sinistra idrografica, sempre nei pressi di Villasor, riceve l'apporto del Riu Malu che nasce dalle colline della Trexenta e con una lunghezza di circa 24 km drena una superficie di 63,5 kmq.

Un po' più a S, nei pressi di Uta, a soli 6 km dalla foce, il Flumini Mannu confluisce nel Riu Mannu di San Sperate. Questo corso d'acqua ha una lunghezza di circa 54 km ed un bacino imbrifero di 509 kmq ed è il maggiore affluente del Flumini Mannu. L'intero bacino completo di quest'ultimo corso d'acqua occupa una superficie di 1.516 kmq.

Il Riu Cixerri, un tempo il più importante affluente del Flumini Mannu, è diventato corso d'acqua autonomo dopo che, a seguito dei lavori di bonifica nello Stagno di Santa Gilla, il suo alveo canalizzato è stato dotato di una foce indipendente. La sua lunghezza è di 50,6 km e il suo bacino idrografico si estende su una superficie di 534,7 kmq.

A S dell'abitato di Siliqua il Riu Cixerri riceve dalla destra idrografica il Riu de su Casteddu, un corso d'acqua che nasce dal M. Is Caravius e percorre con direzione S-N 19,2 km. Il Riu de su Casteddu ha un bacino con una superficie di 59 kmq e, in località Medau Zirimilis, è sbarrato da una diga a scogliera con il paramento di monte rivestito in bitume. La capacità utile d'invaso è di circa 16,65 milioni di mc.

Anche il Riu Cixerri in località P.ta Genna is Abis è stato sbarrato da una diga di notevoli dimensioni: 1.300 m di lunghezza, 26 m nel punto di massima altezza. Lo sbarramento permette un invaso di 23,9 milioni di mc d'acqua. Per un'opera di simili caratteristiche, molto lunga e non molto sviluppata in altezza, era stata prevista in un primo momento la realizzazione in terra; la scelta di un manufatto a gravità massiccio realizzato in calcestruzzo si è resa necessaria in quanto i deflussi irregolari del corso d'acqua consigliavano uno sbarramento trascinabile.

2.1. - PERMEABILITÀ DEGLI ACQUIFERI

Sulla base della permeabilità, le litologie del Foglio Assemini sono state classificate nella maniera seguente (tav.4):

- 1) alta permeabilità: depositi antropici (h_1), depositi alluvionali (b), coltri eluvio-colluviali (b_2), depositi di versante (a), depositi alluvionali terrazzati (b_n), travertini (f_1), sintema di Portovesme (PVM), calcari della formazione di Gonnena (membro del Calcare ceroidale GNN₂);

- 2) permeabilità media: leucosienograniti (VLD_c), leucomonzograniti (VLD_b), formazione di Genna Muxerru (MUX), formazione di Rio San Marco (RSM), dolomie della formazione di Gonnese (membro della Dolomia rigata GNN₁);
- 3) permeabilità bassa: depositi palustri (e₅), marne di Gesturi (GST), piroclastiti di Siliqua (SQA), tonaliti di Monte Su Silixianu (SXXN), daciti e andesiti di Monte Sa Pibionada (PBN), formazione del Cixerri (CIX), Lignifero *Auct.* (LGN), arenarie di San Vito (SVD), formazione di Mason Porcus (MPS), formazione di Fluminimaggiore (FLU), formazione di Domusnovas (DMV), formazione di Portixeddu (PTX), formazione di Monte Orri (MRI), formazione di Monte Argentu (AGU), formazione di Cabitzza (CAB), formazione di Campo Pisano (CPI), formazione di Nebida (NEB).

Nella valle del Cixerri l'acquifero principale è costituito dai depositi alluvionali olocenici e dalle conoidi terrazzate del Pleistocene superiore soprattutto alla base dei rilievi dove queste hanno granulometria grossolana. Le potenze di questi depositi sono solitamente ridotte (cfr. § IV - 4. - Depositi quaternari).

Nel Campidano invece i depositi alluvionali olocenici hanno potenze maggiori. Inoltre, poggiano sui depositi clastici della parte alta della formazione di Samassi per cui nell'area di Decimoputzu, San Sperate e Uta sono numerosi i pozzi che attingono a falde multistrato con profondità sino ad un massimo di 100 m e portate di 15-20 l/s.

Invece nelle facies arenacee e conglomeratiche della formazione di Samassi, note nel sottosuolo del Foglio Assemini (Villasor, San Sperate e Decimomannu), si rinvengono falde di potenzialità ridotta. Si tratta in genere di acque ad elevato tenore salino e che in ogni caso costituiscono una risorsa di difficile valutazione.

La formazione del Cixerri è caratterizzata da permeabilità praticamente nulla, nella valle omonima rappresenta il substrato impermeabile degli acquiferi alluvionali quaternari.

Un discorso a parte va fatto per le litologie paleozoiche che costituiscono in genere acquiferi poco interessanti e difficilmente sfruttabili. In alcune aree però sono sede di emergenze termali come lungo i bordi della valle del Cixerri e del Campidano e nell'area della Soglia di Siliqua.

2.2. - STRUTTURA DEGLI ACQUIFERI

2.2.1. - *Acquifero del Campidano*

La copertura alluvionale nel Campidano mostra, come si è già osservato, potenze notevoli sebbene estremamente variabili. Dal "Pozzo Campidano 1" (v. fig.62) trivellato nel 1963 dalla SAIS (Società per Azioni Idrocarburi Sarde-

gna) e da quelli trivellati per conto della Cassa per il Mezzogiorno, si distingue una copertura di intercalazioni sabbiose e conglomeratiche che hanno come substrato le arenarie e le siltiti della formazione di Samassi.

In particolare si distinguono, nell'area del Riu Mannu di San Sperate e più a S fino ad Assemini, numerose conoidi a forte componente ghiaiosa e sabbiosa, di permeabilità molto elevata con una potenza accertata di 20-50 m ed un paleoalveo del Flumini Mannu con spessori di depositi alluvionali ad alta percentuale di limi e argilla sino a 50 m.

In definitiva, per quanto riguarda il Campidano, la sequenza produttiva può essere sintetizzata in una successione sabbioso-ghiaiosa intercalata da strati limoso-argillosi, all'interno della quale possono individuarsi livelli piezometrici differenti su aree limitate; essendo stati però stabiliti i collegamenti verticali e orizzontali tra i vari livelli si può parlare su scala regionale di una unica falda multistrato.

Nell'area della cosiddetta Soglia di Siliqua si evidenzia una situazione molto interessante al limite tra la valle del Cixerri e la piana del Campidano. Come è noto il limite tra le due depressioni è rappresentato da una soglia strutturale che si estende da Vallermosa a Siliqua (Soglia di Siliqua).

Tale soglia si manifesta con una serie di colline che, con direzione NW-SE, interrompono la monotonia del settore spiccando nettamente sulla pianura e attraverso le quali il Riu Cixerri si apre la via verso il Campidano. Sotto l'aspetto idrogeologico l'interesse della soglia è dato dalle manifestazioni sorgentizie distribuite sul versante campidanese, alcune delle quali con evidenti caratteri di termalismo.

Si tratta di circa 15 punti d'acqua fra sorgenti e trivellazioni (che hanno sostituito le sorgive preesistenti), ripartibili in tre gruppi:

- a) Sorgenti e pozzi di Mitza su Ferru e Mitza Purdia, ad E di M. S'Ega sa Femmina, con acque ora dure, cloro-solfato-alcaline, ora bicarbonato sodiche.
- b) Sorgenti e pozzi di Mitza Cuccureddus, presso Cuccuru de Caboni, con acque salse ma anche bicarbonato-sodiche.
- c) Pozzi artesiani di S. Maria e Sa Guardia, profondi fino a 50 m circa, con acque termali (35 °C) e acque in parte bicarbonato sodiche. Questi pozzi sono stati trivellati direttamente su o in prossimità di vecchie sorgenti ritenute in via d'esaurimento; le portate sono state anche decuplicate (fino a 4 l/sec), ma antiche fonti, come quelle di S. Maria e di S. Nicola di Uta, sono scomparse.

La maggior parte delle sorgenti scaturiscono o scaturivano dalle rocce metamorfiche paleozoiche o dalle andesiti terziarie costantemente lungo la Faglia del Campidano.

A questo schema va aggiunta la sorgente termale (54 °C) di S'Acquacotta di Villasor a NE di Vallermosa, poco al di fuori del Foglio Assemini, con acque

bicarbonato-sodiche. La sua emergenza si trova nel punto d'incontro tra la Faglia del Campidano e una faglia con direzione W-E, ben visibile nelle metamorfite mineralizzate a piombo e barite del M. Su Zippiri.

2.2.2. - *Acquiferi del Cixerri*

Nella valle del Cixerri, dato l'esiguo spessore dei depositi quaternari e la bassa permeabilità della sottostante formazione del Cixerri, gli acquiferi non hanno una particolare rilevanza. Invece una situazione di particolare interesse si verifica presso Zinnigas, lungo il versante meridionale della valle del Cixerri, dove un tempo trovava emergenza la sorgente di Mitza Migheli.

Le acque hanno un contenuto in bicarbonato di sodio ben caratterizzante, anche se in quantità inferiore a quello delle sorgenti più prossime a S'Acquacotta. Si tratta per lo più di sorgenti quasi oligominerali, la cui alimentazione deriva sicuramente dal basamento paleozoico più o meno diaclasato, ma esente da alterazioni di tipo chimico.

Attualmente sono in esercizio 9 pozzi (tutti caratterizzati da una discreta risalienza, e con colonne d'acqua comprese tra 50 e 70 m d'altezza), che vengono utilizzati dalla Società S.A.M. (Sarda Acque Minerali) per l'imbottigliamento e la vendita.

Le principali informazioni di carattere geologico e idrogeologico ricavate dai sondaggi e dalle stratigrafie dei pozzi già esistenti possono essere così schematicamente riassunte:

- 1) L'acquifero, permeabile per fessurazione, appare costituito dalle rocce metamorfiche, fratturate e inquarzate del Siluriano e dell'Ordoviciano (Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis), il cui spessore può essere valutato in almeno 150 m, anche se le stesse formazioni nel Sulcis hanno notoriamente una potenza di almeno 500 m.
- 2) Le litologie più superficiali, rappresentate dalle metamorfite cambro-ordoviciane in sovrascorrimento tettonico (Unità dell'Arburese sulla Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis), sono da ritenersi d'assai bassa permeabilità e presentano spessori oscillanti tra i 20 e i 60 m, nelle trivellazioni finora eseguite.
- 3) I pozzi hanno costantemente intercettato falde in pressione;
- 4) Un sondaggio eseguito presso lo stabilimento S.A.M. ha portato a giorno un'acqua termale (28 °C) che fuoriesce con una prevalenza di 3 m sul piano di campagna.

La presenza dell'acquifero ipotermale era già nota per l'esistenza di altre emergenze, allineate lungo il bordo suborientale della valle del Cixerri, di portate molto limitate e con temperature tra 20° e 25° C.

2.3. - PIEZOMETRIA DELLA FALDA

Nell'area di Villasor e Decimomannu la falda, che presenta un deflusso generale da NW a SE, ha come basamento impermeabile la formazione di Samassi e le marne mioceniche. Il gradiente idraulico è mediamente dello 0,5 ‰, ma nel settore meridionale diminuisce ulteriormente.

L'elemento più rilevante evidenziato dalla carta delle isopiezometriche (v. tav.4) è la forte concavità verso l'alto delle curve lungo l'asse del corso d'acqua principale che ne evidenzia la condizione di drenaggio. Un'altra condizione di drenaggio, anche se di minore importanza, si riscontra anche lungo l'asse del Rio Matta.

Si tratta nell'insieme di un acquifero di tipo alluvionale in cui appunto le acque sotterranee alimentano i deflussi superficiali. Di certo a determinare questa situazione contribuisce l'apporto irriguo fornito dall'Ente Autonomo del Flumendosa. Il Rio Mannu di S. Sperate e il Rio Flumineddu mostrano invece condizioni di alimentazione verso la falda, soprattutto nell'area più prossima alla confluenza con il collettore principale.

La falda si colloca mediamente fra -2 e -3 m sotto il piano di campagna nel periodo invernale e fra i -3 e -4,5 m nel periodo estivo, con escursioni che variano mediamente da 1 a 2 m.

La spaziatura fra le isofreatiche è regolare su un'ampia fascia della carta, le uniche variazioni apprezzabili si evidenziano alla confluenza fra il Flumini Mannu e il Riu Cixerri, zona in cui si delinea una falda di tipo interfluviale, e a NE di Villasor dove si verifica un aumento del gradiente idraulico per la probabile presenza subaffiorante della formazione di Samassi.

In quest'area i pozzi sono scarsi di numero, poco produttivi e sovente con acqua ad elevato residuo fisso.

Per quanto riguarda il Riu Cixerri l'andamento delle curve non è ben marcato, sono infatti ridotte le relazioni tra il corso d'acqua e la falda, fatto questo da far risalire alla esigua potenza dei sedimenti quaternari sede dell'acquifero.

2.4. - CARATTERISTICHE IDRODINAMICHE DEGLI ACQUIFERI

I dati di trasmissività e impermeabilità sono soprattutto desunti dalle perforazioni eseguite per conto della CASSA PER IL MEZZOGIORNO (1984a).

L'acquifero interessato è in larga parte quello costituito da ghiaie, sabbie, limi e argille che, per la natura caotica dei sedimenti, assume valori di permeabilità e trasmissività, che pure avendo una omogeneità in grande, presentano variazioni locali.

Nel pozzo n°14 (in località Gora s'Acqua Frisca, coord.: 873-603) a NE di Vallermosa (v. tav.4) i depositi alluvionali ghiaiosi, che appartengono ancora all'area di sedimentazione del Torrente Leni, hanno una permeabilità di 3×10^{-6} m/s che è inferiore a quella delle aree più a S, probabilmente per una maggiore costipazione dei depositi alluvionali e per una maggiore presenza di matrice argillosa. Nello stesso pozzo la trasmissività è risultata di 3×10^{-4} m²/s per una potenza di saturazione di 88 m.

Nei pressi di S. Sperate la permeabilità risulta di $1,82 \times 10^{-4}$ m/s e la trasmissività $9,3 \times 10^{-3}$ m²/s con una potenza complessiva dell'acquifero di 51 m.

Nell'area di Decimomannu la permeabilità varia da $4,6 \times 10^{-5}$ a $1,37 \times 10^{-4}$ m/s mentre la trasmissività varia da $1,2$ a $9,5 \times 10^{-3}$ m²/s con spessori dello strato saturo da 25 a 70 m.

Nell'area a SW di Assemini infine è stata determinata una permeabilità che varia tra $1,7$ e $3,3 \times 10^{-4}$ m/s ed una trasmissività compresa tra 7 e 25×10^{-3} m²/s.

Nell'area di Zinnigas per l'acquifero costituito da rocce ordoviciane e siluriane sono stati determinati i seguenti parametri idraulici: la trasmissività è risultata mediamente di $2,5 \times 10^{-4}$ m²/s, il coefficiente di immagazzinamento di $7,1 \times 10^{-4}$, la permeabilità di $3,7 \times 10^{-6}$ m/s.

2.5. - BILANCIO IDROLOGICO

Determinare il bilancio idrologico del Foglio Assemini non è cosa agevole trattandosi di due bacini abbastanza estesi e complessi (quelli del Campidano e del Cixerri) che oltretutto ricadono solo parzialmente nell'area considerata; ci si limiterà perciò ad un bilancio di massima per quanto concerne il Campidano.

Nel bacino del Fluminimannu sono state considerate le stazioni pluviometriche di: Villacidro, Sanluri, Serrenti, Uta, Decimomannu ottenendo una media di afflusso meteorico, su 70 anni di osservazione, di 544 mm. L'evapotraspirazione determinata con il metodo di TURC (1955) è pari a 490 mm annui. La pluviometria efficace risulta di conseguenza 54 mm.

La percentuale infiltrata sulla base dei tipi litologici affioranti è stata considerata del 40% per i sedimenti limoso-argillosi e per le formazioni litoidi al contorno, mentre ai depositi alluvionali ciottolosi e a quelli alluvionali recenti è stata assegnata una percentuale dell'80%.

Si otterrebbero così 43,2 mm per i terreni ad elevata permeabilità e 21,6 per quelli a permeabilità scarsa. Estendendo il dato ad una superficie di 220 kmq, che è la superficie interessata dalla piana, si otterrebbe una infiltrazione di 14,5 milioni di mc. A questo dato si dovrebbe aggiungere una parte dell'irrigazione che alimenta i deflussi sotterranei.

3. - PEDOLOGIA

3.1. - CENNI DI PEDOLOGIA

I suoli del Foglio Assemini verranno descritti nell'ambito dei grandi paesaggi litomorfologici e si parlerà spesso di "catene" di suoli, cioè di "associazioni" di suoli, di una data area, che a partire da un comune litotipo si sviluppano in condizioni morfologiche diverse. Per quanto riguarda la loro classificazione verrà utilizzata la SOIL TAXONOMY (1975) (elaborata dal *Soil Conservation Service* degli Stati Uniti d'America) e la classificazione FAO-UNESCO (1975), indicata tra parentesi, elaborata per la cartografia dei suoli del mondo. Questi tipi di classificazione sono comunemente utilizzati nei lavori sui suoli della Sardegna (ARU & BALDACCINI, 1965; ARANGINO *et alii*, 1986; ARU *et alii*, 1991).

3.1.1. - Suoli sui paesaggi alluvionali olocenici attuali (b)

Nell'area del Foglio Assemini questi suoli si trovano lungo le piane alluvionali e gli alvei dei corsi d'acqua principali, come lungo il Riu Cixerri, il Flumini Mannu, il Rio Mannu e di quelli di minore importanza.

Presentano un profilo poco sviluppato e di spessore ridotto, del tipo A-C, a causa della breve evoluzione pedogenetica subita, ed appartengono ai sottogruppi *Typic Xerofluvents (Eutric Fluvisols)* ed *Aquic Xerofluvents (Gleyic Fluvisols)*.

Le caratteristiche granulometriche variano in relazione alle litologie da cui hanno preso origine; pertanto si riscontrano suoli a tessitura franco-sabbioso-argillosa, argilloso-sabbiosa ed argillosa.

I suoli risentono, nei loro caratteri principali, gli effetti dell'idromorfia derivante dall'oscillazione del livello di falda o dall'inondazione temporanea durante i periodi più piovosi. Infatti la loro utilizzazione è limitata e legata anche ad interventi di bonifica.

3.1.2. - Suoli sui paesaggi alluvionali olocenici terrazzati (b_n)

Si tratta di sedimenti piuttosto giovani, con profilo poco sviluppato ma talvolta approfondito.

Hanno caratteristiche variabili in funzione della granulometria dei depositi dai quali derivano: sui sedimenti ghiaiosi o ghiaioso-sabbiosi, come avviene nella valle del Cixerri e per la maggior parte di quella del Rio Flumini Mannu, i suoli hanno elevato tenore in scheletro ed una permeabilità generalmente eleva-

ta: si tratta dei *Typic Xerofluvents (Eutric Fluvisols)* con profilo A-C e profondi circa 1 m. Si adattano generalmente a tutte le colture che necessitano di suoli ben drenati.

Su sedimenti più fini, in particolare nella parte occidentale del territorio comunale di Assemini, i suoli, *Typic Haploxererts*, sono piuttosto profondi e contengono un elevato contenuto in argilla che, nei periodi estivi, determina la formazione di fessure, profonde anche 20 cm. Sono più idonei a colture erbacee piuttosto che per quelle arboree.

Nei pressi dell'abitato di Assemini i suoli presentano profilo A-C e, subordinatamente; A-B_w-C; sono in genere profondi, con velocità di drenaggio decrescente con la profondità, in relazione alla tessitura, da franco-argillosa, superficialmente, ad argillosa, verso il basso. Sono classificati come *Vertic* e *Typic Fluvaquents (Eutric Gleysols)*. Su questi suoli si adattano bene colture arboree ed erbacee, ma sono adatti anche per attività di serricoltura.

3.1.3. - Suoli sui paesaggi alluvionali pleistocenici (PVM)

I suoli evolutisi su questi sedimenti hanno subito l'influenza di processi di lisciviazione ed illuviazione più o meno intensi, che hanno generato un orizzonte illuviale, con conseguenti ristagni periodici d'acqua. Hanno profilo A-B_{2t}-C, con elevata presenza di scheletro superficiale, specie nei terrazzi più alti.

Sono classificabili come *Typic Palexeralf (Orthic Luvisols)* e *Aquic Palexeralf (Eutric e Dystric Planosols)*; i primi presentano tessitura franca e sabbioso-franca negli orizzonti superficiali ed argillo-sabbiosa ed argillosa in quelli più profondi. Ne consegue che la permeabilità varia con la profondità, passando da normale a lenta o a molto lenta.

Dove i suoli hanno subito fenomeni di lisciviazione più intensi, *Palexeralf acquici*, presentano minore permeabilità ed un conseguente drenaggio da lento ad impedito. In generale i *Palexeralf* presentano una suscettività per l'agricoltura da media a scarsa e talvolta sono necessari interventi per migliorarne il drenaggio; da cui la necessità di opere di bonifica idraulica per evitare inutili e dannosi ristagni idrici.

3.1.4. - Suoli sui paesaggi delle vulcaniti terziarie (SQA, SXN e PBN)

I suoli che si sviluppano sulle vulcaniti terziarie (piroclastiti andesitiche e ammassi lavici andesitico-dacitici) hanno caratteristiche differenti in relazione al diverso grado di compattezza e alterazione ed alla composizione della roccia stessa.

In genere sulle andesiti in giacitura subvulcanica si può parlare di una associazione di suoli, tipica di queste rocce, che parte dalla roccia affiorante, (*Rock Outcrop*) frequente nella sommità delle colline e nelle aree a forte pendenza dove più evidenti risultano i processi di erosione.

I suoli che riescono a formarsi, sempre in aree piuttosto limitate e con minore pendenza, sono classificabili come *Lythic Xerorthents* (*Lithosols*). Si tratta di suoli moderatamente profondi, fino a circa 50 cm, con profilo A-C; hanno normalmente tessitura franco-sabbiosa con buone caratteristiche drenanti. Questi suoli sono ben sviluppati ad W ed a NW dell'invaso del Cixerri.

Sui prodotti piroclastici si hanno invece i *Typic Xerochrepts* (*Eutric Cambisols*), a profilo A-B_w-C, moderatamente profondi e con tessitura franco-sabbiosa-argillosa, che implica un drenaggio da normale a lento; questi suoli sono piuttosto diffusi da Siliqua verso NW ed a NE di Vallermosa.

Le principali limitazioni d'uso sono legate allo scarso drenaggio, alla forte erosione ed allo spessore spesso molto modesto.

3.1.5. - Suoli sui paesaggi dei sedimenti paleogenici (CIX)

Si tratta di suoli impostatisi principalmente sulla formazione del Cixerri. Sono suoli classificabili come *Typic Xerorthents* (*Eutric, Dystric, Calcaric Regosols*) e *Lithic Xerorthents* (*Lithosols*), a profilo A-C e subordinatamente A-B_w-C; il profilo è generalmente di debole spessore, diventando più profondo, fino a circa 50 cm, alla base dei rilievi. Presentano permeabilità variabile in funzione del contenuto in scheletro ed argilla, generalmente piuttosto abbondante.

Data la morfologia ondulata e la scarsa permeabilità sono soggetti ad intensi fenomeni erosivi, per cui necessitano di opportune sistemazioni idrauliche.

3.1.6. - Suoli sui paesaggi dei metasedimenti silico-clastici paleozoici (SVI, PMN, MPS, FLU, MUX, RSM, DMV, PTX, MRI, AGU, CAB, NEB)

Queste rocce sono piuttosto diffuse nei settori nord-occidentali e sud-occidentali del Foglio.

Si tratta di suoli classificabili come *Lithic, Typic Xerochrepts* (*Eutric, Dystric Cambisols*), *Fluventic Xerochrepts* (*Eutric Cambisols*), *Lithic Xerorthents* (*Lithosols*) e *Typic Xerorthents* (*Eutric, Dystric, Regosols*). Presentano un profilo A-C o A-R con spessore variabile in funzione anche della morfologia su cui si formano, infatti in aree aspre, con forti pendenze e roccia affiorante, i litosuoli risultano prevalenti.

In aree collinari o subpianeggianti la vegetazione, solitamente a macchia bassa, è più rigogliosa ed anche il suolo è generalmente più evoluto, con profilo A-B_w-C o A-C. Si tratta di zone molto vulnerabili, in quanto alla degradazione del suolo può seguire spesso una vera e propria desertificazione.

3.1.7. - Suoli sui paesaggi delle rocce carbonatiche paleozoiche (GNN, CPI)

I suoli su questi paesaggi carbonatici (calcarei e dolomitici) non sono mai molto evoluti ed il loro profilo è del tipo A-R e di profondità variabile in relazione alla morfologia.

In particolare, in zone morfologicamente dolci il profilo di tipo A-B_t-R è più diffuso e più profondo. Risultano molto arrossati e, nonostante la tessitura spiccatamente argillosa, hanno buone caratteristiche di tessitura e drenaggio. Sono classificabili come *Lithic Xerorthents* (*Lithosols*) e *Lithic Rodoxeralfs* (*Chromic Luvisols*).

In zone maggiormente pianeggianti, i suoli raggiungono termini ancora più evoluti, con profili tipo A-C, A-B_w-C e A-B_t-R. Sono mediamente profondi, hanno tessitura variabile da franco-sabbioso-argillosa ad argillosa; la permeabilità è variabile in funzione del tenore in argilla. Rientrano nei *Typic Xerorthents* (*Eutric, Dystric, Calcic Regosols*), *Typic Xerochrepts* (*Eutric, Calcic, Dystric Cambisols*) e *Typic Rodoxeralfs* (*Chromic Luvisols*).

La vegetazione che si sviluppa su tali paesaggi è data da macchia, piuttosto rada, di leccete ed olivastri. L'utilizzo di questi suoli è reso problematico dalla elevata percentuale di roccia affiorante.

3.2. - DIFESA DEL SUOLO

Le attività più diffuse nel territorio del Foglio Assemini sono l'agricoltura e l'allevamento. Queste attività, se condotte con metodi razionali, utilizzano il suolo senza determinare la perdita delle originarie caratteristiche fisiche e chimiche; ma talvolta pratiche di decespugliamento o disboscamento, si spingono anche in aree che avrebbero una maggiore vocazione per il pascolo naturale.

Il fenomeno erosivo rappresenta il fattore più importante della degradazione, favorito anche dalla pendenza dei versanti denudati. Spesso le lavorazioni di tali terreni vengono eseguite senza considerare gli effetti che una tecnica errata può indurre: è questo il caso molto diffuso delle arature lungo le linee di massima pendenza in colline anche piuttosto acclivi, che determinano la perdita di suolo.

Per quanto riguarda i suoli nelle aree di pianura, la loro conservazione e tutela è legata alla regolarizzazione del drenaggio superficiale ed alla permeabilità nel profilo. In particolare vanno tenuti presenti i fenomeni di inquinamento dovuti all'attività industriale ed agricola anche per gli effetti che possono avere sulle falde.

I suoli sviluppati lungo i rilievi costituiti da vulcaniti e sedimenti terziari, da rocce del basamento metamorfico ercinico, presentano una certa fertilità ma generalmente sono poco profondi e di limitate estensioni areali. Le maggiori limitazioni nascono proprio dalla scarsa profondità del profilo che molto spesso risulta tronco ad opera dell'erosione piuttosto spinta.

Spesso i fenomeni erosivi vengono aumentati dal carico del bestiame, talvolta eccessivo, specie nelle aree già compromesse: ciò porta all'assottigliamento del suolo e quindi ad una sua involuzione.

BIBLIOGRAFIA

- A.A.V.V. (1983) - *North American Stratigraphic Code*. A.A.P.G. Bull., **67**: 841-875, Tulsa.
- AGUS M. & PECORINI G. (1978) - *Livelli a Carofite nel carbone della "prima vena" della miniera di Seruci e nel Cixerri*. Res. Ass. Min. Sarda, 43-65, Iglesias.
- ALVAREZ W. (1972) - *Rotation of the Corsica-Sardinia microplate*. Nature, **235**: 103-105, London.
- AMBROSETTI L. (1972) - *L'Elefante fossile della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 127-131, Roma.
- ARANGINO F., ARU A., BALDACCINI P. & VACCA S. (1986) - *I Suoli delle Aree Irrigabili della Sardegna*. pp. 135, Regione Autonoma della Sardegna - Ente Autonomo del Flumendosa, Cagliari.
- ARTHAUD F. (1963) - *Un exemple de tectonique superposée dans le Paleozoïque de l'Iglesiente (Sardaigne)*. C. R. Soc. Géol. France, **9**: 303-304, Paris.
- ARTHAUD F. (1970) - *Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines Hercyniens: Les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne)*. pp. 175, Montpellier.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977a) - *Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals*. Geol. Soc. Am. Bull., **88**: 1305-1320, Boulder.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977b) - *Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin nord-Baléare (Sud de la France, Espagne, bloc corso-sarde)*. Coll. Int. CNRS, **243**: 497-513, Rennes.
- ARU A. & BALDACCINI P. (1965) - *I suoli della Sardegna meridionale*. Annali della Facoltà di Agraria dell'Università di Sassari, **XV**: Sassari.
- ARU A., BALDACCINI P., VACCA A., DELOGU G., DESSENA M.A., MADRAU S., MELIS R.T. & VACCA S. (1991) - *Nota Illustrativa alla Carta dei Suoli della Sardegna*. pp. 85, Regione Autonoma della Sardegna - Università di Cagliari, Dipartimento di Scienze della Terra, Cagliari.
- ASSORGIA A., BARCA S., FARRIS M., RIZZO R. & SPANO C. (1994) - *Le successioni sedimentarie e vulcaniche cenozoiche del distretto Monastir-Furtei*. L'Industria Mineraria, 7-13, Roma.
- ATZORI P. & TRAVERSA G. (1986) - *Post-granitic permo-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus pp., Barbagia, Mandrolisai, Goceano, Baronia and Gallura)*. Period. Min., **55**: 203-231, Roma.
- BALDELLI C., BIGAZZI G., ELTER F.M. & MACERA P. (1987) - *Description of a Permo-Trias alkaline lamprophyre embedded into the micaschists of garnet-staurolite-kyanite grade of north-eastern Sardinia island*. I.G.C.P. Project No. 5 Newsletter, 7: 8-10, Padova.

- BALIA R., FAIS S., KLINGELÉ E., MARSON I. & PORCU A. (1991) - *Aeromagnetic constraints on the geostructural interpretation of the southern part of the Sardinian Rift, Italy*. *Tectonophysics*, **195**: 347-358, Amsterdam.
- BARBERI F. & CHERCHI A. (1980) - *Excursion sur le Mésozoïque et le Tertiaire de la Sardaigne Occidentale*. Livret-guide, C.I.E.S.M.; C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, pubbl. 345, pp. 27, Roma.
- BARCA S. (1973) - *Sedimentologia e paleogeografia della formazione continentale oligocenica di Funtanazza (Sardegna sud-occidentale)*. *Boll. Soc. Natur., Napoli*, **82**: 107-126, Napoli.
- BARCA S. (1985) - "Postgotlandiano" Auct. e Carbonifero inferiore terrigeno in Sardegna: recenti e nuovi dati stratigrafico-strutturali. Gruppi di Lavoro del C.N.R.: "Paleozoico" e "Evoluzione magmatica e metamorfica della crosta fanerozoica", 21-22, Riunione Scientifica, Siena 13-14 Dicembre 1985.
- BARCA S., CARMIGNANI L., ELTRUDIS A., GATTIGLIO M. & PALA L. (1992) - *Relationship between foredeep deposits and Hercynian nappes 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», I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter: 33-44, Siena.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M., PILLOLA G.L. & PITTAU DEMELIA P. (1987) - *Datation de l'Ordovicien inférieur par Dictyonema flabelliforme et Acritarchs dans la partie supérieure de la formation "Cambrienne" de Cabitza (SW de la Sardaigne, Italie): Conséquences géodynamiques*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **305**: 1109-1113, Paris.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981a) - *Discovery of lower Ordovician Acritarchs in the "Postgotlandiano" sequence of southwestern Sardinia (Italy): Age and tectonic implications*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **100**: 377-392, Roma.
- BARCA S., COCOZZA T. & SALVADORI I. (1984) - *Storia delle ricerche geologiche nel Massiccio Sardo. «Cento Anni di Geologia Italiana»*, Vol. Giub. I Centenario Società Geologica Italiana, 315-352, Bologna.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997) - *Compressive "Alpine" tectonics in Western Sardinia (Italy): geodynamic consequences*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **325**: 791-797, Paris.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981b) - *Acritarchs in the "Arenarie di San Vito" of south-east Sardinia: stratigraphical and geological implications*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **100**: 369-375, Roma.
- BARCA S., DI GREGORIO F. & PALMERINI V. (1981c) - *Linea di costa pleistocenica nella piana di S. Priamo (Sarrabus, Sardegna Sud-orientale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **100**: 71-84, Roma.
- BARCA S. & ELTRUDIS A. (1994) - *Attribution à l'Éocarbonifère des flysch des nappes inférieures «à marbles» du Sud-Est de la Sardaigne (Italie)*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**: 1407-1414, Paris.
- BARCA S., FARCI G. & FORCI A. (1998) - *I depositi sinorogenici ercinici del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **117**: 407-419, Roma.
- BARCA S., MAXIA C. & PALMERINI V. (1973) - *Sintesi sulle attuali conoscenze relative alla Formazione del Cixerri (Sardegna sud-occidentale)*. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, **94**: 307-318, Roma.
- BARCA S. & MAXIA M. (1982) - *Assetto stratigrafico e tettonico del Paleozoico del Sarrabus occidentale*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico sardo», Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, 87-93, Cagliari.
- BARCA S. & OLIVIERI R. (1991) - *Age and source of calcareous blocks resedimented into Hercynian flysch type sediments of the Sarrabus area (southeastern Sardinia)*. *Atti Soc. Nat. Mat. Modena*, **122**: 49-66, Modena.
- BARCA S. & PALMERINI V. (1973) - *Contributo alla conoscenza degli ambienti di sedimentazione relativi alla "Formazione del Cixerri" (Sardegna sud-occidentale)*. *Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.*, **12**: 13-50, Sassari.
- BARCA S. & SPALLETTA C. (1985) - *Nuove osservazioni sul conglomerato di Villasalto*. *G. Geol.*, **46**: 25-32, Bologna.
- BECCALUVA L., BROTZU P., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1987) - *Caenozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the sardo-tyrrhenian area*. In: A.

- BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): *«The lithosphere in Italy - Advances in earth science research»*, Acc. Naz. Lincei, 229-248, Roma.
- BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G.P. & RICCI C.A. (1985) - *Geochronology in Sardinia: results and problems*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**: 57-72, Milano.
- BECCALUVA L., COLTORTI M., GALASSI B., MACCIOTTA G. & SIENA F. (1994) - *The Cenozoic calcalkaline magmatism of the western Mediterranean and its geodynamic significance*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36**: 293-308, Trieste.
- BECCALUVA L., LEONE F., MACCIONI L. & MACCIOTTA G. (1981) - *Petrology and tectonic setting of the paleozoic basic rocks from Iglesias-Sulcis (Sardinia-Italy)*. N. Jb. Miner. Abh., **140**: 184-201, Stuttgart.
- BECHSTÄDT T. & BONI M. (1994) - *Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, Servizio Geologico Nazionale vol. **XLVIII**: 434 pp., Roma.
- BELLON H. (1981) - *Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma*. In: F.C. WEZEL (Ed.): *«Sedimentary basins of the Mediterranean margin»*, Tectonprint, 341-360, Bologna.
- BELLON H., COULON C. & EDEL J.B. (1977) - *Le déplacement de la Sardaigne. Synthèse des données géochronologiques, magmatiques et paléomagnétiques*. Bull. Soc. Géol. France, **19**: 825-831, Paris.
- BERTOLIO S. (1895) - *Sur le massif volcanique de Siliqua (Sardaigne meridionale)*. Bull. Soc. Géol. France, **23**: Paris.
- BOCCALETTI M. & GUAZZON G. (1973) - *Il microcontinente sardo-corso come un arco residuo di un sistema arco-fossa miocenico*. In: A. CHERCHI POMESANO (Ed.): *«Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale»*, Cagliari, 23-27 Luglio 1973, 57-68, Cagliari.
- BONADUCE G. & RUSSO A. (1985) - *The Miocene Ostracoda of Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **23**: 421-437, Modena.
- BONI M. (1994) - *Ores in southwestern Sardinia*. In: T. BECHSTÄDT & M. BONI (Eds.): *«Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia»*. Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, Servizio Geologico Nazionale, vol. **XLVIII**, 155-184, Roma.
- BONI M., ALT J., BALASSONE G. & RUSSO A. (1992) - *A reappraisal of the stratabound ores at the mid-Ordovician unconformity in SW 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: 57-60, Padova.
- BONI M., GANDIN A., MARINACCI P. & STANZIONE D. (1981) - *A paleoenvironmental and geochemical approach to the Gonnesa Formation (Lower Cambrian; Buggerru area, SW Sardinia)*. I.A.S. 2nd Eur. MTG, 14-16, Bologna.
- BONIN B. (1980) - *Les complexes alcalins acides anorogéniques: l'exemple de la Corse*. PhD thesis, Univ. Paris VI.
- BORGHESAN E. (1936) - *Giacimenti di solfuri misti di pirometasomatismo in rocce calcaree nella miniera di "Sa Marchesa" (Narcao)*. Res. Ass. Min. Sarda, **6**: 205-216, Iglesias.
- BORGHESAN E. (1937) - *Giacimento metasomatico di galena in breccia silico-calcarea nella miniera Truba Niedda (Narcao)*. Res. Ass. Min. Sarda, **42**: 149-152, Iglesias.
- BORGHESAN E.C. (1935) - *Giacimenti misti di galena e blende del tipo di metasomatismo di contatto fra intrusione basica e calcare*. Res. Ass. Min. Sarda, **40**: 9-13, Iglesias.
- BORNEMANN J.G. (1886) - *Die Vertesteinerungen des Cambrischen Schichtensystems der Insel Sardinien nebst vergleichenden Untersuchungen ueber analogie Vorkommnisse aus anderen Laendern. Pte 1a*. Nova Acta Caes. Leop. Carol. Deut. Akad. Natur., **51**: 1-148, Leipzig.
- BORNEMANN J.G. (1891) - *Die Vertesteinerungen des Cambrischen Schichtensystems der Insel Sardinien nebst vergleichenden Untersuchungen ueber analogie Vorkommnisse aus anderen Laendern. Pte 2a*. Nova Acta Caes. Leop. Carol. Deut. Akad. Natur., **56**: 427-528, Leipzig.
- BOSCO C. (1903) - *Il "Lophiodon sardus" (n. sp.) delle ligniti di Terras de Collu (Sardegna)*. Rend. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **11**: 178-182, Roma.

- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 701-764, Milano.
- BROTZU P., MORBIDELLI L. & TRAVERSA G. (1978) - *Caratteri petrografici e chimici delle sieniti del Sarrabus meridionale*. Period. Min., **47**: 83-98, Roma.
- BROUWER H. (1987) - *The Sardinian tectonic phase in SW Sardinia: a concept rejected*. In: F.P. SASSI & R. BOUROUILH (Eds.): «Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountains belt» I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, 7: 134-138, Padova.
- BRUSCA C. & DESSAU G. (1968) - *I giacimenti piombo-zinciferi di S. Giovanni (Iglesias) nel quadro della geologia del Cambrico sardo*. L'Industria Mineraria, **19**: 470-494, 533-556, 597-609, Roma.
- BURCKHARD M. (1993) - *Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicator of tectonic regime: a review*. J. Struct. Geol., **15**: 351-368, London.
- 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», Università Ancona, 191-206, Ancona.
- CALVINO F. (1959) - *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **81**: 489-556, Roma.
- CALVINO F. (1963) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 227-Muravera*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CAMPBELL C.V. (1967) - *Lamina, laminaset, bed and bedset*. Sedimentology, **8**: 7-26, Amsterdam.
- CAPPELLI B. (1991) - *LP-HT metamorphic core complexes in the nappe zone of the Hercynian Chain in Sardinia (Italy)*. Geologia del Basamento Italiano, 118-121, Siena 21-22 Marzo 1991.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1992) - *A Hercynian suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence*. Geodinamica Acta, **5**: 101-118, Paris.
- CARANNANTE G., COCOZZA T. & D'ARGENIO B. (1984) - *Late Precambrian-Cambrian geodynamic setting and tectono-sedimentary evolution of Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 121-128, Roma.
- CARANNANTE G., COCOZZA T., D'ARGENIO B. & SALVADORI I. (1974) - *Caratteri deposizionali e diagenetici della "dolomia rigata" del Cambrico inferiore della Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**: 1159-1173, Milano.
- CARMIGNANI L. (1990) - *Convenzione "Area del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)" Relazione geologica*. E.M.Sa. Cagliari, (relazione inedita), Cagliari.
- CARMIGNANI L. (1996) - *Carta Geologica della Sardegna (scala 1:200.000)*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992a) - *Schema dell'evoluzione del Basamento Sardo*. In: L. CARMIGNANI et alii (Eds.): «Struttura della catena ercinica in Sardegna. Guida all'escursione», Gruppo Informale di Geologia Strutturale, 11-38, 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**: 45-62, Trieste.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1994b) - *The Hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta, **7**: 31-47, Paris.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DISPERATI L., FUNEDDA A., MUSUMECI G., PASCI S. & PERTUSATI P.C. (1992b) - *Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements», I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter: 83-96, Siena.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P.C. (1982a) - *Lineamenti della geologia dell'Iglesiente-Sulcis*. 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, 65-77, Roma.

- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P.C. (1986) - *The Geology of Iglesiasiente*. 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, 31-49, Siena.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982b) - *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*. pp. 215, Mem. Soc. Geol. It., Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1978) - *Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a Nord-Est del Campidano*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 501-510, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1980) - *E' la Corsica il retro-paese della catena ercinica della Sardegna?*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 47-55, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T. & PERTUSATI P.C. (1983) - *Carta Geologica del Paleozoico dell'Iglesiente (Sardegna sud-occidentale)* in scala 1:50.000. In: M. CIVITA, T. COCOZZA, P. FORTI, G. PERNA & B. TURI (Eds.): «*Idrogeologia del bacino minerario dell'Iglesiente (Sardegna sud-occidentale)*», Mem. Ist. Ital. Speleologia, 137, Roma.
- CARMIGNANI L., CONTI P., BARCA S., CERBAI N., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PATA E.D. (2001a) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000 "Foglio 549 - Muravera"*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CARMIGNANI L., FUNEDDA A., OGGIANO G., & PASCI S. (2004) - *Tectono-sedimentary evolution of southwest Sardinia in the Paleogene: Pyreneic or Apenninic Dynamic?* Geodinamica Acta, **17** (4): 275-287, Paris.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & PASCI S. (2001b) - *Geologia della Sardegna (Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1: 200.000)*. Memorie descrittive della Carta Geologica D'Italia, Serv. Geol. d'Italia., vol. **LX**, 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.
- CARMIGNANI L., PERTUSATI P.C., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G. & OGGIANO G. (1992c) - *Struttura della Catena Ercinica in Sardegna*. Guida all'Escursione, pp. 177, Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Siena.
- CAROSI R., GANDIN A., GATTIGLIO M. & MUSUMECI G. (1992a) - *Geologia della catena ercinica in Sardegna - zona esterna*. In: L. CARMIGNANI *et alii* (Eds.): «*Struttura della catena ercinica in Sardegna. Guida all'escursione*», Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Siena.
- CAROSI R. & MALFATTI G. (1995) - *Analisi strutturale dell'Unità di Meana Sardo e caratteri della deformazione duttile nel Sarcidano-Barbagia di Seulo (Sardegna centrale, Italia)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **102**: 121-136, Firenze.
- CAROSI R., MUSUMECI G., PERTUSATI P.C. & CARMIGNANI L. (1992b) - *The Hercynian backthrusts of eastern Iglesiasiente (SW Sardinia): an example of inversion tectonics*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement*», I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter: 97-105, Siena.
- CAROSI R., PERILLO M., PERTUSATI P.C. & GATTIGLIO M. (1995) - *Risultati preliminari dello studio strutturale del complesso del Sulcis meridionale (Sardegna SW)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **102**: 105-116, Pisa.
- CASSA PER IL MEZZOGIORNO & SASSARI U.D.S.D. (1984a) - *Studio organico delle risorse idriche sotterranee della Sardegna - Sassari. II fase (prog. Cassa 25/96): Campidano, Relazione Idrogeologica*. Vol. III, Sassari.
- CASSA PER IL MEZZOGIORNO & SASSARI U.D.S.D. (1984b) - *Studio organico delle risorse idriche sotterranee della Sardegna - Sassari. II fase (prog. Cassa 25/96): Campidano, Relazione Idrogeologica*. Vol. III, All. 5, Sassari.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., RONCHI A. & VALLONI R. (1996) - *Stratigraphic and petrographic investigations into the Permian-Triassic continental sequences of Nurra (NW Sardinia)*. Cuadernos Geol. Iber., **21**: 149-169, Madrid.
- CASULA G., CHERCHI A., MONTADERT L., MURRU M. & SARRIA E. (2001) - *The Cenozoic Graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data*. Marine and Petroleum Geology, **18**: 863-888, Amsterdam.

- CATALISANO S. (1930) - *Il rilevamento geologico della tavoletta di Narcao*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **55**: 1-18, Roma.
- CATALISANO S., MINUCCI E., LIPPARINI T., MAXIA C. & ANDREATTA C. (1943) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 234-Cagliari, 1:100.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CAVINATO A. (1937) - *Cenno su un'area metamorfica e sulla genesi e significato di una metallizzazione*. Res. Ass. Min. Sarda, **42**: 165-192, Iglesias.
- CAVINATO A. & BENELO E. (1959) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 226-Mandas, 1:100.000*. Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della Sardegna, Roma.
- 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. (1979) - *Microfaune aptiano- (?) albiane dei ciottoli urgoniani della Formazione del Cixerri (Sardegna SW) e loro interesse paleogeografico*. Riv. It. Paleont., **85**: 353-410, Milano.
- CHERCHI A. (1985) - *Oligo-Miocene Basin*. In: A. CHERCHI (Ed.): «19th European Micropaleontological Colloquium», Agip, 87-101, Sardinia, October 1-10, 1985.
- CHERCHI A., CORRADINI D., D'ONOFRIO S., IACCARINO S., MARTINI E., MURRU M. & RUSSO A. (1985) - *Burdigalian-Langhian of Tuli-Giara di Gesturi*. In: A. CHERCHI (Ed.): «19th European Micropaleontological Colloquium», Agip: 262-277, Sardinia, October 1-10, 1985.
- CHERCHI A., MARCELLO A., MARINI A., MURRU M., PRETTI S. & SALVADORI I. (1982) - *Carta geologica della Sardegna*. S.E.L.C.A., Firenze.
- CHERCHI A., MARINI A., MURRU M. & ULZEGA A. (1978) - *Movimenti neotettonici nella Sardegna meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 581-587, Roma.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *The Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean basin*. Nature, **298**: 736-739, London.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1976) - *Prèsence de galets du Vraconien supérieur-Cénomarien basal de provenance ibérique dans le Paléogène continental du Sud-Ouest de la Sardaigne*. Bull. Soc. Géol. France, **18**: 1217-1219, Paris.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1985) - *Mesozoic of Northwestern Sardinia - Stratigraphy*. In: A. CHERCHI (Ed.): «19th European Micropaleontological Colloquium», Agip, 44-56, Sardinia, October 1-10, 1985.
- CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leur implications géodynamique dans le cadre méditerranéen*. C. R. Acad. Sci. Paris, **298**: 889-894, Paris.
- CHINAGLIA C. (1925) - *Formazioni di età incerta nel Sulcis*. Res. Ass. Min. Sarda, **8**: 15-20, Iglesias.
- 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.
- CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHERI B., BALINI M., CONTI M.A., FARLONI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (in stampa) - *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 SIRONI M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FARLONI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (in stampa) - *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.
- COCOZZA T. (1979) - *The Cambrian of Sardinia*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 163-187, Roma.
- COCOZZA T., CONTI L., LOMBARDI G. & TRAVERSA G. (1972) - *Le Précambrien en Sardaigne*. 24° Congr. Géol. Intern., Montréal, Résumés, **7**: Montréal.
- COCOZZA T., DECANDIA F.A. & GANDIN A. (1986) - *Studio geologico stratigrafico e paleogeografico del bacino carbonifero del Sulcis, nel programma di ricerche minerarie di base*. Convenzione Società Carbosulcis e Università di Siena, Relazione inedita, 1-88, Siena.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1990) - *Carbonate deposition during early rifting: the Cambrian of Sardinia and the Triassic-Jurassic of Tuscany, Italy*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **9**: 9-37, Tulsa.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R. & SALVADORI I. (1974) - *Schema stratigrafico-strutturale del Mas-*

- siccio Sardo-Corso e minerogenesi della Sardegna. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 85-186, Roma.
- COCOZZA T. & LEONE F. (1977) - Sintesi della successione stratigrafica paleozoica della Sardegna sud-occidentale. In: G.B. Vai (Ed.): «Eскурione in Sardegna 1977: risultati e commenti», GLP, 2 - 1977, Suppl., 15-23, Cagliari.
- COCOZZA T. & MASSOLI NOVELLI R. (1967) - Due nuovi affioramenti di lave andesitiche nel complesso terziario della Valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale). Boll. Soc. Geol. It., **86**: 623-643, Roma.
- COCOZZA T. & MASSOLI NOVELLI R. (1969) - Rapporti tra il vulcanismo (inframiocenico?) e il complesso continentale fluvio-lacustre oligocenico della Valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale). G. Geol., **35**: 341-344, Bologna.
- COCOZZA T. & SCHAFER K. (1974) - Cenozoic graben tectonics in Sardinia. In: A. CHERCHI (Ed.): «Paleogeografia del terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale». Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **43** (suppl.): 145-162, Cagliari 23-27 Luglio 1973.
- 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.
- COMASCHI CARIA I. (1965) - L'Elefante nano del Quaternario di Gonnese (Sardegna sud-occidentale). Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **35**: 1-11, Cagliari.
- CONTI P., CARMIGNANI L. & FUNEDDA A. (2001) - Changing of nappes transport direction during the Variscan collisional evolution of central-southern Sardinia (Italy). Tectonophysics, **332**: 255-273, Amsterdam.
- CONTI S. (1990) - Upper Ordovician Bryozoa from Sardinia. Palaentol. It., **77**: 85-165, Pisa.
- CORRADINI C. (1998) - The Middle-Late Devonian of Su Nuargi, east of Domusnovas. In: E. SERPAGLI (Ed.), ECOS VII, G. Geol., **60**: 188-193, Sardinia.
- COSTAMAGNA L.G. (2000) - Analisi di facies della successione triassico-giurassica di Porto Pino (Sardegna sud-occidentale). Atti Tic. Sc. Terra, **41**: 65-82, Pavia.
- COULON C. (1977) - Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de la Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitique et des ignimbrites. Signification géodynamique. Thèse Doct. 3 Cycle, Université d'Aix - Marseille.
- COULON C. & DUPUY C. (1975) - Evolution spatiale des caractères chimiques du volcanisme andésitique de la Sardaigne (Italie). E.P.S.L., **25**: 170-176, Amsterdam.
- DAANSKARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHL JENSEN D., GUNDERSTRUP N.S., HAMMER C.U., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJORNSDOTTIR A.E., JOUZEL J. & BOND G. (1993) - Evidence of a general instability of past climate from a 250-kyr ice-records. Nature, **364**: 218-220, London.
- DAL PIAZ G.B. (1930) - Atalanodon, nuovo genere di Perissodattilo dell'Eocene di Gonnese. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **8**: 3-9, Padova.
- DE FERRARI P., LAMBERT A., TESTORE G. & ZOPPI G. (1888) - Carta geologico-mineraria dell'Iglesiente (Isola di Sardegna), 1:25.000. Regio Ufficio Geologico, Roma.
- DEBRENNE F. (1964) - Archaeocyatha: contribution à l'étude des faunes cambriennes du Maroc, de Sardaigne et de France. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, **179**: 1-265, Rabat.
- DEBRENNE F. & GANDIN A. (1985) - La Formation de Gonnese (Cambrien, SW Sardaigne): biostratigraphie, paléogéographie, paléocéologie des Archéocyathes. Bull. Soc. Géol. France, **8**: 531-540, Paris.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & PILLOLA G.L. (1989) - Biostratigraphy and depositional setting of Punta Manna member type section (Nebida Formation, Lower Cambrian, SW Sardinia). Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 483-514, Milano.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & SIMONE L. (1979) - Studio sedimentologico comparato di tre "lenti" calcaree ad archeociati dell'Iglesiente e Sulcis (Sardegna sud-occidentale). Mem. Soc. Geol. It., **20**: 379-393, Roma.
- DEL BONO G.L. (1965) - Relazione generale su una nuova possibile interpretazione della serie cambrico-ordoviciana dell'Iglesiente. Res. Ass. Min. Sarda, **70**: 5-80, Iglesias.
- DEL BONO G.L., SALVADORI I. & ZUFFARDI P. (1971) - Carta Geologica d'Italia, Fogli 224-225 Capo Pecora-Guspini, 1:100.000. Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della Sardegna, Roma.

- 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*. Geologia del Basamento italiano, Abstracts, Siena 21-22 marzo 1991, Siena.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian Batholith*. N. Jb. Miner. Abh., **126**: 28-44, Stuttgart.
- DEL RIO M. (1973) - *Palinologia di un livello «Permo-Carbonifero» del bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 485-494, Roma.
- DEL RIO M., LEONE F. & PITTAU DEMELIA P. (1979) - *Acritarchi siluriani della successione paleozoica di Domusnovas (Sardegna sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 289-299, Roma.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico della Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**: 979-1068, Milano.
- DI STEFANO G. (1897) - *Relazione sulla fauna e flora fossile rinvenuta dal Sig. Gambera V. tra Monteponi e San Giorgio*. Res. Ass. Min. Sarda, **2**: 6-7, Iglesias.
- DI VINCENZO G., ANDRIESEN P.A.M. & GHEZZO C. (1996) - *Evidence of two different components in a Hercynian peraluminous cordierite-bearing granite: the San Basilio intrusion (central Sardinia, Italy)*. J. Petrol., **37**: 1175-1206, Oxford.
- DI VINCENZO G. & GHEZZO C. (1991) - *Peraluminous hercynian granitoids in Sardinia, Corsica and Provence: a preliminary note*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 161-164, Roma.
- DI VINCENZO G. & GHEZZO C. (1996) - *Geochemistry and Rb/Sr geochronology of the Hercynian peraluminous Sos Canales pluton (central Sardinia, Italy)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **319**: 783-790, Paris.
- DUNNET D. (1969) - *Deformation in Paleozoic rocks of Iglesias, SW Sardinia*. PhD Thesis, University of London.
- DUNNET D. & MOORE J.M.M. (1969) - *Inhomogeneous strain and the remobilization of ores and minerals*. Meeting on Remobilization of Ore and Minerals, 81-100, Cagliari.
- E.A.F. (1993) - *Lavori di interconnessione idraulica del serbatoio sul Cixerri a Genna is Abis con il serbatoio di Simbirizzi*. Relazione interna E.A.F., Cagliari.
- FADDA A., OTTELLI L. & PERNA G. (1994) - *Il bacino carbonifero del Sulcis*. Geologia, idrogeologia, miniere. Carbosulcis S.p.A., Cagliari.
- FANNI S., GANDIN A., GRILLO S.M., LIPPI F., MARRAS G., SALVADORI A. & TOCCO S. (1981) - *La piattaforma carbonatica cambrica della Sardegna sud-occidentale: sedimentazione e deposizione metallifera*. Mem. Soc. Geol. It., **22**: 123-137, Roma.
- FANNI S., MURRU M., SALVADORI I. & SARRIA E. (1982) - *Nuovi dati strutturali sul bacino del Sulcis*. L'Industria Mineraria, **4**: 25-31, Roma.
- FAO-UNESCO (1975) - *Carte mondiale des sols, 1:5.000.000*. Unesco, Vol. 1. Paris.
- FERRARA C., MURRU M. & CRISTINI A. (1995) - *Considerazioni paleoclimatiche sull'Eocene del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Atti Museo Geol. Paleont. Monfalcone, Quad. Spec., 39-49, Roma.
- FERRARA G., RICCI C.A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contr. Min. Petr., **68**: 99-106, Berlin.
- FERRETTI A. & SERPAGLI E. (1991) - *First record of Ordovician conodonts from Southwestern Sardinia*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**: 27-34, Milano.
- FIORI V. (1976) - *Contributo alla geologia di Rosas*. Tesi di Laurea inedita, Dip. Sci. Terra, Univ. di Cagliari.
- FONDI R. (1979) - *Orme di Microsauri nel Carbonifero superiore della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 347-356, Roma.
- FONTANA D., GELMINI R. & LOMBARDI G. (1982) - *Le successioni sedimentarie e vulcaniche carbonifere e permio-triassiche della Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo», Mem. Soc. Geol. It. - Guide Geologiche Regionali, 183-192, Cagliari.
- FOURCADE E., AZÉMA J., CHABRIER G., CHAUVE P., FOUCAULT A. & RANGHEARD Y. (1977) - *Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les zones externes bétiques, baléares, corso-sarde et alpines*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **19**: 377-388, Paris.

- FRANCAVILLA F., CASSINIS G., COCOZZA T., GANDIN A., GASPERI G., RAU A., TONGIORGI M. & VAI G.B. (1977) - *Macroflora e datazione di alcuni affioramenti (tardo) - post-ercinici presso il Lago del Mulargia (Sardegna sud-orientale)*. Bollettino del Gruppo di Lavoro sul Paleozoico, **2**: 31-33, Siena.
- FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PANNUTI F. & FADDA S. (1992) - *Illite crystallinity in pelitic rocks from the external and nappe zone of the Hercynian chain of Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements», I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 127-135, Siena.
- FRANKE W. (1989) - *Variscan plate tectonics in central Europe - current ideas and open questions*. Tectonophysics, **169**: 221-228, Amsterdam.
- FRECH P. (1903) - *Verbreitung der altquartären Säugethiere im Mittelmeergebiet*. Lathaea, Stuttgart.
- GALASSI R. & GANDIN A. (1992) - *New structural data and their bearing on the Cambrian stratigraphy of the Iglesiasiente region (SW Sardinia, Italy)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **314**: 93-100, Paris.
- GAMBERA V. (1897) - *Relazione sulla scoperta di fauna e flora fossile dell'Iglesiasiente*. Res. Ass. Min. Sarda, **2**: 5-6, Iglesias.
- GANDIN A. (1987) - *Depositional and paleogeographic evolution of the Cambrian in South-West Sardinia*. I.G.C.P. Project No. 5 Newsletter, **7**: 151-165, Siena.
- GANDIN A. & DEBRENNE F. (1984) - *Lower Cambrian bioconstructions in Southwestern Sardinia (Italy)*. Geobios. Mém. Spécial, **8**: 231-240, Lyon.
- GANDIN A., MINZONI N. & COURJAULT-RADE P. (1987) - *Shelf to basin transition in the Cambrian-Lower Ordovician of Sardinia (Italy)*. Geol. Rundsch., **76**: 827-836, Stuttgart.
- GANDIN A., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1973) - *Un esempio di deposizione stratiforme di barite nella "dolomia rigata" del Cambriaco della Sardegna occidentale. Tentativo di correlazione tra l'ambiente di sedimentazione e la precipitazione del solfato di bario*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 329-354, Roma.
- GANDIN A., PADALINO G. & VIOLO M. (1974) - *Correlation between sedimentation and ore prospecting. Sedimentological and ore-genesis studies of Cambrian "arenarie" and "dolomia rigata" formations (Sardinia, Italy): deposition and concentration of barite in a evaporitic environment*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**: 251-303, Milano.
- GANDIN A. & PILLOLA G.L. (1985) - *Biostratigrafia e sedimentologia della Formazione di Cabitza nell'Iglesiasiente. Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*, 30-31, Siena.
- GÈZE B. (1952) - *Sur la stratigraphie du Cambrien de Sardaigne*. C.R. Acad. Sci. Paris, **234**: 2088-2090, Parigi.
- GÈZE B. (1953) - *Sur les rapports géologiques entre Languedoc et Sardaigne*. Boll. Soc. Geol. It., **71**: 144-147, Roma.
- GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1973) - *Relazioni fra rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna centro-settentrionale. Nota III: Le intrusioni della zona Orotelli-Bolotana-Bultei; rilevamento con studio modale*. Min. Petr. Acta, **19**: 155-186, Bologna.
- GHEZZO C. & ORSINI J.B. (1982) - *Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico Sardo-Corso in Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico sardo», Società Geologica Italiana, Guide Geologiche Regionali, 165-182, Cagliari.
- GIOVANNONI M.A. & ZANFRÀ S. (1978) - *Studio di Brachiopodi ordoviciani della Sardegna meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **99**: 85-232, Roma.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy*. Quaternary Research, **48**: 280-290, Washington.
- GNOLI M., KRIZ F., LEONE F., OLIVIERI F., SERPAGLI E. & STORCH P. (1990) - *Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the Silurian and Early Devonian of Southwest Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **23**: 221-238, Modena.
- GNOLI M., KRIZ F., LEONE F., OLIVIERI R., SERPAGLI E. & STORCH P. (1989) - *Lithostratigraphic Units and Biostratigraphy of the Silurian and Early Devonian of Southwest Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **28**: 221-238, Modena.

- GNOLI M., LEONE F., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1988) - *The Mason Porcus section as reference section for Uppermost Silurian-Lower Devonian in SW Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **27**: 323-334, Modena.
- GORTANI M. (1923) - *Osservazioni sul Paleozoico della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **41**: 362-371, Roma.
- HAMMAN W. & LEONE F. (1997) - *Trilobites of the post-Sardic (Upper Ordovician) sequence of southern Sardinia*. Part I. Beringeria, **20**: 218, Würzburg.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1990) - *A Geologic Time Scale 1989*. pp. 263, Cambridge University Press, Cambridge.
- HAVLICEK V., KRIZ J. & SERPAGLI E. (1986) - *Upper Ordovician brachiopod assemblages of the Carnic Alps, middle Carinthia and Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **25**: 277-311, Modena.
- HAVRE H. (1932) - *Tectonique de l'Iglesiente*. Res. Ass. Min. Sarda, **37**: 4-12, Iglesias.
- 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**: 395-412, Modena.
- ISSEL A. (1914) - *Lembi fossiliferi quaternari e recenti osservati nella Sardegna meridionale dal Prof. D. Lovisato*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **22**: 759-770, Roma.
- LA MARMORA A. (1858) - *Voyage en Sardaigne: Troisième Partie. Description Géologique et Paléontologique*. pp. 707 & 782, Bocca Impr. Royale, 2 voll., Torino.
- LAMBERT G.B. (1896) - *Discussione sulla geologia e sulla tettonica dell'Iglesiente in rapporto allo studio dei giacimenti metalliferi*. Res. Ass. Min. Sarda, **4**: Iglesias.
- LASKE R., BECHSTADT T. & BONI M. (1994) - *The post-Sardic ordovician series*. In: T. BECHSTADT & M. BONI (Eds.): «*Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia*». Memorie descrittive della Carta Geologica D'Italia, Servizio Geologico d'Italia, **48**: 115-146, Roma.
- LAUFELD S. (1973) - *Ordovician Chitinozoen from Portixeddu, Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **12**: 3-7, Modena.
- LECCA L., CARBONI S., SCARTEDDU R., SECHI F. & TILOCCA G. (1986) - *Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **36**: 31-40, Roma.
- LECCA L., LONIS R., LUXORO S., MELIS E., SECCHI F. & BROTZU P. (1997) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. Period. Min., **66**: 7-61, Roma.
- LEONE F. (1973) - *La serie Paleozoica del settore di Orbaì-Monte Maïori (Valle del Cixerri, Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 621-633, 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**: 201-235, Modena.
- LEONE F., LOI A. & PILLOLA G.L. (1995) - *The post-sardic Ordovician sequence in south-western Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book. Cagliari, October 25-31, 1995*». Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, (suppl., **LXV** (1995): 81-106, 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 A. (1993) - *Studio sedimentologico-petrografico e considerazioni paleogeografiche dell'Ordoviciano superiore della Sardegna meridionale*. Tesi di Dottorato inedita, Dip. Sci. Terra, Univ. di Cagliari.
- LOI A. & DABARD M.P. (1997) - *Zircon typology and geochemistry in the palaeogeographic reconstruction of the Late Ordovician of Sardinia (Italy)*. Sedimentary Geology, **112**: 263-279, Amsterdam.
- LOI A., PILLOLA G.L. & LEONE F. (1995) - *The Cambrian and Early Ordovician of south-western Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book. Cagliari, October 25-31, 1995*». Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, (suppl., **LXV** (1995): 63-81, Cagliari.
- LOMBARDI G., COZZUPOLI D. & NICOLETTI M. (1974) - *Notizie geopetrografiche e dati sulla cronologia*

- K-Ar del vulcanismo tardo-paleozoico sardo*. Period. Min., **43**: 221-312, Roma.
- LUNEBURG C.M. & LEBIT H.D.W. (1998) - *The development of a single cleavage in an area of repeated folding*. J. Struct. Geol., **20**: 1531-1548, Oxford.
- MACCAGNO A.M. (1965) - *Contributo alla conoscenza della fauna ordoviciana della Sardegna. Gli echinodermi di Portixeddu*. Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, **5**: 149-195, Napoli.
- MACERA P., CONTICELLI S., DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & SQUADRONE A. (1989) - *Geochemistry and Rb-Sr age of syn-tectonic peraluminous granites of Western Gallura, Northern Sardinia: constraints on their genesis*. Period. Min., **58**: 25-43, Roma.
- MALATESTA A. (1954) - *Primo dente di elefante rinvenuto in Sardegna*. Quaternaria, **1**: 97-103, Roma.
- MARCELLO A. (1968) - *Bibliografia geo-mineraria del Cambrico-Ordoviciano inferiore della Sardegna*. pp. 252, Stab. Edit. Fossataro, Cagliari.
- MARCHESE M. (1889) - *Osservazioni alla descrizione geologica mineraria dell'Iglesiente del Sig. Zoppi*. Ann. Soc. Ing. Arch. It., **4**: 357-374, Roma.
- MARTINI I.P., TONGIORGI M., OGGIANO G. & COCOZZA T. (1991) - *Ordovician alluvial fan to marine shelf transition in SW Sardinia, Western Mediterranean Sea: tectonically ("Sardic phase") influenced clastic sedimentation*. Sedimentary Geology, **72**: 97-115, Amsterdam.
- MATTE P. (1986a) - *La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère*. Bull. Soc. Géol. France, **8**: 9-24, Paris.
- MATTE P. (1986b) - *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe*. Tectonophysics, **126**: 329-374, Amsterdam.
- MATTEUCCI R. (1985) - *Marine Eocene of Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «19th European Micropaleontological Colloquium», Agip, 80-85, Sardinia, October 1-10, 1985.
- MAXIA C. (1934) - *Contributo alla geomorfologia della Valle del Cixerri*. XII Congresso di Geografia italiana, 281-294, Cagliari.
- MAXIA C. (1941) - *Bibliografia Mineraria della Sardegna*. pp. 248, Istituto Studi Sardi, Cagliari.
- MAXIA C. (1959) - *Malacofauna oligotipica di età paleogenica della Valle del Cixerri (Iglesiente)*. Pubblico Istituto Geologico Paleontologico Università di Roma, **95**: 1-18, Roma.
- MAXIA C. & PECORINI G. (1968) - *Il Quaternario della Sardegna*. Atti del X° Congr. Internaz. di Studi Sardi (Simposio sul Quaternario della Sardegna), 59-69, Cagliari.
- MAXIA M. (1983) - *Segnalazione di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 21-24, Roma.
- MAXIA M. (1987) - *The problem of lydite-bearing breccias (and conglomerates) in the Paleozoic of central-southern Sardinia*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.): «Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belt», I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter No. **7**: 68-70, Padova.
- MIALL A.D. (1978) - *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary*. In: A.D. MIALL (Ed.): «Fluvial sedimentology», Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **5**: 597-604, Calgary.
- MINUCCI E. (1934) - *Morfologia e Vulcanismo nella Valle del Cixerri in Sardegna*. XII Congresso di Geografia italiana, 274-280, Cagliari.
- MINUCCI E. (1935) - *La regione vulcanica del Cixerri in Sardegna*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **60**: 1-124, Roma.
- MONTALDO P. (1966) - *Osservazioni geologiche sulla sorgente termominerale di S'Acqua Cotta (Sardegna)*. Geologia applicata e Idrogeologia, **1**: Milano.
- MONTIGNY R., EDEL J.B. & THUIZAT R. (1981) - *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics*. Earth Planet. Sci. Lett., **54**: 261-271, Amsterdam.
- MURRU M. (1983) - *Studio biostratigrafico del pozzo Capoterra (Sardegna sud-occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **53**: 201-207, 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., BERTACCHI A. & IBBA A. (1996) - *I depositi tidali di Pesus ed il loro significato paleoclimatico (Eocene, Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 279-286, Roma.

- MURRU M. & SALVADORI A. (1987) - *Ricerche stratigrafiche sul bacino paleogenico del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Geologica Romana, **26**: 149-165, Roma.
- MURTAS M. (1997) - *Studio geologico-ambientale per il recupero e la valorizzazione della Regione mineraria di Orbai*. Tesi di laurea, Università di Cagliari.
- MUSUMECI G. (1991) - *Tettonica trascorrente, magmatismo e metamorfismo nel basamento ercinico sardo: il complesso del M. Grighini (Sardegna centro-occidentale)*. Tesi di Dottorato, Università di Pisa.
- NICOSIA M.L. (1968) - *Bibliografia del Paleozoico italiano*. pp. 210, CNR, Roma.
- NOVARESE V. (1914) - *Il rilevamento geologico delle tavolette Iglesias e Nebida*. Boll. R. Com. Geol. Italiano, **44**: 29-59, Roma.
- NOVARESE V., PILLOTTI C., FIORENTINI L. & PULLÉ G. (1919) - *Carta Geologica d'Italia, Tav. 233 IV NW-Iglesias, 1:25.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- NOVARESE V., PILLOTTI C., FIORENTINI L., PULLÉ G., TESTA L., TARICCO M., CATALISANO S. & MINUCCI E. (1938) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 233-Iglesias, 1:100.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- NOVARESE V. & TARICCO M. (1923) - *Cenni sommari sul Paleozoico dell'Iglesiente*. Boll. Soc. Geol. It., **4**: 316-325, Roma.
- ODIN G.S. & ODIN C. (1990) - *Echelle numérique des temps géologiques*. Géochronique, **35**: 12-21, Paris.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988) - *I graniti peralluminiferi sin-tettonici nell'area di Aggius-Trinità D'Agultu e loro rapporti con le metamorfiti di alto grado della Bassa Gallura (Sardegna Settenzionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 471-480, Roma.
- OGGIANO G., PASCI S. & FUNEDDA A. (1995) - *Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura transtensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 465-475, Roma.
- OLIVIERI R. (1969) - *Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna)*. Boll. Soc. Paleont. It., **8**: 63-152, Modena.
- OLIVIERI A. (1985) - *Middle and late Devonian conodonts from Southwestern Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **23** (2): 269-310, Milano.
- ORSINI J.B. (1980) - *Le batholite Corso-Sarde: anatomie d'un batholite hécynién. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne Varisque française*. PhD thesis, Université de Aix-Marseille.
- OZER A. & ULZEGA A. (1981) - *Sur la repartition des éboulis ordonnés en Sardaigne*. Compte rendu du symposium «Periglaciaire et paléogéographie du Quaternaire», 259-265, Belgique-Pays-Bas 1978.
- PALA A., PECORINI G. & PORCU A. (1976) - *Struttura idrogeologica della soglia di Siliqua tra la fossa del Campidano e la fossa del Cixerri (Sardegna meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 705-724, Roma.
- PALA A., PECORINI G., PORCU A. & SERRA S. (1982) - *Geologia e idrogeologia del Campidano*. «Ricerche geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al graben del Campidano. Relazione Finale sul tema di ricerca: "Studi geologici, idrogeologici e geofisici finalizzati alla ricerca di fluidi caldi nel sottosuolo"», CNR - Progetto Finalizzato Energetica - Sottoprogetto Energia Geotermica, 87-103, Pisa.
- PALA A. & VACCA S. (1980) - *Geologia e idrogeologia di un settore del Campidano centrale*. Pubbl. Ist. Geol. Paleont., **304**: 3-32, Cagliari.
- PALMERINI V., PALMERINI SITZIA R. & PILO L. (1979) - *Le facies pelitiche degli "argilloscisti di Cabitza" (Cambriano medio della Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 365-377, Roma.
- PASCI S. (1997) - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia*. Bull. Soc. Géol. France, **168**: 301-312, Paris.
- PASCI S., CARMIGNANI L., PISANU G. & SALE V. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000 "Foglio 564- Carbonia"*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- PASQUARÉ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI

- F, PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. In: SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (Ed.), 1, Quaderni Serie III, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, 203, Roma.
- PECORINI G. (1974) - *Nuove osservazioni sul Permo-Trias di Escalaplano (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 991-999, Roma.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 421-451, Roma.
- PILLOLA G.L. (1987) - *Données lithologiques et stratigraphiques sur le Cambrien et le Tremadoc de l'Iglesiente (SW de la Sardaigne)*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.): «Correlation of Pre-variscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belt», I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter **7**: 228-239, Padova.
- PILLOLA G.L. (1991a) - *Occurrence of Proteuloma (Trilobita) in the Cabitza Formation (Cambro-Tremadoc, SW Sardinia, Italy): paleobiogeographic implications*. Geologia del Basamento italiano, Abstracts, 59-61, 21-22 Marzo 1991, Siena.
- PILLOLA G.L. (1991b) - *Trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne, Italie*. Palaentol. It., **78**: 1-173, Pisa.
- PILLOLA G.L. & GUTIERREZ M.J.C. (1988) - *Graptolites du Tremadoc du Sud-Ouest de la Sardaigne (Italie): Paleoecologie et contexte tectono-sédimentaire*. Geobios, **21**: 553-565, Lyon.
- PILLOLA G.L., LEONE F. & LOI A. (1995) - *The Lower Cambrian Nebida Group of Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book. Cagliari, October 25-31, 1995». Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl., **LXV** (1995): 27-62, Cagliari.
- PITTAU DEMELIA P. (1979) - *Palinologia e datazione della sezione di Tanca Aru nella Valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Paleont. It., **18**: 303-314, Modena.
- PITTAU P. (1974) - *Studio palinologico-stratigrafico di un foro di sonda perforato nel bacino lignitifero del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 937-943, Roma.
- PITTAU P. (1977) - *Palynological investigation of the lower tertiary Sardinia coal layers*. Boll. Soc. Paleont. It., **16**: 3-14, Modena.
- PITTAU P. (1985) - *Tremadocian (Early Ordovician) Acritarchs of the Arburese unit, southwest Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Paleont. It., **23**: 161-204, Modena.
- POLI G., GHEZZO C. & CONTICELLI S. (1989) - *Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: Implication for magma genesis*. Lithos, **23**: 247-266, Amsterdam.
- POLL J.J.K. (1966) - *The geology of the Rosas-Terraseo area, Sulcis, South Sardinia*. Leidse Geol. Med., **35**: 117-208, Leiden.
- POLL J.J.K. & ZWART H.J. (1964) - *On the tectonics of the Sulcis area, S Sardinia*. Geol. Mijnbouw, **43**: 144-146, Amsterdam.
- POMESANO CHERCHI A. (1971) - *Studio stratigrafico e micropaleontologico del Pozzo Oristano 1 (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **10**: 1-16, Roma.
- POMPECKJ J.F. (1901) - *Versteinerungen des Paradoxides Stufe von La Cabitza in Sardinia, und Bemerkungen zur Gliederung des Sardischen Cambrium*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., **53**: 1-23, Stuttgart.
- PRUNA V. (1965) - *Sulla tettonica degli adunamenti a solfuri delle alternanze e nei calcari scistosi del Cambrico (Sulcis, Sardegna sud-occidentale)*. Prestampe per il Symposium «Problemi Minerari della Sardegna», Associazione Mineraria Sarda, 1-7, Cagliari-Iglesias, Ottobre 1965.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and Fracturing of Rocks*. pp. 568, McGraw-Hill, New York.
- RASETTI F. (1972) - *Cambrian Trilobite faunas of Sardinia*. Atti Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **11**: 1-100, Roma.
- RAYNAL R. (1964) - *Recherches de géomorphologie périglaciaire en Afrique du Nord*. Biuletyn Peryglacialny, **14**, Lodz.
- RAYNAL R. (1973) - *Quelques vues d'ensemble a propos du périglaciaire Pléistocène des régions riveraines de la Méditerranée occidentale*. Biuletyn Peryglacialny, **22**: 249-256, Lodz.
- RIVA C. (1898) - *Formazione diabasica di Rosas*. Res. Ass. Min. Sarda, **2**: 5, Iglesias.
- ROBBA E. & SPANO C. (1978) - *Gasteropodi pelagici nel Miocene medio del Campidano meridionale (Sardegna)*. Riv. It. Paleont. Strat., **84**: 751-796, Modena.

- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. America Bull., **98**: 232-237, Boulder.
- SALVADORI A. (1980) - *Contributo alla conoscenza del bacino carbonifero del Sulcis (Sardegna occidentale)*. L'Industria Mineraria, **6**: 15-19, Roma.
- SALVADORI I. (1959) - *Studio geo-minerario della zona di Salaponi (Sardegna Sud- Occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **77**: 91-120, Roma.
- SARTORI F. (1903) - *Su di un sondaggio nella miniera di Terras de Collu*. Res. Ass. Min. Sarda, **4**: 7, Iglesias.
- SARTORI R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. G. Geol., **51**: 1-39, Bologna.
- SASSI F.P. & VISONÀ D. (1989) - *Gli gneiss di Monte Filau ed i loro rapporti con le rocce circostanti*. pp. 38, Progemisa S.p.A. (relazione inedita), Cagliari.
- SAVELLI C. (1975) - *Datazioni preliminari col metodo K-Ar di vulcaniti della Sardegna sud-occidentale*. In: M. FURNASERI (Ed.): «Società Italiana di Mineralogia e Petrologia; Atti della Riunione; tavola rotonda, Geochimica e geochimica isotopica», Editrice Succ. Fusi. Pavia, Italy, Pavia.
- SAVELLI C., BECCALUVA L., DERIU M., MACCIOTTA G.P. & MACCIONI L. (1979) - *K/Ar Geochronology and evolution of the tertiary calco-alkaline volcanism of Sardinia (Italy)*. J. Volcanol. Geoth. Res., **5**: 257-269, Amsterdam.
- SCHWARTZBACH M. (1939) - *La serie normale del Cambriano della Sardegna secondo osservazioni concernenti la giacitura normale e rovesciata della stratificazione*. Res. Ass. Min. Sarda, **44**: 37-54, Iglesias.
- SECCHI F.A., BROTZU P. & CALLEGARI E. (1991) - *The Arburese igneous complex (SW Sardinia-Italy) - an example of dominant igneous fractionation leading to peraluminous cordierite-bearing leucogranite as residual melt*. Chem. Geol., **92**: 213-249, Amsterdam.
- SEGRE A.G. (1964) - *Bibliografia Geologica d'Italia: Sardegna*. pp. 387, CNR, Roma.
- SERPAGLI E. (1971) - *Uppermost Wenlockian-Upper Ludlovian (Silurian) Conodonts from Western Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **9**: 76-96, Modena.
- SEUFFERT O. (1970) - *Die Reliefentwicklung der Graben Region Sardiniens*. pp. 129, Wurzbürger geographische Arbeiten,
- SOWERBUTTS A., PRINGLE M., ASSORGIA A., BARCA S., PORCU A., RIZZO R. & SPANO C. (1997) - *New Ar/Ar radiometric dates on some cenozoic pyroclastic flows from Sardinia*. In: A. ASSORGIA, S. BARCA & C. SPANO (Eds.): «La "Fossa Sarda" nell'ambito dell'evoluzione cenozoica del Mediterraneo occidentale», 156-157, Villanovaforru (Ca).
- SPALLETTA C. & VAI G.B. (1982) - *Contatto Devoniano pelagico-flysch ercinico a Villasalto (Gerrei)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo», Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, 117-118, Cagliari.
- STAFF S.S. (1975) - *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. In: U.S.D.O. AGRICULTURE (Ed.) Handbook n°436, Soil Conservation Service, Washington D.C.
- STILLE H. (1939) - *Bemerkungen betreffend die "Sardische" Faulting und den Ausdruck "Ophiolitisch"*. Z. dt. geol. Ges., **91**: 771-773, Stuttgart.
- TARICCO M. (1922) - *Sul Paleozoico del Fluminense*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **48**: 1-22, Roma.
- TARICCO M. (1924) - *Il bacino lignitifero di Gonnesa (Sardegna)*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49**: 1-14, Roma.
- TARICCO M. (1928) - *Il Cambriano del Sulcis (Sardegna)*. Res. Ass. Min. Sarda, **33**: 10-29, Iglesias.
- TARICCO M. & SOTGIA T. (1922) - *Bibliografia geologica, paleontologica, mineralogica e mineraria della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **41**: 373-437, Roma.
- TEICHMÜLLER R. (1931) - *Zur Geologie des Thyrrhenisgebietes. Teil I: Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien*. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., Nachrichten, **3**: 857-950, Göttingen.
- TESTA L. (1914) - *Il Cambriano nel Sarrabus*. Res. Ass. Min. Sarda, **8**: Iglesias.
- THOMAS B. & GENNESSEUX M. (1986) - *A two stage rifting in the basin of the Corsica-Sardinia strait*.

- Marine Geology, **72**: 225-239, Amsterdam.
- THOMAS D.S.G. (1997) - *Arid zone geomorphology. Process, form and change in drylands*. Wiley & Sons Ed.,
- TRAVERSA G. (1969) - *Sulla giacitura ed età di alcuni filoni basici nelle vulcaniti ignimbritiche permiane della Gallura (Sardegna settentrionale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 149-155, Milano.
- TRAVERSA G. (1978) - *Permian volcanism in Sardinia*. In: F.P. SASSI & D. VISONÀ (Eds.): «*Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belts*», I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter: **1**, 127-140, Padova.
- TRAVERSA G. & VACCARO C. (1992) - *REE distribution in the late Hercynian dykes from Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements*», I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter: 215-226, Siena.
- TURC L. (1955) - *Le bilan d'eau des sols. Relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement*. La Houille blanche, 3 journées de l'hydraulique de la Société Hydrotechnique de France, 36-44, Paris.
- ULZEGA A. (1995) - *Geomorphology and stratigraphy of Late Quaternary*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book. Cagliari, October 25-31, 1995*», Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari (suppl. vol. **LXV**, 1995), 11-24, Cagliari.
- ULZEGA A. & OZER A. (1982) - *Comptes-Rendus de l'Excursion-Table rond sur le Tyrrhénien de Sardaigne*. INQUA, 1-87, (Cagliari, Aprile 1980).
- VACCARO C., ATZORI P., DEL MORO A., ODDONE M., TRAVERSA G. & VILLA I. (1991) - *Geochronology and Sr isotope geochemistry of late-hercynian dykes from Sardinia*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **71**: 221-230, Zürich.
- VARDABASSO S. (1956a) - *Il Quaternario della Sardegna*. Atti IV Congr. Int. Quaternario, 995-1018, Roma-Pisa 1953.
- VARDABASSO S. (1956b) - *La fase sarda dell'orogenesi Caledonica in Sardegna*. Deutsch. Geol. Ges.: 120-127, Stuttgart.
- VARDABASSO S. (1961) - *Considerazioni paleogeografiche sul Cambrico dell'Isola di Sardegna*. XX Congresso Geologico Internazionale, 86-90, Città del Messico.
- VASSENSA R. (1955) - *Relazione geologico-mineraria sul "Gruppo Miniere Vassena"*. Depositata presso il Distretto Minerario di Iglesias.
- VAUMAS E. (1964) - *Phénomènes cryogeniques et systèmes morphogénétiques en Méditerranée orientale (Chypre, Galilée)*. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., **4**: 2-7, Paris.
- VELLUTINI P.J. (1977) - *Le magmatisme permien de la Corse du Nord Ouest: son extension en Méditerranée occidentale*. PhD thesis, Univ. Aix-Marseille III.
- VINASSA DE REGNY (1927) - *Fossili ordoviciani sardi. Parte I*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **6**: 437-496, Roma.
- ZOPPI G. (1888) - *Descrizione geologico-mineraria dell'Iglesiente (Sardegna)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **4**: 10-75, Roma.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

APPENDIX

PROGETTO
CARG

EXTENDED ABSTRACT

The Geological Map Sheet 565 “Assemini” is located in SW Sardinia, in the county of Cagliari. The most important town is Assemini, other minor towns are Decimoputzu, Vallermosa and Siliqua. The most important roads are the State Road SS n°130 and the County Road SP n°2, which cross the area from E to W; the railroad which connects the city of Cagliari to Villamassargia, just westward of the map area, again crosses the area from E to W.

Two large tectonic depressions dominate the Assemini Map Sheet: a gently folded syncline which is Late Paleogene in age, in which the Cixerri valley is located; and the western portion of a Pliocene semi-graben in which the Campidano valley is located. These depressions lie on a Paleozoic basement strongly deformed during the Hercynian Orogenesis. The Hercynian basement crops out across two large zones, in the northern and southern sections of the map sheet.

In the area of the geological map sheet Assemini a stratigraphic succession from Lower Cambrian to Holocene, deformed mostly by Hercynian (Upper Paleozoic) and Alpine (Paleogene) orogenesis crops out. In the following we describe a synthesis of both the stratigraphic succession and the tectonic evolution of this area of SW Sardinia.

In the geological map sheet 565 “Assemini”, many formations crop out, ranging in age from the Early Cambrian to the Holocene.

Three main geological groups can be distinguished: i) a paleozoic crystalline basement, deformed and related to the Hercynian orogenic evolution; ii) a volcano-sedimentary succession spanned from Paleogene to Miocene; iii) a Quaternary sedimentary succession.

The Hercynian basement that crops out in the geological map sheet 556 “Assemini” belongs to the “Foreland Area” and the “Nappe Zone”, as proposed by CARMIGNANI *et alii* (1982). It consists of an originally sedimentary succession (Lower Cambrian to Early Carboniferous), deformed during Carboniferous under low metamorphic to anchizonal setting, and of small outcrops of granitoids emplaced between Upper Carboniferous and Permian.

The succession of the “foreland zone” is affected by a regional angular unconformity (named “Sardic unconformity”) of Lower-Middle Ordovician age.

The “pre-Sardic” succession starts with the Nebida formation, subdivided in two members: the Matoppa and the Punta Manna ones. For the most part it consists in clastic rocks, sandstones and siltstones prevailing, with alternating carbonatic levels. In these levels rests of a typical fauna are found, trilobites and archaeocyathans among the others. The sedimentary environment is referred to a regressive evolution of a “delta type”.

The top of the Nebida formation is characterized by an alternation of sandstones and limestones-dolostones, that passes to the basal member of the Gonnese formation, called “*Dolomia rigata*”, that consists of primary dolostones well stratified. Above there is the “Calcare ceroidi” mb., made up of grey, massive limestones, often turned in secondary dolostones “the so-called “*Dolomia grigia*”. This formation testifies the evolution from a “tidal flat” to a littoral environment.

On the previous formation the Campo Pisano formation lays, made up of a thin sequence of nodular, marly limestones, well stratified, bearing abundant fossils, typical of a neritic environment with terrigenous inputs.

The Cabitza formation overlays the Campo Pisano formation and consists of a thick siliciclastic sequence whit silty shales, siltstones to fine-coarse graded sandstones, with rare carbonatic levels. These facies indicate sedimentary environments with different depths, variable from “delta type dominated” to shore-face.

The Cabitza formation is truncated by a widespread angular unconformity, which separates the Lower Cambrian-Lower Ordovician succession from the Upper Ordovician to Devonian formations. This unconformity is related to a “Sardic” deformative event (see forward).

On this erosive surface lays a thick sequence with a complex siliciclastic succession that ranges in age from Upper Caradoc to late Asghillian. The sequence starts with very coarse conglomerates and breccias, fining upwards, with alternating red shales (Monte Argentu formation), then a mainly siliciclastic succession, bearing abundant fossils (mainly brachiopods, bryozoans, cystoids, trilobites), made up of four formations: Monte Orri, Portixeddu, Domusnovas and Rio San Marco. Compositions and sedimentary structures suggest coastal to platform facies environments, with almost three glacio-eustatic changes.

The Silurian-Devonian sedimentary succession starts without discontinuity in deposition with the Upper Ordovician, and consists of three formations. The Genna Muxerru formation consists of siltitic black shales, interbedded by lydites, thick 20-25 meters, with a rich graptolite fauna that documented a Lower Silurian age. The Fluminimaggiore formation consists of calcareous lens-shaped layers alternate with dark shales, thick up to 15 meters, with cephalopods, bivalves, conodonts, gastropods, graptolites, brachiopods, trilobites, ostracods. Graptolites and conodonts indicate a Lower Silurian-Lower Devonian age.

Lastly crops out the mason Porcus formation, made up by nodular and massive limestones, thick up to 15 meters in the map area, with cephalopods, bivalves, gastropods, trilobites, corals, conodonts.

In the area of the geological map sheet Assemini, there is a small outcrop of the Pala Manna formation, made up by micaceous sandstones and siltites, without fossils.

The Arburese tectonic unit cropping out in the Map sheet 556 "Assemini" consists of the Arenarie di San Vito, sandstones and siltstones, and scarce conglomerates, thick several hundred meters, Middle Cambrian to Lower Ordovician in age.

In the area there are small outcrops (less than 3.5 square kilometers) of granitoids which largely crop out in the adjacent geological map sheet Capoterra. They are leucosienogranites and monzosienogranites, and several alkaline to basic dikes and hydrothermal quartz/barytes veins.

The Tertiary succession starts with thin, whitish, paralic limestones, of Lower Eocene, containing brown coal (lignite) levels, that become more thick in the adjacent geological map sheet Carbonia, where are mined up to now. On the limestone unconformable lays the Cixerri formation, that consists of clastic deposits, from fine to coarse moving upward.

The Cixerri formation is intruded by the "Siliqua volcanic complex", mainly made up by hyphoabyssal lava bodies, with composition that ranges from andesitic to dacitic, and pyroclastic flow deposits. Radiometric age of lava bodies is about 27 M.y. (Upper Oligocene).

Both Cixerri formation and lava bodies are covered by marly siltstones of the Marne di Gesturi formation, that belongs to the Miocen sedimentary cycle, of Upper Burdigalian- Langhian age.

The recent evolution of the area is testified by clastic, poorly cemented sediments, from gravels to sands and silts, of Upper Pleistocene to Holocene, with rare travertine deposits. Pleistocene deposits are terraced gravels with subordinate sands, typical of an alluvial plain.

The rocks cropping out in the area of the geological map sheet Assemini suffered several tectonic events: the first recognized tectonic event affected the

pre-Upper Ordovician succession (Eo-Caledonian); then the Hercynian Orogenesis strongly deformed rocks during Carboniferous time; during Oligo-Miocene and Pliocene tectonic events related to the Alpine orogenesis and to the opening of Thyrrhenian sea shallow modified structural framework of SW Sardinia.

The paleozoic basement which outcrops on this map sheet is composed of epimetamorphics rocks from the “External Zone” of Iglesias-Sulcis. The Iglesias-Sulcis is considered the autochthon within the Hercynian chain, which is then tectonically overlain by the Arburese Unit.

The phases of Paleozoic tectonic-related deformation and metamorphism with the strongest regionally manifestations are linked to the Hercynian Orogeny. Less evident are the impacts of the Eo-Caledonian tectonics.

The identification of the “*Fase sarda*,” which is a deformation phase affecting pre-Upper Ordovician succession, is based upon a widespread and major angular unconformity occurring between Tremadocian and Caradocian metasediments. This unconformity has been described by many authors. However the structural impacts of the “*Fase sarda*” are still under discussion.

Most earlier authors have hypothesized that Eo-Caledonian tectonics are responsible for the folding, with E-W axes, which affected only the pre-“*Discordanza sarda*” successions. This hypothesis is based principally on the fact that the basal conglomerates M. Argentu Formation, of Caradocian age, lay in angular unconformity upon both flanks of the large “E-W folds” (*Pieghe ad assi E-W*). The Iglesias Syncline (*Sinclinale di Iglesias*) and the Gonnesa Anticline (*Anticlinale di Gonnesa*) (among others) are examples of this: in these examples the Early Cambrian to Early Ordovician succession is folded.

Nevertheless these key-examples require additional support, since the contacts are often tectonic. For example, the Gonnesa Fault (*Faglia di Gonnesa*) and the Marganai Overthrusts (*Accavallamenti del Marganai*) are tectonic contacts which make it difficult to ascertain the existence of “Folds with E-W axes” affecting the pre-“*discordanza sarda*” succession only. The “*discordanza sarda*” is less evident in the map sheet Assemini, than in areas to the west of the Iglesiasiente.

In this map, no linear structural elements (lineation, fold axes, etc.), nor planes (schistosity, cleavage, etc.), nor folding, nor metamorphism, may be unequivocally linked to the “*Fase sarda*”. Therefore the only structural element that supports the existence of the “*Fase sarda*” remains the angular unconformity between the pre-Middle Ordovician and the post-Ordovician formations.

The geological mapping and structural analyses performed for this map sheet have confirmed that the Hercynian tectonics are characterized by two principal phases of deformation: the first one with shortening towards the north which created folds with E-W directed fold axes, the second one with axes at approximately right angles to those just described (tab.2).

The latter is the most important phase and is correlated with the emplacement of the “Nappe Zone” (Arburese tectonic Unit) upon the “External Zone” (*Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis*) of the Hercynian chain. These displacements caused a complex and progressive deformation, associated with a widespread schistosity. The interference structures, well exposed in this map sheet, are caused by the superimposition of roughly orthogonally directed folds: this is one of the most unique and well-known characteristics of the tectonic-structural setting in SW Sardinia.

In the “External Zone” Hercynian tectonics gave rise to two principal deformation events. The first deformation event (Hercynian First Phase) is characterized by synclines and anticlines, with wavelengths on the orders of kilometers, sub-vertical axial planes, and approximately E-W oriented fold axes. A key characteristic of this event is the complete absence of axial cleavage plains: which instead are a structural characteristic of the Hercynian Second Phase.

The most important of the “E-W folds” is the periclinal termination of the Gonnese Anticline; this structure extends westward for about 20 km (tav.5). In the map sheet Assemini, this fold is well-exposed at Punta Perda ‘e Fogu and Punta Piliu; there it is gently overturned to the south. The Gonnese Anticline is cut at the base by the Orbai Backthrust (*Retroscorrimento di Orbai*). Other minor folds with orientations similar to those described, outcrop in the region of Genna Pira.

The anticlines and synclines with E-W axial orientations, from the Hercynian First Phase are deformed by several structures which are consistent with a NE-SW to E-W oriented shortening (Hercynian Second Phase). Folds with approximately N-S oriented axes (“N-S folds”) and the major overthrusts in the area (“E to W facing Overthrusts”) are attributed to the Hercynian Second Phase (tab.2).

The chronology of the several structural elements of the Hercynian Second Phase, corresponding to progressive deformation, are:

- 1) “W facing overthrusts”, related to the emplacement of the Arburese Unit upon the “External Zone” and responsible for the development of a penetrative tectonic foliation (S_{2a}) which on average dips to the NE; this foliation is present in the zones underneath the overthrust;
- 2) “N-S folds”, apparent at all scales, widespread in the area and associated with a steeply inclined axial plane foliation (S_{2b});
- 3) “E-facing overthrusts” (the Orbai Overthrust-*Retroscorrimento di Orbai* and the Perda Carcina Overthrust-*Retroscorrimento di Perda Carcina*), which are associated with mylonite belts and related foliation (S_{2c}).

The thrust of the Arburese Unit over the “External Zone” is the main Hercynian structure cropping out on the Assemini map sheet (Arburese Overthrust). The overthrust cuts across the map, its orientation varies from N-S to NW-SE, and it dips to the NE (tav.5). The hanging wall is always composed of arenarie di

San Vito formation. It has been thrust over all the members of the underlying succession. The underlying Late Ordovician (Rio San Marco formation) and the Early Carboniferous (*Complesso di Pala Manna*) successions have been affected by widespread cataclastic-mylonitic deformation. All kinematic indicators along the contact (folds and asymmetric porphyroclasts, facing, stretching lineation, etc.) indicate that the tectonic transport direction was westward.

The southwest overturned anticlines at Perdu Sanna and Bega Rosas are the major structural features linked to the Arburese Overthrust; they are formed below the overthrust and between them separated by the “Rosas shear zone” (*Zona a scaglie di Rosas, ZSR*). The protolite of this thick cataclastic-mylonitic zone has been formed primarily by the Upper Ordovician formations (tav.2 and fig.41). Ore deposits, metal sulfides and barite, are very common in the ZSR.

To the W, the Rosas cataclastic-mylonite zone is truncated by the Monte Orbai Backthrust. To the SE, the impacts of thermometamorphism have obliterated the original structural characteristics. The tectonic doubling back of the ZSR within the Paleozoic succession is also confirmed from boreholes (fig.8).

Among the most conspicuous attributes of the ZSR are the Cambrian limestone slices, originating from the Gonnese formation, which have been transformed into marbles: they show pronounced stretching lineation. They are mapped as lenses, of varying length, with size varying from several to hundreds of meters.

The “N-S folds” are the most distinctive structures related to the Hercynian Second Phase in the Iglesias-Sulcis. On this map sheet, these folds are seen only in areas remote from the Arburese Overthrust. The folds are closed, wavelengths are usually less than 1 km, and they have a characteristic well-developed axial plane foliation. The axial planes are usually sub-vertical, and sometimes inclined to the west.

The only “N-S folds” which reach mappable dimensions are visible in the Genna Pira region: there they interfere with “E-W folds”, giving rise to the previously described “type 1” interference structures (fig.47), which have rather wide overturned limbs. One of the best examples of interference between “N-S folds” and “E-W folds” crops out just west of Perda Carcina: a synform with a vertical axial plane, and axis dipping N290 at 35°, is cut by a discontinuous cleavage with sub-vertical orientation and dipping N275.

The last deformation of the Hercynian Second Phase is characterized by structures linked to eastward tectonic motion (the opposite sense of previous motions). The most important are the Orbai Backthrust (RO) and the Perda Carcina Backthrust (RP), the latter departs from the former in the vicinity of Arcu s’Olioni. The RO and RP tend to join together in a “root zone” which crops out just southwest of the Assemini map area, within map sheet n°564 “Carbonia”. The mapped extent of the RO, in the map sheet Assemini, indicates at least 7 km of displacement,

“the top towards east”. The backthrust usually shows a mylonitic band, which is most evident in the limestones and the calcareous schists; they are transformed into more than 10 m thick marbles and exhibit mylonitic foliation (fig.53) with a consistently well-developed stretching lineation. Fold structures with N-S axes which are non-schistose, asymmetric and with E-facing transport direction, are associated with the backthrusts.

Most of the deformation events recognized within the Arburese Unit are those which have been described for the “External Zone” (schistose synmetamorphic folds and overthrusts). The Arburese Unit rocks display a monotonous lithology, therefore large-scale folding may not be evident. Structural elements related to the Hercynian First Phase have not been recognized in the map sheet Assemini. However, structures related to the Hercynian Second Phase are evident: for example, the “Arburese Overthrust (*Sovrascorrimento dell’Arburese*),” and thrust-related folds.

A fault system oriented N020-040 (fig.48), Late Paleozoic in age, mostly cropping out in the area between Monte Orri and Serra Planeserra, is the most evident extensional feature in this map sheet. The age assignment of these normal faults is based upon the mineralization, primarily of barite, that sometimes occurs with the fault system. The mineralization is ascribed to hydrothermal events related to Late Carboniferous-Permian magmatism.

The Campidano Graben (*Graben del Campidano*) is the most important Cenozoic tectonic structure which has affected the mapped area. It is Plio-Pleistocene in age. Its western boundary, extending over 100 km, crops out in the map’s eastern part. Another Cenozoic age structure is the Cixerri Valley, running E to W: a large, open, growth syncline which developed during the Oligocene-Aquitian.

A syncline with E-W oriented fold axis, corresponding to the Cixerri valley, is the most evident structure. It is Oligocene in age. The syncline wavelength is approximately 10 km, and the axial plane is sub-vertical. The large scale of the wavelength, and the open apical angle, makes the syncline only evident at map scale.

Studies prior to this CARG survey (and the cartography for the map sheets Carbonia and Assemini) had described this and similar depressions, as tectonic trough. Instead the field observations during the CARG survey demonstrate that:

- 1) at many sites, the contact between the Eocene-Oligocene deposits outcropping along the depression’s boundaries, and the Hercynian basement, is a basal unconformity. The contact is not a normal fault, as had been mapped in older maps;
- 2) the Eocene-Oligocene sedimentary rocks, which outcrop extensively along the depressions’ boundaries, always dip towards the basin’s axis; the inclination is usually from 20° to 25°;

- 3) the Paleogene succession which overlies the structural highs of the paleozoic basement, is characterized by shale-sandstone facies which are typical of a low-relief source area;
- 4) the deformation structures within the *Lignitifero* and the Cixerri formation, are consistent with sub-horizontal shortening (folds and reverse faults).

The sedimentological and stratigraphic characteristics of the Cixerri formation (i.e. a trend from mature fluvial environments towards newer relief, the presence of both conformable and unconformable contacts at the formation's base) are consistent with the tectonic-structural evolution of a large open fold structures, in which the folds controlled the erosion and sedimentation.

In fact, layers are conformable in the depocenter, and unconformable along the depression's margins—a typical characteristic of sedimentation within growth synclines. The deformation and inclination of the strata would decrease in the younger strata, within the syncline. The anticlines correspond to an increasing relief, while the synclines were sedimentary depocenters. In this proposed model, the uppermost deposits of the Cixerri formation are considered syntectonic with the fold structures (tav.6).

During Pliocene time a NW-SE oriented half-graben delimited to the west by the Campidano Fault (*Faglia del Campidano*) was generated. The Campidano Plain, located upon this half-graben, occupies the eastern part of the map sheet (tav.3 and 6). The Pliocene related offset of this normal fault has been estimated to be at least 500 m, based upon the thicknesses of syntectonic sediments of the Samassi formation. Deep boreholes drilled in the southern Campidano near Villasor (fig.59) and northern Campidano near Oristano have encountered these extensive thicknesses.

The Campidano Fault, on this map sheet, is almost always covered with Holocene continental deposits. Numerous indicators allow it to be traced under the Quaternary cover: thermal springs which follow the Campidano's eastern border, geo-electric surveys, displaced stratigraphic levels in boreholes, etc. Taking in consideration the age of Samassi formation, the syntectonic deposits which fill the Campidano depression, the Campidano Fault was active during the Middle to Late Pleistocene.

A seismic line run by Agip S.p.A. for hydrocarbon studies (tav.3) clearly shows that the southern part of the Campidano depression is a half-graben with numerous minor faults, both synthetic and antithetic. To the west the half-graben is delimited by the Campidano Fault; on the eastern margin of the Campidano Plain only minor faults are evident, and Plio-Pleistocene continental deposits lie on the paleozoic basement.

LEGEND GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY DEPOSITS

HOLOCENE DEPOSITS

Anthropic Deposits (h)

Mining wastes (h_{1m}), urban solid waste sites (h_{1u}), fill materials (mainly embankments) (h_{1r}), industrial wastes (h_{1i}). Thickness: 2 - 40 m. *HOLOCENE*

Alluvial deposits (b)

Gravels prevalent (b_a), sands prevalent (b_b); silts prevalent (b_c). Thickness: 5 m. *HOLOCENE*

Marsh deposits (e_3)

Silts, clays, and sands with a large organic component. *HOLOCENE*

Eluvial and colluvial deposits (b_2)

Detritus in a fine-grained matrix, sometimes with soil intercalations, of varying development. *HOLOCENE*

Slope Wash Deposits (a)

Accumulations of detritus, in lenses and layers, sometimes partially cemented. *HOLOCENE*

Terraced alluvial deposits (b_n)

Gravels prevalent (b_{na}), sands prevalent (b_{nb}), silts prevalent (b_{nc}), sometimes terraced with rolled fragment of pottery. Thickness: 5 - 12 m. *HOLOCENE*

Travertines (f_1)

Limestones with floral remains, sometimes clastic, neighbour hydrothermal springs (location: Is Lottus) and risorgive (location: Villasar area). Thickness: 4 m. *HOLOCENE*

PLEISTOCENE DEPOSITS**PORTOVESME SYNTHEM (PVM)****Portosuso subsynthem (PVM₂)**

Terraced alluvial gravels with subordinate sands and boulders. Thickness: 5 - 50 m. (PVM_{2a})

UPPER PLEISTOCENE

TERTIARY VOLCANIC-SEDIMENTARY SUCCESSION**OLIGOCENE-MIOCENE VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION****MARNE DI GESTURI (GST)**

Arenaceous and silty marlstones and intercalated sandstones, with bivalves.

LOWER-MIDDLE MIOCENE (UPPER BURDIGALIAN - MIDDLE-UPPER LANGHIAN)

SILQUA VOLCANIC COMPLEX**PIROCLASTITI DI SILQUA (SQA)**

Pyroclastic flow deposits moderately welded, roughly layered, containing angular clasts of andesitic microvesiculate lava, porphyritic for Pl and amphibole, from metric to centimetric in dimensions, in gray fine matrix, with intercalations of epiclastic conglomerates. Thickness: 5 m.

?UPPER OLIGOCENE - ?LOWER MIOCENE

TONALITI DI MONTE SU SILIXIANU (SXN)

Tonalitic hypoabyssal bodies, olocrystalline, intruded in the paleozoic basement, in the paleogenic cover and in the Monte Sa Pibionada Unit, with rare aplitic dykes and hydrothermal alteration processes.

(26.1 - 28.5 Ma) UPPER OLIGOCENE

DACITI E ANDESITI DI MONTE SA PIBIONADA (PBN)

Hypoabyssal lava bodies, intruded in the paleozoic basement and in the paleogenic cover;

PBN_b: porphyritic for phenocrysts of Pl and amphibole, with andesitic composition (Castello di Acquafredda, M. Sa Pibionada); PBN_a: porphyritic for phenocrysts of Qtz, Pl and amphibole, with dacitic composition (Punta Fanaris, M. Truxionis). Widespread hydrothermal alteration.

(27.2 - 29.3 Ma) UPPER OLIGOCENE

PALEOGENIC SEDIMENTARY SUCCESSION**CIXERRI FORMATION (CIX)**

Reddish silty shales, quartzitic-feldspathic sandstones with bioturbations, heterometric and polygenetic conglomerates poorly cemented (CIX); well cemented breccias with quartzitic and lyditic elements and ferruginous concretions at the bottom (CIX_a). Thickness: 5 - 140 m.

MIDDLE EOCENE - ?OLIGOCENE

LIGNITIFERO AUCT. (LGN)

Whitish limestones with bivalves fragments and carophytes, locally with intercalations of cemented breccias and rare carbonaceous levels (loc. Tanca Aru), overlain by a dm-scale level of bioclastic-grainstone with limnee (LGN). Thickness: 0 - 14 m.

EARLY-MIDDLE EOCENE (LATE YPRESIAN - EARLY LUTETIAN)

LATE PALEOZOIC INTRUSIVE COMPLEX AND DYKE SYSTEM**Hydrothermal dykes (fq)**

Composed mainly of quartz and subordinate baryte.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

Intermediate-basic dykes (fi)

Porphyric for amphibole, with aphyric to microcrystalline groundmass, frequently altered.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

Gabbro dykes (fg)

With ophytic texture, composed by Pl (andesine), Aug, Hbl, Ep, Chl and Ms.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

VILLACIDRO INTRUSIVE UNIT (VLD)**Leucosyenogranites with biotite (VLD_c)**

Equigranular, with medium to coarse granular texture; with frequent porphyric microgranites.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

Leucomonzogranites with biotite (VLD_b)

Equigranular, with medium to coarse granular texture; locally with fine equigranular microgranites.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

PALEOZOIC METAMORPHIC BASEMENT**ARBURESE TECTONIC UNIT****ARENARIE DI SAN VITO (SVI)**

Decimetric to metric alternations between micaceous metasandstones, quartzites and metasiltstones with parallel- and cross-laminations; purple metapelites, and scarce conglomeratic levels.

MIDDLE CAMBRIAN - LOWER ORDOVICIAN

IGLESIENTE-SULCIS EXTERNAL ZONE**“CULM-LIKE” SYNTECTONIC DEPOSITS****PALA MANNA FORMATION (PMN)**

Alternations of metasandstones and metasilstones with parallel- and cross-laminations; locally metaconglomerates with lydite elements.

LOWER CARBONIFEROUS

POST-SARDINIAN UNCONFORMITY SEDIMENTARY SUCCESSION**MASON PORCUS FORMATION (“*Calcari ad Orthoceras*” Auct. p.p.) (MPS)**

Nodular limestones, well stratified, metasilstones and dark shales, with conodonts.

Thickness: 15 m. *LOWER DEVONIAN (LOCHKOVIAN-EMSIAN)*

FLUMINIMAGGIORE FORMATION (“*Calcari ad Orthoceras*” Auct. p.p.) (FLU)

Black limestones alternated with dark shales, with nautiloids, graptolites, bivalves, crinoids and conodonts. Thickness: 15 m.

LOWER SILURIAN - LOWER DEVONIAN (WENLOCK - LOWER LOCHKOVIAN)

GENNA MUXERRU FORMATION (“*Scisti a Graptoliti*” Auct.) (MUX)

Black carbonaceous metapelites and metasilstone shales, interbedded by lydites and black metasandstones, with graptolites. Thickness: 60 m.

LOWER SILURIAN (LLANDOVERY)

RIO SAN MARCO FORMATION (RSM)***Girisi member (RSM₄)***

From dark grey to black metaclaystones, metasilstones and subordinate medium-fine massive metasandstones, with interbedded rare levels with parallel-laminations; scattered quartz grains in the metasilstones. Thickness: from 40 up to 100 m.

UPPER ORDOVICIAN (UPPER ASHGILL)

Serra Corroga member (RSM₃)

Rhythmical repetition of gray-green metasilstones and fine metasandstones. Thickness: 0-12 m.

UPPER ORDOVICIAN (UPPER ASHGILL)

Cuccuruneddu member (RSM₂)

Torbiditic rhythmical alternations of centimetric to decimetric layers made up by gray to light brown micaceous metasandstones and metasilstones, with parallel- and cross-laminations, and intercalated green metaclaystones. Thickness: up to 80 m.

UPPER ORDOVICIAN (UPPER ASHGILL)

Punta Arenas member (RSM₁)

Decimetric layers of metabreccias and green metaconglomerates, with heterometric unsorted elements of basic volcanic rocks, alternating with dark gray fine metasandstones and metasilstones in parallel- and cross-laminations. Thickness: up to 35 m.

UPPER ORDOVICIAN (UPPER ASHGILL)

DOMUSNOVAS FORMATION (DMV)***Punta S'Argiola member (DMV₂)***

Red-purple metasiltstones and metaclaystones, often carbonatic, badly layered, with fossiliferous levels (brachiopods, bryozoans, crinoids); the upper part bears centimetric levels and nodules of iron and manganese. Thickness: about 50-60 m.

UPPER ORDOVICIAN (LOWER ASHGILL)

Maciurru member (DMV₁)

Alternating decimetric layers of white, medium to coarse metasandstones, made up by quartz grains and rare feldspars, and micro-conglomerates with quartz unsorted subrounded elements. Thickness: 0 - 40 m.

UPPER ORDOVICIAN (LOWER ASHGILL)

PORTIXEDDU FORMATION (PTX)

Dark green and gray shales and metasiltstones, sometimes reddish, with rare millimetric parallel-laminations and white phosphatic nodules; the formation is richly fossiliferous (brachiopods, bryozoa, crinoids, trilobites). Thickness: up to 80 m.

UPPER ORDOVICIAN (CARADOC-LOWER ASHGILL)

MONTE ORRI FORMATION (MRI)

Alternating of metasiltstones and medium to fine-grained green metasandstones with quartzitic feldspathic composition; parallel- and cross-laminations are marked by several concentration layers of heavy minerals and by bioturbations; metric layers of coarse metasandstones with subrounded sorted quartz grains bright colored with parallel- and cross-laminations and hummocky cross-stratification are present. Thickness: about 150 m.

UPPER ORDOVICIAN (CARADOC)

MONTE ARGENTU FORMATION ("Puddinga" Auct. p.p.) (AGU)***Medau Murtas member (AGU₃)***

Metasandstones, red and green metasiltstones with parallel lamination, and subordinate metaconglomerates and quartzitic breccias.

?MIDDLE-UPPER ORDOVICIAN

Punta Sa Broccia member (AGU₁)

Eterometric polygenetic metaconglomerates and metabreccias, with clasts derived from the underlying formations (Genna Pira) alternating with red-purple phyllites. Thickness: about 130 m.

?MIDDLE-UPPER ORDOVICIAN

PRE-SARDINIAN UNCONFORMITY SEDIMENTARY SUCCESSION**CABITZA FORMATION ("Scisti di Cabitza" Auct.) (CAB)**

Rhythmic alternation between centimetric thick laminations of metasiltstones and shales, red-violet to green, of tidal environment, graded laminated metasiltstones, green to gray, and layers of gray quartzitic feldspathic metasandstones with plane parallel and cross-lamination and hummocky cross stratification. Thickness: about 150 m.

MIDDLE CAMBRIAN - LOWER ORDOVICIAN (MAYAIAN-TREMADOC)

CAMPO PISANO FORMATION

(“*Calcescisti*” Auct., “*Metallifero*” Auct. p.p., “*Calcare nodulare*” Auct.) (CPI)

Limestones, pink and gray, nodular, often marly, with thin alternations of limestones and slates, weakly recrystallized, reach in fragments of trilobites. Thickness: about 21 m.

LOWER-MIDDLE CAMBRIAN (LENIAN-AMGAIAN)

GONNESA FORMATION (“*Metallifero*” Auct.) (GNN)

Calcare ceroide member (GNN₂)

Massive gray limestones, often dolomitized (“*Dolomia Grigia*” Auct.). Thickness: 150 m.

EARLY CAMBRIAN (LATE ATDABANIAN - LENIAN)

Dolomia rigata member (GNN₁)

Dolostones with stromatolitic laminations, and dark limestones with intraformational breccias.

Thickness: 50 m

EARLY CAMBRIAN (LATE ATDABANIAN - LENIAN)

NEBIDA FORMATION (“*Arenarie*” Auct.) (NEB)

Punta Manna member (NEB₂)

Alternations of quartzitic metasandstones, metasilstones, with parallel- and cross-laminations. In the upper part limestones, sometimes rich in archaeocyathans, and dolostones with bioturbations, sometimes silicified. Thickness: about 65 m (NEB₂). At the base discontinuous oolitic limestones (NEB_{2a}).

EARLY CAMBRIAN (ATDABANIAN)

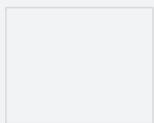
Matoppa member (NEB₁)

Metasandstones and metasilstones, with parallel-laminations, alternating with decimetric-thick layers of pink quartzitic sandstones with some carbonatic levels. Thickness: about 155 m.

EARLY CAMBRIAN (ATDABANIAN)



PROGETTO
CARG

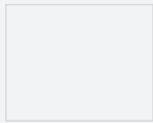


556 "ASSEMINEI"

PROGETTO
CARGO



PROGETTO
CARG



556 "ASSEMINEI"