



# A P A T

*Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici*



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

*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 557

### CAGLIARI

A cura di:

**Barca S.<sup>(1)</sup>, Melis E.<sup>(2)</sup>, Annino E.<sup>(3)</sup>, Cincotti F.<sup>(3)</sup>**

Area Marina: **Ulzega A.<sup>(1)</sup>, Orrù P.<sup>(1)</sup>, Pintus C.<sup>(3)</sup>**

Hanno collaborato:

*Petrografia e geochemica del basamento metamorfico e dei granitoidi:* **Chezzo C.<sup>(4)</sup>;**

*Tettonica e analisi strutturale:* **Pertusati P.C.<sup>(5)</sup>, Sarrìa E.A.<sup>(2)</sup>;**

*Petrografia delle vulcaniti terziarie:* **Rosi M.<sup>(5)</sup>;**

*Biostratigrafia del Paleozoico:* **Pittau P.<sup>(1)</sup>, Serpagli E.<sup>(6)</sup>, Corradini C.<sup>(1)</sup>;**

*Biostratigrafia del Terziario:* **Cherchi A.<sup>(1)</sup>, Cosentino D.<sup>(7)</sup>, Cipollari P.<sup>(7)</sup>, Spano C.<sup>(1)</sup>;**

*Stratigrafia del Terziario:* **Cherchi A.<sup>(1)</sup>, Pecorini G.<sup>(1)</sup>, Spano C.<sup>(1)</sup>;**

*Biostratigrafia del Quaternario:* **Spano C.<sup>(1)</sup>;**

*Stratigrafia del Quaternario continentale e geomorfologia:* **Coltorti M.<sup>(4)</sup>;**

*Geologia ambientale:* **Di Gregorio F.<sup>(1)</sup>;** *Idrogeologia:* **Pala A.<sup>(1)</sup>;** *Geopedologia:* **Vacca S.<sup>(1)</sup>;**

*Geocronologia del Terziario sedimentario:* **Castorina F.<sup>(8)</sup>;**

*Geocronologia del Terziario vulcanico:* **Kapusta Y.<sup>(9)</sup>;**

*Geocronologia del Quaternario marino:* **Quiniff Y.<sup>(10)</sup>, Hatfield R.E.<sup>(11)</sup>;**

*Geologia dell'Area Urbana:* **Pischedda R.<sup>(3)</sup>, Trogu A.<sup>(12)</sup>, Congiu L.<sup>(12)</sup>.**

(1) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari. (2) - Progemisa S.p.A., Cagliari. (3) - Regione Autonoma della Sardegna - Progemisa S.p.A.. (4) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena. (5) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa. (6) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena. (7) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma Tre. (8) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università La Sapienza di Roma. (9) - ACTIVATION LABORATORIES LTD, Ancaster, Ontario, Canada. (10) - Faculté Polytechnique de Mons. Service GEFA, Mons-Belgique. (11) - BETA ANALYTIC INC. Radiocarbon dating Services, Miami, U.S.A. (12) - Gruppo Speleo-Archeologico "Giovanni Spano", Cagliari.

Ente realizzatore



**Regione Autonoma della Sardegna**

**Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico d'Italia:**  
**SERVA L.**

**Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia:** **GALLUZZO F.**

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

**Comitato Geologico Nazionale** (D.C.P.M. 23-3-1999 e 9-12-1999)

**Accardi N.** (presidente), **Arnone G.**, **Boscherini A.**, **Cocco S.**, **Coccolo V.**,  
**Crescenti U.**, **Del Sordo L.**, **Grasso M.**, **Manetti P.**, **Mariotti G.**, **Pasquarè G.**,  
**Pignone R.**, **Polino R.**, **Praturlon A.**, **Santantonio M.**, **Trincardi F..**

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

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

*Revisione scientifica:*

**Graciotti R.**, **Pampaloni M.L.**, **Pantaloni M.**, (parte a terra)  
**D'Angelo S.**, **Ventura G.** (parte a mare)

*Coordinamento cartografico:*

**Tacchia D.** (coordinatore), **Pilato F.** (parte a terra), **Falcetti S.** (parte a mare)

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**Battaglini L.**, **Delogu D.**, **Giovagnoli M.C.**, **Ventura R.**, **Visicchio F.**

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

**Pilato F.**, **Tacchia D.**, **Cosci M.**

PER LA REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA

*Allestimento editoriale e cartografico:*

**Sarria E.A.** (coordinatore), **Lai A.**, **Pilloni O.**, **Cogoni B.**, **Medde A.**,  
**Piras V.** - (Progemisa S.p.A., Cagliari)

*Allestimento informatizzazione dei dati geologici:*

**Corda G.** (coordinatore), **Russo C.**, **Lai A.** - (Progemisa S.p.A., Cagliari)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla banca Dati  
a cura di **Progemisa S.p.A.** (Cagliari) e **System Cart** (Roma)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

**Lettieri M.T.** (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)

**Sarria E.A.** (Regione Autonoma della Sardegna, Progemisa S.p.A.)

## INDICE

<b>I</b>	- <b>INTRODUZIONE</b> .....	Pag. 7
1.	- CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI .....	8
<b>II</b>	- <b>STUDI PRECEDENTI</b> .....	9
<b>III</b>	- <b>INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b> .....	17
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO .....	17
2.	- COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO .....	24
3.	- SUCCESSIONI MESOZOICHE E CENOZOICHE .....	26
<b>IV</b>	- <b>STRATIGRAFIA</b> .....	29
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO .....	29
1.1.	- ATTRIBUZIONI BIOSTRATIGRAFICHE .....	29
1.2.	- UNITÀ TETTONICA DEL SARRABUS .....	31
1.2.1.	- <i>Arenarie di San Vito (SVI)</i> .....	31
1.2.2.	- <i>Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)</i> .....	33
1.2.3.	- <i>Porfidi Grigi del Sarrabus (PGS)</i> .....	34
1.2.4.	- <i>Formazione di Punta Serpeddi (PSR)</i> .....	37
1.2.5.	- <i>Formazione di Tuviois (TUV)</i> .....	41
1.2.6.	- <i>Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)</i> .....	43
1.2.7.	- <i>Formazione di Pala Manna (PMN)</i> .....	45
2.	- COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO .....	52
2.1.	- GRANITOIDI E PLUTONITI BASICHE.....	53
2.1.1.	- <i>Unità intrusiva di Geremeas (GEA)</i> .....	53
2.1.1.1.	- Masse gabbriche s.l.. Facies Serra Paulis ( <b>GEA<sub>a</sub></b> ) Episieniti. Facies Brunçu de su Procu ( <b>GEA<sub>b</sub></b> ).....	53
2.1.1.2.	- Granodioriti biotitico-anfiboliche. Facies Is Mortorius ( <b>GEA<sub>c</sub></b> ).....	55
2.1.2.	- <i>Unità Intrusiva di S. Gregorio (GGO)</i> .....	58
2.1.2.1.	- Monzograniti biotitici. Facies Baccu Scardu ( <b>GGO<sub>a</sub></b> ) ..	58
2.1.2.2.	- Leuco-sienograniti biotitici. Facies S. Gregorio ( <b>GGO<sub>b</sub></b> ) .....	61
2.1.2.3.	- Micro-sienograniti. Facies Cuccuru Nuraxi Baiocca ( <b>GGO<sub>c</sub></b> ).....	63
2.2.	- CORTEO FILONIANO.....	64
2.2.1.	- <i>Filoni intermedio-basici (fi)</i> .....	65
2.2.2.	- <i>Filoni acidi: aplo-pegmatiti (fa)</i> .....	66
2.2.3.	- <i>Filoni ed ammassi acidi: porfidi riolitici e dacitici (fp)</i> .....	66

2.2.4.	- <i>Filoni idrotermali di quarzo (fq)</i> .....	Pag. 69
3.	- SUCCESSIONI VULCANO-SEDIMENTARIE TERZIARIE .....	» 69
3.1.	- FORMAZIONE DEL CIXERRI ( <b>CIX</b> ) .....	» 69
3.2.	- SUCCESSIONE VULCANICA DI MONASTIR .....	» 71
3.2.1.	- <i>Andesiti di Monte Oladri (OLD)</i> .....	» 71
3.2.2.	- <i>Vulcanoclastiti di Su Pardu (SPU)</i> .....	» 72
3.2.3.	- <i>Andesiti di Monte Zara (ZAR)</i> .....	» 73
3.3.	- FORMAZIONE DI USSANA ( <b>USS</b> ) .....	» 75
3.4.	- FORMAZIONE DI NURALLAO ( <b>NLL</b> ) .....	» 80
3.5.	- MARNE DI GESTURI ( <b>GST</b> ) .....	» 84
3.6.	- ARGILLE DI FANGARIO ( <b>AFA</b> ) .....	» 91
3.7.	- ARENARIE DI PIRRI ( <b>ADP</b> ) .....	» 93
3.8.	- CALCARI DI CAGLIARI ( <b>CGI</b> ) .....	» 98
3.9.	- FORMAZIONE DI SAMASSI ( <b>SAM</b> ) .....	» 105
4.	- DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA CONTINENTALE .....	» 106
4.1.	- DEPOSITI PLEISTOCENICI .....	» 107
4.1.1.	- <i>Sintema di Portovesme (PVM)</i> .....	» 107
4.1.1.1.	- <i>Subsintema di Calamosca (PVM<sub>1</sub>)</i> .....	» 108
4.1.1.2.	- <i>Subsintema di Portoscuso (PVM<sub>2a</sub>)</i> .....	» 114
4.2.	- DEPOSITI OLOCENICI .....	» 116
4.2.1.	- <i>Depositi di spiaggia e dei cordoni litorali antichi (g)</i> .....	» 117
4.2.2.	- <i>Depositi alluvionali e terrazzati (b<sub>n</sub>)</i> .....	» 121
4.2.3.	- <i>Depositi di versante (a)</i> .....	» 123
4.2.4.	- <i>Coltri eluvio-colluviali (b<sub>2</sub>)</i> .....	» 123
4.2.5.	- <i>Depositi di spiaggia attuali (g<sub>2</sub>)</i> .....	» 123
4.2.6.	- <i>Depositi palustri (e<sub>5</sub>)</i> .....	» 124
4.2.7.	- <i>Depositi alluvionali (b)</i> .....	» 124
4.2.8.	- <i>Depositi antropici (h)</i> .....	» 125
5.	- DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA .....	» 126
5.1.	- DEPOSITI DI PIATTAFORMA .....	» 126
5.1.1.	- <i>Sabbie bioclastiche (sb)</i> .....	» 126
5.2.	- DEPOSITI LITORALI .....	» 127
5.2.1.	- <i>Ghiaie poligeniche (gp)</i> .....	» 127
5.2.2.	- <i>Arenarie e conglomerati di beach-rock (br)</i> .....	» 127
5.2.3.	- <i>Sabbie silicoclastiche (sp)</i> .....	» 131
5.2.4.	- <i>Prateria a fanerogame (g<sub>4</sub>)</i> .....	» 132
5.3.	- DEPOSITI DELTIZI .....	» 133
5.3.1.	- <i>Ghiaie eterometriche limo-sabbiose poco cementate (gs<sub>1</sub>)</i> .....	» 133
5.3.2.	- <i>Ghiaie sabbiose (gs)</i> .....	» 134
5.3.3.	- <i>Sabbie deltizie (sd)</i> .....	» 134

5.4.	- DEPOSITI LAGUNARI .....	Pag. 134
5.4.1.	- <i>Limi sabbiosi (ls)</i> .....	» 134
5.4.2.	- <i>Sabbie e ghiaie organogene in matrice limosa (sl)</i> .....	» 136
<b>V</b>	<b>- TETTONICA</b> .....	» 137
1.	- TETTONICA CALEDONIANA .....	» 137
2.	- TETTONICA ERCINICA .....	» 138
2.1.	- CARATTERI STRUTTURALI GENERALI .....	» 138
2.2.	- FASE SIN-COLLISIONALE .....	» 138
2.3.	- TETTONICA POST-COLLISIONALE .....	» 139
2.4.	- ANALISI STRUTTURALE .....	» 141
3.	- TETTONICA CENOZOICA .....	» 145
<b>VI</b>	<b>- GEOLOGIA MARINA</b> .....	» 149
1.	- INQUADRAMENTO DEL MARGINE CONTINENTALE.....	» 149
2.	- PIATTAFORMA CONTINENTALE.....	» 150
3.	- METODI DI ACQUISIZIONE DATI PER LE AREE MARINE ..	» 156
<b>VII</b>	<b>- CENNI GEOMORFOLOGICI</b> .....	» 159
1.	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA .....	» 159
<b>VIII</b>	<b>- GEOLOGIA APPLICATA</b> .....	» 161
1.	- CAVE .....	» 161
2.	- MINIERE .....	» 163
2.1.	- LA MINIERA DI TUVIOIS .....	» 163
2.1.1.	- <i>Inquadramento generale, cenni storici</i> .....	» 163
2.1.2.	- <i>Minerogenesi e mineralizzazioni</i> .....	» 164
2.1.	- LA MINIERA DI TERRA MALA - MONTE ARRUBIU .....	» 165
2.2.1.	- <i>Inquadramento generale, cenni storici</i> .....	» 165
2.2.2.	- <i>Minerogenesi e mineralizzazioni</i> .....	» 165
3.	- IDROGEOLOGIA .....	» 166
3.1.	- IDROGRAFIA .....	» 166
3.2.	- PIEZOMETRIA DELLE FALDE.....	» 168
3.3.	- CARATTERI IDRODINAMICI.....	» 170
4.	- GEOLOGIA AMBIENTALE .....	» 170
4.1.	- DISSESTI.....	» 170
4.1.1.	- <i>Pericolosità da instabilità dei versanti o qualità scadenti del terreno</i> .....	» 170
4.1.2.	- <i>Pericolosità da inondazione</i> .....	» 173
5.	- GEOPEDOLOGIA .....	» 175
5.1.	- GENERALITÀ .....	» 175
5.2.	- DESCRIZIONE DEI CARATTERI PEDOLOGICI .....	» 176

5.2.1.	- Suoli dei paesaggi delle successioni metamorfiche paleozoiche	Pag. 176
5.2.2.	- Suoli dei paesaggi del complesso intrusivo tardo-paleozoico	.....» 177
5.2.3.	- Suoli dei paesaggi dei depositi sedimentari dell' Eocene-Oligocene	.....» 177
5.2.4.	- Suoli del paesaggio delle vulcaniti dell' Oligocene-Miocene	.....» 178
5.2.5.	- Suoli dei paesaggi dei depositi sedimentari del Miocene	.....» 178
5.2.6.	- Suoli dei paesaggi dei depositi del Pleistocene-Olocene	.....» 179

<b>IX</b>	<b>- GEOLOGIA DELL'AREA URBANA</b>	.....» 181
1.	- PREMESSA	.....» 181
1.1.	- METODOLOGIA DI LAVORO E FONTI DI ACQUISIZIONE DATI	.....» 182
1.2.	- CARATTERISTICHE GENERALI DELL' AREA URBANA DI CAGLIARI	.....» 183
2.	- ASSETTO GEOMORFOLOGICO DI SUPERFICIE	.....» 184
3.	- ASSETTO GEOMORFOLOGICO SOTTERRANEO	.....» 187
3.1.	- SISTEMA CARSICO URBANO	.....» 187
3.1.1.	- Le cavità artificiali	.....» 187
3.1.2.	- Interferenza e correlazioni tra l'assetto urbano di superficie e il substrato	.....» 189
4.	- ASSETTO CLIMATICO, IDROLOGICO E IDROGRAFICO	.....» 191
4.1.	- CLIMATOLOGIA	.....» 191
4.1.1.	- Piovosità	.....» 192
4.1.2.	- Ventosità	.....» 192
4.1.3.	- Temperatura	.....» 193
4.2.	- IDROGRAFIA SUPERFICIALE	.....» 193
5.	- ASSETTO IDROGEOLOGICO	.....» 196
5.1.	- GENERALITÀ	.....» 196
5.2.	- TIPOLOGIA DEGLI ACQUIFERI	.....» 197
5.2.1.	- Sistemi freatici	.....» 197
5.2.2.	- Sistemi confinati	.....» 197
5.3.	- CARATTERISTICHE GENERALI DEI POZZI	.....» 198
5.4.	- CARATTERISTICHE IDRODINAMICHE DEGLI ACQUIFERI: TRASMISSIVITÀ'	.....» 198
5.5.	- POZZI STORICI	.....» 199
5.6.	- CENTRI DI PERICOLO PER L'INQUINAMENTO DELLE FALDE	.....» 200
6.	- GEOLOGIA TECNICA DELL'URBANO	.....» 200
6.1.	- ASSETTO GEOTECNICO GENERALE	.....» 200
6.2.	- CARTA GEOLOGICA E UBICAZIONE DEI SONDAGGI DELL' AREA URBANA DI CAGLIARI	.....» 206

<b>BIBLIOGRAFIA</b>	.....» 207
<b>EXTENDED ABSTRACT</b>	.....» 225
<b>LEGEND GEOLOGICAL MAP</b>	.....» 235

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio 557 Cagliari della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 305/89), tramite Convenzione tra Servizio Geologico d'Italia (ora confluito nell'APAT) e Regione Autonoma della Sardegna.

Il foglio è ubicato nella Sardegna meridionale, ricade interamente nella provincia di Cagliari. I rilevamenti di campagna sono stati svolti dall'Aprile 1998 al Novembre 2000. Le analisi, le elaborazioni ed infine le sintesi dei dati sono state completate nel Giugno 2001.

Per il rilevamento sono state utilizzate le basi topografiche in scala 1:25.000 dell'I.G.M.; solo su alcune aree del foglio sono state utilizzate le sezioni in scala 1:10.000 della Carta Tecnica Regionale della Sardegna.

Il coordinamento scientifico del Foglio è stato espletato dal Prof. S. Barca (per la parte a terra) e dal Prof. A. Ulzega (per la parte a mare), docenti dell'Università di Cagliari, mentre la direzione di rilevamento è stata svolta dalla Dott.ssa E. Melis per la parte a terra (Progemisa S.p.A.) e dal Prof. P. Orrù per la parte a mare (Università di Cagliari).

Il gruppo di lavoro è completato dai geologi rilevatori Dott. E. Annino, Dott. F. Cincotti, Dott. A. Eltrudis, Dott. R. Pischredda per la parte a terra (Regione Autonoma della Sardegna - Progemisa S.p.A.) e dal Dott. C. Pintus per la parte a mare (Università di Cagliari).

Infine hanno partecipato anche collaboratori specialisti e analisti provenienti da sedi universitarie di Cagliari, Pisa, Roma, Siena, Modena, Mons-Belgique, Miami-Usa, Ancaster-Ontario-Canada.

## 1. - CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI

Il paesaggio del Foglio Cagliari è caratterizzato da due aree morfologicamente distinte. La parte NE, ove affiorano le rocce del basamento metamorfico paleozoico, è montuosa con la quota massima raggiunta a P.ta Serpeddi (1067 m). Nel resto del foglio si passa a quote più basse (in media da 600 a 200 m slm), con morfologie inizialmente collinari, passanti alle estese superfici sub-orizzontali degradanti verso il settore centro-meridionale, fino a quelle da semipianeggianti a pianeggianti dei settori meridionale e centro-occidentale e della Pianura del Campidano e, infine, alle aree palustri e costiere presso le città di Cagliari e di Quartu S. Elena.

Le aree montane e collinari hanno un reticolo idrografico variamente inciso e sviluppato in direzioni comprese tra N-S, NE-SW fino ad E-W; si differenziano i settori centrali e sud-orientali del foglio, dove prevalgono le direzioni preferenziali N-S e NW-SE.

La rete viaria risulta ben sviluppata nelle aree urbanizzate o in zone di espansione urbana e di penetrazione agraria. Dalle strade principali si dipartono numerose strade di penetrazione secondaria, spesso a fondo naturale, alcune delle quali permettono il collegamento con le zone montuose dell'interno.

Questo territorio è soggetto ad un clima di tipo mediterraneo, con estati aride e periodi di massima piovosità concentrati in autunno ed in primavera, non di rado in periodo estivo specie nelle zone montuose dell'interno.

La vegetazione presenta una discreta variabilità. Le zone altimetricamente elevate sono spesso molto vegetate, con specie arboree boschive d'alto fusto, particolarmente nei settori nord-orientali, dove si sono conservate foreste a leccio, quercia e macchia arbustiva mediterranea (foreste Musui e Tuviois). Le zone a quote inferiori sono a macchia mediterranea, talora degradata per impoverimento progressivo in seguito a processi antropici, quali decespugliamento, incendi e pascolo intenso.

E' infine da rilevare che i rilievi paleozoici del settore NE del Foglio Cagliari ricadono in parte entro, o ne sono adiacenti, il territorio del Parco naturale dei Sette Fratelli-Monte Genis (sup.=58.456 Ha), istituito dalla Regione Autonoma della Sardegna con L.R. 7 giugno 1989 n°31, per il suo rilevante interesse paesaggistico che, alle notevoli emergenze geomorfologiche (guglie, picchi e torrioni granitici, gole e *canyons*, etc.) unisce quelle ugualmente considerevoli vegetazionali (estesa e magnifica macchia-foresta mediterranea) e faunistiche (soprattutto per la ricca popolazione di cervo sardo).



## II - STUDI PRECEDENTI

Le prime conoscenze geologiche sulla Sardegna meridionale risalgono alla seconda metà del secolo scorso, a partire dal poliedrico lavoro di LA MARMORA (1857), seguito poi da numerosi studi di carattere sia stratigrafico (LOVISATO, 1894; TESTA, 1914, 1920; GORTANI, 1923c; CAVINATO, 1933), sia geominerario, con particolare riferimento alle mineralizzazioni del “filone argentero del Sarrabus” (TRAVERSO, 1890; DE CASTRO 1890; TEICHMÜLLER, 1931; VALERA, 1966; 1974).

Una prima sintesi geologica a carattere regionale viene pubblicata nel Foglio 1:100.000 n° 234 “Cagliari” (REGIO UFFICIO GEOLOGICO, 1943), dove il basamento paleozoico a nord di Sinnai è attribuito genericamente all’Ordoviciano, con sovrimpronta di metamorfismo indotto dai corpi intrusivi granitici (indistinti) iniettati da imponenti filoni. La successione miocenica è ripartita in tre facies: una argilloso-marnosa, una calcarea organogena costituente la sommità delle colline di Cagliari, ed una marnoso-sabbiosa e conglomeratica. Viene attribuita genericamente al Pliocene una formazione di conglomerati sabbiosi sottostanti le alluvioni terrazzate “antiche”. Nel Quaternario sono distinti depositi diluviali (comprendenti la facies marina di “panchina” tirreniana e le terre rosse e breccie ossifere würmiane) e alluviali (comprendenti le attuali sabbie e dune costiere).

CALVINO (1956; 1959; 1960; 1963; 1972) traccia le prime linee fondamentali sull’assetto geologico del basamento paleozoico della Sardegna sud-orientale e del Sarrabus in particolare. Egli riconosce una fase tettonica (“fase sarrabese”) che correla alla “fase sarda” caledoniana dell’Iglesiente, distingue la Formazione

delle Arenarie di S. Vito (che riferisce al Cambriano e/o Ordoviciano inferiore) dalla sovrastante e discordante successione paleozoica, precisa l'età caledoniana del magmatismo acido ("Porfidi bianchi" e "Porfidi grigi"), prima ritenuto ercinico, definendone il carattere prevalentemente effusivo e subaereo.

Una svolta nella definizione dell'assetto stratigrafico e strutturale del basamento della Sardegna meridionale si ha tra gli anni '70 e '80, con lo sviluppo degli studi sulla catena ercinica europea e sul segmento sardo in particolare.

BOSELLINI & OGNIBEN (1968) per primi riconoscono una struttura a falde di ricoprimento in Sardegna centrale (Barbagia). VAI & COCOZZA (1974) interpretano le potenti successioni del "Postgotlandiano" *Auct.* come depositi sinorogenici ercinici, e prospettano per questi un'età carbonifera. CARMIGNANI & PERTUSATI (1977) e NAUD & TEMPIER (1977) documentano nella Sardegna centro-orientale una tettonica polifasica ercinica associata a importanti raccorciamenti, con pieghe coricate chilometriche e raddoppi tettonici di importanza regionale. I lavori successivi di CARMIGNANI *et alii* (1978, 1982), NAUD (1979a; 1981), DESSAU *et alii* (1982), dimostrano che tutta la Sardegna centro-orientale è costituita da una pila di falde di ricoprimento, con senso di trasporto verso SW e W, mentre BARCA *et alii* (1982a) estendono all'Arburese-Iglesiente orientale il fronte delle falde più esterne. ARTHAUD & SAUNIAC (1981) offrono un quadro sintetico dell'evoluzione tettono-metamorfica di tutta la catena ercinica della Sardegna.

Negli stessi anni interessanti contributi integrano le conoscenze sulla stratigrafia paleozoica della Sardegna meridionale. Così BARCA & DI GREGORIO (1979) forniscono una prima definizione della successione delle formazioni cambro-devoniane del Sarrabus e ritengono che la fase tettonica pre-caradociana ("fase sarrabese") sia responsabile di blandi piegamenti, con emersione ed erosione delle "Arenarie di San Vito" ed associata attività vulcanica subaerea. NAUD (1979b) individua, nell'Ordoviciano superiore della Sardegna sud-orientale (Rio Canoni), una formazione-guida fossilifera a brachiopodi, briozoi, trilobiti, etc., importante per la ricostruzione stratigrafica e strutturale del basamento paleozoico dell'area.

BARCA *et alii* (1982b) segnalano per la prima volta la presenza di acritarchi cambriani nelle "Arenarie di San Vito" ed evidenziano le implicazioni geologiche che ne derivano, confermando su base paleontologica le intuizioni di CALVINO (1960). BARCA & MAXIA (1982) puntualizzano l'assetto stratigrafico e tettonico del Sarrabus occidentale, concludendo che la successione paleozoica del Sarrabus può essere riferita a due principali cicli sedimentari marini separati da una fase di continentalità durante l'Ordoviciano inferiore-medio. SPALLETTA & VAI (1982) descrivono il contatto tra la successione carbonatica pelagica del Devoniano ed i depositi del flysch ercinico presso Villasalto (Gerrei). MAXIA (1984) segnala la presenza di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale. BARCA & SPALLETTA (1985) puntualizzano il significato degli affiora-

menti flyscioidi del Carbonifero inferiore-medio presso Villasalto. BARCA (1991) segnala la presenza di grandi olistoliti di varia litologia ed età entro i depositi sinorogenici ercinici del Sarrabus. BARCA & OLIVIERI (1991) precisano mediante i conodonti l'età degli olistoliti carbonatici inclusi nel flysch ercinico del Sarrabus.

Successivamente CARMIGNANI *et alii* (1992) propongono un completo modello geodinamico dell'evoluzione del basamento ercinico della Sardegna che prevede una fase di subduzione di crosta oceanica dall'Ordoviciano inferiore, con sviluppo di vulcanismo di tipo orogenico nell'Ordoviciano medio e successiva collisione continente-continente (Carbonifero inferiore), con sovrascorrimento dello zoccolo armoricano e impilamento di elementi del margine del continente di Gondwana; segue, infine, il collasso gravitativo del cuneo orogenico ercinico.

LOI *et alii* (1992a,b,c) riconoscono depositi di tempesta nei livelli a *placers* e ritmici dell'Ordoviciano superiore della Sardegna sud-orientale.

CONTI & PATTA (1998) segnalano la presenza di piegamenti ercinici a larga scala ovest-vergenti nel Sarrabus orientale. Inoltre, CONTI *et alii* (1999), nella Sardegna sud-orientale evidenziano un generale sollevamento durante le fasi finali dell'orogenesi ercinica, con sviluppo di faglie normali a basso angolo e di pieghe a piano assiale suborizzontale.

Gli studi paleontologici hanno contribuito notevolmente alle attribuzioni stratigrafiche nel Paleozoico della Sardegna meridionale.

I primi riferimenti sui fossili paleozoici si devono a MENEGHINI (in LA MARMORA, 1857), la cui raccolta, in particolare sui fossili siluriani, venne successivamente documentata da GNOLI & SERPAGLI (1977).

LOVISATO (1894) descrive per primo i fossili (in particolare Clymenie) del Devoniano del Gerrei; TARICCO (1915) segnala diverse località fossilifere nel Sarrabus; GORTANI (1923a) fornisce la prima monografia sui graptoliti di Goni. In seguito anche ALBERTI (1963) descrive le faune presenti nelle formazioni devoniane della Sardegna meridionale. POMESANO CHERCHI (1963) riconosce i primi conodonti nel Gerrei, poi ulteriormente studiati da OLIVIERI (1970).

DEBRENNE & NAUD (1981) ipotizzano un'età precambriana per le "Arenarie di San Vito" affioranti nell'area di Punta Serpeddi in base ad impronte di meduse e piste. Nella stessa zona ed in altre località del Sarrabus-Gerrei BARCA *et alii* (1982b, 1984, 1988) segnalano l'importanza dei ritrovamenti di acritarchi cambro-ordoviciani nelle Arenarie di San Vito per una ricostruzione più puntuale della successione paleozoica inferiore della Sardegna. BARCA & JÄGER (1990) descrivono le associazioni a graptoliti rinvenute in vari affioramenti del Siluriano-Devoniano inferiore del Sarrabus-Gerrei.

Una rassegna completa dei dati sulle conoscenze paleontologiche del Paleozoico sardo si deve a SERPAGLI (1982) e a SERPAGLI & GNOLI (1984). Tra i lavori più recenti si segnalano gli studi sui conodonti del Siluriano e Devoniano eseguiti da

CORRADINI & OLIVIERI (1996) e da CORRADINI (1998). Inoltre, BARCA *et alii* (2000) documentano con sicurezza (con i conodonti) il Carbonifero inferiore (Tournaisiano inferiore-medio) nei calcari di M. Taccu (S. Nicolò Gerrei), per cui si conferma l'età del Carbonifero inf. del sovrastante flysch del Gerrei, mentre il riesame della sezione di Corona Mizziu (Villasalto) esclude la presenza del Tournaisiano segnalata da OLIVIERI (1970).

Gli studi geopetrografici sul batolite sardo-corso hanno permesso di inquadrare anche il plutonismo della Sardegna meridionale nell'attività magmatica tardo-post-ercinica ad affinità calcalcalina (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982), e di riconoscere nel corteo filoniano litotipi calcoalcalini, tholeiitici e transizionali, alcalini e peralluminosi (BROTZU *et alii*, 1978; TRAVERSA, 1979a, b; ATZORI & TRAVERSA, 1986). Nel Sarrabus predominano i leucograniti biotitici (BRALIA *et alii*, 1981), con associati ammassi e dicchi di microleucograniti rossastri. Nel Sarrabus meridionale sono stati riconosciuti tipi granodioritici-monzogranitici (BROTZU & MORBIDELLI, 1974; BRALIA *et alii*, 1981), dove sono intrusi piccoli ammassi e dicchi di sieniti sodiche (BROTZU *et alii*, 1978), la cui età di  $294 \pm 9$  Ma (PIRINU *et alii*, 1996) indica la quasi contemporaneità con l'intrusione dei corpi granodioritici circostanti, datati  $301 \div 298$  Ma (NICOLETTI *et alii*, 1982). Nel complesso intrusivo di Burcei BROTZU *et alii* (1994) individuano due distinti corpi basici a composizione gabbro-tonalitica e ad affinità calcalcalina alta in potassio, con età di intrusione  $311 \pm 9$  Ma.

Le coperture sedimentarie e vulcaniche cenozoiche diffusamente affioranti nell'entroterra cagliaritano (porzione meridionale della "fossa sarda": VARDABASSO, 1962) sono state oggetto di studio da parte di diversi ricercatori.

PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) forniscono i risultati di uno studio stratigrafico sul Campidano che ha tra l'altro consentito di definire la Formazione del Cixerri e la Formazione di Ussana, confermando per la prima un'età eocenica ed ascrivendo la seconda all'intervallo Oligocene sup.-Aquitano inf..

La successione vulcanica del distretto di Monastir-Furtei, viene compresa da DERIU (1962) nel ciclo "andesitoide inferiore" ( $\alpha_1$ ) e da PECORINI (1966) attribuita all'Oligocene superiore. SAVELLI *et alii* (1979) ne confermano poi l'inquadramento nel ciclo andesitico inferiore ( $\alpha_1$ ) di DERIU (1962), indicando un'età (K/Ar) di  $22.6 \pm 0.9 \div 24.9 \pm 1$  Ma. ASSORGIA *et alii* (1993; 1994) descrivono la successione delle vulcaniti del settore di Monastir, indicando un'età compresa fra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore.

I sedimenti marini miocenici dell'entroterra cagliaritano, riccamente fossiferi, sono stati studiati a partire dalla fine del 1800 da parte di numerosi Autori (GENNARI, 1867; LOVISATO 1885; 1902; FORNASINI, 1887; PARONA, 1887; 1892; RISTORI, 1888; 1896; CAPELLINI, 1890; BASSANI, 1891; COMASCHI CARIA, 1959a; 1959b; 1959c; 1972a; 1972b), i quali riferiscono all'Elveziano gran parte della successio-

ne miocenica di Cagliari, mentre DE LORENZO (1893) e DEGLI INNOCENTI (1929) attribuiscono al Langhiano le marne e le argille di Fangario.

PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) assegnano il complesso marnoso-arenaceo dell'entroterra cagliaritano all'Aquitano-Langhiano, tra la subzona a *Globigerinoides primordius* alla base (zona a *Globigerinita dissimilis*) e la subzona a *Orbulina suturalis* al tetto. Nella parte superiore di tale complesso sono state in seguito distinte (CHERCHI, 1974) due unità litostratigrafiche: le "Marne di Gesturi" e le "Argille di Fangario", la prima attribuita ad un'età compresa tra Burdigaliano e Langhiano e la seconda tra Langhiano terminale e l'inizio del Serravalliano.

Lo studio comparato delle associazioni a pteropodi (ROBBA & SPANO, 1978), foraminiferi (BARBIERI & D'ONOFRIO, 1984; IACCARINO *et alii*, 1985), dinoflagellati (CORRADINI, 1985; CORRADINI *et alii*, 1985) e molluschi (SPANO, 1989; SPANO & MELONI, 1992) confermano l'attribuzione al Langhiano delle Argille di Fangario.

In particolare, SPANO & MELONI (1992) correlano le sequenze di Fangario, Sestu e Quartu, assegnandole ad un ambiente di sedimentazione che evolve da basso-medio batiale ad epibatiale, con una tendenza regressiva e la deposizione delle "Arenarie di Pirri", già attribuite da PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) all'Elveziano (zona a *Orbulina* s.l.) e successivamente da CHERCHI (1974) al Serravalliano (subzona a *Orbulina universa*). Anche LEONE *et alii* (1992) non escludono un'età serravalliana medio-superiore per le "Arenarie di Pirri".

Nelle sequenze sedimentarie langhiane (subzona a *Globigerinoides bisphaericus* e talora fino alla subzona a *Orbulina suturalis*) PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) riconoscono livelli piroclastici acidi riferibili a episodi terminali del vulcanesimo terziario (PECORINI, 1974). In particolare, alla base della successione di Fangario un livelletto di tufo feldspatico-cineritico ha fornito un'età K/Ar di  $15.3 \pm 0.6$  Ma, che conferma l'età langhiana definita da BANDET *et alii* (1984).

Nelle colline di Cagliari è stata definita la successione carbonatica del Miocene superiore (suddivisa nelle 3 facies "Pietra Cantone", "Tramezzario" e "Pietra Forte"), inizialmente attribuita da vari Autori all'Elveziano (LA MARMORA, 1857; MENEGHINI, 1857; LOVISATO, 1885, 1902; FORNASINI, 1887; PARONA, 1887; 1892; RISTORI, 1888; BASSANI, 1891).

In seguito GANDOLFI & PORCU (1967) prospettano un'età elveziana superiore per la suddetta successione, non escludendo un'età tortoniana per la sua parte alta; età poi confermata da PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969). Successivamente CHERCHI (1974) denomina la successione carbonatica "Calcere di Cagliari" e la suddivide in due membri; quello inferiore ("Pietra Cantone") viene riferito al Tortoniano (zona a *Globorotalia menardii*), mentre non risulterebbe precisabile su base micropaleontologica l'età del membro superiore ("Pietra Forte"). Successivamente CHERCHI *et alii* (1978b) indicano per la "Pietra Forte" un'età che può essere compresa dal Tortoniano al Messiniano inferiore.

LOVISATO (1901) descrive un particolare livello calcareo-arenaceo silicizzato, riccamente fossilifero (“banco Lamarmora”), localizzato alla base della “Pietra Cantone”; tale livello non si rinviene attualmente in affioramento a causa della intensa urbanizzazione che ha interessato la città dalla seconda metà del ‘900.

SPANO & BARCA (2002) propongono una revisione nomenclaturale delle unità formazionali *Auct.* del Miocene della Sardegna meridionale.

PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) definiscono la Formazione di Samassi come “complesso marnoso-arenaceo-conglomeratico..” che rappresenta il colmamento del bacino terziario nel Campidano, avvenuto successivamente al Pliocene inferiore. In seguito POMESANO CHERCHI (1971) riferisce il limite superiore della medesima formazione ad un’età non superiore ai 3 Ma (età delle soprastanti lave basaltiche della Giara di Gesturi, BECCALUVA *et alii*, 1985).

MARINI *et alii* (1980) evidenziano entro la Formazione di Samassi la presenza di piccoli molluschi (*Planorbis*, *Helix*), ostracodi, semi di Solanacee e rarissimi resti di vertebrati, ed ascrivono la formazione ad un intervallo cronostratigrafico compreso tra 4 e 3 Ma. Essi enfatizzano l’importanza della fase erosiva del Pliocene superiore, concomitante con la deposizione della Formazione di Samassi entro il subsidente *graben* del Campidano.

MARINI & MURRU (1982) segnalano la presenza di faune rimaneggiate del Pliocene in un affioramento al bordo sud-orientale del Campidano, presso Sinnai, che riferiscono alla Formazione di Samassi e che interpretano come testimonianza dell’intensa attività erosiva villafranchiana legata a movimenti neo-tettonici attivi anche in aree esterne al *graben* campidanese. MURRU (1983) segnala la presenza del Pliocene inferiore nel sottosuolo di Quartu S.Elena (Cagliari).

Per quanto riguarda i depositi del Quaternario, esistono numerosi studi di carattere stratigrafico, sedimentologico e paleontologico, che hanno permesso di ricostruire l’evoluzione geologica recente della Sardegna meridionale, soprattutto in relazione alle variazioni eustatiche del livello marino.

LA MARMORA (1857) osserva per la prima volta sulle coste sarde numerosi depositi che definisce “grès” quaternari, ed in particolare presso Calamosca (Cagliari) distingue un “grès” conchigliare marino.

MENEGHINI (in: LA MARMORA, 1857) riconosce diverse faune caratteristiche di anthozoi (*Cladocora coespitosa*), bivalvi (*Cardium edule*, *C. rusticum*, *C. tuberculatum*, *Lima squamosa*, *Ostrea plicatula*, *O. praegrandis*, *Spondylus gaederopus*) e gasteropodi (*Conus mediterraneus*, *C. testudinarius*, *Natica millepunctata*).

STUDIATI (in: LA MARMORA, 1857) descrive i resti fossili contenuti nelle brecce ossifere di Bonaria (Cagliari).

ISSEL (1914), studiando la fauna quaternaria di Calamosca, riconosce lo strato a *Strombus* ed istituisce il “piano Tirreniano” compreso tra l’Olocene ed il Siciliano. In seguito GORTANI (1922) conferma le osservazioni di Issel.

FONTANA ZANCO (1933) riesamina alcuni depositi fossiliferi studiati da Issel, integrando le note paleontologiche con profili dettagliati, ma esclude nella zona di Cagliari la presenza di depositi marini quaternari più recenti del Tirreniano.

COMASCHI CARIA (1954) segnala nuovi lembi tirreniani fossiliferi anche nell'area urbana di Cagliari, mentre COMASCHI CARIA & PASTORE (1959) descrivono le forme più caratteristiche della fauna tirreniana (*Arca noae* linné, *Strombus bubonius* lamarck, *Conus testudinarius* Martini, *Patella ferruginea* gmelin) dei depositi del litorale di Quartu.

Anche PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) segnalano depositi tirreniani fossiliferi nel retroterra del Poetto (Cagliari) fra la spiaggia e lo Stagno di Molentargius, ed un Tirreniano in facies lagunare molto ben sviluppato lungo le sponde dello Stagno di Cagliari, presso Elmas, costituito da accumuli conchigliari a *Cardium edule*, *Tapes dianae*, *Ostrea edulis*, *Cerithium vulgatum*, *Mytilus galloprovincialis* ed altri molluschi di ambiente salmastro. Gli stessi Autori osservano inoltre che questi sedimenti tirreniani si trovano a quote notevolmente più basse delle alluvioni terrazzate ferrettizzate dell'entroterra, appoggiandosi ai loro piedi, e che pertanto tali alluvioni quaternarie avrebbero un'età pre-tirreniana.

Inoltre, entro lo Stagno di Cagliari segnalano argille a *Posidonia oceanica*, *Zostera* sp., *Ostrea edulis*, *Cardium edule*, cerizi ed altri molluschi, riferibili al Fiandriano-Versiliano, e giacenti su alluvioni argilloso-ciottolose.

SEGRE (1968) stabilisce il limite della trasgressione marina versiliana nel Golfo di Cagliari a +2 m sopra l'attuale livello del mare.

DI NAPOLI ALLIATA (1968) descrive sedimenti marini, carotati nella piattaforma continentale antistante il Golfo di Cagliari, contenenti *Globigerina quinqueloba*, *G. glutinata* e *G. pachiderma*, e li attribuisce al Würmiano III.

GANDIN (1970) studia una serie di sondaggi nel Golfo di Cagliari, ove riconosce l'alternarsi di episodi francamente marini costieri con episodi salmastri, ed individua i depositi relativi alla trasgressione versiliana.

PALMERINI & ZUDDAS (1972) segnalano, negli stagni ad est di Cagliari, depositi marini e lagunari di età olocenica con spessori compresi tra 18 e 50 m.

FANUCCI *et alii* (1976) propongono uno schema dell'evoluzione strutturale della piattaforma continentale della Sardegna; in particolare, nel Golfo di Cagliari riconoscono che la depressione campidanese interessa il settore interno della piattaforma con una accentuata subsidenza associata a scarsa sedimentazione, interrotta verso il largo da strutture trasversali.

MARINI (1977) propone stratigrafie complete dei depositi quaternari del settore ad ovest dei colli di Bonaria e di Sant'Elia presso Cagliari; riconosce, al di sopra del substrato miocenico, due depositi marini arenaceo-sabbiosi riccamente fossiliferi e li attribuisce rispettivamente al Tirreniano I ed al Tirreniano II, con intercalato un livello argilloso salmastro. In particolare attribuisce al Tirreniano II

un'arenaria ad abbondante cemento calcareo che associa alla facies di "panchina"; questo livello è seguito da sabbie argillose calcaree che rappresenterebbero una coeva facies palustre del Fiandriano; sovrastanti fanghi torbosi a *posidonie* e *zoo-stere* subfossili, con esigue intercalazioni sabbiose inglobanti conchiglie marine subfossili, sono attribuiti alla trasgressione versiliana.

SPANO (1980) effettua un aggiornamento tassonomico della fauna a prevalenti molluschi del Tirreniano-tipo di Is Mesas-Calamosca, illustrando e revisionando il materiale delle Collezioni del Museo di Geologia e Paleontologia "D. Lovisato" dell'Università di Cagliari, integrate da nuove raccolte di fossili.

ULZEGA *et alii* (1980) e ULZEGA & OZER (1982) sintetizzano tutti i dati e le osservazioni sul Tirreniano presente lungo le coste sarde.

PITTAU DEMELIA & LOI (1982), individuano una ricca associazione palinologica che permette di riferire all'Olocene i depositi studiati, e di individuare quattro stadi che corrispondono ad altrettante variazioni nella composizione vegetale in relazione alle oscillazioni climatiche.

WANET *et alii* (1982) e BELLUOMINI *et alii* (1985; 1986) effettuano datazioni radiometriche sui depositi marini tirreniani della Sardegna meridionale.

ULZEGA & HEARTY (1986) analizzano i depositi marini quaternari in dieci località della Sardegna meridionale e forniscono un inquadramento geomorfologico e stratigrafico aggiornato del Quaternario marino, compendiato da risultati analitici isotopici (a  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) sulle conchiglie di *Glycymeris* ed *Arca* che confermano un'età tirreniana (stage 5e) per nove dei depositi esaminati.

SPANO (1993) studia le macrofaune provenienti dai livelli a *Strombus bubonius* affioranti lungo la costa del Golfo di Cagliari, tra Cala Regina e Pula, e puntualizza l'affinità "senegalese" di queste specie, supponendo inoltre l'esistenza di due episodi marini trasgressivi eutirreniani; inoltre definisce il limite massimo dell'ingressione marina in Sardegna di 10-12 m sopra l'attuale livello del mare.

ULZEGA (1995) infine mette in risalto l'importanza dei dati geocronologici dettagliati per la correlazione dei vari depositi tirreniani nel Golfo di Cagliari.

CASULA *et alii* (2001) propongono una ricostruzione tettono-sedimentaria del *graben* cenozoico della Sardegna meridionale, basata sia su osservazioni di campagna, sia sull'interpretazione di profili sismici realizzati in un Progetto di Ricerca Agip-Progemisa sugli Idrocarburi del Campidano.

Attraverso l'analisi dei principali eventi strutturali oligo-miocenici e plio-pleistocenici legati all'evoluzione geodinamica del Mediterraneo occidentale, si pone in evidenza come una variazione in polarità delle faglie principali che bordano il rift oligo-miocenico abbia originato nel Campidano una zona centrale in rilievo (*horst-type twist zone*), separando il bacino di Oristano da quello di Cagliari.

FANTOLA (1989) e FANTOLA & LAI (1994) evidenziano il contributo della Geopedologia nella stesura del piano urbanistico del Comune di Quartu S.Elena.



### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le rocce affioranti in Sardegna possono essere raggruppate in tre grandi complessi geologici pressappoco equivalenti per estensione: il basamento metamorfico paleozoico, il complesso intrusivo tardo-paleozoico, le coperture sedimentarie e vulcaniche tardo-paleozoiche, mesozoiche e cenozoiche (fig.1).

Il Foglio 557 Cagliari è costituito prevalentemente da sedimenti e subordinate vulcaniti di età cenozoica; solo nella parte NE affiorano originarie rocce sedimentarie e vulcaniche paleozoiche deformate e debolmente metamorfosate durante l'Orogenesi ercinica; nella parte SE sono presenti granitoidi appartenenti all'esteso plutone tardo-paleozoico del Sarrabus.

#### 1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

Il basamento paleozoico sardo è considerato un tratto della Catena ercinica sud-europea (fig.2); in origine esso doveva proseguire nel Massiccio Centrale Francese, nei Mauri e nella Montagna Nera (ARTHAUD & MATTE, 1977), prima del distacco e della deriva del Blocco sardo-corso nel Miocene inferiore.

La Catena ercinica, secondo gran parte degli Autori, si sarebbe evoluta attraverso subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione a partire dal Siluriano e collisione continentale, con importante ispessimento crostale, metamorfismo e magmatismo, durante il Devoniano e il Carbonifero (MATTE, 1986a; 1986b; CARMIGNANI *et alii*, 1994b e bibliografia).

La geometria collisionale della Catena è ancora ben riconoscibile nel seg-

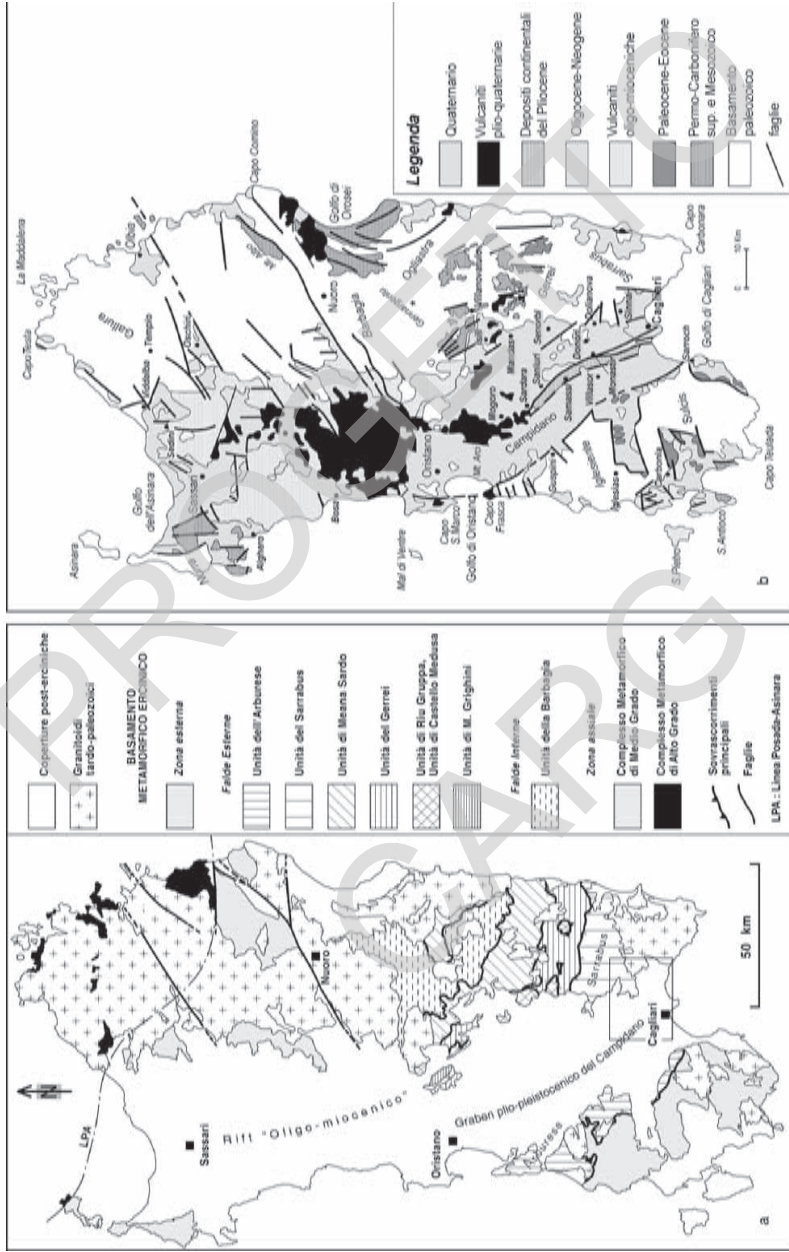


Fig. 1 - Schema tettonico della Sardegna - a) Basamento paleozoico (da CARMIGNANI et alii, 2001b); il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 557 - Cagliari; b) coperture vulcaniche e sedimentarie post-erciniche (da CASULA et alii, 2001).

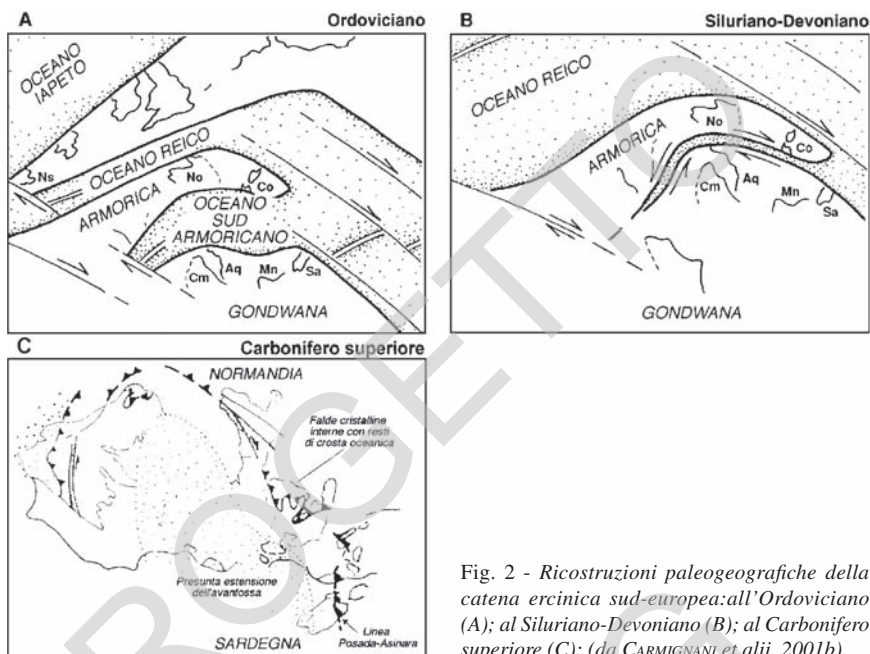


Fig. 2 - Ricostruzioni paleogeografiche della catena ercinica sud-europea: all'Ordoviciano (A); al Siluriano-Devoniano (B); al Carbonifero superiore (C); (da CARMIGNANI et alii, 2001b).

mento sardo. Secondo CARMIGNANI *et alii* (1992; 1994b), il Complesso Metamorfico di Alto Grado che affiora nella Sardegna settentrionale rappresenta il margine armoricano sovrascorso (fig.1), mentre il Complesso Metamorfico di Basso e Medio Grado, a sua volta suddiviso in Falde interne e Falde esterne ed affiorante nella Sardegna centrale e sud-orientale, rappresenta il margine di Gondwana subdotto.

I due complessi metamorfici risultano separati dalla Linea di sutura Posada-Asinara, lungo la quale affiorano relitti di crosta oceanica (CAPPELLI, 1991). La fase di collisione e ispessimento crostale è associata ad un metamorfismo progredito di pressione intermedia e grado variabile da sud verso nord dalla facies degli scisti verdi a quella anfibolitica, quest'ultima sviluppata solo in prossimità della Linea Posada-Asinara.

Il basamento paleozoico del Foglio Cagliari fa parte delle Falde esterne (fig.1), che affiorano tra la Barbagia e l'Iglesiente-Sulcis e sono costituite da originarie successioni sedimentarie e vulcaniche di età compresa tra il Cambriano e il Carbonifero inferiore. Queste falde si sono messe in posto con traslazione da NE verso SW nell'avantofossa della Catena durante il Dinantiano. Il metamorfismo sincinemático delle Falde esterne varia dall'anchizona alla facies degli scisti verdi; metamorfismo e deformazione aumentano di intensità dalle unità geome-

tricamente superiori a quelle inferiori. Nelle Falde esterne, rocce metamorfiche in facies anfibolitica affiorano solo al M. Grighini (Oristanese), in corrispondenza della culminazione assiale di una pronunciata antiforme di falde (Antiforme del Flumendosa) diretta NW-SE, che si può riconoscere per una lunghezza di circa 100 km dal M. Grighini alla foce del F. Flumendosa (Sarrabus).

La sezione più completa nelle Falde esterne è descritta nella bassa valle del Flumendosa (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978) (fig.3), dove affiora l'unità tettonica più profonda, l'Unità di Riu Gruppa, sottostante all'Unità del Gerrei, la quale a sua volta è sormontata, sul fianco settentrionale dell'antiforme, dall'Unità di Meana Sardo e, su quello meridionale, dall'Unità del Sarrabus.

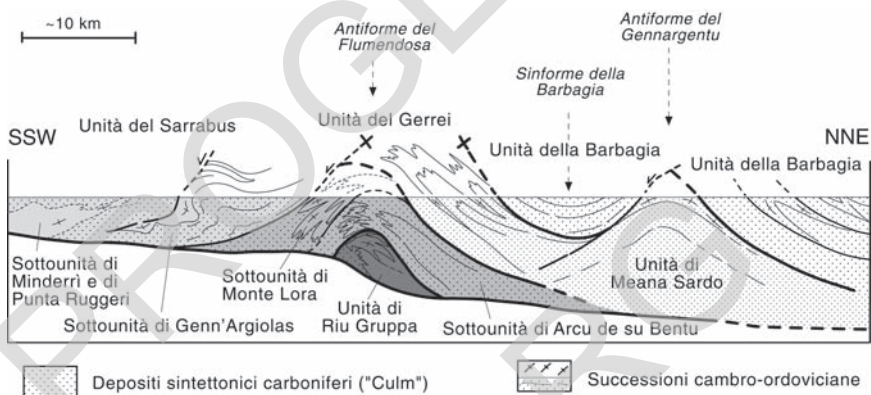


Fig. 3 - Profilo attraverso la struttura a falde del Basamento paleozoico della Sardegna sud-orientale (da CARMIGNANI *et alii*, 2001b).

Queste unità tettoniche mostrano significative differenze nella successione stratigrafica, in particolare per quanto riguarda la successione vulcanica e vulcanoclastica dell'Ordoviciano medio (fig.4). Esse sono state impilate e deformate in un cuneo di accrezione radicato sotto le Falde interne durante le fasi collisionali e di ispessimento crostale dell'Orogenesi ercinica.

Nel Carbonifero superiore e nel Permiano, un'importante tettonica distensiva post-collisionale si sovrappone alle strutture collisionali, portando all'esumazione delle metamorfite ed alla messa in posto del complesso magmatico calcareo tardo-ercinico. La fase distensiva è testimoniata da:

- sviluppo generalizzato nel basamento di strutture indicanti raccorciamento verticale ed estensione orizzontale a tutte le scale. Ciò si manifesta con zone di taglio con movimento diretto, cui sono associate *drag folds* a scistosità

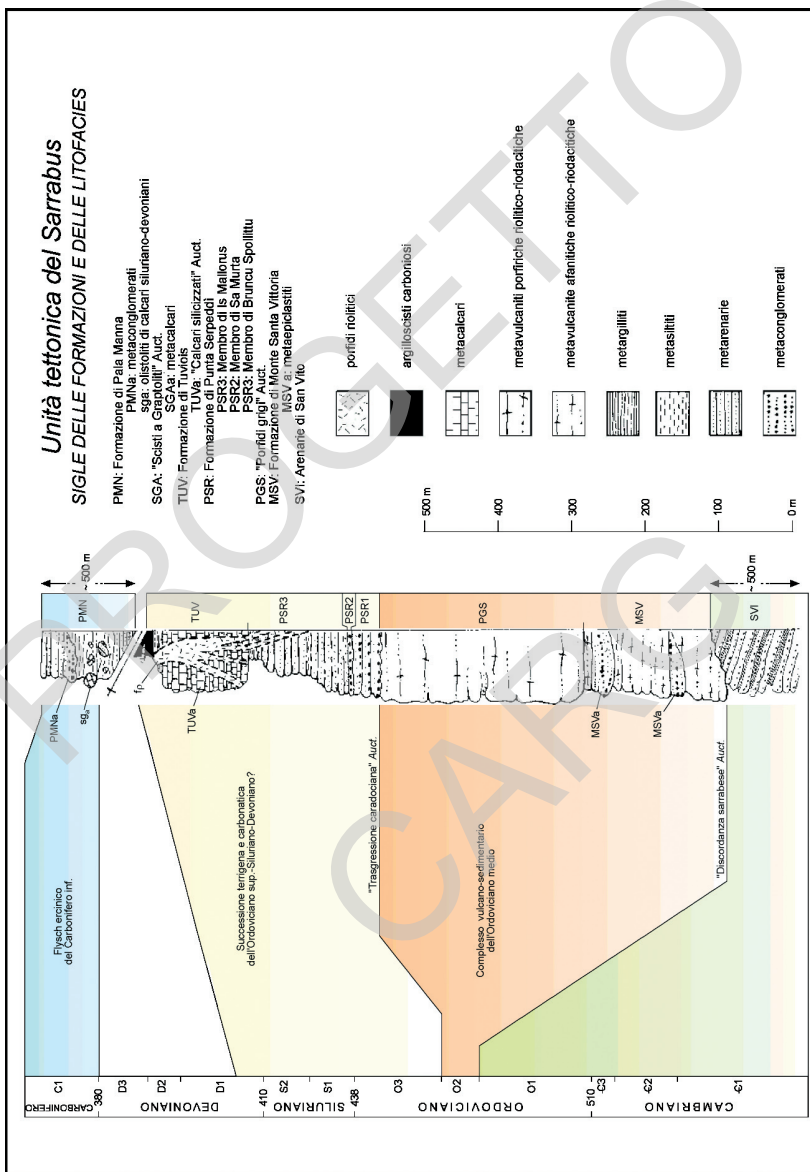


Fig. 4 - Schema della successione paleozoica del Foglio 557 - Cagliari.

localmente molto penetrativa, con faglie normali a basso angolo che spesso riattivano sovrascorrimenti della fase collisionale e, infine, con faglie ad alto angolo che sistematicamente tagliano tutte le strutture precedenti;

- sviluppo di alti strutturali bordati da faglie normali o trasversive che portano ad affiorare le unità più profonde e metamorfiche dell'edificio a falde e che possono essere interpretati come finestre tettoniche tipo *core-complex*;
- sviluppo di bacini molassici intracontinentali stefano-permiani sul basamento eroso e tettonicamente denudato, in parte contemporanei alle intrusioni dei granitoidi e spesso interessati da attività vulcanica effusiva ed esplosiva.

Il basamento metamorfico affiorante nel Foglio Cagliari appartiene all'Unità tettonica del Sarrabus, che più a nord si sovrappone tettonicamente, mediante l'accavallamento di Villasalto (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977) sull'Unità tettonica del Gerrei.

In seno alla successione stratigrafica che caratterizza il Paleozoico del Sarrabus e della Sardegna sud-orientale sono presenti importanti discordanze. La più antica è una discordanza angolare che separa la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore dal sovrastante complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio; essa è nota in letteratura come "Discordanza sarrabese" (CALVINO, 1959) e attribuita (BARCA *et alii*, 1987; 1988) alla "Fase sarda" (STILLE, 1939) dell'Iglesiente.

La seconda è una *non-conformity* tra il complesso vulcanico subaereo ordoviciano e la successione trasgressiva dell'Ordoviciano superiore ("Trasgressione caradociana" *Auct.*).

La terza è una discordanza alla base della successione terrigena sinorogenica del Carbonifero inferiore. Questo contatto è quasi sempre tettonizzato e sulla sua originaria natura stratigrafica e/o tettonica mancano ancora dati certi.

Le sequenze comprese tra queste discordanze sono classificabili come "*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*" (UBSU) o "Sintemi" (ISSC, 1987; 1994), e sono state informalmente così definite:

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

La "Successione terrigena del Cambriano-Ordoviciano inferiore pre-Discordanza sarrabese" è una potente successione di originari depositi arenacei e silteosi, nota in letteratura con il nome di Arenarie di San Vito nel Sarrabus e nel Gerrei (CALVINO, 1963) e formazione di Solanas in Barbagia e Sarcidano (MINZONI, 1975). Tali depositi avrebbero subito una debole deformazione nell'Ordoviciano inferiore ("Fase sarda" o "Fase sarrabese" *Auct.*).

Si tratta di depositi di conoidi sottomarine che rappresentano facies nettamente più distali rispetto ai depositi misti terrigeni e carbonatici coevi della Sardegna SW. La transizione da SW a NE, da un ambiente di piattaforma terrigeno-carbonatica (Sulcis-Iglesiente) ad un ambiente di scarpata continentale distale (Sardegna sudorientale), consente di ipotizzare il profilo di un margine continentale passivo persistente per tutto il Cambriano fino all'Ordoviciano inferiore, che potrebbe essere riferito al margine settentrionale del continente di Gondwana (CARMIGNANI *et alii*, 1992).

La "Successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio" caratterizza tutte le Falde esterne ed è costituita da grandi spessori di metavulcaniti e metaepiclastiti discordanti sulle metarenarie cambro-ordoviciane. I prodotti magmatici, di composizione da andesitica a riolitica, sono attribuiti ad un'attività di arco vulcanico su crosta continentale, riferita ad una fase di subduzione dell'Oceano Sudarmoricano al di sotto del Gondwana. Un'originaria zonazione dell'arco vulcanico (CARMIGNANI *et alii*, 1994b) spiegherebbe le sensibili variazioni di composizione tra le diverse unità tettoniche.

La "Successione terrigena e carbonatica dell'Ordoviciano superiore-Devoniano-Carbonifero inferiore" nella sua porzione iniziale testimonia la trasgressione marina sugli apparati vulcanici dell'Ordoviciano medio ("Trasgressione caradociana" *Auct.*) ed è rappresentata da depositi detritici anche grossolani, di ambiente costiero (Caradoc), seguiti da depositi pelitico-arenacei con intercalazioni carbonatiche di ambiente neritico (Caradoc-Ashgill).

Le successioni dell'Ordoviciano superiore mostrano una grande variabilità di facies: i prodotti dello smantellamento degli apparati vulcanici subaerei sono infatti fortemente dipendenti sia dalla locale morfologia della superficie di trasgressione, che dalla natura del litotipo trasgredito.

Con l'Ordoviciano superiore si realizza anche una importante variazione dell'ambientazione geodinamica. Al diffuso e importante vulcanismo calcalino dell'Ordoviciano medio segue infatti nel Caradoc-Ashgill una più modesta attività vulcanica, caratterizzata nella Sardegna meridionale da basalti intraplacca che testimoniano una tettonica distensiva a cui è da riferire il collasso dell'arco vulcanico calcalino e la trasgressione caradociana.

Nel dominio marino instauratosi alla fine dell'Ordoviciano si stabilisce sempre più una uniformità di sedimentazione che perdura anche nel Siluriano, Devoniano e Carbonifero inferiore. L'ambiente della sedimentazione è, come provano le faune pelagiche (tentaculiti, conodonti, cefalopodi, etc.), di mare aperto relativamente poco profondo con apporti da terre emerse scarsi o assenti e frequenti condizioni riducenti sul fondo, soprattutto nel Siluriano.

Nel Foglio Cagliari questa successione non comprende i termini carbonatici del Devoniano medio-superiore presenti invece nel Gerrei.

I “depositi sintettonici tipo Culm” ricoprono nel Carbonifero inferiore l'intera successione e vengono rapidamente coinvolti nell'Orogenesi ercinica. Questi depositi, noti come Formazione di Pala Manna (BARCA, 1981; 1991; BARCA *et alii*, 1992), affiorano oltre che nel Sarrabus anche nelle unità tettoniche del Gerrei e nel Sulcis.

Generalmente sono costituiti da alternanze di metarenarie, metasiltiti e metapeliti con frequenti intercalazioni di metaconglomerati, metabrecce ed olistoliti, e metavulcaniti. Questi depositi di avanfossa molto probabilmente derivano dallo smantellamento delle porzioni più interne, precocemente deformate ed emerse, della Catena ercinica.

## 2. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

Nel settore orientale del Foglio Cagliari affiorano plutoniti e sistemi filoniani riferibili al magmatismo post-collisionale tardo-ercinico sardo.

I prodotti intrusivi appartengono al cosiddetto “Batolite sardo-corso” che solo in Sardegna copre un'area di circa 6000 kmq, cioè circa la metà dell'intero basamento cristallino paleozoico. Tale batolite è composito, essendo costituito da un insieme molto eterogeneo di litotipi riferibili ad associazioni a differente affinità geochimica:

- una seconda definita “associazione calcalcalina Mg-K” (ORSINI, 1980), affiorante solo nella Corsica settentrionale;
- una terza associazione, a carattere peralluminoso, costituita in prevalenza da granodioriti e monzograniti a due miche (OGGIANO & DI PISA, 1988; MUSUMECI, 1992; DI VINCENZO & GHEZZO, 1996);
- sono inoltre presenti locali piccole intrusioni a carattere alcalino (sieniti sodiche nel Sarrabus: BROTTU *et alii*, 1978).

I rapporti giacitureali fra le diverse intrusioni ed i dati di geocronologia isotopica evidenziano una sequenza intrusiva non casuale di messa in posto: le intrusioni di leucograniti sono considerate i termini più recenti (280-290 Ma) della sequenza intrusiva (DEL MORO *et alii*, 1975; ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; COCHERIE, 1984); le intrusioni tonalitiche, granodioritiche e monzogranitiche sono nell'ordine quelle più antiche a partire da circa 310 Ma sino a circa 295 Ma (DEL MORO *et alii*, 1975; COCHERIE, 1984). Ancora più antica è la messa in posto delle plutoniti della “associazione calcalcalina Mg-K”, proposta intorno ai 322±12 Ma (COCHERIE *et alii*, 1992).

Per le intrusioni peralluminose si riportano età di messa in posto di 300-305 Ma (CARMIGNANI *et alii*, 1978; MACERA *et alii*, 1989; DI VINCENZO & GHEZZO, 1996).



Per le intrusioni gabbroidi e dioritiche i dati di campagna e quelli geocronologici indicano una messa in posto articolata nel tempo: intrusioni coeve con quelle granodioritiche e monzogranitiche, in particolare nella Corsica centro-meridionale (MARRE *et alii*, 1982; ROSSI, 1986), ma anche più recenti (280-275 Ma) in vari piccoli massicci mafici-ultramafici in Corsica (ROSSI, 1986).

La costruzione del batolite fra il Carbonifero e il Permiano inferiore (330-275 Ma) è pertanto contemporanea alla tettonica post-collisionale della Catena ercinica, caratterizzata dalla sua riesumazione in regime estensionale con transizione alla fase anorogenica (CARMIGNANI *et alii*, 1992).

Le intrusioni sono predominanti nella zona assiale mentre, procedendo verso la zona a falde nella Sardegna centro-meridionale, costituiscono vari massicci intrusivi, sempre alto-crosta, isolati entro il complesso metamorfico (Complessi intrusivi dell'Arburese, del Sarrabus, del Sulcis-Iglesiente).

Durante il tardo-Carbonifero ed il Permiano, nel blocco sardo-corso-provenzale, così come in altre vaste aree dell'orogene ercinico, l'attività magmatica si è anche realizzata con prodotti effusivi prevalentemente a chimismo intermedio-acido ed affinità inizialmente calcicalina e successivamente alcalina (BONIN *et alii*, 1998; CORTESOGNO *et alii*, 1998).

Tutto il basamento e parte della sua copertura permiana (TRAVERSA, 1979a) sono iniettati da filoni di composizione ed età assai variabili (TRAVERSA, 1979b; ORSINI, 1980; GHEZZO & ORSINI, 1982; BECCALUVA *et alii*, 1985; ATZORI & TRAVERSA, 1986; VACCARO *et alii*, 1991; TRAVERSA & VACCARO, 1992; RONCA & TRAVERSA, 1996). Il quadro del campo filoniano in Sardegna appare quindi notevolmente complesso sia per l'ampio spettro composizionale e tessiturale (facies porfiriche e facies afiriche), sia per i rapporti con le rocce incassanti, con conseguente difficile collocazione cronologica dei diversi corpi. Gli studi più recenti (ATZORI & TRAVERSA, 1986; VACCARO *et alii*, 1991; PASQUALI & TRAVERSA, 1996; RONCA & TRAVERSA, 1996) hanno evidenziato la presenza di vari gruppi composizionali:

- 1) filoni calcicalini di composizione da andesitico-basaltica a riolitica;
- 2) filoni basaltici ad affinità tholeiitica sino a transizionale;
- 3) filoni riolitici a carattere-peralluminoso;
- 4) filoni basaltici sino a mugearitici alcalini.

Recenti datazioni isotopiche indicano per il primo gruppo età di messa in posto intorno ai  $289 \pm 9$  Ma (VACCARO *et alii*, 1991); per i filoni peralluminosi è suggerita un'età compresa fra  $298 \pm 9$  e  $268 \pm 8$  Ma (VACCARO *et alii*, 1991); per il terzo gruppo non ci sono dati ma è ipotizzata (RONCA & TRAVERSA, 1996) per il Sarrabus una messa in posto tardiva a chiusura del magmatismo permo-carbonifero; per il quarto gruppo è proposta l'età più recente, al passaggio Permiano-Triassico (età di un filone camptonitico di circa 220 Ma: BALDELLI *et alii*, 1987; età di  $230 \pm 10$  Ma: VACCARO *et alii*, 1991).

L'insieme del magmatismo filoniano e di quello effusivo esprime dunque una sequenza magmatica inizialmente calcocalina o peralluminosa di derivazione crostale e subcrostale, in parte coeva con le diffuse manifestazioni intrusive, successivamente transizionale sino a francamente alcalina essenzialmente subcrostale nelle fasi finali permo-triassiche post-orogeniche.

Le orientazioni prevalenti dei sistemi filoniani variano progressivamente da una direzione media NE-SW in Corsica e nella Sardegna settentrionale, ad una direzione N-S fino a NNW-SSE in quella centrale e meridionale; direzioni che devono essere correlate ai principali sistemi di fratturazione tardo-ercinici connessi con la tettonica trascorrente continentale europea (ARTHAUD & MATTE, 1977; RONCA & TRAVERSA, 1996).

### 3. - SUCCESSIONI MESOZOICHE E CENOZOICHE

Nel Mesozoico la Sardegna gode di una relativa calma tettonica e di una pressochè totale assenza di attività magmatica. In tale era l'isola non fu pertanto interessata da importanti fasi deformative. Durante tutto il Triassico e il Lias la Sardegna costituiva un alto strutturale in gran parte emerso, che nella paleogeografia alpina probabilmente rappresentava una propaggine del Dominio Brianzese.

Questo alto strutturale fu ampiamente trasgredito solo a partire dal Dogger, i cui depositi dolomitici e calcarei di ambiente neritico ricoprono in discordanza sia il basamento ercinico, che la successione continentale stefano-permiana o permo-triassica. Nella successione mesozoica della Nurra e del Sulcis è ben documentata una lacuna, talvolta associata a discordanza angolare (Albiano-Cenomaniano: "lacuna bauxitica"). Una nuova emersione, che interessò l'intera isola, si manifestò alla fine del Cretacico e perdurò per quasi tutto il Paleocene.

Nel Foglio Cagliari non affiorano sedimenti mesozoici; essi sono però diffusi in tutta la Sardegna centro-orientale e localmente sono presenti anche nella Sardegna sud-occidentale e nord-occidentale. Non è da escludere che la trasgressione giurassica possa avere interessato anche l'area del foglio, ma i relativi depositi sono stati completamente erosi durante i successivi periodi di continentalità.

Anche i depositi trasgressivi dell'Eocene inferiore, ben rappresentati nella Sardegna meridionale (BARCA & DI GREGORIO, 1977; 1978), non si sono tuttavia conservati nel Foglio Cagliari.

Con l'Eocene medio-superiore si ristabiliscono in tutta l'Isola condizioni di continentalità che perdurano per quasi tutto l'Oligocene, come risulta dai depositi fluviali e lacustri di questa età presenti anche nel Foglio Cagliari.

Nell'Oligocene superiore-Miocene inferiore il Blocco Sardo-Corso subisce

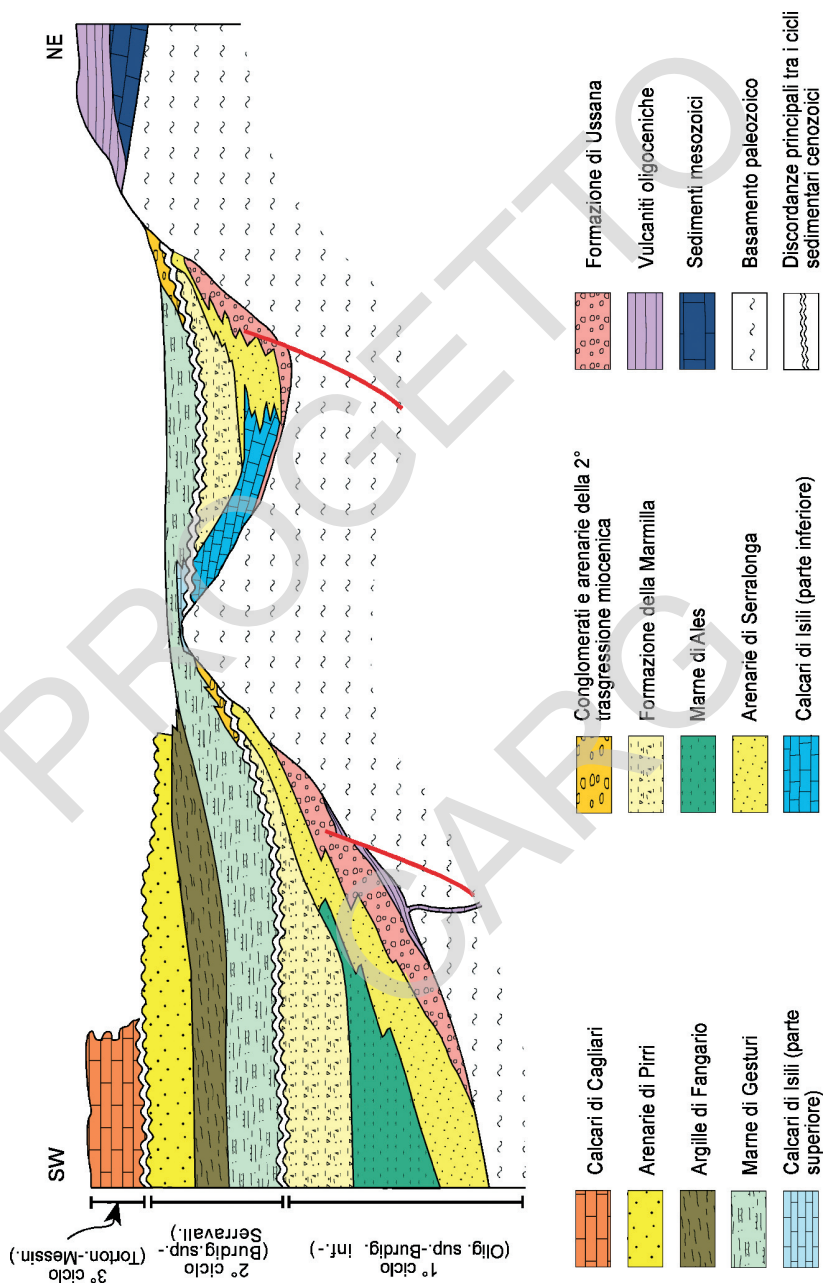


Fig. 5 - Schema dei rapporti stratigrafici delle formazioni cenozoiche della Sardegna meridionale (da CARMIGNANI et alii, 2001b, modificato).

i contraccolpi della collisione nord-appenninica, di cui rappresenta il retropaese. In questo periodo, nella Sardegna centro-settentrionale, così come nella Corsica ercinica, è attiva una importante tettonica trascorrente (CARMIGNANI *et alii*, 1994a; PAsCI, 1995), con sistemi di faglie che seguono i lineamenti tettonici e le discontinuità del basamento ercinico. Si originano così:

- a) zone di transpressione, in cui la copertura mesozoica può essere piegata e/o tettonicamente raddoppiata, anche con locali sovrascorrimenti del basamento paleozoico sopra le coperture mesozoico-paleogeniche (M. Albo);
- b) zone di transtensione, con sviluppo di bacini di *pull-apart* colmati da depositi prevalentemente continentali e da vulcaniti calcocaline dell'Oligocene superiore-Aquitano (Chilivani-Berchidda).

La parte meridionale dell'Isola appare scarsamente interessata dalle dinamiche trascorrenti oligo-mioceniche. In quest'area sono attribuiti all'Oligocene superiore-Aquitano solo alcuni depositi, da continentali a marino-litorali, di spessore modesto, che affiorano anche nel Foglio Cagliari (Formazione di Ussana).

I rapporti stratigrafici tra le varie formazioni che si depongono in questo intervallo di tempo in Sardegna meridionale, compreso il Foglio Cagliari, sono schematicamente riportati in fig.5.

Durante il Miocene inferiore-medio, contemporaneamente alla rotazione del Blocco Sardo-Corso (Burdigaliano) e all'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno centro-settentrionale, si sviluppa tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara un sistema di fosse (Rift Sardo: CHERCHI & MONTADERT, 1984; CASULA *et alii*, 2001) con sedimentazione prevalentemente marina, con intercalati notevoli spessori di vulcaniti calcocaline.

A partire dal Miocene superiore e fino al Pliocene-Pleistocene, tutta l'Isola è interessata da una nuova, importante fase distensiva da riferire all'apertura del Tirreno centro-meridionale, la quale favorì una breve e localizzata ingressione marina nel Pliocene inferiore.

A questa tettonica distensiva sono da imputare le estese manifestazioni vulcaniche plio-pleistoceniche dell'Isola, prevalentemente basiche e ad affinità alcalina, transizionale e tholeiitica, di età isotopica  $5.3 \pm 0,14$  Ma (BECCALUVA *et alii*, 1978).

## IV - STRATIGRAFIA

Nella Carta Geologica del Foglio Cagliari sono state distinte:

- “unità non formali”, già usate nei fogli geologici in scala 1:100.000 del Servizio Geologico Nazionale (CARIMATI *et alii*, 1980) (es: arenarie di San Vito, etc.);
- “unità con nomi tradizionali” (es.: Scisti a Graptoliti; Formazione di Ussana, (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969); etc.);
- “insiemi litologici” (es: Depositi palustri, Filoni di porfidi granitici).

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

- a) i gruppi con due lettere maiuscole;
- b) le formazioni, con tre lettere maiuscole;
- c) gli insiemi litologici, con due lettere minuscole;
- d) i membri, aggiungendo un numero a pedice della sigla della formazione;
- e) le litofacies, con una lettera minuscola a pedice della sigla della formazione.

Le unità litostratigrafiche distinte vengono qui di seguito descritte secondo l'ordine stratigrafico, dal basso verso l'alto.

### 1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

#### 1.1. - ATTRIBUZIONI BIOSTRATIGRAFICHE

Le conoscenze stratigrafiche sul basamento della Sardegna sud-orientale, in particolare del Foglio Cagliari, sono sempre progredite con grandi difficoltà sia a

causa della complessa struttura a falde riconosciuta solo da una ventina di anni, sia a causa del metamorfismo e che delle intense deformazioni subite dalle rocce. Solo in tempi recenti è stata documentata una dettagliata biostratigrafia, ed i dati paleontologici oggi disponibili, qui di seguito sintetizzati, garantiscono una buona definizione delle successioni stratigrafiche:

- nella formazione delle Arenarie di San Vito dell'Unità tettonica del Sarrabus, è stato documentato con acritarchi il Cambriano medio, il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore (BARCA *et alii*, 1982b; 1988). Nell'Unità tettonica del Gerrei, NAUD & PITTAU DEMELIA (1985) e BARCA *et alii* (1984) hanno documentato, sempre con acritarchi, il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore. Trilobiti dell'Ordoviciano inferiore (Arenig) ed altri fossili sono stati segnalati da PILLOLA & LEONE (1997) nel Sarrabus (Valle del Rio Ollastu) a NE del Foglio Cagliari;
- la *Successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio* viene datata in base all'età delle formazioni sottostanti (Cambriano medio-Ordoviciano inferiore) e dei sedimenti dell'Ordoviciano superiore (Caradoc-Ashgill) trasgressivi sugli apparati vulcanici;
- la *Successione terrigena e carbonatica dell'Ordoviciano superiore-Devoniano* è l'intervallo paleontologicamente meglio documentato di tutto il Paleozoico della Sardegna sud-orientale. In particolare:
- i livelli fossiliferi entro i metasedimenti della *Trasgressione caradociana Auct.* (formazioni di Punta Serpeddi e di Orroledu, Argilloscisti del Riu Canoni) in vari settori della Zona a falde (Sarrabus, Gerrei, Sarcidano, Barbagia, Arburese) vengono assegnati al Caradoc-Ashgill in base ai numerosi studi sulla ricca associazione bentonica presente, in particolare sui brachiopodi (VINASSA DE REGNY, 1927, 1941; TEICHMÜLLER, 1931; HELMCKE, 1973; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1979; NAUD, 1979b), briozoi (TEICHMÜLLER, 1931; CONTI, 1990), cistoidi (MACCAGNO, 1965), trilobiti (HAMMAN & LEONE, 1997);
- il Siluriano è ben documentato negli "*Scisti a Graptoliti*" *Auct.* in numerose, alcune ormai classiche, località (Goni, Ballao, Armungia, Silius, Gadoni, etc.) sulla base di graptoliti (GORTANI, 1923a; 1923b; TEICHMÜLLER, 1931; HELMCKE, 1973; HELMCKE & KOCH, 1974; BARCA & JÄGER, 1990), conodonti studiati negli orizzonti carbonatici intercalati (BARCA *et alii*, 1992; CORRADINI & OLIVIERI, 1996; FERRETTI & SERPAGLI, 1996), nautiloidei (GNOLI, 1993);
- il Devoniano è documentato nel complesso degli argilloscisti, calcari stratificati e calcari massivi, sulla base di conodonti (ALBERTI, 1963; OLIVIERI, 1970; MURRU, 1975; SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA *et alii*, 1986b; BARCA *et alii*, 2000), tentaculiti (ALBERTI, 1963; GESSA, 1993), ma anche graptoliti (HELMCKE, 1973; JÄGER, 1977), trilobiti, cefalopodi ammonoidei (*Clymenia* e *Goniatites* nei Calcari di Villasalto: LOVISATO, 1894; GORTANI, 1923b);

- il Carbonifero inferiore (Tournaisiano) marino è documentato con sicurezza nei Calcari di Villasalto a M. Taccu (S. Nicolò Gerrei) sulla base dei conodonti (BARCA *et alii*, 2000), mentre il riesame (CORRADINI, 1998) della sezione stratigrafica di Corona Mizziu, presso Villasalto, ha escluso la presenza del Carbonifero inferiore (OLIVIERI, 1970). I depositi sintettonici tipo Culm (formazione di Pala Manna: BARCA, 1981; 1991) sono riferiti al Carbonifero inferiore e/o medio sulla base di conodonti del Devoniano superiore (Frasniano, Famenniano) rinvenuti nei ciottoli (BARCA & SPALLETTA, 1985) e nei grandi olistoliti calcarei inclusi nel *flysch* del Sarrabus (BARCA, 1991; BARCA & OLIVIERI, 1991).

## 1.2. - UNITÀ TETTONICA DEL SARRABUS

E' rappresentata dalle metamorfiti della parte nord-orientale del foglio.

### 1.2.1. - Arenarie di San Vito (SVI)

Questa formazione (CALVINO, 1959) è costituita da una potente successione terrigena con irregolari alternanze, da decimetriche a metriche, di metarenarie micacee e metaquarzoareniti, da grigio chiare a scure, a verdastre, a nocciola, con metasiltiti e metapeliti grigio-nerastre, talora verdi o violacee (BARCA & DI GREGORIO, 1979; BARCA *et alii*, 1982b).

Le metaquarzoareniti sono ben classate, contengono quarzo, feldspati e muscovite come componenti fondamentali, con subordinati tormalina, epidoti, ossidi, etc. Tra le strutture sedimentarie sono frequenti la gradazione e le laminazioni parallele, ondulate e convolute, talora con *slumpings*; si possono inoltre osservare strutture basali da corrente (*ripple-marks*, *flute-casts*), da carico (*load cast*) e canali di erosione, nonché piste e gallerie (*burrows*) di vario tipo (BARCA & DI GREGORIO, 1979).

Buone esposizioni di queste strutture sedimentarie si riscontrano in numerosi affioramenti, ad es. lungo il Rio Sa Mandara, ad E di Bruncu Laco (fig.6a, b) e presso Cuili Baccu Mannu (fig.6c).

Lungo il Rio sa Ceraxa, a NE di Punta Serpeddi, DEBRENNE & NAUD (1981) (500 m a SW di Bruncu Prastali e 250 m a SE di Cuili Piccinu) rinvennero impronte di meduse (*Ichnusa cocozzi*) la cui età ?Precambriano superiore è stata in seguito invalidata dal rinvenimento di associazioni ad architarchi (BARCA *et alii*, 1982a, b; 1988) dell'Ordoviciano inferiore.

Abbastanza diffusi i metaconglomerati minuti, raramente grossolani, con prevalenti ciottoli di quarzo, in genere ben arrotondati, in matrice arenacea, in



Fig. 6 - Arenarie di San Vito (Cambriano-Ordoviciano inf.): a) Metarenarie con laminazioni ondulate; b) Metapeliti con controimpronte di dolere d'erosione (flute casts), (loc. Serra Mulanu); c) Incrispature da corrente (ripple-marks) alla base di uno strato di metasilitti (loc. Cutili Baccu Mannu); d) Tracce fossili (ficcoides) (loc. Baccu Mannu).



strati metrici, talora ad andamento lenticolare. Queste intercalazioni conglomeratiche, in alcuni casi cartografabili (**SVI<sub>a</sub>**), si concentrano nella parte alta della successione, in prossimità del contatto stratigrafico con i Porfidi grigi dell'Ordoviciano medio, suggerendo una tendenza regressiva della sedimentazione. Tra gli affioramenti più significativi si segnalano i banchi di metaconglomerati sul crinale ad E di Baccu Mannu ed a N di località Su Piccinu.

Lo spessore di almeno 600 m ipotizzato per questa formazione (BARCA *et alii*, 1986a) rappresenta un valore parziale poiché la base della formazione non affiora. Questa, infatti, poggia tettonicamente sopra l'Unità tettonica del Gerrei tramite l'accavallamento di Villasalto, immediatamente a N del foglio. Il contatto stratigrafico al tetto è invece bene osservabile in varie località ed è rappresentato dalla discordanza angolare alla base del "metaconglomerato di Muravera" (MRV) e, ove questo è assente (Foglio Cagliari), alla base delle metavulcaniti ordoviciane. Tale contatto si può osservare lungo il versante destro del Riu sa Ceraxa, dalla base del rilievo di Bruncu Prastali fino in località Is Palas de Tana de Margiani.

L'ambiente di sedimentazione corrisponde ad un sistema di delta-conoide sottomarino con sedimentazione torbidity (BARCA & DI GREGORIO, 1979; BARCA & MAXIA, 1982). I litotipi della parte alta della formazione hanno spesso colorazioni rosso-violacee che, unitamente alla frequente presenza di banchi conglomeratici quarzosi, confermano una tendenza regressiva del bacino.

L'età di questa formazione viene assegnata al Cambriano medio-Ordoviciano inferiore sulla base delle associazioni ad acritarchi rinvenute in varie località e in particolare presso Bruncu Lacoì e lungo il versante sinistro di Riu sa Ceraxa (BARCA *et alii*, 1982b; 1988).

### 1.2.2. - *Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)*

E' rappresentata dalle metavulcaniti calcocalcine descritte da CALVINO (1956) come "Porfidi quarziferi bianchi in masse e filoni, loro tufi e agglomerati" e ridefinite nelle Note Illustrative del Foglio 1:50.000 "549 Muravera" (CARMIGNANI *et alii*, 2001a) come "Formazione di Monte Santa Vittoria"; correlabili con le formazioni di M. Corte Cerbos e forse, in parte, di Manixeddu, distinte da BOSELLINI & OGNIBEN (1968). Essa rappresenta l'inizio dell'attività vulcanica che caratterizza la successione vulcano-sedimentaria continentale dell'Ordoviciano medio (BARCA & DI GREGORIO, 1979; BARCA & MAXIA, 1982; MEMMI *et alii*, 1982).

Questa unità litostratigrafica (**MSV**) risulta costituita da rioliti debolmente metamorfiche da bianche a giallastre, generalmente afanitiche, o con rari fenocristalli di quarzo e feldspati immersi in una pasta di fondo microcristallina quarzo-feldspatica.

Localmente sono presenti livelli di metarenarie vulcaniche e originari tufi e tuffiti grigio-verdi non distinti cartograficamente.

L'intero settore è caratterizzato da una marcata scistosità diretta N040-045 immergente di 32°-50° a NW, con locali variazioni legate a deboli deformazioni plicative tardive.

Nell'area del foglio la formazione affiora tra P.ta Serpeddi (a sud) e Cuile Isca s'Arena (a nord), con uno spessore massimo di alcune decine di metri.

In questa unità si intercalano livelli di metaconglomerati (**MSV<sub>a</sub>**) (fig.7) di spessore dal decimetro al metro, costituiti in prevalenza da elementi ben arrotondati di vulcaniti ordoviciane di dimensioni comprese tra 2-3 cm e 30-40 cm, in matrice arenacea fine, con apporto variabile di materiale vulcanico per lo più sericitico.

Localmente si osservano livelli metaconglomeratici a clasti centimetrici derivati da erosione di originarie arenarie listate e quarzoareniti provenienti dalle sottostanti arenarie di San Vito (a nord di Bruncu Mauru Lecca e in prossimità di Cuile Isca s'Arena).

Dati la discontinuità di affioramento e gli spessori variabili da zero a qualche decina di metri in un'area molto ristretta, questi conglomerati possono essere interpretati come depositi continentali canalizzati (paleoalvei fluviali).

La Discordanza sarrabese sarebbe marcata da un metaconglomerato descritto come "Conglomerato basale" da CALVINO (1959) e da NAUD (1981) e "Conglomerato di Rio Ceraxa" da BARCA & MAXIA (1982). Negli affioramenti cartografati (**MSV<sub>a</sub>**) non è stato quasi mai osservato un contatto netto e discordante tra detto metaconglomerato e le arenarie di S. Vito: il metaconglomerato è quasi sempre intercalato nella parte inferiore delle metavulcaniti ordoviciane per cui la discordanza si osserva quasi ovunque, in modo più o meno marcato, tra arenarie di S. Vito (SVI) e metavulcaniti (**MSV**). Solo localmente (Rio Maidana) al passaggio sono presenti metarenarie e rari livelli conglomeratici con elementi delle arenarie di S. Vito.

Per la sua posizione stratigrafica, l'età è riferita all'Ordoviciano medio.

### 1.2.3. - *Porfidi Grigi del Sarrabus* (**PGS**)

Sono rappresentati da metavulcaniti che comprendono i "Porfidi quarziferi grigi in masse e filoni, tipici del Sarrabus" distinti da CALVINO (1956; 1963), catalogati da CARIMATI *et alii* (1980) come "Porfidi Grigi del Sarrabus".

Si tratta di metavulcaniti grigio-scure, a struttura porfirica ben evidenziata nelle porzioni di roccia meno alterate, con fenocristalli euedrali di quarzo globulare limpido o latteo (max 4 mm), feldspato alcalino rosato idiomorfo (1-2 mm),



Fig. 7 - Loc. Riu sa Ceraxa. Metaconglomerati ( $MSV_c$ ) ad elementi ben arrotondati di vulcaniti ordoviciane nella formazione di Monte S.Vittoria ( $MSV$ ), (Ordoviciano medio).

biotite talora parzialmente trasformata in aggregati di ossidi e idrossidi di ferro (1- 6 mm), vacuoli plurimillimetrici con pseudomorfi limonitizzati, plagioclasti albitici più o meno alterati biancastri, minerali opachi neri (<1mm), in massa da vetrosa a microcristallina mediamente alterata, talora contenenti frammenti litici di originarie epiclastiti e arenarie, inglobati in massa di fondo microcristallina (fig.8).

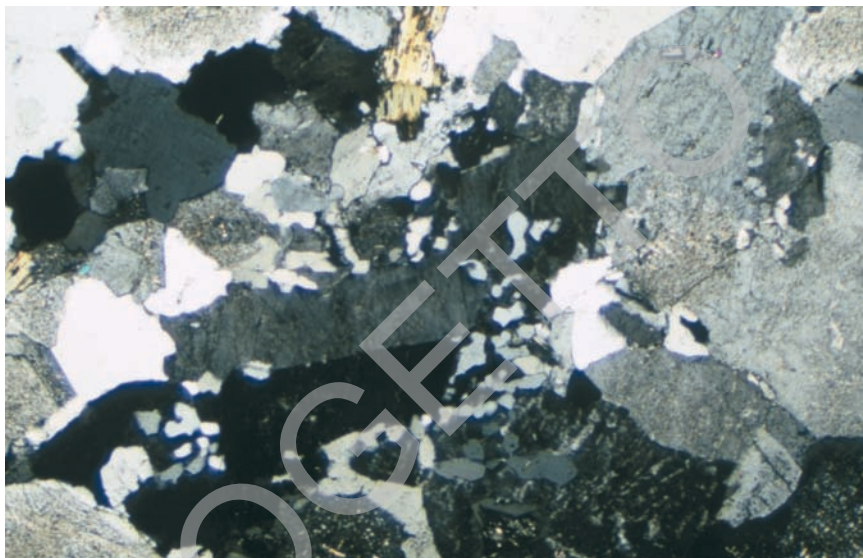


Fig. 8 - Metarhyolite della formazione dei Porfidi Grigi del Sarrabus (PGS), (Ordoviciano medio). I fenocristalli sono rappresentati da quarzo, feldspato alcalino e frammenti litici. Nx; ingr. 2x.

Trattasi di originari duomi, colate e probabili ignimbriti di composizione riocattica e subordinatamente dacitica, attribuibili alla serie magmatica calcalkalina pre-caradociana (BARCA & DI GREGORIO, 1979; BARCA & MAXIA, 1982; MEMMI *et alii*, 1982).

Affiorano tra P.ta Serpeddì (a sud) e Cuile Isca s'Arena (a nord) e, verso ovest, da M.Tronu fino a Sicci S. Biagio, a SE di Dolianova.

In questi settori si rileva la scomparsa dei litotipi epiclastici e riolitici della formazione di M. S. Vittoria (MSV), ed è invece evidente il contatto diretto dei "Porfidi grigi" Auct. (PGS) sui metasedimenti delle arenarie di S.Vito (SVI).

La discontinuità di affioramento in taluni settori e la ripetizione di porzioni di serie sono imputabili alla strutturazione tettonica ercinica in scaglie, poi fagliate, sovrapposte con senso di sovrascorrimento verso W-SW. Lungo il versante destro del Riu Sa Ceraxa questa formazione affiora in finestra tettonica.

A sud di Bruncu Spollittu, nelle testate delle valli incise del Rio Accu Musui Mannu, questa unità riaffiora al di sotto dei metasedimenti (PSR<sub>1</sub>) della formazione di Punta Serpeddì.

Nell'areale di Terras Malas, tra la valle e la sorgente del Rio Su Predi, questa unità risulta dislocata da faglie dirette NW-SE, che rigettano di alcuni metri i contatti con i depositi a letto (MSV) e a tetto (PSR<sub>1</sub>) dell'unità.

Lungo queste fratture si localizzano manifestazioni filoniane ipoabissali tar-do-erciniche, a chimismo riolitico (fp), di spessore variabile da 1 ad alcuni metri.

Nello stesso settore sono presenti filoni di quarzo (fq) con associata una mineralizzazione a barite, oggetto di passate attività minerarie, di cui permangono tracce negli imbocchi e/o assaggi di cava attualmente dismessi.

Lo spessore massimo nell'area studiata può arrivare a circa 200 m.

L'età di questa unità è riferita, data la sua posizione stratigrafica, all'Ordoviciano medio, attribuzione confortata dall'età isotopica (U/Pb:  $475 \pm 10$  Ma) determinata in un campione di porfido grigio prelevato da un filone iniettato nelle arenarie di S.Vito, analizzato nel corso del rilevamento (Progetto Carg L.305/89) in scala 1:50.000 del limitrofo Foglio Capoterra.

#### 1.2.4. - *Formazione di Punta Serpeddi (PSR)*

Questa formazione è costituita da metasedimenti silicoclastici trasgressivi sulle metavulcaniti ordoviciane. Istituita da BARCA & DI GREGORIO (1979), successivamente è stata suddivisa in tre membri (LOI, 1993a, b).

In quasi tutto il Sarrabus, il limite inferiore è discordante e netto con le sottostanti metavulcaniti pre-caradociane, mentre verso l'alto essa è in continuità stratigrafica con i "Calcari silicizzati" *Auct. ashgilliani* (Formazione di TUVIOIS: BARCA & DI GREGORIO, 1979). La formazione di Punta Serpeddi viene riferita al Caradoc o Caradoc-Ashgill anche sulla base di fossili bentonici in essa contenuti, soprattutto brachiopodi e trilobiti in genere mal conservati (BARCA & DI GREGORIO, 1979; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1979; HAMMAN & LEONE, 1997; LEONE, 1998).

Lo spessore risulta alquanto variabile, fino ad un massimo di circa 250 m, probabilmente a causa delle irregolarità del substrato vulcanico trasgredito.

Nei settori più orientali, compresi tra P.ta Serpeddi e l'areale di S'Ollasteddu, si ha una giacitura monoclinale a franapoggio, con direzione variabile da NNW-SSE a N-S e immersione di circa  $40^\circ$  a E (fig.9). Verso ovest prevalgono direzioni NNE-SSW ed E-W con immersioni a S-SE (Conca Craccaxia e Bruncu Barracca, a SE di Dolianova, e nell'areale di Axareddu, al vertice NE del foglio).

Locali variazioni giacitureali sono da imputare a strutture plicative e disgiuntive ed a raddoppi tettonici di limitata estensione (es. loc. Musui).

Gli affioramenti sono distribuiti lungo una fascia NE-SW lunga circa 15 km, con esposizioni buone ma discontinue per effetto della struttura a scaglie sovrascorse, variamente frammentate dalla tettonica post-collisionale. Gli affioramenti più occidentali sono cartografati tra Craccaxia e Sedda Sa Pira, quelli più orientali si estendono tra Axareddu e Punta Serpeddi.



Fig. 9 - Loc. Axareddu. Panoramica da Mitza di Rosa verso N. Le formazioni dell'Ordoviciano superiore (PSR, TUV) sono fortemente inclinate verso la valle di Tuviois. Sulla destra, contatto con i depositi del flysch ercinico (PMN) presso Pala Manna-Serra is Luas. Sullo sfondo l'ammasso granitico ercinico di M. Gents, poco oltre il bordo nord-orientale del Foglio Cagliari.

Vengono riconosciuti e distinti cartograficamente tre membri.

Alla base il membro di Bruncu Spollittu (**PSR<sub>1</sub>**) (LOI, 1993b; già “Membro C1” in BARCA & DI GREGORIO, 1979) è costituito da metarcese, metarenarie grossolane e metamicroconglomerati poligenici grano-sostenuti, di colore grigio-biancastro, alternati in strati e banchi da decimetrici a metrici. I granuli dei livelli psammitici, solitamente ben selezionati e arrotondati, sono quasi esclusivamente di quarzo di origine vulcanica e di feldspati; i clasti dei livelli psefitici, di dimensioni medie 3-6 mm, occasionalmente raggiungono gli 8-10 cm.

Sono presenti strutture sedimentarie quali gradazione, stratificazione e laminazioni piano-parallele e incrociate a basso angolo, superfici erosive. Gli straterelli e le lamine scure corrispondono ad accumuli di minerali pesanti (*placers*: fig.10), costituiti da ilmenorutilo, pseudorutilo, ilmenite, zircone, rara monazite, xenotimo e tormalina (LOI, 1993b) e mostrano strutture tipo *hummocky cross stratification* incomplete o mal conservate.

Localmente, intercalate ai depositi grossolani, sono state osservate metasiltiti e metargilliti grigio-nerastre, in strati e banchi di spessore pluridecimetrico (loc. Axareddu, Canali Su Predi).

Il contenuto paleontologico è dato da rari frammenti rimaneggiati di articoli di crinoidi distribuiti in orizzonti centimetrici (Axareddu, Arcu Porcili), solitamente in corrispondenza delle litologie più fini.



Fig. 10 - Loc. Bruncu Orbai. Depositi di tempesta con laminazioni mineralizzate a placers nella formazione di Punta Serpeddi (Ordoviciano sup.), membro di Bruncu Spollittu ( $PSR_1$ ).

minerali pesanti (struttura granosostenuta). I clasti, ben arrotondati e di dimensioni tra 2 e 4 mm, sono in prevalenza di natura quarzosa e vulcanica. Lamine di minerali pesanti sono localizzate solitamente nella porzione superiore dei singoli strati, insieme a strutture erosive quali piccoli canali (*gutter cast*) e superfici di riattivazione, formatesi durante la deposizione della sequenza grossolana successiva.

L'ambiente deposizionale, caratterizzato da condizioni di alta energia del moto ondoso in regime trattivo di flusso superiore e di decantazione, corrisponde con la transizione *shoreface - offshore* superiore. Lo spessore è compreso tra 1 e 5 m.

L'esposizione migliore si ha in località Sa Murta, sul taglio di un sentiero a quota 670 m, con una successione costituita alla base da un'alternanza di metamicroconglomerati quarzosi in livelli decimetrici e metasiltiti più o meno argillose a componente micacea, di colore verdastro, sormontata da metaconglomerati quarzosi ben classati e metarenarie finissime in livelli sui 30-35 cm, cui seguono microconglomerati, metarenarie grossolane e finissime alternati in livelli da cen-

L'insieme delle strutture sedimentarie descritte delinea un ambiente fortemente condizionato dalla dinamica del moto ondoso in regime trattivo di flusso, riconducibile allo *shoreface* superiore.

Nel settore di Bruncu Spollittu la successione è esposta a reggiopoggio in corrispondenza di una incisione valliva, dove è ottimale sia osservare il contatto basale con le metavulcaniti ordoviciane, sia descrivere la sequenza sedimentaria potente circa 55 m.

Lo spessore di questo membro varia tra 20 e 60 m. L'età viene riferita al Caradoc.

Nella parte mediana il membro di Sa Murta ( $PSR_2$ ) (Loi, 1993b) è costituito da alternanze ritmiche formate da livelli, millimetrici e centimetrici, di metamicroconglomerati, metarenarie fini e metasiltiti grossolane. I livelli conglomeratici sono ben cerniti, la frazione fine è pressochè assente o costituita da

timetrici a millimetrici; al tetto, infine, un banco di 65 cm di metasiltiti micacee grigio-verdastre, con patine di ossidazioni ferrose. Alla base *placers* in lamine parallele millimetriche, concentrate in una banda di ca. 20 cm. Una buona esposizione è visibile anche in località Bruncu Spollittu con uno spessore di circa 3 m.

Nella parte sommitale il membro di Is Mallorus (PSR<sub>3</sub>) (LOI, 1993b; già Membro C2” in BARCA & DI GREGORIO, 1979) è costituito da metarenarie fini, omogenee, da grigio-verdognole a brune, distribuite in livelli decimetrici, con intercalazioni di metasiltiti di spessore millimetrico e centimetrico; questi litotipi si alternano a metaquarzoareniti grigio-nerastre in banchi di spessore tra 1 e 2 m, con subordinati livelli decimetrici di metarenarie arcosiche grigio chiare. Tra i componenti detritici quarzo, feldspati, muscovite e biotite.

Nella parte mediana e sommitale di questo membro sono frequenti livelli ossidati con articoli di crinoidi, meno frequenti brachiopodi [*Harknessella noctilio* (Sharpe 1849), *Macrocoelia espansa* in GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1979 = *Iberomena sardoa*, *Leptaena depressa* (Sowerby 1839), (GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1979); *Kierulfina* sp. *Orthidae* (LOI, 1993b), *Svobodaina* sp. *Strophomenida* indet. e *Pentamerida* indet. (DESSANAY, 1998, tesi laurea inedita)], trilobiti [*Harpidella* (*Harpidella*) *dolianovensis* (HAMMAN & LEONE, 1998) *Sarrabesia teichmuelleri* (HAMMAN & LEONE, 1998), *Lichidae* e *Phacopidae* (HAMMAN & LEONE, in progr; in LEONE, 1998)], briozoi.

In questo membro si hanno, per numero e frequenza, “...i più importanti depositi di minerali pesanti in struttura di *placers* che, localmente, costituiscono l’elemento sedimentologico caratterizzante di questa unità...” (LOI, 1993b), con addensamenti di rutilo, leucoxene, ilmenite, zircono, monazite, tormalina, etc. (LOI *et alii*, 1992a; 1992b; LOI & DABARD, 1997).

I *placers* sono disposti secondo lamine millimetriche, sia piano-parallele che incrociate, spesso interrotte da superfici di riattivazione del fondo originate dall’azione del moto ondoso. Col diminuire della granulometria verso metarenarie fini-metasiltiti, i *placers* tendono a scomparire o a diminuire in frequenza e risultano macroscopicamente meno evidenti. In questi casi la laminazione a *placers* si presenta con bassissimo angolo, e dà luogo a strutture tipo “*hummocky cross stratification*”.

L’ambiente deposizionale è di piattaforma neritica terrigena riferito al termine prossimale dell’*offshore* superiore, dominato dall’azione delle tempeste.

Gli strati con giacitura monoclinale a franapoggio hanno direzione variabile da N-S a NE-SW e NW-SE, inclinazione variabile, in media sui 30°-35° nel settore di Musui e Bruncu Spollittu, che tende a verticalizzarsi nei settori più settentrionali (loc. Axareddu) con valori massimi sui 75°-80°.

Lo spessore di questo membro è compreso tra 40 e 75 m, mentre lo spessore complessivo della formazione si aggira intorno ai 150 m.

L’età è riferita all’Ordoviciano superiore: Caradociano -Ashgilliano.



### 1.2.5. - *Formazione di Tuviois (TUV)*

Cartografata e nota da lungo tempo con il nome di “Quarziti del Sarrabus” (DE CASTRO, 1890; TRAVERSO, 1890; CAVINATO, 1933), l’istituzione dell’unità litostratigrafica con l’attuale denominazione è dovuta a BARCA & DI GREGORIO (1979) nell’area di Punta Serpeddì.

Il rilevamento geologico ha permesso di completarne la cartografia distinguendo le due litofacies che la caratterizzano.

La parte basale di questa unità litostratigrafica (TUV) è costituita da metarenarie fini e finissime quarzoso-micacee, grigio-verdastre, metasiltiti micacee e metargilliti grigie, distribuite in alternanze centimetriche, raramente decimetriche. Verso il basso questa litofacies forma passaggio, spesso graduale, con la parte alta della formazione di Punta Serpeddì. Localmente sono presenti livelli metrici di metarenarie grossolane con stratificazione massiva.

Un carattere macroscopico che ne ha permesso la distinzione cartografica è anche dato dall’improvvisa comparsa di una più fitta scistosità che oblitera sovente gli originari caratteri sedimentologici dell’unità, rendendo talora difficoltoso il riconoscimento della stratificazione.

Vi si rileva l’assenza di *placers* osservabili microscopicamente, che indicherebbe un ambiente di sedimentazione di *offshore* superiore non interessato dall’azione delle onde di tempesta, ed una graduale diminuzione di minerali pesanti dispersi nel sedimento (LOI *et alii*, 1992a).

Il passaggio alla facies successiva è marcato da un graduale aumento della compattezza della roccia, che presenta una scistosità meno fitta, colore grigio scuro bluastro, frattura concoide ed è spesso mineralizzata a solfuri.

Si tratta di originari sedimenti carbonatici successivamente silicizzati (TUV<sub>a</sub>), da grigio cerulei a grigio-nerastri, omogenei e compatti, localmente intercalati con originarie marne e argilliti marnose in orizzonti da millimetrici a centimetrici che registrano una marcata scistosità. L’intenso grado di silicizzazione, verosimilmente imputabile ad attività idrotermale sottomarina connessa al vulcanismo alcalino tardo-ordoviciano (LEHMANN, 1975; NAUD, 1981; BARCA & ARGOLAS, 1985; CARMIGNANI *et alii*, 2001b e bibliografia), rende spesso difficoltoso il riconoscimento della stratificazione e degli altri caratteri sedimentologici originari, sebbene si possano ancora notare alternanze di colore testimonianti le primitive intercalazioni terrigene e carbonatiche (fig.11). La stratificazione è talora marcata da livelli fossiliferi a briozoi, crinoidi (*Conspectocrinus sp.*; HAMMANN & LEONE, 1997), cistoidi (*Heliocrinites sp.*; HAMMANN & LEONE, 1997), brachiopodi e trilobiti, e da livelli discontinui di metargilliti siltose.

La fauna a brachiopodi (HAMMANN & LEONE part II, in stampa; LEONE, 1998) è data da *Nicolella actoniae* (Sowerby 1839), *Dolerorthis maxima*



Fig. 11 - Loc. Mitza di Rosa. Metacalcri e metapeliti marnose silicizzate della formazione di Tuviois (*TUV<sub>a</sub>*), (Ordoviciano sup.).

(Vinassa 1927), *Eoanastrophia* sp., *Porambonites* (*Porambonites*) *magnus* (Meneghini 1880), *Portranella* sp. e *Strophomenidae* indet. (Loi, 1993b); mentre la fauna a trilobiti include: *Neseuretinus turcicus* (Dean 1967), “*Illaeus*” *creber* (Hammann 1992), *Ulugtella angelini* (Holm 1882) e *Opsimasaphus* (*Nobilia-saphus*) sp. indet. (HAMMANN & LEONE, part II in stampa) oltre a *Lichidae*, *Odontopleuridae*, *Hammatocnemidae*, *Dalmanitidae* e *Cheiruridae* (HAMMANN & LEONE part II, in studio). La comparsa di *taxa* comuni evidenzia una buona correlazione con le formazioni di Portixeddu e Domusnovas della Sardegna sud-occidentale (orizzonte BH4 - LEONE *et alii*, 1991).

I calcari silicizzati sono talora sormontati da metarenarie fini quarzoso-micacee e metasiltiti micacee grigio chiare, simili a quelle basali: queste litologie vengono considerate in sequenza stratigrafica, quindi rappresentative della parte alta della successione, non avendo riscontrato evidenze di raddoppi tettonici (loc. Bruncu Marragau, Mitza di Rosa).

La formazione di Tuviois poggia ovunque sui depositi della formazione di Punta Serpeddi (PSR), mentre al tetto si osserva localmente il passaggio agli argilloscisti carboniosi del Siluriano (SGA). Nei settori settentrionali la porzione sommitale della formazione risulta elisa a contatto con una intrusione di porfidi granitici (fp) in prossimità del contatto con il flysch carbonifero (PMN).

La sequenza affiorante lungo il versante meridionale del rilievo di Arcu Porcili risulta dislocata da una serie di faglie dirette, lungo le quali si sono intrusi corpi ipoabissali a chimismo riolitico (fp) e filoni di quarzo (fq), riconducibili al sistema filoniano post-ercinico.

La giacitura monoclinale a strati molto inclinati verso est caratterizza tutta la successione ordoviciana dell'area. Localmente gli strati risultano verticalizzati, talora con giacitura rovescia sulle litologie siluriane e con *klippe* di calcari silicizzati (loc. Musui), che vengono interpretati come porzioni di una struttura a *tête plongeant* rovesciata verso SE.

Lo spessore totale massimo della formazione è di circa 100 metri.

L'età è riferita all'Ordoviciano superiore (Ashgilliano).

#### 1.2.6. - *Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)*

Come anzidetto, il Siluriano è ben documentato in numerose località della Sardegna sud-orientale (Goni, Ballao, Armungia, Silius, etc.) sulla base di graptoliti (GORTANI, 1923a; 1923b; TEICHMÜLLER, 1931; HELMCKE, 1973; HELMCKE & KOCH, 1974; BARCA & JÄGER, 1990), di conodonti (BARCA *et alii*, 1992; CORRADINI & OLIVIERI, 1996; FERRETTI & SERPAGLI, 1996) e di nautiloidei (GNOLI, 1993).

Nel Foglio Cagliari gli "*Scisti a Graptoliti*" *Auct.* costituiscono alcuni limitati affioramenti, quasi sempre fortemente tettonizzati, talora in scaglie all'interno di fasce cataclastiche spesso mineralizzate (fig.12).

Si tratta di argilloscisti neri carboniosi, di ambiente marino euxinico, con intercalati livelli centimetrici e metrici di liditi nere ed orizzonti di metacalcari grigio-scuro più o meno nodulari ("*Ockerkalk*" *Auct.*).

Gli affioramenti si localizzano nelle valli ad E di Punta Serpeddi e a N di Sinnai, con spessore massimo di circa 10 m.

I litotipi osservati in località Musueddu lungo i tagli del sentiero forestale, costituiti da metapeliti, metasiltiti nere carboniose e metacalcari, sono più o meno intensamente fratturati e mineralizzati a calcopirite, spesso intersecati da vene e filamenti di quarzo e mostrano fitti ripiegamenti isoclinali di ampiezza da decimetrica a metrica e *kink bands* ad asse N080/25°ENE. Il contatto tra la formazione di Tuviois e le litologie del Siluriano avviene con giaciture molto inclinate, talora verticalizzate o rovesciate, localmente molto articolato e disturbato da pieghe isoclinali di piccola ampiezza, ad asse circa N180 (fig.13).

A N di Sinnai due affioramenti, limitati ma significativi, sono stati ascritti al Siluriano sulla base delle caratteristiche litologiche e dei rapporti stratigrafici.

Nel primo (cava di pietrisco a S di loc. Scala su Perda) gli argilloscisti grigio-nerastri, molto deformati, presentano diffusa alterazione a ossidi di ferro e



Fig. 12 - Loc. Foresta Musui. Contatto tettonico tra le metarenarie della formazione di Pala Manna (PMN) e le metasiltiti argilloso-carboniose del Siluriano (SGA), di cui è preservato un lembo ridotto al metro, al tetto della fascia cataclastica sulla destra.

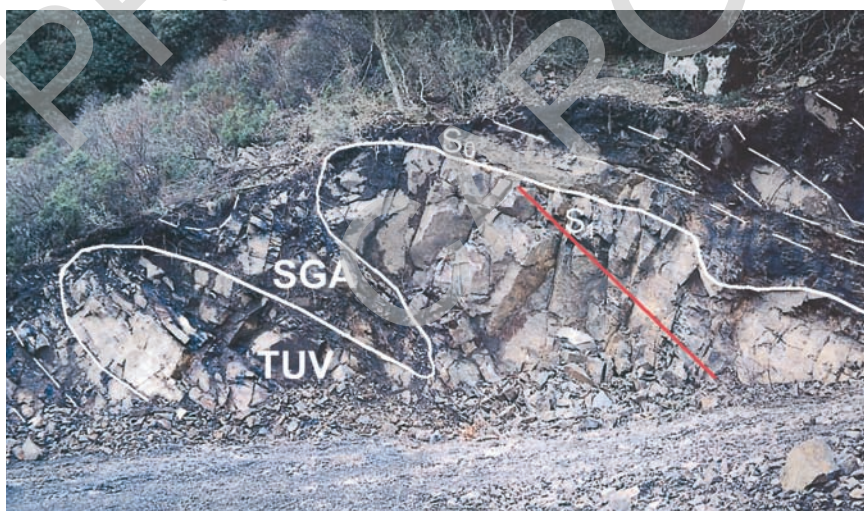


Fig. 13 - Loc. Musueddu. Metapeliti carboniose del Siluriano (SGA), finemente intersecate da vene di quarzo, e metacalcarei silicizzati grigio-nerastri dell'Ordoviciano sup. (TUV); rapporti fra stratificazione ( $S_0$ ) e scistosità ( $S_1$ ).

solfuri (pirite). Il contatto con la formazione di Pala Manna (PMN), visibile sul fronte settentrionale della cava, risulta chiaramente tettonico tramite una fascia cataclastico-milonitica interposta.

Nel secondo affioramento (cava di pietrisco in loc. Sa Ruinedda) questo contatto tettonico esso presenta andamento sub-orizzontale, ben marcato dal contrasto cromatico tra i litotipi nerastri alla base, riferiti al Siluriano, e le alternanze grigiastre di metarenarie e metasiltiti sovrastanti, riferite al flysch ercinico.

Tra le litologie siluriane affioranti nel settore si hanno metasiltiti grigio-verdi con foliazione metamorfica molto pronunciata, ed una pervasiva impronta termometamorfica marcata da una diffusa cloritizzazione. Le analisi petrografiche hanno confermato la presenza di quarzo granoblastico, clorite eteroblastica, probabilmente derivata in parte da alterazione di biotite, sericite in blasti di dimensioni variabili e muscovite. La struttura è lepidoblastica.

Al metamorfismo regionale di grado molto basso (sericite+clorite), si sovrappone quindi il metamorfismo termico di contatto (biotite+muscovite).

Mentre negli affioramenti ricadenti nel Foglio Cagliari non sono stati sinora rinvenuti fossili, poco oltre il limite nord del foglio, a N di Pala Manna, sul fondo-valle del Rio Ollastu (loc. Serra S'Ilixi, S'Angassua) sono stati descritti graptoliti del Siluriano inf. (TEICHMÜLLER, 1931; HELMCKE & KOCH, 1974; JÄGER, 1977 e riferimenti); altre località a graptoliti del Siluriano, e del Devoniano inferiore (loc. Baccu Scottis) sono descritte nel Sarrabus da BARCA & JÄGER (1990). Per analogia litologica l'età di questa unità è quindi riferibile al Siluriano-Devoniano inferiore.

### 1.2.7. - *Formazione di Pala Manna (PMN)*

La formazione di Pala Manna (BARCA, 1981; 1991), riportata nel foglio 549 Muravera come "Complesso di Pala Manna", affiora estesamente nell'Unità tettonica del Sarrabus. Nel Foglio Cagliari sono state distinte e cartografate alcune litofacies che la caratterizzano (BARCA, 1981; BARCA & MAXIA, 1982; MAXIA, 1984; BARCA, 1991; BARCA & OLIVIERI, 1991; BARCA *et alii*, 1992).

La formazione (PMN) è costituita in prevalenza da metasiltiti omogenee grigio-nerastre, in strati decimetrici, talvolta con laminazione incrociata e convoluta ed impronte di fondo (*load casts*) e, localmente, livelli di breccie ad elementi di liti.

Per incremento della frazione arenacea, la successione evolve ad alternanze decimetriche di metarenarie micacee, metarose nocciola a grana fine, metaquarzoareniti scure, metasiltiti micacee e metapeliti grigio scure; localmente si osservano strutture sedimentarie (stratificazioni e laminazioni ondulate e incrociate) marcate da orizzonti millimetrici di metasiltiti brune.

Le metarenarie contengono abbondante quarzo e in subordine clorite, sericite, zircone e muscovite. Il quarzo è presente in clasti subarrotondati monocristallini, talora policristallini metamorfici o in aggregati a mosaico. L'analisi petrografica rileva per il quarzo una prevalente origine vulcanica, meno frequente da metamorfiti deformate. Alle miche detritiche (muscovite abbondante) si associa una matrice sericitico-cloritica di derivazione metamorfica (metamorfismo regionale di grado molto basso).

In molti campioni macroscopici sono visibili *spot* termometamorfici di clorite. Raramente si documenta la presenza di muscovite termica, associata al metamorfismo di contatto, e di andalusite in blasti anedrali pecilitici.

La presenza di tali minerali di neoformazione conferisce una struttura con plaghe neoblastiche termometamorfiche di grana variabile, in alcuni casi visibile anche macroscopicamente con la lente come una caratteristica macchiettatura. Il *layering* tessiturale, determinato dalle ripetute alternanze con livelli metasiltitici, presenta in alcuni casi marcati effetti di crenulazione e frammentazione, dovute probabilmente a deformazioni tettoniche tardive.

Le metasiltiti contengono quarzo submillimetrico, muscovite, sericite e clorite. Il quarzo si presenta in clasti spigolosi e l'abbondante matrice sericitico-cloritica risulta più o meno concentrata in livelli, determinando una moderata foliazione di derivazione metamorfica regionale. Locali laminazioni, da submillimetriche a millimetriche, sono dovute a variazioni del contenuto in idrossidi di ferro in clasti (aggregati limonitico/ematitici rossastri).

Le metapeliti contengono clasti di quarzo submillimetrici, subarrotondati, con frequenti laminazioni piano-parallele, a luoghi debolmente ondulate. Microscopicamente risultano caratterizzate da laminazione composizionale con quarzo più o meno diffuso in clasti monocristallini.

Tutta la successione risulta sovente attraversata da quarzo di ricircolazione in vene di spessore millimetrico; patine di ossidazione manganesifere si concentrano invece lungo le fratture.

Le facies più grossolane sembrano occupare la parte superiore della successione, caratterizzata localmente da quarziti omogenee bianco-nocciola ( $PMN_b$ ) e metaconglomerati eterometrici e poligenici clastosostenuti ( $PMN_a$ ).

La litofacies  $PMN_a$  (fig.14: a) Correxerbu, b) Tratzalis, c) Bruncu Cuaddu Mortu), è costituita da metaconglomerati grossolani clastosostenuti, a ciottoli talora ben arrotondati di metamorfiti paleozoiche, o allungati per *stress* tettonico, con intercalati livelli metarenacei grossolani, a giacitura variabile.

Le facies arenacee più fini ( $PMN_b$ ) si interpongono tra la sequenza metarenaceo-metapelitica ( $PMN$ ) e le metarenarie grossolane ( $PMN_a$ ) (Cirronis, Tratzalis, Bruncu Cuaddu Mortu) o costituiscono affioramenti circoscritti, al tetto della sequenza metarenaceo-metasiltitica (Bruncu Gianni Figu, Serra is Luas).

Metavulcaniti basiche (PMN<sub>c</sub>), affiorano in corpi di limitata estensione areale sul versante occidentale della collina a SW di Cuile Lurdagus.

Entro la Formazione di Pala Manna sono frequenti i blocchi risedimentati interpretati come olistoliti (BARCA, 1991) e considerati come elementi oggettivi in favore dell'attribuzione cronostratigrafica di questa unità.

Gli olistoliti di metavulcaniti ordoviciane (pg), comprendono sia metarioliti biancastre variamente alterate che porfidi grigi. Tra i primi il corpo più esteso è visibile a SW di Bruncu Cirronis, lungo i tagli della strada a fondo naturale, e altri due blocchi affiorano più a sud, verso Cuccuru Conca s' Antinta. Tra i secondi si citano un olistolite di circa 100 m<sup>3</sup> visibile lungo il versante occidentale di Serra is Luas e due corpi minori affioranti poco a NE di Riu Paiolu, a nord di Sinnai.

Sono inoltre numerosi i corpi rocciosi, da metrici a decametrici, di argilloscisti carboniosi e diaspri neri sottilmente stratificati (liditi) (sg<sub>b</sub>) (fig. 15); in essi sono stati documentati numerosi graptoliti del Siluriano (BARCA & JÄGER, 1990).

Tra gli olistoliti si rinvengono anche blocchi di metacalcari (sg<sub>a</sub>) (fig. 16), nei quali sono stati documentati, sulla base di conodonti, vari piani dal Siluriano al Devoniano superiore (Famenniano) (BARCA & OLIVIERI, 1991), ciò che indirettamente conferma l'età eocarbonifera di questa unità.

All'analisi petrografica gli olistoliti carbonatici evidenziano quarzo, calcite, clorite, epidoto e tremolite. Talora si riscontrano solo epidoto (epidosite), rilevante, e subordinato quarzo in cristalli anedrali, l'epidotizzazione è da riferire al termometamorfismo, che conferisce una struttura granoblastica con *fabric* isotropo. Anche gli olistoliti sono interessati sia da metamorfismo regionale (sericite+clorite) che da termometamorfismo (epidoto+tremolite).

Il blocco di dimensioni maggiori, costituito da metacalcari parzialmente silicizzati massivi grigio-scuro o nerastri, si rinviene lungo il versante settentrionale di Bruncu Accu Seda (BARCA *et alii*, 1986a), all'imbocco di una miniera attualmente inattiva, al contatto tra le metarenarie grigie del *flysch* ercinico ed un filone di porfido riolitico tardo-ercinico. Il contatto con quest'ultimo è marcato da una fascia di alterazione con mineralizzazione ad azzurrite, malachite, solfuri e subordinata galena. Analisi micropaleontologiche su conodonti permettono di riferire il metacalcare ad un generico Siluriano-Devoniano per rari esemplari di *Ozarkodina sp.*

Gli affioramenti osservati in località Serra is Luas (BARCA *et alii*, 1986b; BARCA, 1991; BARCA & OLIVIERI, 1991) sono costituiti da alcuni blocchi esotici di calcare laminato, a struttura nodulare, di colore grigio chiaro di 3-4 m<sup>3</sup>. I conodonti presenti hanno permesso di attribuirli al Devoniano inferiore e medio.

Un olistolite decametrico di calcare grigio chiaro si rinviene in prossimità del vertice nord orientale del foglio (loc. Sa Tuvara: BARCA *et alii*, 1986b; BARCA, 1991; BARCA & OLIVIERI, 1991); le associazioni a conodonti rinvenute in un campione (FC812) consentono di riferire l'olistolite al Siluriano sup.-Devoniano inf.



Fig. 14a - Loc. Correxerbu. Panoramica sui depositi conglomeratici della formazione di Pala Manna (Carbonifero inf.), della facies  $PMN_a$  esposti lungo il versante sud-orientale del rilievo.



Fig. 14b - Loc. Tratzalis. Clasti allungati di metarenarie leggermente silicizzate caratterizzanti la facies conglomeratica  $PMN_a$  della formazione di Pala Manna (Carbonifero inf.).





Fig. 14c - Loc. Bruncu Cuaddu Mortu. Blocco arrotondato di metarenaria (40 cm) nella facies  $PMN_a$  della formazione di Pala Manna (Carbonifero inf.).



Fig. 15 - Loc. versante dx di Riu Trunconi, taglio strada a q. 700 m. Olistolite di diaspri neri (lidi) sottilmente stratificati e deformati della facies  $sg_b$  entro la formazione di Pala Manna (PMN).



Fig. 16 - Loc. Serra is Luas. Olistoliti calcarei del Devoniano ( $sg_a$ ), di dimensione metrica, entro la formazione di Pala Manna (PMN).

Altri due olistoliti calcarei affiorano tra Bruncu Marragau e Serra is Luas; i conodonti rinvenuti permettono di riferirli al Siluriano.

Sul versante NW di Pala Manna, poco oltre il limite N del foglio, sono presenti limitati affioramenti di metavulcaniti basiche intercalate nei depositi silicoclastici di questa formazione flischioide (BARCA, 1981; 1991; DI PISA & OGGIANO 1992).

Non è possibile stabilire lo spessore reale dell'intera successione, in quanto il contatto alla base è tettonico e quello al tetto non è conservato. La mancanza di sicuri livelli stratigrafici di riferimento impedisce inoltre di accertare con sicurezza la presenza di importanti raddoppi o di grandi elisioni tettoniche. Uno spessore maggiore di 400 m è comunque ipotizzabile.

Parte della successione, presumibilmente rappresentativa della porzione sommitale della formazione di Pala Manna (fig.17), è descritta in una sequenza misurata lungo il versante occidentale di Serra is Luas, per uno spessore di 267 m. La presenza in questa sequenza, con giacitura media N140-150/25°NE ( $S_1=S_0$ ), di pieghe isoclinali molto strette, di ampiezza decimetrica (fig.18) e con assi N150-10°SE e N135-10°SE, confermano l'esistenza di probabili raddoppi della successione originaria.

Questa unità viene interpretata come un complesso di depositi sinorogениci accumulatisi nel bacino di avanfossa che si sviluppava al fronte delle falde erciniche (BARCA, 1991; BARCA *et alii*, 1992) che traslavano verso l'avampaese iglesiente-sulcitano. L'età è assegnata al Carbonifero inferiore.



Fig. 17 - Loc. Serra is Luas. Metarenarie, metasiltili e metapeliti grigio scure in giacitura monoclinale  $N140/25^{\circ}NE$  nella formazione di Pala Manna (PMN) (Carbonifero inf.).



Fig. 18 - Loc. Serra is Luas. Cerniera di piega isoclinale stretta con asse  $N150/10^{\circ}E$  nelle alternanze della formazione di Pala Manna.

## 2. - COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO

Le plutoniti cartografate nel settore orientale del Foglio Cagliari, costituiscono le propaggini occidentali del massiccio intrusivo composito del Sarrabus. Tale complesso è costituito da granodioriti, monzograniti e leucograniti, a grana medio-grossa con strutture sia equigranulari isotrope, sia porfiriche per megacristalli centimetrici di feldspato-K e spesso con marcata foliazione magmatica. Particolarmente frequenti sono nel settore settentrionale estesi ammassi di micrograniti a struttura granulare o più spesso porfirica minuta. Al bordo settentrionale del complesso intrusivo queste plutoniti sono a contatto con le sequenze metamorfiche paleozoiche (PMN): i contatti sono netti e discordanti e sempre segnati da sviluppo di fasce termometamorfiche di variabile estensione, caratterizzate da diffusa blastesi di biotite e andalusite, più raramente di cordierite; allontanandosi dai contatti sono frequenti, entro litologie idonee, le facies tipo “scisti macchiettati”. Nelle zone di contatto sono frequenti apofisi filoniane e xenoliti metamorfici. I rapporti di campagna fra le intrusioni non sono sempre evidenti: gli ammassi microgranitici degli affioramenti centro-settentrionali sono posteriori alle facies plutoniche, che intersecano in più punti; i leucograniti, nelle zone prossime al contatto con le facies monzogranitiche, includono porzioni plurimetriche di queste ultime.

Il sistema filoniano, con termini acidi, intermedi e basici, è ben sviluppato: interseca tutte le facies plutoniche ed anche i micrograniti, ed è rappresentato da numerosi corpi orientati secondo una direzione prevalente NNW-SSE.

Nel suo insieme, l'attività magmatica tardo-ercinica nel foglio è rappresentata da granitoidi (con rare masse basiche) della serie calcalcalina alta in K (termini da granodioritici a leucogranitici). L'attività magmatica filoniana è sostanzialmente bimodale e costituita da termini andesitico-basaltici calcalcalini e da porfidi riolitici.

La sequenza intrusiva dei granitoidi, ricostruita sulla base dei reciproci rapporti giacaturali, inizia con plutoniti granodioritiche biotitico-anfiboliche spesso foliate, seguite da monzograniti biotitici associati a frequenti facies microporfiriche e, infine, da plutoniti leucogranitiche, anch'esse con ammassi di micrograniti leucocrati. Il livello intrusivo evolve via via verso porzioni crostali più alte.

La strutturazione complessiva delineata dai vari corpi intrusivi è quella di fasce irregolari con direttrici SE-NW.

Il termine di “unità intrusiva” è utilizzato per definire singole unità caratterizzate da plutoniti con aspetti strutturali e tessiturali simili, anche se composizionalmente diversi. L'età relativa di messa in posto delle diverse facies distinte, dedotta dall'analisi dei contatti e delle geometrie dei corpi intrusivi, presuppone un carattere unitario della sequenza intrusiva, limitata ad un intervallo di tempo relativamente ristretto.

## 2.1. - GRANITOIDI E PLUTONITI BASICHE

### 2.1.1. - *Unità intrusiva di Geremeas (GEA)*

#### 2.1.1.1. - Masse gabbriche s.l. Facies Serra Paulis (**GEA<sub>a</sub>**) Episieniti. Facies Bruncu de su Procu (**GEA<sub>b</sub>**)

Si tratta di facies intrusive femiche poco estese in affioramento, per lo più in ammassi di forma irregolare di poche decine di metri isolati entro le granodioriti, più raramente entro i monzograniti e in genere non cartografabili.

La facies tipica è data da gabbri anfibolici e pirossenico-anfibolici (**GEA<sub>a</sub>**) (fig.19a), di colore grigio verdastro, a struttura equigranulare, intergranulare a grana media.

I minerali principali sono plagioclasio subedrale labradoritico-bitownitico variamente zonato, anfiboli subedrali di composizione variabile da pargasitico-Mg-orneblenda, ad orneblenda edenitica ed actinolite, spesso di sostituzione parziale o totale di originari pirosseni, clinopirosseni augitici, talora biotite e quarzo interstiziale; i minerali accessori sono rappresentati da ilmenite, apatite, titanite e raro zirconio. Frequenti sono le variazioni di grana con porzioni pluricentriche a grana più grossa a feldspato e anfibolo in cristalli di taglia massima di 1 cm. Frequente è l'associazione, particolarmente ai bordi della massa, con facies femiche a grana più fine biotitico-anfiboliche, talora con struttura porfirica per fenocristalli (xenocristalli?) feldspatici, nelle quali compare in quantità variabili il quarzo (facies quarzodioritiche sino a tonalitiche).

In alcuni casi queste facies presentano un andamento insolitamente allungato, in apparenza filoniano, secondo direzioni N160°W.

L'analisi chimica di un campione il più possibile rappresentativo di facies non cumulitiche e poco alterato (EM205; tav.1) indica trattarsi di un gabbro calcocalcino, moderatamente frazionato.

Complessivamente le masse gabbroidi esaminate mostrano caratteri giacitureali, tessitureali, mineralogici e geochimici del tutto analoghi ad altre masse presenti nel Sarrabus (BRALIA *et alii*, 1981; POLI & TOMMASINI, 1999), interpretate come manifestazioni di un magmatismo basico subcrostale coevo e commisto con i magmi granitoidi crostali.

Alcuni affioramenti, di estensione sempre limitata, sono costituiti da facies sienitiche a grana medio-fine (**GEA<sub>b</sub>**) e struttura talora inequigranulare per cristalli di plagioclasio (albite) di taglia massima 1 cm e femici in aggregati policristallini di colore verde scuro (fig.19b). Si tratta presumibilmente di originari gabbri, con totale albitizzazione dei plagioclasti e alterazione dei femici primari in aggregati cloritici ed epidoti con diffusa calcite.

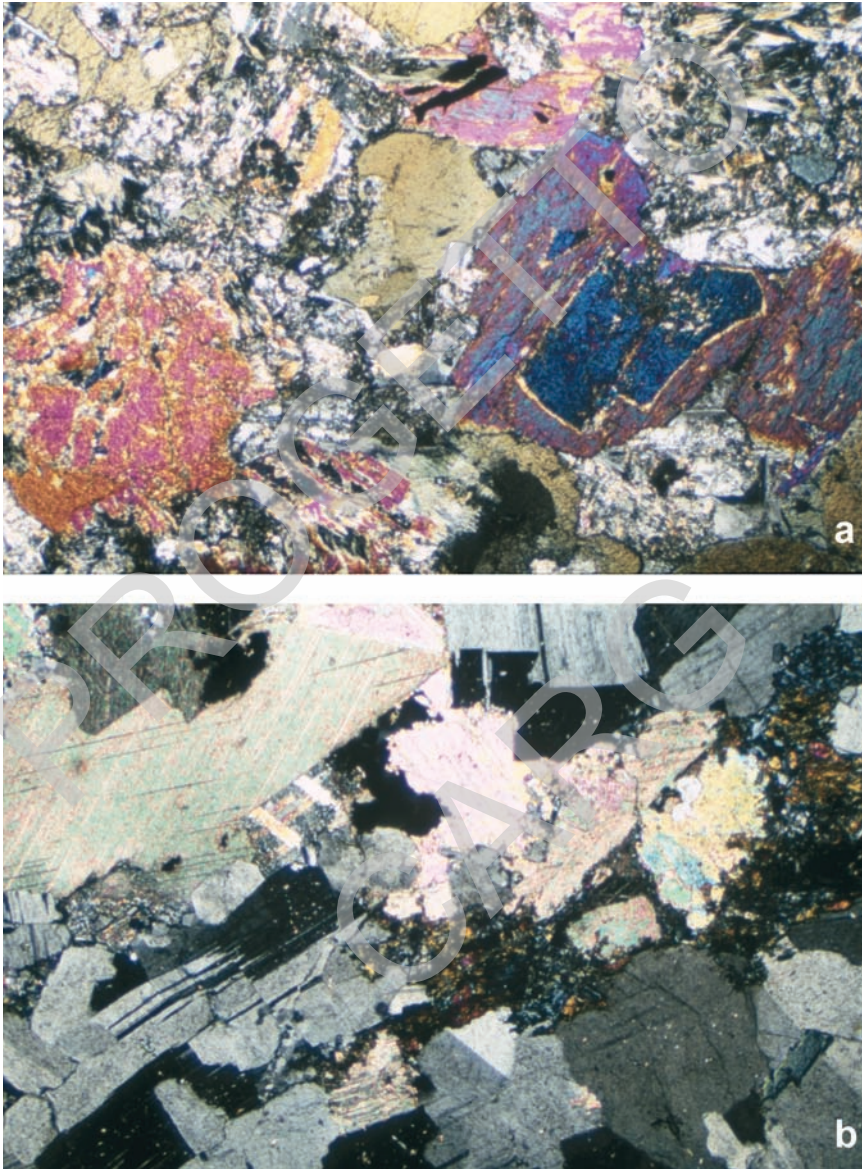


Fig. 19 - a) Loc. Serra Paulis: gabbri pirossenico-anfibolici (ga) a struttura equigranulare; b) Loc. Bruncu de su Procu: facies sienitiche ( $GEA_p$ ) a struttura inequigranulare con plagioclasio albitico associato a cloriti in aggregati policristallini. Nx; ingr. 25x.

### 2.1.1.2. - Granodioriti biotitico-anfiboliche. Facies Is Mortorius (GEA<sub>c</sub>)

Le granodioriti (GEA<sub>c</sub>) comprendono tipologie differenti per caratteristiche tessiturali e colore, indistinte nella rappresentazione cartografica.

La facies più diffusa in affioramento comprende granodioriti inequigranulari a grana grossa, per megacristalli di feldspato-K bianchi o rosati di taglia media sui 2-3 cm, con indice di colore 15-25%. Sono presenti frequenti inclusi melano-crati microgranulari magmatici, subdecimetrici, grigio scuro-nerastri (*enclaves* di composizione per lo più tonalitica anfibolico-biotitica), di forma sia ellissoidale, spesso con isorientazione magmatica N040°-060°, sia arrotondati. Tra i femici, la biotite (taglia massima 2 mm) è presente in proporzioni modali non superiori al 10-15%.

Un secondo litotipo è costituito da granodioriti fortemente inequigranulari, fanero-porfiriche, per la presenza di megacristalli di feldspato-K bianchi o rosati, di taglia massima 6-7 cm.

Un terzo litotipo è rappresentato da granodioriti equigranulari mesocrate a grana medio-grossa.

Tutti questi litotipi sono caratterizzati (fig.20a, b) dalla costante presenza, come minerali essenziali, di quarzo anedrale, plagioclasti zonati andesinici con nuclei di composizione sino a labradoritica, subordinato feldspato potassico (ortoclasio più o meno peritico), biotite e subordinato anfibolo (5-7%, generalmente una orneblenda verde edenitica); come fasi accessorie si ha titanite in cristalli di discrete dimensioni, rara allanite, apatite, magnetite e zircone.

Il rapporto plagioclasti/feldspati-K è variabile: alcune facies più femiche mostrano valori corrispondenti a granodioriti transizionali a tonaliti, altre più leucocrate a granodioriti più ricche in feldspato potassico.

Questi litotipi affiorano lungo il bordo sud-orientale del foglio, nel settore compreso tra loc. Marcolinu e la zona costiera. Gli affioramenti meglio esposti sono quelli osservabili in località Is Mortorius dove, a pochi metri dal mare, si può osservare un contatto intrusivo netto fra una granodiorite mesocrata equigranulare ed una tipica granodiorite a struttura inequigranulare (fig.21); gli affioramenti risultano intersecati da filoni basici di spessore metrico, orientati prevalentemente secondo direzioni N130°-160°E (fig.22).

Nelle altre località, le granodioriti si presentano solitamente interessate da un grado più o meno intenso di alterazione e mascherate da abbondante detrito.

Le facies inequigranulari per feldspati-K rosati pluricentimetrici affiorano in località Santu Lianu e Cuccureddus.

Caratteristica più o meno marcata in tutte le plutoniti granodioritiche è una foliazione per flusso magmatico diretta N40°-60°E, immergente 60° a SE.

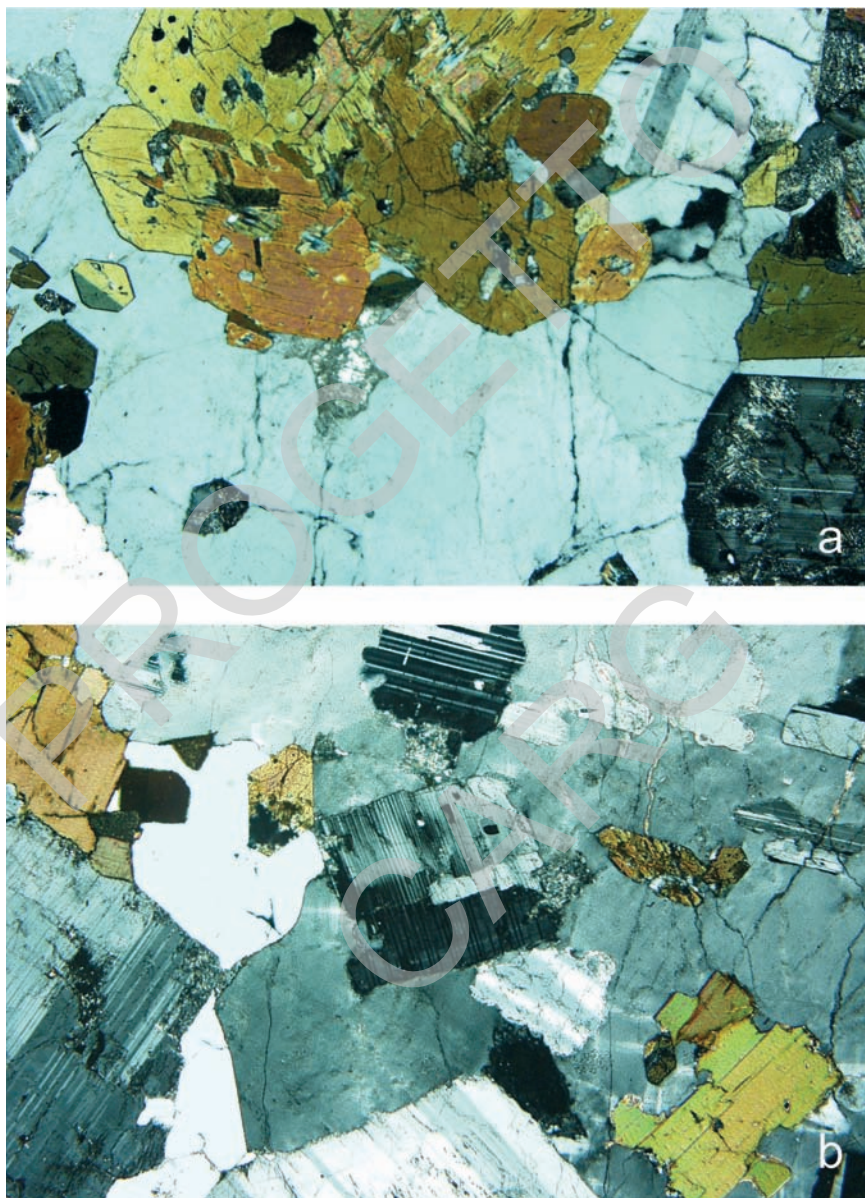


Fig. 20 - Loc. Is Mortorius. a) Granodiorite inequigranulare a mega cristalli bianchi di feldspati-K; b) granodiorite mesocrata equigranulare. Nx; ingr. 2x.





Fig. 21 - Loc. Is Mortorius. Particolare sul contatto intrusivo netto (N060-070E/62°NW) tra la granodiorite inequigranulare a megacristalli bianchi di feldspati-K a tessitura orientata N060E (a) ed una granodiorite mesocrata equigranulare (b).

L'analisi chimica di un campione rappresentativo delle granodioriti più femiche (EM204; tav.1) indica trattarsi di un termine granodioritico transizionale a tonaliti, comunque affine ad altre plutoniti simili della associazione calcalkalina alta in K del batolite sardocorso (BRALIA *et alii*, 1981; POLI *et alii*, 1989; BROTZU *et alii*, 1994; POLI & TOMMASINI, 1999).

Gli inclusi melanocrati nelle masse granitoidi sono imputati alla graduale frammentazione di originarie masse gabbro-tonalitiche coeve ed inglobate nella compagine granodioritica, analogamente a quanto descritto in altre località anche del Sarrabus (GHEZZO *et alii*, 1972; POLI & TOMMASINI, 1999).

Pur in mancanza di specifici riferimenti geocronologici, per le evidenti analogie composizionali e



Fig. 22 - Loc. Is Mortorius. Granodiorite mesocrata equigranulare intersecata da filoni basici (fi) di ordine metrico, secondo direzioni prevalenti N130-160E.

tessiture con facies simili del batolite sardo-corso è ragionevole ipotizzare l'appartenenza delle granodioriti dell'area genericamente al ciclo delle "plutoniti tar-do-tettoniche" (310-295 Ma), coerentemente anche con quanto proposto su base radiometrica da NICOLETTI *et alii* (1982) e da BROTZU *et alii* (1994), per plutoniti granodioritiche in altri settori del Sarrabus.

### 2.1.2. - *Unità Intrusiva di S. Gregorio (GGO)*

#### 2.1.2.1. - Monzograniti biotitici. Facies Baccu Scardu ( $GGO_a$ )

Il gruppo dei monzograniti accorpa facies differenti per caratteristiche tessiture e di colore ma non composizionali, coalescenti, non distinte nella cartografia geologica del Foglio Cagliari.

Sono infatti presenti sia monzograniti biotitici a struttura equigranulare, sia monzograniti biotitici a struttura inequigranulare di solito microporfirica.

I primi sono rappresentati da facies a grana media e tessitura isotropa, struttura granulare ipidiomorfa con indice di colore del 10÷15%, spesso con adunamenti millimetrici di biotite distribuiti disomogeneamente nella roccia. Il colore, da grigio chiaro a scuro, varia a seconda della grana e/o abbondanza della biotite (fig.23a). Sono costituiti da quarzo, plagioclasti andesinico-oligoclastici variamente zonati, ortoclastio pertitico (raramente microclino), biotite e come accessori da apatite, allanite, zirconio, magnetite. Variabile e spesso pronunciata l'alterazione in *subsolidus* della paragenesi primaria.

Ubiquitari e abbastanza frequenti sono gli inclusi microgranulari scuri (con composizione da tonalitica a granodioritica), di forma e dimensioni variabili, solitamente ellissoidali ( $\varnothing$  max 40÷50 cm), talora in addensamenti (località Cuccuru Cuili Sirigu e Garappiu). Rari sono invece gli inclusi enallogeni del basamento, completamente cornubianitizzati, posti soprattutto in prossimità dei contatti con l'incassante metamorfico; le loro dimensioni medie sono dell'ordine di alcuni centimetri.

Nelle località Arcu s'Arcedda-Tasonis, Cuccuru Nuraxi Baiocca e Perda s'Intruxiu affiorano corpi isolati di monzograniti di varie dimensioni, inclusi entro i micrograniti. Un lembo circoscritto di questo litotipo affiora in corrispondenza della testata della vallecchia a NW di Bruncu Andria Cinus. L'affioramento più occidentale si incontra in loc. Conca Uga, poco a N di Sinnai, lungo la strada comunale Serra Longa che conduce alla cava di pietra.

La seconda litofacies è rappresentata da estesi ammassi e *stocks* di monzograniti biotitici a grana media porfirici: la struttura porfirica è ben visibile e caratteristica in sezione sottile per numerosi fenocristalli (indice di porfiricità spesso

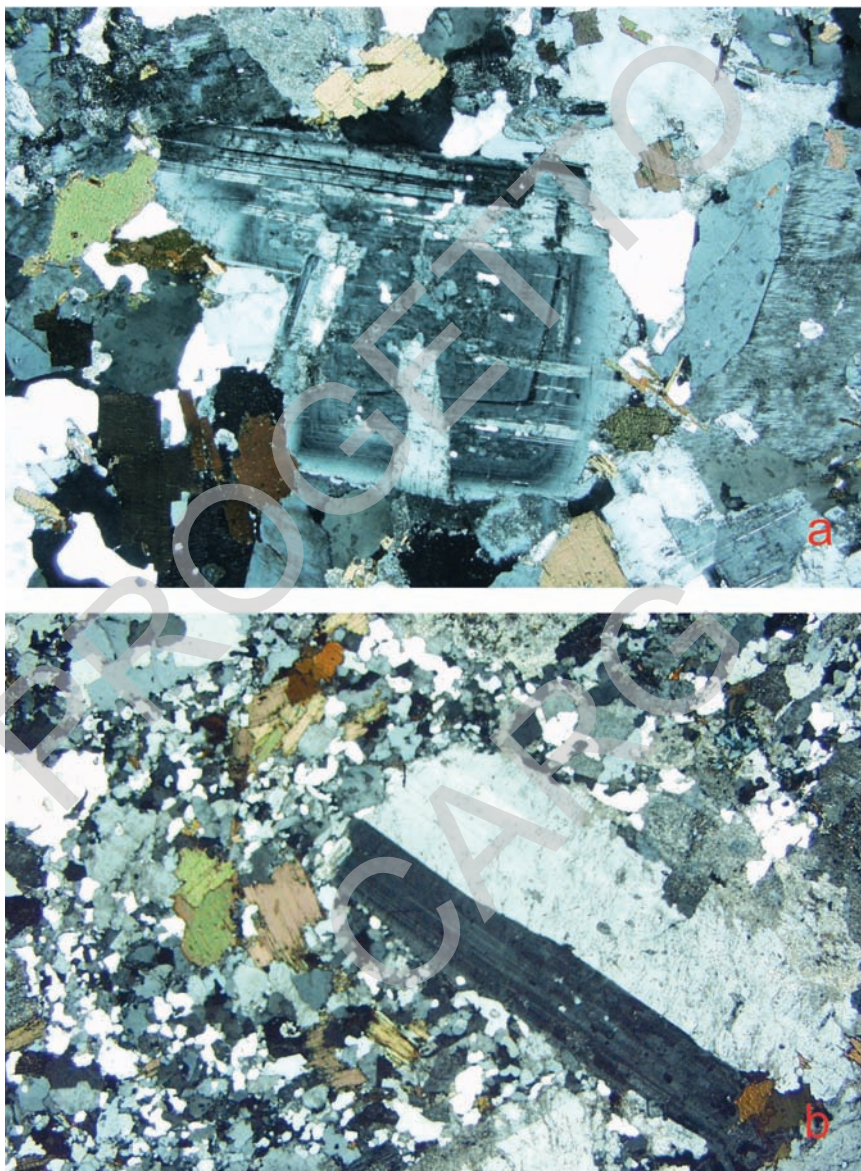


Fig. 23 - a) Loc. Monte Baccu Scardu: monzograniti ( $GGO_a$ ) a struttura granulare ipidiomorfa con adunamenti di biotite parzialmente cloritizzata; b) Loc. Scala Barralis: monzograniti biotitici a struttura porfirica per quarzo, plagioclasti, ortoclasto e biotite. Nx; ingr. 2x.

molto elevato, di 40-60%) di quarzo, plagioclasti, ortoclasio e biotite immersi in una pasta di fondo microgranulare ipidiomorfa (fig.23b). La variabilità strutturale è tale che in alcuni casi sfuma alle litologie equigranulari a grana media. Tali facies mostrano marcate analogie strutturali con i micrograniti, con i quali presumibilmente hanno condiviso situazioni di cristallizzazione-raffreddamento molto simili a livelli alto-crosta.

Queste facies porfiriche si rinvengono spesso al contatto con l'incassante metamorfico (per es. loc. Genna Manna, al contatto con la formazione di Pala Manna). La loro presenza in corrispondenza delle parti sommitali di rilievi che costituiscono una sorta di altopiani, con quota media intorno ai 400 m (Monte Baccu Scardu, Cuccuru Cuili Sirigu, Monte Scala Barralis, Bruncu Lilloni-Arcu sa Gruxi), porta ad ipotizzare una loro localizzazione in corrispondenza di originali contatti con porzioni del basamento metamorfico attualmente erose.

Tali facies sono interpretate come facies periferiche, o comunque strettamente correlate a quelle plutoniche, delle intrusioni monzogranitiche equigranulari e come tali non sono state distinte cartograficamente.

In varie località dell'areale dei monzograniti (loc. Garappiu, Figuerga, Genna Ruinas) sono frequenti vene e filoncelli di apliti, di spessore da pluricentrico a pluridecimitrico (2÷40 cm), distribuiti secondo sistemi di direzioni principali N150°E e N50°÷N60°E.

I monzograniti sono ovunque interessati da processi di alterazione deutERICA, localmente molto spinta, talora con completa arenizzazione della roccia. L'alterazione pervasiva è confermata anche negli affioramenti di porzioni apparentemente "fresche" della roccia: costante risulta la parziale cloritizzazione della biotite e la sericitizzazione del plagioclasio.

Nel settore di Garappiu e di Arcu sa Gruxi i monzograniti sono in contatto diretto con i leucograniti (GGO<sub>b</sub>): il passaggio netto è ben osservabile solo in alcuni punti (loc. Garappiu - Nuraghe su Gallesu) mentre risulta meno evidente o del tutto mascherato negli altri settori a causa dell'intensa arenizzazione, presente proprio in corrispondenza delle zone di contatto.

Più evidente è invece il contatto nettissimo con i micrograniti (GGO<sub>c</sub>), dai quali vengono intrusi in molte località (Monte Baccu Scardu, Bruncu Pauli Mannu, Monte Scala Barralis).

I caratteri macro e microscopici dei monzograniti sopra descritti mostrano strette analogie con le facies del ciclo delle "plutoniti tardo-tettoniche" intruse intorno ai 295-300 Ma.

Le analisi chimiche eseguite su due campioni selezionati di monzograniti biotitici a struttura moderatamente porfirica (Camp. FC629, FC653; tav.1) evidenziano i caratteri tipici dei monzograniti calcocalcinali del batolite sardo-corso (BRALIA *et alii*, 1981; ROSSI & COCHERIE, 1991).

### 2.1.2.2. - Leuco-sienograniti biotitici. Facies S. Gregorio ( $GGO_b$ )

In queste plutoniti vengono raggruppate due tipologie principali, distinguibili per struttura, grana e colore.

Il primo litotipo è costituito da leucograniti biotitici a struttura equigranulare ipidiomorfa, grana medio-grossa, tessitura isotropa, localmente pegmatoide, con sviluppo di cristalli di 2÷3 cm e di piccole cavità miarolitiche. Il colore d'insieme della roccia è bianco e presenta un indice di colore basso, intorno al 4÷5% (fig.24a). Possono contenere rari inclusi microgranulari scuri, sempre molto alterati, talora di dimensioni considerevoli (max 1 m) (Bruncu de Su Procu).

Affiorano lungo il margine centro-meridionale del foglio.

Nel settore tra le località Canneddus e Marcolinu i leucograniti risultano in contatto con le granodioriti biotitico-anfiboliche (GEA<sub>1</sub>), sebbene tale contatto non sia mai nettamente visibile a causa della intensa arenizzazione dei due litotipi.

Si tratta di plutoniti leucocrate essenzialmente sienogranitiche, costituite da quarzo, ortoclasio peritico, plagioclasio oligoclasico (spesso parzialmente alterato in albite e sericitizzato), biotite e scarsi accessori quali zircone e apatite.

Il secondo tipo litologico è rappresentato da leucosienograniti biotitici a grana media con struttura moderatamente inequigranulare, di colore rosato localmente molto intenso, con indice di colore intorno al 5% (fig.24b).

Sono talora presenti rari inclusi microgranulari scuri ( $\varnothing$  max 10÷15 cm).

L'alterazione di questo litotipo è ovunque molto intensa e profonda.

Il contatto con i monzograniti (mg) è netto. In corrispondenza del versante orientale di Arcu sa Gruxi esso è marcato da un andamento rettilineo regolare per circa 2 km, secondo direzioni N-S e NNW-SSE. Non si esclude che in questa località il contatto sia per faglia.

Nel settore compreso tra le località Sedda Brandanu e Bruncu Mudulo-Accu sa Perdera, al contatto tra i leucograniti ed i monzograniti sono interposte intrusioni di microgranito, con una sola interruzione di continuità presso Casa Olla; in questa località sono presenti inoltre megainclusi di monzograniti di dimensioni da qualche decina a qualche centinaio di m<sup>3</sup>.

I caratteri giacaturali e tessaturali di questi corpi magmatici delineano chiaramente la loro natura di intrusioni tardive messe in posto a livelli alto-crosta in un regime tettonico distensivo ("post-tettoniche").

I dati geocronologici disponibili in letteratura per facies simili in altre zone del batolite sardo-corso indicano un'età riferibile al Permiano inferiore (280-290 Ma) (DEL MORO *et alii*, 1975; COCHERIE, 1984).

Le analisi chimiche di due campioni (FC613, FC 655; tav.1) confermano tale appartenenza: si tratta infatti di termini molto acidi corrispondenti a "minimum melts", di derivazione anatettica crostale (per alcuni Autori derivati per

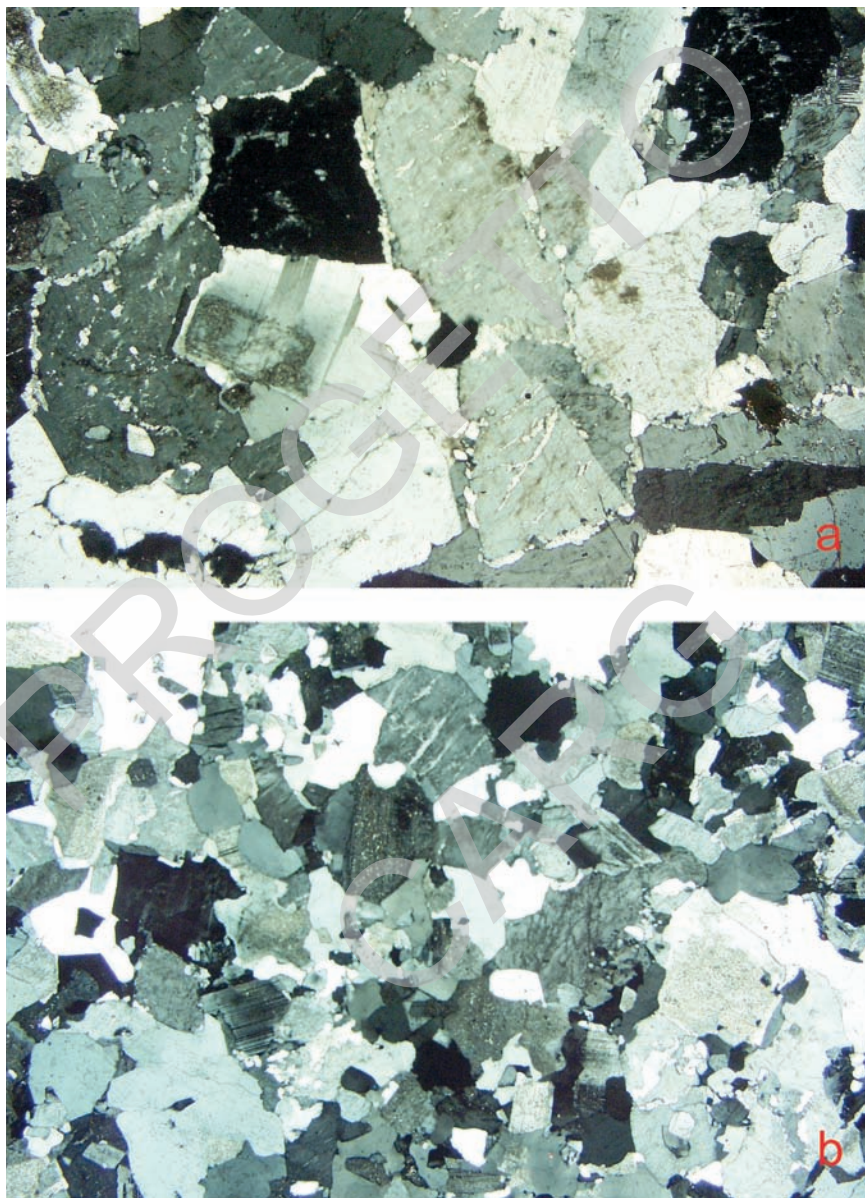


Fig. 24 - a) Loc. Musongili: leucosienograniti biotitici equigranulari a grana medio-grossa; b) Loc. Bacca Aruis: leucosienograniti a grana grossa, mediamente inequigranulari. Nx; ingr. 2x.

differenziazione dai monzograniti: ORSINI, 1980), caratterizzati da alti tenori in K, carattere moderatamente peralluminoso riconducibile in genere ad alterazioni in *subsolidus*, affinità di tipo calcalcina con *pattern* delle Terre Rare caratterizzato da una pronunciata anomalia negativa in Eu.

### 2.1.2.3. - Micro-sienograniti.

#### Facies Cuccuru Nuraxi Baiocca ( $GGO_c$ )

Si tratta di vasti ammassi ipoabissali di micrograniti a grana fine, struttura isotropa, granulare ipidiomorfa, spesso microporfirica, talora con aspetto sacca-roido (fig.25). L'indice di colore è generalmente basso (<5%), ed è costituito da scarsa biotite molto spesso alterata. Sono frequenti le patine di ossidi di manganese nelle fratture, spesso di forma dendritica. Alla scala dell'affioramento, la colorazione d'insieme della roccia è solitamente sul rosso-rosato, o sul giallastro se molto alterata.

Le diffuse facies microporfiriche (spesso con carattere seriato) hanno fenocristalli euedrali di quarzo, feldspati rosati (plagioclasti oligoclasico-albitici e ortoclasio pertitico, talora microclino, di taglia fino a 3 mm) e biotite, immersi in

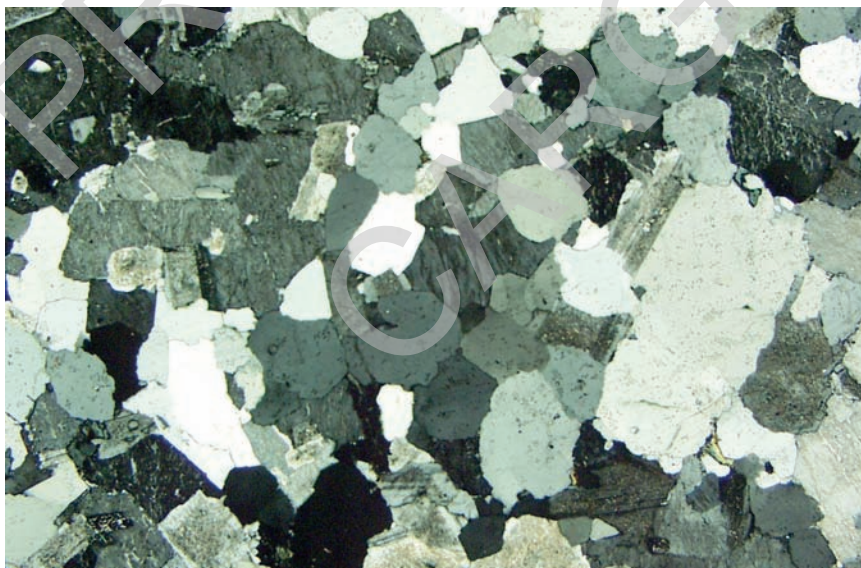


Fig. 25 - Loc. Riu sa Stoia: micrograniti ( $GGO_c$ ) a struttura isotropa equigranulare fine ipidiomorfa con quarzo, plagioclasti oligoclasico-albitici, ortoclasio pertitico e biotite. Nx; ingr. 2x.

una matrice fine granulare essenzialmente quarzo-feldspatica. I minerali accessori sono zircone, apatite e rara magnetite. Le facies equigranulari hanno mineralogia simile, con strutture fini a tendenza autoalotriomorfa. Frequenti sono le strutture grafiche quarzo-feldspatiche. L'alterazione deutERICA è variamente pronunciata.

In queste rocce sono rari gli inclusi microgranulari scuri ( $\varnothing$  max 5 cm). Abbastanza comuni sono invece sacche e vene pegmatitiche a quarzo ed ortoclasio rosato, localmente con dimensioni di qualche m<sup>3</sup> (Sedda de su Stampu, Cuccuru Nuraxi Baiocca, Arcu S'Arcedda), con cristalli di quarzo ben sviluppati fino a 40÷50 cm.

I micrograniti mostrano sempre contatti netti intrusivi rispetto alle plutoniti leucogranitiche e monzogranitiche. Numerosi e in risalto nella morfologia sono i filoni riolitici (loc. Montixeddu, Cuccuru Genna de Bentu, Cuccuru sa Predalla e presso il Riu Baccu Scardu), più rari i filoni a chimismo basico (settori di Bruncu Niu Crobu, Bruncu Baccu Cruzzu, Cuccuru Nuraxi Maxia e Bruncu Zinnibiri), distribuiti secondo direzioni preferenziali NNW-SSE.

I corpi microgranitici mostrano un fitto campo di fratturazione con coniugate N050°E, N170°E subverticali, cui si associa una fratturazione suborizzontale o debolmente inclinata verso NW (settore ad est dei Laghi di Corongiu-Cuccuru Sa Predalla-Perda S'Intruxiu), nonchè un campo di fratture subverticali ad andamento N030°E/N160°E (Arcu di Antonio La-Cuccuru Murdegu-Nuraxi Baiocca).

L'analisi chimica di un campione tipico (FC652; tav.1) evidenzia caratteri composizionali e *pattern* delle Terre Rare con evidenti analogie con le plutoniti leucogranitiche, a conferma di una loro stretta affinità genetica.

## 2.2. - CORTEO FILONIANO

Il basamento, sia metamorfico che granitoide, affiorante nella parte orientale del Foglio Cagliari, è disseminato di numerose manifestazioni filoniane. I *trends* preferenziali sono quelli ad orientazione circa NNW-SSE, direzione comune ai sistemi filoniani della Sardegna meridionale (GHEZZO & ORSINI, 1982; ATZORI & TRAVERSA, 1986; RONCA & TRAVERSA, 1996). Sotto il profilo composizionale, le rocce filoniane affioranti nel foglio mostrano una pronunciata variabilità e comprendono facies sia melanocrate che leucocrate, le prime disposte spesso alle salbande dei filoni leucocrati, i quali ultimi inglobano talora porzioni a carattere femico.

Una classificazione rigorosa di questi litotipi richiede l'esame strutturale e mineralogico insieme con analisi chimiche in quanto spesso le strutture sono a grana fine microfelsitica o finemente intergranulare. Le distinzioni operate tra i corpi filoniani sono state basate su criteri applicabili sia a scala mesoscopica, che con l'ausilio di osservazioni microscopiche. La cronologia relativa di messa



in posto è vincolata da evidenze giacitureali, le quali impongono che la maggior parte dei filoni di grandi dimensioni siano posteriori anche alle più recenti facies leucogranitiche e agli ammassi microgranitici, e quindi riferibili al Permiano s.l.. Purtroppo i dati di cronologia isotopica sono ancora scarsi e le sole indicazioni utili provengono dai dati giacitureali non sempre esaustivi.

Tra i filoni melanocrati s.l. sono stati inclusi tutti i prodotti basici, riconoscibili sul terreno in virtù della loro colorazione scura e della presenza di abbondanti specie mineralogiche femiche quali biotite, anfibolo, pirosseni e olivina. Questi filoni sono spesso più o meno alterati, fino ad argillificati.

Tra i filoni leucocrati s.l., di gran lunga i più rappresentati sia per diffusione che per dimensioni, sono possibili varie distinzioni avvalendosi di criteri tessitureali e strutturali macroscopici, oltre che composizionali.

### 2.2.1. - *Filoni intermedio-basici (fi)*

Sono comprensivi di termini intermedio-basici, andesitici e andesitico-basaltici, di colore nero e/o grigio verdastro, spesso alterati in superficie, con caratteristica esfoliazione cipollare al cui nucleo può ancora conservarsi una porzione abbastanza “fresca” della roccia. Presentano orientazione preferenziale N160°E, meno frequente N130°E, con giaciture subverticali. Lo spessore medio è di qualche metro, mentre il loro sviluppo longitudinale può essere seguito solitamente con continuità per un centinaio di metri circa, e solo eccezionalmente si estende per oltre mezzo chilometro.

Questi filoni affiorano con maggior frequenza nel settore sud-orientale del foglio, negli areali compresi tra la costa (is Mortorius) e le zone dell'interno, fino al Villaggio dei Gigli. La loro distribuzione è pressochè omogenea, talora con infittimento considerevole (loc. Perdigoni-Su de is Belgas). Non di rado, e solitamente con spessori pluridecimetrici, si trovano in stretta associazione con i filoni acidi (settori di Sa Carbonera, di Bruncu de su Procu e di Cuccureddus).

Presentano in genere struttura olocristallina da microgranulare-intergranulare praticamente afirica con grana per lo più fine o medio-fine, a moderatamente porfirica (indice di porfiricità di 10-20) con pochi e piccoli fenocristalli di plagioclasti, femici talora alterati e pasta di fondo intergranulare-subofitica. I plagioclasti euedrali, spesso zonati, presentano composizione variabile da bitownitico-labradoritica ad andesinico-oligoclastica (ai bordi).

Nei termini basaltici è rara l'olivina, spesso alterata in pseudomorfo cloritiche. Sono abbondanti i clinopirosseni per lo più augitici, variamente alterati in orneblende actinolitiche e actinoliti. Molto diffuso, tanto da rappresentare talora il femico prevalente, è l'anfibolo bruno in cristalli euedrali (di composizione

pargasitica o di orneblenda pargasitica), che risulta spesso associato ad anfiboli verdi di tipo edenitico.

Nelle facies andesitiche, più raramente in quelle basaltiche, soprattutto nella pasta di fondo è frequente la biotite e talora è presente subordinato quarzo interstiziale. Fra gli accessori, ilmenite, titanite e apatite sono pressochè ubiquitari. Molto diffusi gli aggregati di alterazione secondaria in cloriti, epidoti e calcite.

Nell'insieme, i filoni femici affioranti nel foglio mostrano caratteristiche composizionali del tutto simili a quelle descritte ampiamente da RONCA & TRAVERSA (1996): si tratta pertanto di termini con affinità prevalente calcalcina, mentre non sono stati osservati filoni alcalini.

### 2.2.2. - *Filoni acidi: aplo-pegmatiti (fa)*

Si tratta di corpi ipoabissali spessi pochi metri, numerosi ma scarsamente rappresentativi in affioramento (loc. Niu Crobu-Cani Nieddu; M.Nieddu; Canali Angioni). Localmente si osservano apliti in filoncelli subdecimetrici e in vene di colore beige-biancastro (loc. Santu Lianu). Il colore è tipicamente bianco-rosato. Presentano giaciture variabili, talora suborizzontali, scarsa continuità laterale e sono diffusi soprattutto all'interno dei monzograniti e dei leucograniti. Si tratta quindi di filoni strettamente associati, geneticamente e temporalmente, alle rispettive facies plutoniche che li includono.

Hanno per lo più composizione granitica leucocrate e struttura variabile da microgranulare autallotriomorfa a micropegmatitica e pegmatitica, spesso con accentuate variazioni nello stesso filone. La tessitura è isotropa, localmente listata alle salbande. Dal punto di vista microscopico si possono evidenziare frequenti zone con strutture grafiche e micrografiche; domina la composizione mineralogica, oltre al quarzo, un plagioclasio albitico e un ortoclasio e/o microclino pertitici, con variabili quantità di biotite e muscovite. Fra gli accessori è presente talora un granato ricco in spessartina e tormalina.

### 2.2.3. - *Filoni ed ammassi acidi: porfidi riolitici e dacitici (fp)*

Sono comprensivi in netta prevalenza di termini acidi riolitici, grigi, rosati per alterazione; rari sono i termini dacitici.

Presentano struttura per lo più porfirica con indice di porfirità molto variabile (20-40%) e con fenocristalli di feldspato-K (ortoclasio), plagioclasio oligoclasico spesso albitizzato e quarzo di taglia plurimillimetrica; la massa di fondo varia da criptocristallina, felsitica, microgranulare, granofirica, sferulitica ed è

caratterizzata talora da una marcata tessitura fluidale, con fitta laminazione di flusso millimetrica (fig.26a). Netamente in subordine la biotite, di dimensioni sub millimetriche e spesso alterata; diffusi gli aggregati secondari di clorite e talora di muscovite su fenocristalli e in pasta di fondo.

Frequenti i filoni riolitici praticamente afirici, a tessitura fluidale, con variabili strutture di devettrificazione felsitiche e sferulitiche. Nella maggior parte dei casi è evidente in queste litologie una marcata alterazione in *subsolidus*. I rari filoni dacitici hanno struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasti, subordinato quarzo e biotite spesso alterata.

Questi filoni (**fp**), orientati secondo direttrici principali circa NNW-SSE (N170°E÷N150°E), affiorano principalmente nel settore orientale del foglio, dove intrudono le plutoniti granitoidi, costituendo affioramenti continui, talora plurichilometrici (Cuccuru Cuili Sirigu e Bruncu Pauli Mannu).

L'analisi chimica di un campione tipico di questo gruppo (campione EM206; tav.1) mostra valori del tutto coerenti con quelli riportati da RONCA & TRAVERSA (1996) per analoghe litologie del Sarrabus e simili a quelli dei granitoidi post-tettonici, con i quali presumibilmente condividono una genesi anatettica crostale.

Vengono accorpati in questa unità cartografica anche i filoni di Bruncu Zinbireddu-Bruncu Mitza di Rosa, che intersecano le metamorfite paleozoiche del settore nord-orientale del foglio, nonché quelli che intrudono la formazione di Pala Manna nel settore a nord di Sinnai. Questi corpi filoniani hanno in genere direzione circa N-S, con subordinate apofisi e diramazioni secondo varie direzioni (settore delle miniere di Tuviois); localmente presentano terminazioni "sfrangiate" (loc. Bruncu Murdegu).

Il corpo ipoabissale più imponente è quello presente nell'areale di Mitza di Rosa, intruso lungo il contatto (presumibilmente tettonico) tra la successione metasedimentaria ordoviciana (formazione di Tuviois - TUV) e i depositi del *flysch* carbonifero (formazione di Pala Manna - PMN). Localmente esso può inglobare grossi inclusi di metamorfite paleozoiche (PMN) e, nel settore di Tuviois, grossi brandelli di metarenarie (PSR) e di metacalcari silicizzati (TUV).

Queste ipoabissaliti sono sempre interessate da un'alterazione più o meno intensa, che ha favorito la completa devettrificazione della massa di fondo vetrosa, con formazione di strutture sferulitiche, spinta albitizzazione e sericitizzazione dei plagioclasti, cloritizzazione e muscovitizzazione della scarsa biotite, e sviluppo talora di placche di calcite nella massa di fondo.

Una spiccata fluidalità magmatica caratterizza questi corpi filoniani i quali, in alcuni casi, si adattano al sistema di discontinuità del basamento metamorfico attraversato assumendo giaciture anche sinuose molto variabili; inoltre, in alcuni casi, possono inglobare frammenti di microgranito (fig.26b).

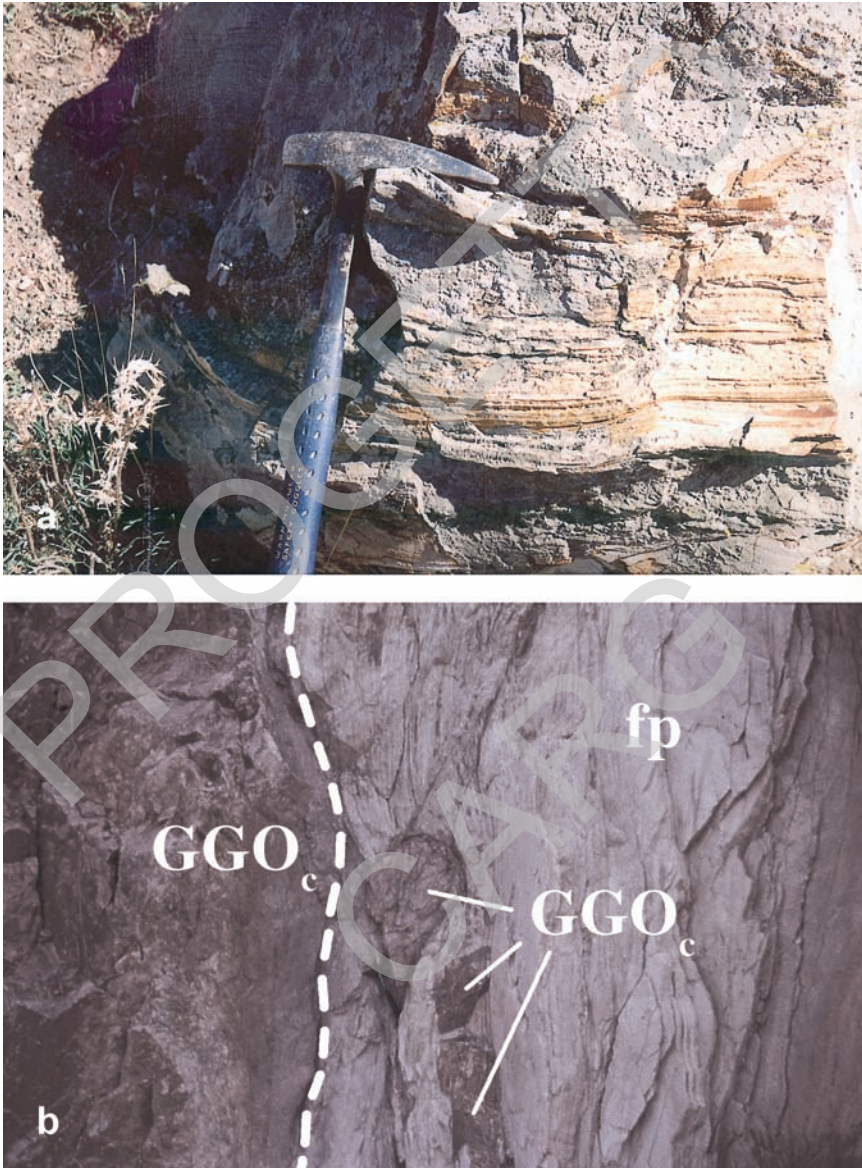


Fig. 26 - a) Loc. Bruncu Marragau: marcate linee di flusso nel filone di porfido riolitico (fp) alterato;  
 b) Loc. a sud di Montixeddu presso la discarica inerti: filone di porfido riolitico (fp) che intrude un  
 microgranito (GGO<sub>c</sub> a dx) e ne ingloba frammenti. La fluidalità si adegua alla forma degli inclusi.

#### 2.2.4. - *Filoni idrotermali di quarzo (fq)*

Questi filoni, rari nell'area del foglio, costituiscono manifestazioni legate a fenomenologie idrotermali. Presentano spessori solitamente ridotti, da alcuni decimetri fino ad un massimo (rari) di 1,50 m; sono spesso associati a breccie di faglia in zone di taglio entro i metasedimenti dell'Ordoviciano superiore (PSR, TUV). Localmente, a questi filoni si associano indizi di mineralizzazioni: una mineralizzazione a barite, oggetto in passato di sfruttamento minerario e di cui attualmente permangono poche tracce negli imbocchi e/o assaggi di cava abbandonati, si trova in località Arcu Porcili.

### 3. - SUCCESIONI VULCANO-SEDIMENTARIE TERZIARIE

Nel Foglio Cagliari non è conservata traccia dei cicli sedimentari marini del Mesozoico, presenti invece in altre regioni dell'Isola.

Piccoli affioramenti eocenici ritrovati immediatamente a nord dell'area del foglio, fra Burcei e M. Genis (BARCA & DI GREGORIO, 1977), consentono di ipotizzare che nell'Eocene inferiore quest'area sia stata anch'essa trasgredita e che i relativi sedimenti siano stati asportati nel corso dei successivi cicli erosivi continentali.

In Sardegna una decisa ripresa della sedimentazione marina si ha soprattutto nel Miocene con lo sviluppo, tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara, di bacini in cui si sono depositati oltre 1000 m di sedimenti (*Rift sardo Auct.*).

Il Terziario del Foglio Cagliari è estesamente rappresentato da depositi continentali eocenico-oligocenici e pliocenici, e marini miocenici; subordinati gli affioramenti vulcanici "oligo-miocenici"; assenti quelli plio-pleistocenici.

#### 3.1. - FORMAZIONE DEL CIXERRI (CIX)

Questa formazione (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) affiora tipicamente nella Sardegna sud-occidentale.

Essa è costituita in prevalenza da arenarie quarzoso-feldspatiche a grana da fine a medio-grossolana, siltiti giallastre, marne argillose e argille siltose giallo-rossastre, contenenti *burrows* e orizzonti o noduli concrezionari ferruginosi, con intercalazioni di conglomerati poligenici a ciottoli di scisti e graniti paleozoici, calcari mesozoici, quarzo, etc.

Nel Foglio Cagliari questi depositi affiorano nel settore di Monastir, tra M.Agutzu, e verso sud fino alle pendici del rilievo di M.Oladri.

Al tetto, la formazione del Cixerri risulta sormontata da vulcaniti andesitiche “oligo-mioceniche” in facies lavica (OLD) e/o piroclastica (SPU), mentre il contatto con i depositi della successiva formazione di Ussana si presenta tettonizzato per faglie normali di direzione NNE-SSW.

Presso cava Picci la formazione del Cixerri è rappresentata da un’alternanza di arenarie e siltiti argillose distribuite in livelli, lenti e banchi di spessore dal decimetro ad alcuni metri, di potenza complessiva circa 36 m. Sono evidenti superfici di discontinuità interne marcate da depositi più grossolani.

L’ambiente deposizionale è tendenzialmente riconducibile ad un vasto sistema di piana alluvionale progradante verso E (BARCA & PALMERINI, 1973). Questa formazione viene interpretata come una molassa post-pirenaica (CHERCHI, 1979; BARCA & COSTAMAGNA, 1997; 2000).

Infatti, il ritrovamento di ciottoli calcarei di successioni cretacee ad affinità iberica, contenenti un’associazione micropaleontologica mai rinvenuta in posto nell’Isola (CHERCHI, 1979), indicherebbe la loro provenienza dallo smantellamento di segmenti della Catena pirenaica e costituirebbe prova dell’adiacenza, durante il Paleogene, della Sardegna alla Penisola iberica, come dimostrato anche dai dati paleomagnetici (SAVELLI *et alii*, 1979). Dopo le segnalazioni di fasi tettoniche compressive nel Terziario della Sardegna (LETOUZEY *et alii*, 1982; CHERCHI & TREMOLIÈRES, 1984; TREMOLIÈRES *et alii*, 1984), il rinvenimento, nella Sardegna sud-occidentale, di chiare evidenze di una importante tettonica “eoalpina” (BARCA & COSTAMAGNA, 1997; 2000), con piegamenti e locali accavallamenti riconducibili ad una possibile Fase laramica (Cretacico terminale-Paleocene) e ad una Fase pirenaica (tardo Eocene inferiore-Eocene medio), ha recentemente portato ad un riesame delle interrelazioni esistenti fra tettonica e sedimentazione nell’intervallo fra la fine del Cretacico e l’Eocene-Oligocene nell’Isola.

L’età della formazione del Cixerri non è ben precisata poichè il suo contenuto paleontologico è molto scarso. La base della formazione è in genere attribuita all’Eocene medio per la presenza di livelli calcarei lacustri a pollini (PITTAU DEMELIA, 1979) e Carofite (BARBERI & CHERCHI, 1980; CHERCHI, 1985a), in discordanza (BARCA *et alii*, 1973) sui sottostanti terreni del Luteziano (Eocene medio).

Un’età oligocenica per questa formazione è sostenuta da MAXIA (1958), che vi segnala la presenza di gasteropodi dulcicoli molto simili a quelli rinvenuti in Francia. I depositi clastici della formazione del Cixerri sono inoltre attraversati e ricoperti da andesiti calcalcaline, di età radiometrica 32-29 Ma (Oligocene medio-superiore) (BELLON *et alii*, 1977; SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1985).

Sulla base di quanto noto nei più estesi e potenti (200-300 m) affioramenti del Sulcis-Iglesiente e delle osservazioni condotte nel Foglio Cagliari circa i rapporti stratigrafici con le vulcaniti oligoceniche, l’età di questa formazione risulta compresa tra l’Eocene medio e l’Oligocene inferiore.

### 3.2. - SUCCESSIONE VULCANICA DI MONASTIR

La successione vulcanica di Monastir (fig.27, tav.2) rientra nel cosiddetto “ciclo vulcanico calcareo oligo-miocenico sardo” presente in ampi settori occidentali dell’Isola.

Nel Foglio Cagliari sono state distinte le unità descritte di seguito:

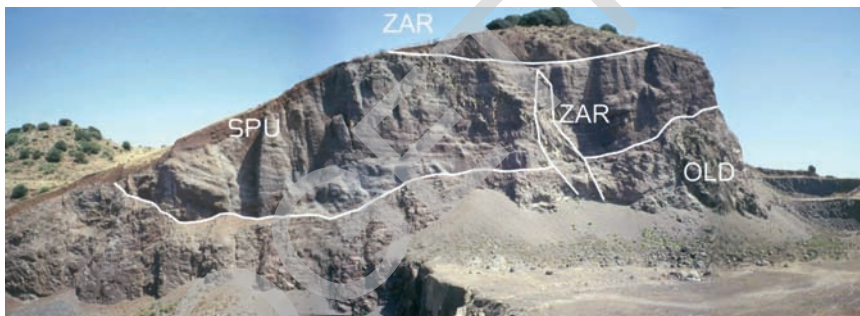


Fig. 27 - Loc. Monte Oladri, fronte di cava (~40m): Successione vulcanica di Monastir. Dal basso: lave andesitiche anfibolico-piroseniche (OLD) sormontate da breccie piroclastiche (SPU) e intruse da lave andesitiche pirosenico-oliviniche (ZAR).

#### 3.2.1. - Andesiti di Monte Oladri (OLD)

Si tratta di lave prevalentemente andesitiche di colore dal grigio-nerastro della roccia fresca al grigio-verdastro e al violaceo della roccia più o meno alterata. La struttura è porfirica con fenocristalli (max 2 cm) di anfibolo (orneblenda) talora con bordi ossidati, pirosseno (augite, iperstene (=enstatite ferrifera: IMA, 1987)) anedrale, spesso alterato in fillosilicati, e plagioclasti normalmente zonati (An<sub>30-80</sub>), con zonatura diretta discontinua (fig.28a).

La pasta di fondo è solitamente vetrosa o micro-criptocristallina, costituita da fenocristalli di plagioclasio con zonatura diretta discontinua. Alcuni campioni evidenziano una tessitura seriata per i cristalli di plagioclasio mostrandoti una gradazione continua delle dimensioni e numerosi esempi di tessiture pecilistiche o ricristallizzazioni criptocristalline e con microliti di plagioclasio disposti a feltro, nonchè rari inclusi a composizione noritica.

La presenza di fenocristalli di quarzo (max 1,5 cm) di forma anedrale consente di classificare alcune lave come daciti.

Sono stati osservati talora inclusi gabbroidi cogenetici (2-3 cm, max 30 cm), con ossidi di Fe e Ti e scarso vetro (ASSORGIA *et alii*, 1994).

Questi litotipi affiorano ad E e SE dell'abitato di Monastir, ove costituiscono i rilievi collinari tra le località Mitza Beccia e Santadi. Poco più a sud tali affioramenti si estendono in loc. Mattesu, ad W di M. Oladri, ove le vulcaniti sono ben esposte in corrispondenza di alcuni fronti di cava, saltuariamente attive. Sul ripido fronte della cava aperta alla base del versante meridionale di M.Oladri è possibile osservare il contatto erosivo tra le lave massive pirossenico-anfiboliche (OLD) e le sovrastanti breccie vulcaniche (SPU), attraversate da filoni di lave pirossenico-oliviniche (ZAR) (fig.27). I corpi lavici massivi hanno strutture cupoliformi e spessori massimi sui 50 m.

Subordinate sono le facies affioranti alla periferia dei duomi. Localmente si osserva un'intensa autobrecciatura, con evidenti fenomenologie idrotermali (loc. Terras Noas a N di M.Zara e sul rilievo a SW di M.Oladri).

Le datazioni radiometriche eseguite col metodo Ar/Ar su un campione prelevato presso Cava Oladri hanno evidenziato un'età compresa tra 27.3 +/- 1.9 Ma e 28.0 +/- 1.3 Ma, riferibile all'Oligocene superiore (Chattiano).

### 3.2.2. - *Vulcanoclastiti di Su Pardu (SPU)*

Si tratta di un complesso piroclastico-epiclastico e in parte sedimentario.

Le piroclastiti sono rappresentate da breccie poligeniche ed eterometriche in bancate metriche, con gradazione sia diretta che inversa.

I clasti sono di andesiti anfiboliche e di rocce del basamento paleozoico, cementati in una matrice cineritica. In alcuni casi si hanno veri e propri flussi piroclastici, come sembrano indicare i caratteri tessiturali e la marcata canalizzazione dei banchi.

I livelli epiclastici, variamente intercalati nella successione, sono costituiti da arenarie vulcanoclastiche, siltiti e argille talora ricche in cristalli di plagioclasio e pirosseno submillimetrici solitamente fratturati, in matrice finissima talora finemente laminata, alternate a breccie vulcaniche con clasti di lave andesitiche a diversa tessitura e mineralogia, in matrice fangosostenuta, spesso con cristalli alterati e fratturati di plagioclasio.

Questi depositi affiorano lungo una fascia NW-SE, estesa tra l'abitato di Monastir e il rilievo di Cuccuru Mussu Filippu, esposti su versanti collinari, tagli stradali o fronti di cava. Essi risultano posteriori e in parte contemporanei alla messa in posto dei prodotti lavici andesitici a pirosseno e anfibolo (OLD).

Le epiclastiti sono ben esposte sui fronti della "Cava di Pietra" inattiva immediatamente a NW di M.Oladri.

Ottime esposizioni per le piroclastiti si hanno in corrispondenza del ripido e inaccessibile fronte della cava, sul versante meridionale di M.Oladri, dove le



brecce vulcaniche (SPU) poggiano con contatto erosivo canalizzato sulle lave massive pirossenico-anfiboliche (OLD) e sono intruse da lave pirossenico-oliviniche (ZAR) in giacitura filoniana, interessate da fenomenologie idrotermali.

All'interno dei depositi vulcanogenici, a N del Foglio Cagliari, sono citati limitati affioramenti di calcare lacustre fossilifero (ASSORGIA *et alii*, 1994).

Strutture da scivolamento (*slumping*) testimonierebbero una instabilità tettonica concomitante con l'attività vulcanica (ASSORGIA *et alii*, 1994).

Lo spessore di questa formazione varia tra 10 e 30 m.

L'età di questi depositi viene riferita all'Oligocene superiore.

### 3.2.3. - *Andesiti di Monte Zara (ZAR)*

Rappresentano il termine superiore del complesso vulcano-sedimentario oligo-miocenico nell'area di Monastir.

Si tratta di lave massive andesitiche e andesitico-basaltiche, da grigio-nerastre a bruno-rossastre. Hanno struttura porfirica ipocristallina, con fenocristalli di plagioclasti a composizione andesinico-labradoritica (ASSORGIA *et alii*, 1994), di clino- e ortopirosseno (augite, iperstene (enstatite ferrifera: IMA, 1987)) solitamente a tessitura serciata e con zonatura diretta discontinua; l'olivina, alterata in iddingsite, è presente come singoli cristalli submillimetrici o all'interno di glomerofiri composti da Ol-Hy-Aug-Pl-Mg; talora è presente anche biotite profondamente alterata.

La pasta di fondo mostra generalmente una tessitura fluidale isotropa, con microliti di plagioclasio a composizione oligoclasico-andesinica disposti a feltro, numerosi esempi di tessiture pecilitiche e più raramente tessitura pilotassitica (fig.28b).

Questi prodotti affiorano alla periferia settentrionale ed orientale dell'abitato di Monastir, estendendosi verso SE nell'areale di M.Zara, M.Crabas, M.Cuccumenu, M.Oladri e Cuccuru Mussu Filippu.

I corpi lavici massivi presentano sia strutture cupoliformi (M.Zara), sia intrusioni a carattere filoniano.

Le porzioni laviche di tali corpi poggiano in discordanza prevalentemente sui depositi piroclastici e vulcano-sedimentari (SPU), ma talora ricoprono i prodotti lavici di base (OLD) (loc. Mitza Beccia), o si osservano direttamente a contatto sui sedimenti della formazione del Cixerri (M.Agutzu).

Localmente queste vulcaniti risultano sormontate stratigraficamente dai depositi clastici della formazione di Ussana (loc. Cuccuru Mussu Filippu).

Lo spessore massimo osservabile è di circa 100 m.

L'età di queste lave viene riferita all'Oligocene superiore.

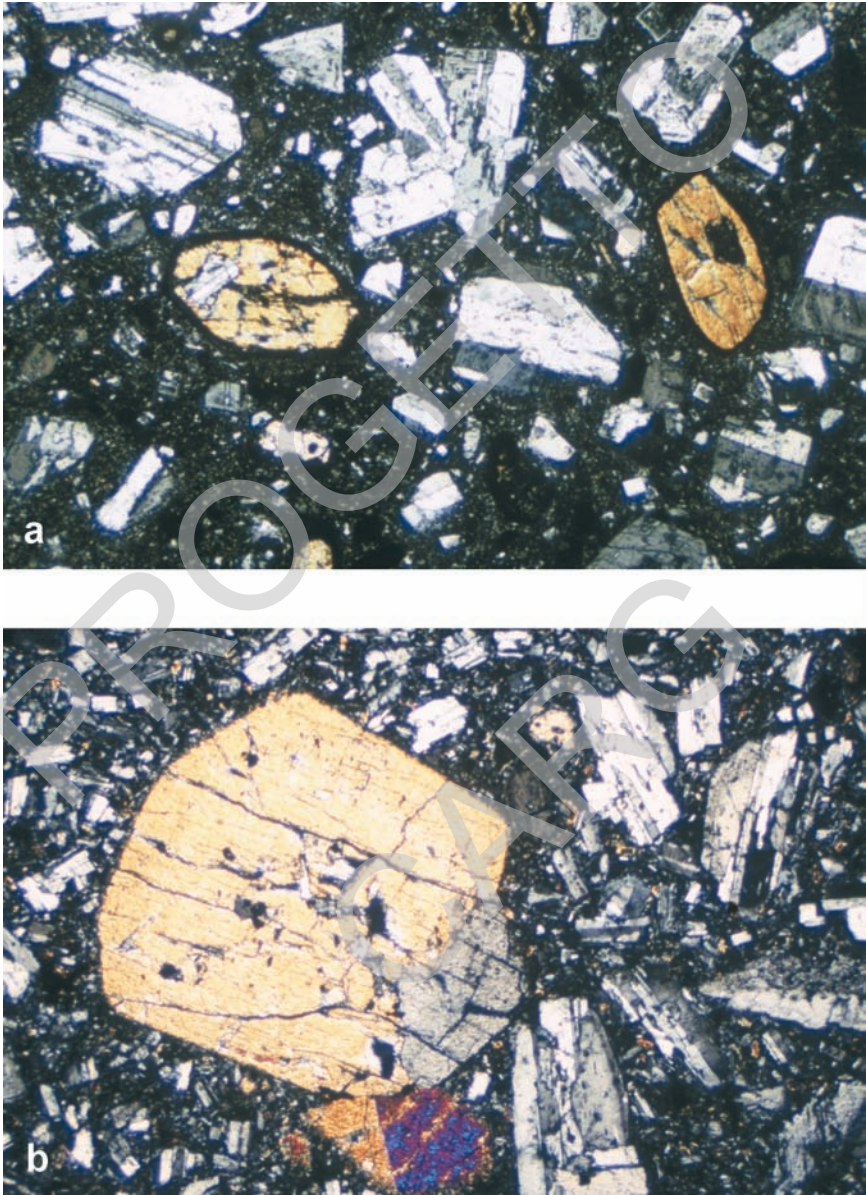


Fig. 28 - a) Loc. Cava Monte Oladri; lave andesitiche anfibolico-piroseniche (OLD); b) Loc. Cava Monte Oladri; lave andesitiche pirosenico-oliviniche (ZAR). Nx; ingr. 2x.

### 3.3. - FORMAZIONE DI USSANA (USS)

La formazione di Ussana (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) è costituita da conglomerati, brecce e arenarie, a matrice argilloso-arenacea rosso-violacea; nella parte alta sono presenti microconglomerati, arenarie ed argille, talora siltose e spesso fortemente piritose, talora fossilifere.

Gli ambienti deposizionali (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) variano da quello di scarpata e di conoide alluvionale, a quello di piana alluvionale con transizione ad ambienti fluvio-lacustri, lagunari e litorali. Sono state distinte quattro facies: USS<sub>a</sub>, USS<sub>b</sub>, USS<sub>c</sub>, USS<sub>d</sub>.

La facies USS<sub>a</sub> è costituita prevalentemente da brecce poligeniche a clasti e blocchi eterometrici di dimensioni variabili da pochi centimetri fino a 2 m (fig.29), ad abbondante matrice arenaceo-microconglomeratica rossastra, con livelli di conglomerati raramente clasto-sostenuti a clasti più o meno elaborati, microconglomerati e arenarie grossolane in banchi da decimetrici a metrici. I clasti derivano prevalentemente da granitoidi e porfidi ercinici; meno frequenti appaiono i clasti di metamorfiti e di quarzo.

Localmente si intercalano arenarie quarzoso-feldspatiche giallo-rossastre, a grana da grossolana a microconglomeratica, più o meno ben cernite, siltiti e argille rosso-violacee e grigie, in alternanze da centimetriche a pluridecimetriche, talora con livelli di paleosuoli rosso-violacei ben sviluppati.

Tra i depositi basali della facies USS<sub>a</sub> si citano quelli affioranti a M.Sa Frissa, costituiti da megabrecce a blocchi di rocce del basamento metamorfico.

I depositi conglomeratici rappresentano le porzioni mediano-sommitali di questa facies e affiorano sulle colline del settore centro-orientale del foglio, lungo una fascia circa N-S compresa tra S.Basilio a nord e loc. Perdigoni a sud.

La successione della porzione sommitale della facies USS<sub>a</sub> è ben esposta presso M.Nieddu e Bau Serra Resu dove la sequenza di brecce, conglomerati, arenarie e paleosuoli arrossati, in strati centimetrici e pluridecimetrici, presenta uno spessore di circa 34 m. Localmente sono presenti intercalazioni di conglomerati clasto-sostenuti, con ciottoli sub-decimetrici ben elaborati, con prevalente quarzo e metamorfiti paleozoiche silicizzate (TUV, GGO<sub>b</sub>) (loc. Cuccuru Dottori, Arcu sa Stria, Villaggio delle Rose), o di magmatiti erciniche variamente alterate; la scarsa matrice arenacea è talora a componente argillosa grigio-verdastra.

Numerose faglie dirette con *trends* circa N-S, talora sinsedimentarie, dislocano il deposito con rigetti massimi intorno ai 2 m.

La presenza di faglie sinsedimentarie (loc. Bau Serra Resu), unitamente a discordanze marcate da superfici erosive entro le facies conglomeratiche, evidenzia una certa instabilità tettonica.

In base alla originaria giacitura della stratificazione (costante debole immer-



Fig. 29 - Loc. Monte Nieddu, versante meridionale. formazione di Ussana ( $USS_a$ ): conglomerati e breccie a matrice arenacea grossolana clastosostenuta, con ciottoli e blocchi di magmatiti erciniche variamente alterate ed elaborate (Oligocene sup.-Aquitano inf.).

sione verso il settore occidentale) ed ai caratteri tessiturali e morfometrici, le facies brecciodi e conglomeratiche a matrice arenacea possono essere interpretate come depositi di pendio e/o di conoide alluvionale prossimale, in regimi di flusso talora a carattere torrentizio.

La facies  $USS_b$  è costituita da depositi prevalentemente conglomeratici in banchi e lenti di spessore da pochi decimetri fino a diversi metri (riempimenti di canali - paleoalvei - incisi nei livelli arenacei e siltoso-argillosi), riconducibili ad ambienti di piana alluvionale a canali intrecciati.

Localmente prevalgono facies conglomeratiche massive, scarsamente stratificate, a tessitura prevalentemente clasto-sostenuta e/o matrice-sostenuta, con sporadiche intercalazioni lenticolari argilloso-siltose o arenacee. I ciottoli, da su-

bangolari a subarrotondati e con dimensioni variabili, mediamente sul decimetro, hanno distribuzione caotica, raramente embriata. Si osservano gradazioni dirette e/o inverse; frequenti le canalizzazioni.

I depositi basali di questa facies affiorano tra l'abitato di Ussana a nord e l'Istituto Zootecnico a sud, con buona esposizione sui fronti di alcune cave tra loc. S'Arrocca, Sa Cenobida e Francischettu.

Sul fronte diretto N-S della cava Picci (altezza sui 58 m), ove si osserva il contatto discordante e canalizzato sulla sottostante formazione del Cixerri, la facies  $USS_b$  (fig.30) è costituita da conglomerati grossolani, a clasti di prevalenti metamorfiti paleozoiche e subordinate andesiti oligoceniche; i ciottoli hanno dimensioni medie sul decimetro, distribuiti in banchi lentiformi canalizzati, di estensione e spessore variabili, alternati ad arenarie grossolane e microconglomeratiche di colore rossastro, per uno spessore di circa 18 m. Procedendo dalla cava verso N, la giacitura degli strati della facies  $USS_b$ , sempre inclinati verso SW, favorisce l'osservazione delle porzioni sommitali della sequenza (non si osserva il tetto). Lo spessore complessivo della successione affiorante a Cava Picci, calcolato su una sezione del fronte, è di circa 58 m.



Fig. 30 - Loc. Francischettu (Cava Picci). Contatto erosivo diretto (senza interposizione delle andesiti) tra le clastiti della formazione di Ussana (facies  $USS_b$ ) e quelle della sottostante formazione del Cixerri (CIX).

Gli affioramenti più settentrionali di questa litofacies si hanno presso l'abitato di Ussana, dove il contatto tra la formazione del Cixerri e la formazione di Ussana è talvolta marcato da faglie, come tra loc. Francischettu a nord e le propaggini nord-orientali di M.Oladri a sud. Al passaggio tra le due formazioni sono preservati lembi di depositi piroclastici (circa 2 m) a frammenti e blocchi di andesite più o meno alterati, già segnalati in continuità stratigrafica sopra la formazione del Cixerri da PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969).

Nello stesso settore, il passaggio alle soprastanti formazioni marine mioceniche si presenta sovente mascherato dalla intensa attività antropica; non si esclude tuttavia la possibilità di un contatto per faglia diretta ad andamento N-S nell'areale compreso tra loc. Codinaxiu-Corte Baccas (loc. Is Serras-Su Nerboni nella sez 1:10.000), suggerito da una brusca variazione delle giaciture degli strati e da evidenze morfologiche.

Tra i depositi clastici della parte alta della facies  $USS_b$  si annoverano quelli prevalentemente massivi, di facies fluviale torrentizia, che evolvono a facies transizionali e marine litorali, affioranti ad E di Dolianova, lungo la valle del Riu Ciandara che conduce a Sa Colonia, e lungo il bordo del basamento paleozoico nei pressi dell'abitato di Sinnai.

All'interno dei litotipi conglomeratici si intercalano spesso corpi arenacei lenticolari (facies  $USS_c$ ) con stratificazione più o meno piano-parallela. Si tratta di arenarie da fini a grossolane, in lenti di ampiezza variabile che tendono a rastremarsi lateralmente talora fino a chiudersi; localmente risultano reincise da apporti conglomeratici successivi. Tali depositi possono essere riferiti a barre sabbiose di piana alluvionale, in regimi idrodinamici maggiori (*debris-flow*).

Lungo la valle di Sa Colonia sono presenti inoltre numerose intercalazioni lenticolari di calcari biohermali e biostromali (facies  $USS_d$ ), con abbondante contenuto fossilifero sia in frammenti che in individui integri (fig.31).



Fig. 31 - Loc. Riu Ciandara. Lente carbonatica biohermale ( $USS_d$ ) intercalata nei depositi della formazione di Ussana, con contatto netto sui conglomerati grossolani della facies ( $USS_b$ ).

Lo studio paleontologico delle malacofaune ha evidenziato una associazione a coralli (*Tarbellastraea chevalieri*) e bivalvi (*Ostrea (O.) edulis lamellosa* BROCCHI; *Anomia (A.) ephippium* linneo) batimetricamente riconducibile al piano infralitorale (Associazione 11 di SPANO & BARCA, 2002). In particolare, la presenza di *Tarbellastraea chevalieri*, riconosciuta in molti depositi del bacino mediterraneo (BUDD *et alii*, 1996) permette di attribuire questi depositi all'Aquitaniiano.

Le analisi isotopiche eseguite col metodo  $Sr^{86}/Sr^{87}$  (BROECKER & PENG, 1982; HODELL *et alii*, 1991; MCARTHUR, 1994; 1997) su alcuni fossili (*Ostrea*) prelevati nei livelli carbonatici di Sa Colonia sono risultate non determinanti in quanto campioni non databili o con età apparente ( $9,5 \pm 4$  Ma) chiaramente contrastante con le evidenze stratigrafiche, probabilmente derivante da problemi di parziale rimaneggiamento dei reperti.

Le similitudini litologiche e giaciture e la continuità stratigrafica tra i depositi affioranti a Riu Ciandara-Sa Colonia-Dolianova e quelli affioranti più a nord del foglio, messe in evidenza dai contemporanei rilevamenti in corso nei limitrofi Fogli 548-Senorbi e 540-Mandas, inducono ad ipotizzare che le facies clastiche ( $USS_c$ ) e calcaree ( $USS_d$ ) transizionali e marine litorali incluse nella parte alta della formazione di Ussana ( $USS_b$  nel Foglio "557-Cagliari") possano essere correlate ai sedimenti clastici basali della istituenda formazione di Nurallao (NLL) affioranti più a nord del Foglio Cagliari (membro basale "conglomerato di Duiduru":  $NLL_1$  nei Fogli "548-Senorbi" e "540-Mandas").

Sul taglio stradale di fronte a Sa Colonia, in posizione stratigrafica più recente dei livelli carbonatici, affiorano marne giallastre contenenti squame di pesci e frammenti di chele di crostacei. Queste marne non sono in continuità stratigrafica con i depositi conglomeratici, ma rappresenterebbero un lembo testimone di un episodio marino di piattaforma, attualmente quasi completamente eroso, probabilmente riconducibile alle marne di Gesturi (GST). Lo studio delle microfauze contenute nelle marne non ha fornito risultati soddisfacenti per quanto concerne le associazioni a nannoplancton, risultate scarse e indeterminabili; l'associazione a foraminiferi planctonici permette invece di riferirle al Burdigaliano (Zona N5/N6, CHERCHI *et alii*, 2000).

PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) hanno descritto presso Nuraminis (fuori foglio), nella parte alta della formazione di Ussana, abbondanti resti vegetali (impronte di monocotiledoni e fusti lignitizzati), ostree, pectinidi, ostracodi, foraminiferi e piccoli ceritidi. I microfossili (*Lepidocyclina* e *Miogypsina* gr. *bantamensis*) segnalati nelle più antiche intercalazioni di sabbie litorali e di calcari a bioclasti di coralli affioranti in alcuni settori a nord del Foglio Cagliari indicherebbero il Chattiano (CHERCHI & MONTADERT, 1984); alla luce di una recente revisione, operata da CHERCHI *et alii* (2000), la presenza di *Miogypsina* gr. *bantamensis* indica un'età Aquitaniiano inferiore per questi depositi.

La base della formazione di Ussana non è più antica dell'Oligocene medio-superiore, per la presenza nei livelli conglomeratici di clasti di vulcaniti oligoceniche che, inoltre, giacciono prevalentemente alla base della formazione. Il tetto della formazione è probabilmente riferibile all'Aquitaniense basale (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

CHERCHI & MONTADERT (1984) interpretano la formazione di Ussana, come un deposito sintettonico connesso con l'evoluzione del "Rift sardo", geodinamicamente collegato con l'apertura del Bacino balearico. CARMIGNANI *et alii* (1994a) ritengono invece che la deposizione di questa formazione sia sintettonica con la fase collisionale nord-appenninica, che ha preceduto la fase estensionale burdigaliana alla quale va ricondotto anche il "Rift sardo". Tale formazione raggiungerebbe spessori fino a circa 300 m presso Dolianova.

L'età della formazione viene assegnata all'Oligocene superiore-Aquitaniense inferiore.

#### 3.4. - FORMAZIONE DI NURALLAO (NLL)

Nota in letteratura come arenarie di Gesturi (CHERCHI, 1974; 1985b), in seguito proposta come membro di Serralonga (SOWERBUTTS & UNDERHILL, 1998), inizialmente menzionata in queste note come arenarie di Gesturi, è stata infine così rinominata, su richiesta del Servizio Geologico Nazionale, per evitare omonimia con le marne di Gesturi.

La formazione di Nurallao (NLL) è definita a N del Foglio Cagliari, dove i rapporti stratigrafici risultano meglio espressi in affioramento, sulla base dei rilevamenti nei Fogli 540-Mandas e 548-Senorbì. È costituita da sedimenti silicoclastici e carbonatico-silicoclastici in cui sono stati distinti due membri: quello basale ("conglomerato di Duidduru", NLL<sub>1</sub>) è rappresentato da facies clastiche grossolane; quello sommitale ("arenarie di Serralonga", NLL<sub>2</sub>) è rappresentato da facies sabbioso-arenacee e calcarenitiche. Questi sedimenti sono riconducibili ad ambienti da transizionale a marino litorale. Nel Foglio Cagliari sono cartografati depositi riferiti al membro delle "arenarie di Serralonga" (NLL<sub>2</sub>), mentre non sono stati cartografati affioramenti riferiti al conglomerato di Duidduru, anche se non se ne esclude la presenza (vedi par. 3.3).

##### *Arenarie di Serralonga (NLL<sub>2</sub>)*

I depositi continentali della formazione di Ussana passano lateralmente e superiormente a questa successione arenacea, sabbiosa e conglomeratica, talora a componente vulcanica, con spessori superiori ai 200 m.

Si tratta di sequenze a gradazione normale, costituite da arenarie medio-



grossolane a stratificazione incrociata, localmente canalizzate da conglomerati e da arenarie siltose fini che evolvono ritmicamente a marne. Gli ambienti deposizionali vanno da transizionali ai bordi dei bacini (con barre litoranee) fino a distali, con accumuli gravitativi (torbiditi e *slumping*). Frequenti le alternanze di arenarie e sabbie talora conglomeratiche, riconducibili ad ambiente marino ad alta energia, di spiaggia sommersa (*shoreface*).

Gli affioramenti sono localizzati lungo il bordo orientale del bacino miocenico sardo. Nei settori settentrionale e centro-orientale del Foglio Cagliari essi poggiano solitamente sui depositi continentali della formazione di Ussana o direttamente sulle litologie del substrato paleozoico.

Le porzioni basali sono rappresentate sia da sabbie e arenarie quarzoso-feldspatiche a grana da grossolana a fine, solitamente ben classate, di colore giallastro e rossastro e con vario grado di cementazione, sia da conglomerati poligenici a ciottoli centimetrici variamente elaborati, distribuiti in alternanze di spessore variabile dal centimetro ad alcuni decimetri. Localmente affiorano conglomerati molto grossolani, poligenici, a blocchi di magmatiti erciniche (massimo 50 cm) variamente alterate, con ciottoli centimetrici di arenarie della stessa formazione rielaborata, immersi in scarsa matrice microconglomeratica (loc. Frapponti).

Caratteristiche simili si rilevano in tutti gli affioramenti del settore orientale del foglio, dove tali depositi affiorano pressoché in continuità lungo una fascia grossomodo N-S, dalla località Brandanu, ad est del Riu Corongiu, fino quasi al litorale di Capitana. Gli affioramenti meglio esposti sono in corrispondenza di cave attualmente inattive. A Cuccuru Is Ippollas, su un fronte di cava alto sui 50 m, è visibile una porzione basale della successione costituita da sabbie e arenarie canalizzate da conglomerati, a distribuzione disomogenea organizzata in banchi e strati di spessore variabile dal centimetro al metro, con superfici erosive e *foreset*, localmente dislocati da deboli faglie dirette (N030°, N010°).

Altri affioramenti risultano ben esposti lungo tagli stradali, con spessori da pochi metri (loc. Sa Maddalena, Gruxi Lillius, Cuccuru M. Eghedda) ad alcune decine di metri (loc. Brandanu). In località Brandanu, sui tagli di una ripida strada a fondo naturale, si osserva un'alternanza di arenarie più o meno sabbiose, localmente canalizzate da conglomerati ben classati, a ciottoli subarrotondati di metamorfiti paleozoiche e magmatiti erciniche, in matrice arenaceo-sabbiosa. Verso l'alto l'arricchimento in carbonati conferisce al deposito un maggiore grado di cementazione; alcuni banchi a componente carbonatica elevata mostrano strutture sottilmente laminate. In località Frapponti, sul taglio stradale, una sequenza di arenarie, sabbie e conglomerati in giacitura N020/10°WNW, sormontata da conglomerati grossolani ben elaborati, canalizzati, spessi 1.50 m, poggia su granodioriti (GEA<sub>c</sub>) arenizzate intersecate da filoni basici (fi), interessato da faglie dirette, alcune sinsedimentarie (N140/60°NE), con rigetti metrici.

Uno degli affioramenti più estesi è compreso tra M. Eghedda, Cuccuru Is Ippollas e Gruxi Lillius. In questo settore, la dispersione delle giaciture, unitamente alle caratteristiche sedimentologiche, suggerirebbero una genesi deposizionale in un sistema di conoide alluvionale a canali divaganti, con porzioni probabilmente sviluppatasi in ambiente sottomarino. Nel settore di Sinnai, gli affioramenti meglio esposti si osservano sui fronti di cave inattive, alla periferia NE del paese.

A SW di località Pinnone affiora una sequenza di 6 m, con alla base arenarie poco cementate (2 m) con clasti millimetrici subarrotondati, raramente subangolari, ben selezionati, di quarzo prevalente, feldspato, scisti, rare liditi, con elevato grado di classazione e scarse laminazioni piano-parallele e incrociate; la giacitura è N90/40°S. Segue, con contatto erosivo, un conglomerato clasto-sostenuto (4 m), cementato, con ciottoli da millimetrici a centimetrici di metamorfiti paleozoiche, in subordine liditi, quarzo, magmatiti erciniche e soprattutto porfidi riolitici. I clasti sono ben arrotondati. La matrice è subordinata; quando presente è arenaceo-siltitica, ben compatta. Lo scarso contenuto paleontologico è rappresentato da frammenti di Pettinidi. La giacitura degli strati è N30/10°SE.

Oltre la periferia NE di Sinnai, in località Su Padru, sui fronti di taglio di una cava di prestito attualmente riconvertita a discarica, sono visibili almeno due episodi sedimentari. Quello basale (1,15 m) è costituito da sabbie grossolane poco coesive, giallo-verdastre, ben classate, macroscopicamente azoiche; quello sommitale da un deposito arenaceo-sabbioso grossolano (1,18 m), con abbondante contenuto in frammenti di molluschi (Pettinidi, *Teredo* sp.), echinidi, briozoi. Il contatto è marcato da un livello conglomeratico decimetrico. La sequenza è interessata da una struttura da scivolamento (*slump*) sottomarino (fig.32). Lo spessore dell'episodio basale, con giacitura N095-100/20°SW, tende ad aumentare verso NE.

Poco più a sud della cava, lungo i tagli della strada sterrata, affiorano alternanze sabbiose e arenaceo-marnose in banchi pluridecimetrici (NLL<sub>2</sub>), alternate a livelli marnosi (GST), la cui giacitura farebbe ipotizzare in questo settore la presenza di una faglia, probabile prosecuzione della faglia diretta che interessa le litologie del basamento affioranti poco più a nord. Tale faglia avrebbe ribasato la sequenza sabbioso-marnosa ponendola a contatto con i depositi sabbiosi franchi affioranti nella cava. L'evoluzione della sequenza evidenzia un generale incremento nella componente carbonatica ed una graduale diminuzione della granulometria, fino a definire alternanze arenaceo-siltose e/o marnose, di colore da giallino a grigio chiaro, con grado di cementazione variabile, che fanno transizione ai depositi marnoso-arenacei delle successive marne di Gesturi.

Localmente (Su Padru, costruenda strada di circonvallazione periferia NE di Sinnai) il passaggio alle marne di Gesturi avviene tramite arenarie più o meno cementate, cui si intercalano argille grigio-verdastre bentonitizzate in livelli dal centimetro ad alcuni decimetri, in giacitura N155/20°NE.



Fig. 32 - Loc. Su Padru. Sequenza arenaceo-sabbiosa del membro delle arenarie di Serralonga (NLL<sub>2</sub>) costituita da due episodi sedimentari: alla base (a), sabbie fini ben classate, omogenee; al tetto (b), sabbioni arenacei grossolani, bioclastici per noduli algali e frammenti di molluschi (*Anomia ephippium*), separati da una superficie erosiva marcata da un livello conglomeratico decimetrico, deformati da una struttura da scivolamento (slump). (Aquitaniense sup.-?Burdigaliano).

A S dell'abitato di Soleminis, scivolamenti gravitativi sindeposizionali, da metrici a decametrici (fig.33), denotano il perdurare o l'accentuarsi dell'instabilità tettonica del bacino sedimentario.

All'uscita nord di Dolianova (ad est di Bau Sterriu), sono presenti discordanze angolari intraformazionali definite da livelli arenacei canalizzati da conglomerati grossolani in sequenze a gradazione diretta (*fining upward*), che evolvono rapidamente verso l'alto ad arenarie. Situazioni simili sono visibili sulla collinetta in località Is Cuccureddus a N di Dolianova.

Il contenuto paleontologico rinvenuto entro le facies cartografate come membro della arenarie di Serralonga è definito da malacofaune a molluschi: piccoli gusci interi o frammentati di bivalvi (*Anomia ephippium* linneo) e modelli interni di gasteropodi; oltre a echinidi (radioli di *Spatangoida*), talora noduli algali ("*Lithothamnium*"), frammenti di coralli chermatipici e briozoi.

Lo studio comparato delle malacofaune osservate nei depositi riferiti al membro delle arenarie di Serralonga affioranti nel Foglio Cagliari e in depositi analoghi nella Sardegna centro-meridionale, ha evidenziato:

Associazione 12 e 13 (SPANO & BARCA, 2002):

- tra i bivalvi, *Aequipeecten northamptoni*, *Anadara* (A.) *diluvii*, *Ostreinella neglecta*, *Anomia* (A.) *ephippium*, *Lutraria* (*Psammophila*) *oblonga*, *Venus* (*Ventricoloidea*) *multilamella*, *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba*;
- tra i gasteropodi, *Turritella* (T.) *turris*, T.T.) *terebralis*, *Astraea* (*Ormastralium*) *carinata*, *Vaginella austriaca*, *V. depressa*, *V. testudinaria*;

- tra gli echinoidi, *Echinolampas plagiosomus*, *Spatangus marmorae*, *Tylocidaris (Sardocidaris) piae*, *Clypeaster campanulatus*, *Schizaster desori*, *S. eurynotus*, *S. lovisatoi*;
- tra i briozoi, *Idmonea cancellata*, *Höernera reussi*, *Schizoporella höernesii*, *Crisina cancellata*.

Questa associazione è riconducibile sostanzialmente al piano batimetrico circalitorale.

Le analisi isotopiche ( $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{87}$ ) eseguite su fossili (Pettinidi, Ostreidi, alghe calcaree) prelevati in un deposito di arenarie conglomeratiche a cemento carbonatico alla base della sequenza affiorante presso la cava a NE di Monte Sa Frissa (Serdiana), in *onlap* sulle megabrecce della formazione di Ussana ( $\text{USS}_a$ ), hanno fornito un'età di  $20,3 \pm 0,1$  Ma, riconducibile all'Aquitaniense sup.-Burdigaliano?



Fig. 33 - Loc. taglio stradale a sud di Soleminis. Membro delle arenarie di Serralonga ( $\text{NLL}_2$ ) interressate da slumps.

### 3.5. - MARNE DI GESTURI (GST)

Le marne di Gesturi (CHERCHI, 1974) sono rappresentate da una successione monotona, potente diverse centinaia di metri, di marne arenacee e siltitiche con subordinate intercalazioni di arenarie e, localmente, di calcari a "*Lithothamnium*" e calcareniti (IACCARINO *et alii*, 1985).

Vengono distinte due facies: una marnoso-arenacea (**GST**) ed una piroclastico-epiclastica (**GST<sub>a</sub>**) (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

La facies marnoso-arenacea (**GST**) è data da marne arenacee, arenarie marnose e siltitiche, con subordinate intercalazioni di arenarie, soprattutto nelle parti basale e sommitale. La porzione basale è caratterizzata da alternanze di arenarie da medie a grossolane, talora ben cementate, localmente contenenti bivalvi, gasteropodi (*Ficus F. conditus*), briozoi e noduli algali, siltiti laminate e marne siltose e/o argillose, in strati di spessore variabile, fino al metro.

Le marne sono da gialle a grigie a verdastre, con marcata fissilità nei termini più siltitici e fratturazione pseudo-concoide (“a saponetta”) in quelli più argillosi. Laminazioni piano-parallele e rare ondulazioni sono associate ad evidenti alternanze tessiturali. Sulle superfici di strato talora si osservano minerali micacei submillimetrici. Il cemento è carbonatico.

Questi litotipi affiorano estesamente nei rilievi collinari orientati circa NW-SE, tra gli abitati di Sestu e Monserrato, più ad est tra gli abitati di Sinnai, Settimo S. Pietro, Maracalagonis e, bordando lo Stagno di Simbirizzi, fino alla costa.

Il substrato delle marne di Gesturi è rappresentato dal membro delle arenarie di Serralonga (NLL<sub>2</sub>), mentre al tetto si può osservare sia il passaggio graduale, eteropico, alle argille di Fangario che direttamente alle arenarie di Pirri.

Il contatto tra le marne di Gesturi e il membro delle arenarie di Serralonga è osservabile sulla sponda destra del Rio Paiolu, poco a N di loc. Montixeddu a NW di Sinnai, dove è caratterizzato da sporadiche alternanze di marne con arenarie quarzose a grana da media a grossolana, giallastre, in banchi di spessore variabile fino al metro. Depositi simili affiorano sulla collina di Nuraxe (q. 90 m) a SW di Settimo S. Pietro.

Porzioni basali delle marne di Gesturi affiorano tra Bruncu Senzu, Cuccuru S. Giorgio e Carroghedda-Arcu Staini, rappresentate da arenarie quarzoso-feldspatiche giallastre, a grana fine e medio-fine, alternate a sabbie più o meno ben classate, in strati di spessore massimo 30 cm, talora con orizzonti siltoso-argillosi finemente laminati o marnoso-siltosi grigio-verdastri.

Alcuni livelli arenaceo-marnosi sono intensamente bioturbati e contengono frammenti di molluschi e briozoi.

Sulla collina che borda la depressione naturale di Arcu Staini, invece, sul lato NE affiora un'alternanza di arenarie-sabbiose e marne a componente siltosa, in livelli di spessore e frequenza variabile, con aumento dei litotipi marnosi verso l'alto. Alla base di questa collina si ha un banco di arenarie quarzoso-feldspatiche grigio-giallastre, a grana medio-grossolana, con clasti di metamorfiti (max 1 cm), ben cementate da carbonato, contenenti rodoliti algali, frammenti di molluschi e modelli interni di gasteropodi.

Depositi marnoso-arenacei con giacitura N055/12°SE presso Nanni Arru,

sul taglio stradale (ca. 4 m) ad ovest di S.Isidoro, sono interessati da una faglia diretta (N180/58°W) che li ribassa debolmente verso ovest. I livelli arenacei più carbonatici contengono frammenti di bivalvi (Pettinidi, Ostreidi), alghe e bioturbazioni (*burrows* di diametro 1-3 cm). Sul versante occidentale di Nanni Arru affiorano marne grigio-verdastre, sottilmente stratificate, poco fossilifere (radioli di *Spatangoida*).

Lungo la S.S.125, al km 13, è ben esposta una sequenza di marne siltoso-argillose, grigio-giallastre, con bivalvi (*Ostreinella neglecta*) e coralli isolati, in banchi metrici, in cui si intercalano 5 livelli di arenarie da grossolane a microconglomeratiche, di spessore sui 20-30 cm, in giacitura N055/10°SE. Piccole faglie dirette (N090/60°S) dislocano a più riprese la successione. La successione al tetto, visibile sui tagli fino al km 14, è data da marne siltoso-argillose, attraversate da numerose fratture, dirette: N065/45°NW, N115/40°NNE, N090/40°N.

Poco più a nord, depositi simili si osservano sui versanti di Cuccuru Giua Carroga, dove le marne, sormontate da alluvioni quaternarie, mostrano malacofaune a bivalvi (*Paphia* sp.).

Gli affioramenti più orientali, tra le collinette di Su Paris-Pitz'e Serra e Sa Funtaneda, risultano sovente mascherati da detrito colluviale. Tuttavia buone esposizioni si ritrovano in corrispondenza di cave inattive a Su Paris, dove affiora una sequenza costituita da marne a componente arenacea variabile, in banchi di spessore di 1-2 m, alternate ad arenarie quarzoso-micacee fini, calcareniti di colore grigio, a struttura nodulare e fatturazione scagliosa, contenenti pteropodi (*Clio caralitana*, *C. distefanoi*, *Vaginella austriaca*, *V. lapugyensis*), echinidi irregolari (*Schizaster* sp. frammenti e radioli).

La sequenza esposta evidenzia verso l'alto un approfondimento del bacino di sedimentazione rappresentato da termini più fini, a prevalente componente marnoso-siltosa e/o argillosa. La parte alta delle marne di Gesturi presenta tuttavia carattere tendenzialmente regressivo, definito da livelli arenacei che si intercalano alle marne con frequenza e spessore crescenti, in prossimità del limite con la sovrastante formazione delle arenarie di Pirri.

Alla periferia N e NE dell'area urbana di Cagliari, ove osservabile, tale contatto è in genere netto (Salto di S.Lorenzo); talora però la sua osservazione è resa difficoltosa dalla intensa antropizzazione (periferia N di Pirri).

Il contatto tra le marne di Gesturi e le arenarie di Pirri è talora tettonico; come per la faglia diretta N125/50°SW osservabile in località Ganni, sul fronte di una cava di sabbia riconvertita a discarica (discarica inerti Melis) (fig.34).

Una situazione simile è osservabile nella cava E.S.A., dove la faglia menzionata è dislocata da faglie dirette coniugate di direzione prevalente N030. Anche in loc. Su Zocculu una faglia diretta N040/63°NW ribassa le arenarie di Pirri, fino a porle a contatto tettonico con le marne di Gesturi.

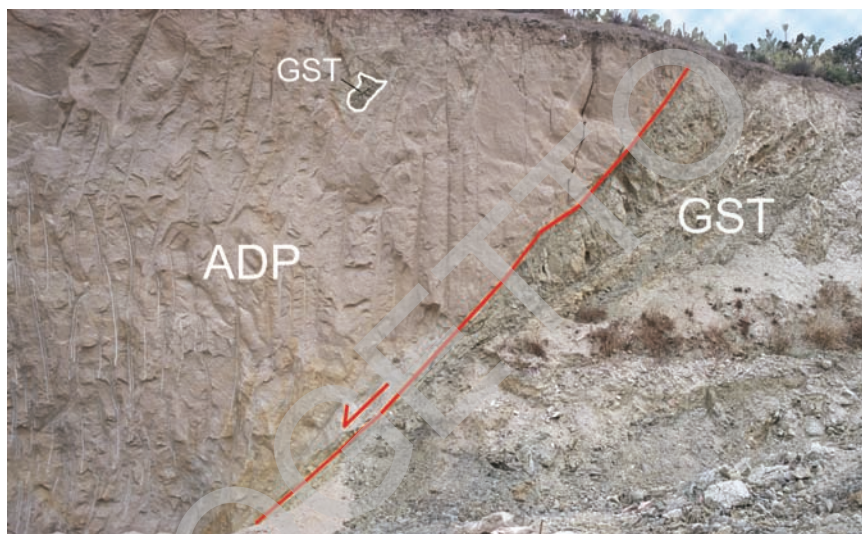


Fig. 34 - Loc. Ganni (discarica inerti Melis). Fronte W della cava: particolare sul contatto per faglia diretta N125/50°SSW, tra le marne di Gesturi (GST) in giacitura N170/44°ESE e la sequenza sabbiosa, omogenea, delle arenarie di Pirri (ADP).

La facies piroclastico-epiclastica ( $GST_a$ ) è costituita da piroclastiti pomiceo-cineritiche (VARDABASSO, 1962; PECORINI, 1974), ad elementi pomicei, di dimensioni massime sul decimetro, e cristalli di sanidino, plagioclasti, quarzo, biotite e vetro vulcanico.

Tali livelli, già ascritti ad un evento vulcanico sottomarino del Langhiano (PECORINI, 1974), affiorano a varie quote in diverse località del Foglio Cagliari, in seguito a dislocazioni tardo-mioceniche o plio-quadernarie. Altri affioramenti si hanno ad E di Maracalagonis, tra Cuccuru Crabone, Cuccuru Luca Pisu e Cuccuru Crobus, dove però la presenza di faglie e di coperture colluviali ne impedisce talvolta l'osservazione ottimale. Si ritiene che possano essere presenti almeno due livelli piroclastici (Cuccuru Luca Pisu) e diversi livelli di arenarie epiclastiche entro i depositi marnoso-siltosi.

Sul versante NW di Cuccuru Luca Pisu si osservano alla base marne argillose grigio-giallastre (2 m), sormontate da un livello arenaceo-sabbioso a grana media, a elementi di quarzo, sanidino, femici alterati e metamorfiti paleozoiche, in matrice fine arrossata e fortemente ossidata. Al tetto, con contatto erosivo canalizzato, si ha un deposito piroclastico cineritico-pomiceo a pomici decimetriche alterate, variamente allungate e frammentate. Una serie di faglie dirette (N080/75°SE, N110/65°SE) dislocano questi depositi con deboli rigetti verso SE.

Alla base dello stesso versante è visibile il contatto sulle marne di una sequenza di livelli arenacei cineritici a cristalli di quarzo, sanidino e frammenti pomicei, alternati a livelli conglomeratici pluridecimetrici ad elementi pomicei e ciottoli di arenarie carbonatiche grigie in abbondante matrice arenaceo-cineritica (fig.35).

Sul versante SE della collina invece, in corrispondenza di uno scavo, sono osservabili livelli piroclastici alternati a livelli epiclastici arenacei fini e medio-fini, grigi, a ricca componente vulcanica cineritica e frammenti di pomici (2-3 mm), talora fortemente cementati e con strutture budinate.

Poco più a nord, sul versante N di Cuccuru Crabone si osserva un deposito piroclastico di circa 1 m di spessore, molto alterato, con pomici sul decimetro.

Localmente, entro la sequenza marnoso-siltosa, si rinviene una fitta alternanza di orizzonti pluricentimetrici arricchiti in cineriti grigie, talora deformate e interessate da fratture N150/75°SW (loc. Sedda sa Donna, fig.36).

Un affioramento piroclastico, intercalato nei sedimenti miocenici marnoso-arenacei, è esposto pure sui tagli della S.S.125 al km 11.

Tra i litotipi cartografati in questa litofacies sono compresi anche depositi tufitici arricchiti in materiale vulcanico cineritico, intercalati in arenarie medio-grossolane a matrice cineritica grigia, con meno frequenti pomici solitamente in frammenti sub-centimetrici, molto coesive, scarsamente cementate.

Lo spessore va dal decimetro fino ad alcuni metri, come sulla collinetta che borda a NE lo stagno di Simbirizzi, a SW di Su Casotto, dove verso l'alto si osservano numerosi livelli cineritici di spessore sul decimetro, alternati a banchi di marne grigio-giallastre con marcata fissilità nei termini a componente siltosa o con fratturazione scagliosa, a "saponetta", in quelli più argillosi.

Gli studi petrografici condotti su questi depositi confermano la struttura fluidale per i tufi pomicei, con pasta di fondo vitroclastica e l'aspetto esclusivamente vitroclastico per i livelli cineritici (figg.7, 9 in PECORINI, 1974).

Più a sud (loc. Sa Guardia Lada), lungo i tagli del canale artificiale che convoglia le acque al bacino artificiale di Simbirizzi, alla base delle alluvioni ciottolose oloceniche affiora un deposito marnoso-argilloso giallastro fortemente bioturbato, in cui si intercala un livello arenaceo tufaceo, grigio, a componente cineritica fine di circa 1 m di spessore.

Un altro affioramento circoscritto è visibile in prossimità delle chiuse della diga sul Simbirizzi, sul lato occidentale del bacino. Si tratta di una "...intercalazione secondaria, nella subzona a *Praeorbulina glomerata*, che si ritrova anche a sud del Simbirizzi, sul costone occidentale della lunga dorsale in cui sono aperte le cave di argilla di Quartu..." (PECORINI, 1974).

Poco più a sud (loc. Cuccuru Mattesu), lo stesso Autore cita un altro livello cineritico, riferito, su basi micropaleontologiche, alla subzona a *Orbulina suturalis*.





Fig. 35 - Loc. S.S.125-km13.500. Livello di tufi pomiceo-cineritici ( $GST_a$ ) intercalato entro le marne di Gesturi (GST). (Burdigaliano sup.-Langhiano medio).



Fig. 36 - Loc. Sedda sa Donna. Particolare sulla sequenza marnoso-arenacea delle marne di Gesturi con orizzonti pluricentimetrici arricchiti in componente cineritica grigia ( $GST_a$ ), dislocati da fratture N150/75°SW.

Tra gli affioramenti più occidentali si annovera quello presente alla periferia N di Pirri, in corrispondenza del bivio per Sestu: esposto sui tagli della ex trincea delle Ferrovie Complementari, intercalato entro la sequenza marnoso-arenacea, si osserva un deposito tufaceo-feldspatico, di colore giallastro per ossidazione dei cristalli di sanidino, di spessore sul metro, sormontato da livelli pomiceo-cineritici biancastri, più o meno argillificati, per uno spessore sui 6 m. La sequenza esposta mostra una giacitura a sinclinale con asse N-S, dislocata da faglie a debole rigetto (PECORINI, 1974).

Sulla base delle associazioni fossili, l'ambiente deposizionale viene riferito a condizioni epibatiali-batiali per quasi tutta la successione marnoso-arenacea (SPANO & MELONI, 1992).

Lo studio comparato tra le malacofaune rinvenute entro i depositi cartografati nelle marne di Gesturi affioranti nel foglio Cagliari e quelle contenute entro depositi analoghi nella Sardegna centro-meridionale ha evidenziato le seguenti associazioni:

Associazione 14 - Depositi pre -“Tufi pomicei” (*sensu* PECORINI, 1974):

- tra i bivalvi: *Aequipecten northamptoni*, *Corbula (Varicorbula) gibba*, *Ostreinella neglecta*, *Venus (Ventricoloidea) multilamella*, *Anadara (A.) diluvii*, *Lutraria (Psammophila) oblonga*;
- tra i gasteropodi: *Clio triplicata*, *Vaginella austriaca*, *V. depressa*, *V. lapugyensis*, *V. rotundata*, *V. testudinaria*.

Piano batimetrico: passaggio circalitorale-epibatale.

Associazione 15 - Tufi pomicei (*sensu* PECORINI, 1974): sterile in malacofaune.

Associazione 16 - Depositi post -“Tufi pomicei” (*sensu* PECORINI, 1974):

- tra i bivalvi: *Solemya (Solemya) doderleini*, *Ostreinella neglecta*, *Lucina (L.) orbicularis*, *Lucinoma borealis*, *Linga (L.) columbella*, *Gonimyrtea meneghinii*.

Piano batimetrico: epibatale.

Associazioni 17 e 18:

- tra i bivalvi: *Amussiopecten ugolinii*, *Lentipecten denudatum*, *Tellina (Moerella) donacina*, *Abra (Syndosmya) longicallus*, *Corbula (Varicorbula) gibba*, *Gastrana lacunosa*, *Ostreinella neglecta*;
- coralli bianchi molto frequenti.

Piano batimetrico: batiale.

Le analisi micropaleontologiche condotte sulla base delle associazioni a foraminiferi (zona a *Globigerinoides trilobus*, zona N7 Blow e limite zona a *Globigerinoides trilobus* - *Praeorbulina glomerata*, zona N7-N8 Blow) e a nanoplanton (zona a *Helicosphaera ampliaperata* - *Sphenolithus heteromorphus*: zona MNN4a) indicano per le marne di Gesturi un'età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano medio, che conferma le età già note in letteratura (CHERCHI, 1974; ROBBA & SPANO, 1978; IACCARINO *et alii*, 1985; ODIN, 1994).

### 3.6. - ARGILLE DI FANGARIO (AFA)

Sopra le marne di Gesturi la successione miocenica continua con le argille di Fangario (AFA). Si tratta di argille e marne grigie più o meno scure e locali argille sabbiose giallo-biancastre, con plaghe arenacee irregolari grigie. La componente arenacea tende ad aumentare verso l'alto passando a livelli di arenarie marnose.

I limitati affioramenti presenti sono stati evidenziati dai lavori per l'estrazione di argilla, in tre aree di cava, di cui due, attualmente inattive, sono localizzate rispettivamente alla periferia NW dell'area urbanizzata di Cagliari (Cava di S. Lorenzo) e alla periferia NW di Sestu (Cuccuru Is Foradas), mentre quella ancora attiva si trova nella zona industriale alla periferia NW di Cagliari (cava Giuntelli).

Entrambe le cave inattive sono attualmente adibite a discariche per inerti.

Sul fronte della cava di Cuccuru Is Foradas (Sestu) è ben esposto il contatto discordante con le soprastanti arenarie di Pirri (ADP). Non si osserva invece il contatto basale con le marne di Gesturi.

Il contatto stratigrafico con le arenarie di Pirri ha carattere più o meno erosivo e risulta ben esposto anche sui fronti della cava in località Fangario; invece nella cava di S. Lorenzo tale contatto non è più osservabile a causa del quasi totale colmamento con materiale di discarica.

Il contenuto paleontologico è estremamente ricco e vario ed è dato da foraminiferi planctonici e bentonici (zona a *Orbulina suturalis* - *Orbulina universa*, CHERCHI, 1974), da nannoplancton calcareo (*Coccolithus pelagicus*, *C. miope-lagius*, *Helicosphaera gr. carteri*, *H. walbersdorfensis*, *H. cf. walbersdorfensis*, *H. vedderi*, *Sphenolithus gr. moriformis*, *S. heteromorphus*, *Reticulofenestra spp.*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Calcidiscus macintyreii* <11 µm, *C. premacintyreii*: zona a *Sphenolithus heteromorphus*, subzona a *Helicosphaera walbersdorfensis*-*Sphenolithus heteromorphus*; da pteropodi (*Vaginella austriaca*, *V. rotundata*, *V. lapugyensis*, *V. calandrellii*, *V. rzehaki*, *Clio carinata*, *C. aichinoi*, *C. distefanoii*, *C. pedemontana*, *C. caralitana*, *Cavolinia audeninoi*), da cefalopodi, brachiopodi, echinidi, ostracodi, abbondanti coralli, etc.

Lo studio delle malacofaune presenti negli affioramenti del foglio ha evidenziato le seguenti associazioni:

Associazione 19 (SPANO & BARCA, 2002):

- tra i bivalvi: *Lentipecten denudatum*, *Ostreinella neglecta*, *Abra (Syndosmya) longicallus*, *Tellina (Arcopagia) crassa*, *Corbula (Varicorbula) gibba*, *Gastrana lacunosa*;
- tra i gasteropodi: *Ficus (F.) geometra*, *Eudolium (E.) fasciatum*;
- coralli bianchi molto frequenti.

Piano batimetrico: batiale.

Associazione 20:

- tra i bivalvi: *Amusiopecten ugoi*, *A. spinulosus*, *Lentipecten denudatum*, *Ostreinella neglecta*, *Abra (Syndosmya) longicallus*, *Cuspidaria (C.) miocenica*, *Lucina (L.) orbicularis*, *Tellina (Arcopagia) crassa*, *Thyasira (T.) fasciata*, *Malletia (M.) caterinii*;
- tra i gasteropodi: *Eudolium (E.) fasciatum*, *Ficus (F.) conditus*, *Xenophora infundibulum*, *Styoliola cf. subula*, *Vaginella austriaca*, *V. rotundata*, *V. lapugyensis*, *V. calandrellii*, *V. rzehaki*, *Clio carinata*, *C. aichinoi*, *C. distefanoi*, *C. pedemontana*, *C. caralitana*, *Cavolinia audeninoi*, *Cuvierina paronai*;
- tra i cefalopodi: *Aturia aturi*;
- tra gli echinidi: *Schizaster desori*, *S. sardiniensis*;
- tra i pesci: *Carcharodon megalodon*, *Sparus cinctus*, *Galeocerdo aduncus*, *G. minor*, *Hemipristis serra*, *Lamna salentina*, *Odontaspis cuspidata*, *Isurus hastalis*.

Piano batimetrico: epibatiale.

La paleobatimetria, suggerita dalle associazioni a pteropodi e dalle microfaune planctoniche, viene riferita ad ambienti epibatiali nei livelli più alti e batiali nei livelli stratigraficamente più bassi della sequenza (SPANO & MELONI, 1992), testimoniando in tal modo il massimo approfondimento raggiunto dal bacino sedimentario terziario nella Sardegna meridionale durante l'intervallo Langhiano medio-Serravalliano inferiore.

La parte alta della formazione è caratterizzata da una graduale diminuzione della batimetria (SPANO & MELONI, 1992), corrispondente ad una fase regressiva nel Miocene medio, ben riconoscibile anche nella Sardegna settentrionale (MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI *et alii*, 1992).

Le associazioni a nannoplancton rinvenute nei campioni prelevati presso cava Giuntelli e presso Cuccuru is Foradas confermano sostanzialmente queste età, inquadrando questi depositi nella Zona a *Sphenolithus heteromorphus*, subzona a *H. walbersdorfensis*-*S. heteromorphus* MNN5b, riferito al Langhiano superiore.

Per il campione prelevato presso la cava S.Lorenzo, le associazioni micropaleontologiche a nannoplancton indicano la zona a *Calcidiscus premacintyreii*, subzona a *Sphenolithus heteromorphus* - *Reticulofenestra pseudoumbilicus* MNN6b, del Serravalliano. Tuttavia, trattandosi di un solo campione, non è possibile confermare tale attribuzione, né valutare con certezza le variazioni quantitative della presenza di una certa specie, tantomeno individuare i bioeventi più significativi dal punto di vista cronostratigrafico.

L'età di questi depositi viene riferita, sulla base delle associazioni paleontologiche, alle zone N8-N12 di BLOW (1969), NN5 di MARTINI (1971), MNN5b ed MNN6b di FORNACIARI *et alii* (1996), che confermano l'attribuzione al Langhiano medio?-Serravalliano inferiore (COMASCHI CARIA, 1958a,b; CHERCHI, 1974;

ROBBA & SPANO, 1978; BARBIERI & D'ONOFRIO, 1984; BARBIERI *et alii*, 1985; CHERCHI, 1985b; CORRADINI, 1985; IACCARINO *et alii*, 1985; SPANO, 1989; SPANO & MELONI, 1992).

In alcuni settori del Foglio Cagliari le marne di Gesturi sembrano in contatto stratigrafico diretto con le sovrastanti arenarie di Pirri, senza l'interposizione delle argille di Fangario; pertanto non si può del tutto escludere che queste ultime rappresentino facies più distali ed in parziale eteropia con le marne di Gesturi.

### 3.7. - ARENARIE DI PIRRI (ADP)

Questa formazione è costituita da arenarie in banchi ben cementati di spessore variabile dal decimetro al metro, alle quali si alternano sabbie quasi incoerenti. Le sabbie, di spessore decimetrico nelle parti basali della successione, diventano rilevanti verso l'alto con banchi plurimetrici. Sono presenti lenti e livelli di conglomerati a clasti di metamorfiti e di granitoidi paleozoici.

Le porzioni basali di questa formazione sono osservabili sul fronte di cava di Cuccuru Is Foradas, alla periferia WNW dell'abitato di Sestu, dove è visibile il contatto sulle marne siltose delle argille di Fangario (fig.37).

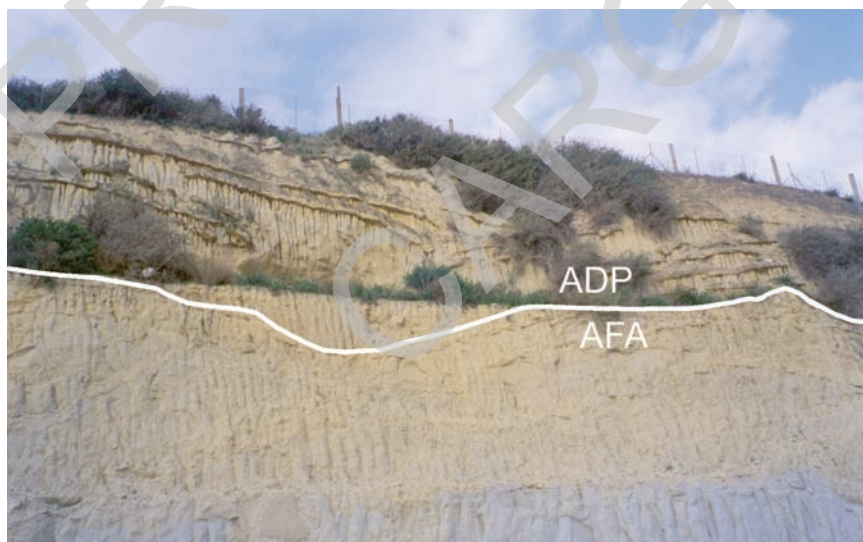


Fig. 37 - Loc. Cuccuru Foradas. Strutture deformative (slumps?) nei sedimenti arenaceo-sabbiosi della parte basale delle arenarie di Pirri (ADP) poggianti con contatto erosivo sui sedimenti marnosi delle argille di Fangario (AFA).

La successione è qui rappresentata da un'alternanza di sabbie siltose finissime, con plaghe arenacee irregolari di colore grigio e arenarie a componente carbonatica, organizzate in livelli spessi tra 10 e 70 cm, per uno spessore massimo non superiore ai 12 m. Il contenuto paleontologico è rappresentato da abbondanti frammenti di molluschi, bioturbazioni (*burrows* di diametro sui 2-6 cm), macroforaminiferi (*Robulus*), foraminiferi planctonici (*Orbulina universona*) e nannoplancton calcareo. Localmente, i banchi arenacei basali più competenti sono deformati da probabili *slumps*.

Depositi riferiti a questa unità affiorano nell'entroterra di Quartu e a N di Cagliari, dove costituiscono i rilievi collinari a partire dalla SS130 ca. al km.7, fino al rione di Is Corrias (Pirri) e, proseguendo verso SE, dell'area urbana di Cagliari, ove rappresentano il substrato litologico più diffuso con spessori complessivi sui 150-200 m (CHERCHI, 1974) e dove non sempre è consentita l'osservazione ottimale degli affioramenti.

Presso le cave di argilla in loc. S. Lorenzo, attualmente adibite a discarica, affiorano sabbioni grossolani inglobanti grossi sferoidi arenacei litificati ("palle di S. Lorenzo" -50÷80 cm), alcuni dei quali mostrano inclusi frammenti marnosi.

Gli affioramenti alla base della collina a SW di via Is Mirrionis sono costituiti da sabbioni giallo-rossastri localmente fossiliferi (echinidi, frammenti di colonie di briozoi), rappresentativi della parte alta della formazione; su alcuni tagli è inoltre visibile il passaggio alla facies calcareo-marnosa dei sovrastanti calcari di Cagliari (CGI<sub>a</sub>, "*Pietra Cantone*" Auct.). Alla base del colle di S. Michele questi depositi sono osservabili in scavi (versante orientale) o tagli stradali (versante occidentale). Più a sud, essi affiorano in loc. S. Avendrace e Sa Duchessa. Alla base del versante NE del colle di M. Claro è visibile il contatto per faglia (direzione N150/65°SW) con i calcari di Cagliari ribassati verso SW. Si tratta di arenarie giallastre a debole cementazione carbonatica, con plaghe argillose giallo-verdastre, contenenti frammenti di gusci di bivalvi.

Questi depositi si estendono inoltre nel quartiere di S. Benedetto, dove sono sovente ricoperti da detriti recenti. Altri affioramenti si osservano nella parte SE della città, sui versanti di M. Urpinu, solitamente limitati per la presenza di detrito colluviale. Alla base del viale Europa, sul lato sud, è visibile il passaggio alle calcareniti basali (CGI<sub>a</sub>).

Nel settore a N di Cagliari, questa formazione è in genere rappresentata da sabbie più o meno cementate, giallo-verdastre. Il cemento carbonatico è presente nella matrice solitamente in percentuali modeste; localmente il grado di cementazione è più marcato. Frequenti, ma sempre subordinate, le intercalazioni di sabbie fini e argille giallastre. Depositi di questo tipo caratterizzano gli affioramenti presso l'abitato di Pirri, che dà il nome alla formazione.

Localmente sono presenti intercalazioni conglomeratiche a prevalenti ciot-

toli di metamorfiti paleozoiche, la cui genesi può essere ricondotta a facies fluvio-deltizie oppure ad occasionali trasporti in massa (ad es. lungo la SS 554, sulla curva presso la Motorizzazione Civile e a N di Cuccuru Terr'e Teula).

Sul taglio stradale del nuovo raccordo, in prossimità di via Brenta, è visibile una discordanza intraformazionale (fig.38), indizio di attività tettonica sinsedimentaria.

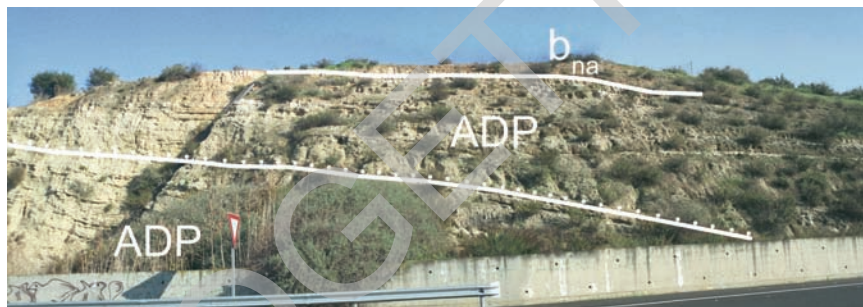


Fig. 38 - Loc. Campo S. Gilla, periferia NW Cagliari. Discordanza angolare intraformazionale nelle arenarie di Pirri (ADP), sormontate da sedimenti clastici alluvionali olocenici ( $b_{na}$ ).

Nel settore sud-orientale del foglio sono stati cartografati numerosi affioramenti riferiti a questa unità litostratigrafica. Tra questi, quelli stratigraficamente più bassi caratterizzano l'areale a SE di Pitz'e Serra, fra le località S. Anastasia, su Forti e Sa Funtanedda. Qui il contatto tra le marne di Gesturi e le arenarie di Pirri è definito da un'evoluzione graduale a depositi via via più sabbiosi procedendo verso SE.

In loc. Sa Funtanedda, è ben esposta una successione, di cui non si osserva la base, per uno spessore complessivo sui 10 m, con giacitura N040/12°SE. Trattasi di un'alternanza di sabbie quarzoso-micacee, giallastre e giallo verdastre, a grana da grossolana a fine, più o meno ben classate, in strati pluridecimetrici a struttura omogenea, contenenti orizzonti centimetrici arricchiti in ossidazioni ferrose, talora con plaghe sabbioso-argillose verdastre. Al tetto di alcuni livelli sono presenti superfici erosive canalizzate da conglomerati poligenici (graniti, porfidi riolitici, talora metamorfiti), distribuiti in sacche o in livelli di spessore massimo 60 cm.

Sui tagli della strada verso il mare affiorano depositi simili, con frammenti di molluschi e bioturbazioni; in prossimità si osservano inoltre intercalazioni di marne siltose gialline, con marcata fissilità.

Depositii sabbioso-arenacei fini e medio-fini caratterizzano tutto il settore compreso tra loc. Sa Moddizzi e la collina di Funicristeddas, dove sono ben esposti su fronti di cave inattive.

Nei settori più orientali, le arenarie di Pirri sono costituite da sabbie grigio-biancastre a grana da grossolana a microconglomeratica a prevalente componente quarzosa con clasti di metamorfiti paleozoiche e magmatiti erciniche, solitamente ben classate, scarsamente coesive, a struttura pressoché omogenea, in banchi di spessore metrico.

Una buona esposizione è visibile in loc. Costa Marina, sui fronti di cava alti ca. 9 m, dove i sedimenti miocenici affiorano con giacitura N035/10°SE.

Questi sedimenti caratterizzano inoltre gli affioramenti situati lungo tutto il versante occidentale di Sa Serra Perdosa, visibili sui tagli stradali che intersecano la collina in direzione E-W, fino in loc. Cuccuru su Zocculu. In questa località, sul versante occidentale a q. 31 m, in uno scavo orientato N-S si osserva un deposito arenaceo-marnoso blandamente stratificato, riferibile alle marne di Gesturi (GST), sormontato con contatto erosivo canalizzato da una sequenza conglomeratico-arenacea a gradazione diretta ripetuta, riferibile alle arenarie di Pirri (ADP): la base di quest'ultima è data da un conglomerato a ciottoli variamente elaborati, che evolve a sabbie medio-fini; segue un livello di conglomerato, quindi sabbie medio-fini e infine marne arenaceo-argillose; la sequenza termina con un conglomerato a matrice sostenuta arrossata, in giacitura N090/36°N, alla cui base è presente un orizzonte fortemente ossidato (*hardground?*). Sistemi di faglie nel settore dislocano le litologie delle arenarie di Pirri, ponendole talora in contatto tettonico con le marne di Gesturi.

Gli affioramenti delle arenarie di Pirri decisamente meglio esposti sono quelli cartografati tra Cuccuru Gannì e Sedda is Ammostus, in corrispondenza di cave, attive e inattive, con fronti alti fino a 60 m. La ripidità dei fronti non consente tuttavia l'esame puntuale dell'intera successione affiorante.

In loc. Gannì, presso la cava Melis adibita a discarica di inerti, sono distinguibili tre sequenze deposizionali, separate da due evidenti superfici di discontinuità stratigrafica, caratteristica comune ai depositi miocenici affioranti in questo settore. Il contatto con le marne di Gesturi avviene tramite una faglia normale N125/50°SW (fig.34). La stratificazione ha giacitura N130-140/35°-45°NE.

La sequenza basale (fig.39(a)) (spessa ca. 20 m) è costituita da sabbie fini quarzoso-feldspatiche, giallastre, ben classate, scarsamente coesive, localmente con nuclei e/o orizzonti centimetrici arricchiti in ossidi di ferro con strutture convolute (*slumps?*). Nelle parti più basse della sequenza (piano cava a quota 27 m), osservabili presso la cava E.S.A., vi si intercalano livelli decimetrici più argillosi, verdastrì.

La sequenza sommitale (fig.39(c)), spessa ca. 40 m, è data da sabbie conglomeratiche e conglomerati a matrice arenaceo-sostenuta, a clasti di metamorfiti e magmatiti erciniche variamente elaborati, in banchi di spessore fino a circa 6 m, localmente con strutture erosive canalizzate.



Buone esposizioni si hanno sui fronti in prossimità dell'ingresso della cava E.S.A., nonché presso la cava Mereu in loc. Is Ammostus.

La sequenza siltoso-argillosa interposta (fig.39(b)) è costituita da un deposito lentiforme di siltiti marnose e/o argillose grigio scure, talora con resti vegetali carboniosi. L'esposizione migliore si ha sui fronti della cava Melis (fig.39). Sulla parete di cava esposta sul lato sud tale deposito ha uno spessore di ca. 2 m, che tende a rastremarsi fino ad annullarsi sul lato est. Strutture di *slump* deformano questo livello. Alle analisi micropaleontologiche (foraminiferi e nannoplancton calcareo) questo deposito è risultato sterile. In altri punti della cava il deposito siltoso-argilloso grigio si rinviene a quote differenti, dislocato da faglie con direttrici N130-150W, E-W e N030W. Anche nei fronti delle cave limitrofe esso appare dislocato da deboli faglie normali, con direttrici N030/50°- 75°NW.



Fig. 39 - Loc. Ganni, discarica inerti Melis. Arenarie di Pirri (ADP), costituite da tre sequenze deposizionali, separate da due evidenti superfici di discontinuità stratigrafica. I due episodi sedimentari sabbiosi (a, c) sono separati da un deposito siltoso-argilloso lenticolare (b), grigio scuro, con giacitura N130-140/35°-45° NE.

Le malacofaune presenti nelle arenarie di Pirri hanno una buona abbondanza solo localmente e sono solitamente frammentate. Lo studio comparato delle malacofaune osservate entro questi depositi e in altri affioramenti presenti nella Sardegna centro-meridionale, ha evidenziato le seguenti associazioni:

Associazione 21 e 22 (SPANO & BARCA, 2002):

- tra i bivalvi: *Pecten aduncus*, *P. benedictus*, *Aequipecten seniensis*, *Flabellipecten fraterculus*, *Anomia* (A.) *ephippium rugulosostrata*, *Cubitostrea frondosa*, *Acanthocardia* (A.) *paucicostata*, *Glycymeris* (G.) *insubrica*, *Paphia* (*Callistotapes*) *vetula*, *Macoma* (M.) *elliptica*, *Pitar* (P.) *rudis*;
- tra i gasteropodi: *Aporrhais* (A.) *pesgraculi*, *Fusinus* (F.) *longiroster*, *Conus mercati*, *Ficus* (F.) *geometra*, *Protoma* (P.) *cathedralis*, *Turritella* (T.) *tricarinata*.

Piano batimetrico: infralitorale - circalitorale.

La microfauna, scarsa, è rappresentata da associazioni a foraminiferi bentonici (*Amphistegina*, *Cibicides*, *Elphidium*, *Miliolidae*) e da pochi ma significativi foraminiferi planctonici (*Orbulina suturalis*, *O.universa*, *Globorotalia mayeri*, *G. praemenardii*, *Globoquadrina altispira*; PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CHERCHI, 1974), che consentono di attribuire tale formazione al Serravalliano.

Le associazioni a nannoplancton calcareo rinvenute presso cava Gannì sono risultate in parte non determinabili o inquadrano questi depositi nella Zona a *Sphenolithus heteromorphus*, subzona a *Sphenolithus heteromorphus-Helicosphaera walbersdorfensis* MNN5a, riferito al Langhiano medio. Questa attribuzione permane tuttavia dubbia in quanto proviene dall'analisi di un solo campione.

Le litologie delle arenarie di Pirri marcano una fase regressiva della sedimentazione, durante la quale l'attività tettonica ha avuto un ruolo importante. Il contatto con le sottostanti argille di Fangario segna il cambiamento di facies da ambienti pelagici (marne a pteropodi) a litorali (arenarie ad *Amphistegina*), sottolineato anche dalle associazioni paleontologiche, soprattutto a foraminiferi bentonici. Una breve lacuna di sedimentazione (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; SPANO, 1989; ASSORGIA *et alii*, 1997a, b, c) caratterizza questo cambiamento, come testimoniato dalla mancanza di continuità nell'evoluzione delle forme planctoniche e dalla presenza di clasti di argille di Fangario rimaneggiati nelle arenarie di Pirri.

L'età della formazione è riferibile al Serravalliano (CHERCHI, 1974; LEONE *et alii*, 1992; ASSORGIA *et alii*, 1997a, b, c).

### 3.8. - CALCARI DI CAGLIARI (CGI)

Nelle colline e lungo la fascia costiera dell'abitato di Cagliari affiora la successione carbonatica dei calcari di Cagliari (GANDOLFI & PORCU, 1967; CHERCHI, 1974), costituita alla base da calcari marnosi ("Pietra Cantone" *Auct.*, CGI<sub>a</sub>), sormontati da biocalcareni ("Tramezzario" *Auct.*, CGI<sub>b</sub>) e da calcari biohermali ("Pietra Forte" *Auct.*, CGI<sub>c</sub>).

La "Pietra Cantone" *Auct.* (CGI<sub>a</sub>) è composta da calcari marnoso-arenacei

giallastri, mal stratificati, talora intensamente bioturbati (fig.40). Poggiano sulle arenarie di Pirri solitamente con facies di passaggio marnoso-arenacee che marciano una nuova fase trasgressiva (collina a sud di Is Mirrionis). Questa facies affiora anche nel Colle di S. Michele, sia al tetto delle arenarie di Pirri (ADP) che in contatto erosivo con il “Tramezzario“ (CGI<sub>b</sub>) (spessore ca. 40 m). Poco fuori dal foglio (Capo S. Elia) gli affioramenti raggiungono i massimi spessori (circa 50 m). Porzioni di “Pietra Cantone” (CGI<sub>a</sub>) sono visibili localmente in contatto tettonico con i sovrastanti depositi bioclastici (CGI<sub>b</sub>, “Tramezzario” Auct.), dislocati da faglie dirette N050/55°SE (fig.41).



Fig. 40 - Loc. Tivixeddu (cava Cimiteria). Calcari marnosi fortemente bioturbati, “Pietra Cantone” Auct. (CGI<sub>a</sub>).



Fig. 41 - Loc. Tivixeddu. Calcari di Cagliari (CGI), (Tortoniano-Messiniano?). Contatto per faglia diretta N050/55°SE tra i calcari marnosi (a) della “Pietra Cantone” (CGI<sub>a</sub>) e i calcari compatti (b) del “Tramezzario” (CGI<sub>b</sub>).

Gli affioramenti più estesi sono situati alla base delle colline del centro urbano di Cagliari (zona Castello, Villanova, Is Mirrionis, S.Michele); la loro osservazione è però resa spesso difficoltosa dall'intensa urbanizzazione.

Il ricco contenuto paleontologico è dato da foraminiferi planctonici (*Globorotalia linguaensis*, *G. praemenardii*, *Globigerina nepenthes*, *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides obliquus*) e bentonici, bivalvi (*Aequipecten scabriuculus*, *Flabellipecten*, Veneroida), gasteropodi, echinidi (*Schizaster* sp.), coralli isolati, bioturbazioni, etc. Sono noti, inoltre, resti di crostacei, pesci, rettili (coccodrilli) e cetacei (CAPELLINI, 1890, 1899; COMASCHI CARIA, 1958b).

Lo studio delle malacofaune osservate in questi depositi (CGI<sub>a</sub>: "Pietra Cantone" *Auct.*) ha evidenziato:

Associazione 24 (SPANO & BARCA, 2002):

- tra i bivalvi: *Aequipecten opercularis*, *A. submalvinae*, *A. macrotis*, *Lentipecten denudatum*, *Pecten aduncus*, *Flabellipecten solarium*, *Gigantopecten latissimus*, *Amussiopecten spinulosus*, *Propeamussium (Variamussium) duodecimlamellatum*, *Arca (A.) tetragona*, *Anomia (Anomia) ephippium*, *Ostrea (Saccostrea) forschkälîi*, *Pelecycora (P.) islandicoides*, *Paphia (P.) vetula*, *Teredo norvegica*, *Panopea norvegica*;
- tra i gasteropodi: *Cassidaria (C.) echinophora*, *Conus dujardini*, *C. tarbelianus*, *Ficus (F.) conditus*, *Astraea (Ormastraliium) carinata*, *Polinices (P.) redemptus*, *Calyptrea (C.) chinensis*, *Genota (G.) ramosa*;
- tra i crostacei: *Neptunus granulatus*, *Escara (Schizoporella) biapertura*;
- tra i vermi: *Serpula lovisatoi*;
- tra gli echinidi: *Clypeaster (Stolonoclypus) marginatus*, *C. scillae*, *Schizaster eurynotus*, *S. parkinsoni*, *S. sardiniensis*, *S. scillae*, *Spatangus lovisatoi* *S. corsicus*, *Hemiaster (Trachyaster) lovisatoi*;
- tra i pesci: *Sparus cinctus*, *Galeocерdo aduncus*, *Hemipristis serra*, *Lamna salentina*, *Odontaspis acutissima*, *Isurus hastalis*, *Sphyrna prisca*, *Thyrssites lovisatoi*;
- tracce e gallerie molto abbondanti.

L'ambiente deposizionale, basato sulle malacofaune e sui coralli isolati, indica una profondità di circa 60-80 m (LEONE *et alii*, 1992), riferibile al piano circalitorale.

I foraminiferi planctonici datano la facies al Tortoniano (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CHERCHI, 1974; CHERCHI & TREMOLIÈRES, 1984; CHERCHI, 1985b).

Sulla "Pietra Cantone" (CGI<sub>a</sub>), tramite una netta superficie erosiva, poggia il "Tramezzario" *Auct.* (CGI<sub>b</sub>), costituito da calcari argillosi di colore bianco e aspetto farinoso, talora breccioidi, calcari bioclastici e biocalcareni talora ad elevata componente marnosa, distribuiti in alternanze di banchi con spessore variabile, solitamente sul metro.

La parte basale di questa facies è caratterizzata da discordanze angolari (S. Avendrace, fig.42), *slumps* (Tuvixeddu, fig.43; colle S. Michele, fig.44), faglie sinsedimentarie (Tuvixeddu), superfici di erosione e breccie intraformazionali (Tuvixeddu), impronte basali (Colle S. Michele; Piazza d'Armi-Magistero).

I caratteri litologici, sedimentologici e paleontologici mostrano una certa instabilità del bacino di sedimentazione, come evidenziato dall'alternanza di limitate facies di scogliera (calcari a "*Lithothamnium*") sia con accumuli bioclastici interessati da deformazioni sinsedimentarie, sia con depositi di mare più profondo rappresentati da calcareniti giallastre bioturbate, il cui aspetto ricorda la facies della "Pietra Cantone" (CGI<sub>a</sub>).



Fig. 42 - Loc. via San Donà, Cagliari. Discordanza angolare tra la "Pietra Cantone" (CGI<sub>a</sub>) e il "Tramezzario" (CGI<sub>b</sub>) dei calcari di Cagliari.

L'assenza di una graduale transizione con l'unità sottostante è sottolineata anche dal brusco cambiamento delle biocenosi, che indicano per il "Tramezzario" (CGI<sub>b</sub>) una paleobatimetria non superiore a circa 40 m, che tende progressivamente a diminuire verso l'alto della successione (LEONE *et alii*, 1992).

Gli spessori sono molto variabili, fino a circa 40 m, e talvolta questa unità manca del tutto, assenza che potrebbe essere spiegata con una successiva erosione in ambiente subaereo, forse concomitante con gli episodi regressivi del Messiniano e/o a passaggi eteropici con la "Pietra Forte" (CGI<sub>c</sub>).



Fig. 43 - Loc. Tuvixeddu. Strutture sedimentarie deformative (slumps) nelle calcareniti giallastre del "Tramezzario" (CGI<sub>h</sub>) dei calcari di Cagliari.

Lo studio delle malacofaune osservate in questi depositi ("Tramezzario" Auct., CGI<sub>h</sub>) ha evidenziato:

ASSOCIAZIONE 25 (SPANO & BARCA, 2002):

- tra i bivalvi: *Pecten benedictus*, *Mimachlamys varia*, *Aequipecten scabriusculus*, *A. submalvinae*, *A. macrotis*, *Gigantopecten albinus*, *G. latissimus*, *Lentipecten denudatum*, *Flabellipecten solarium*, *F. planosulcatus*, *Ostrea (O.) edulis lamellosa*, *O. (Saccostrea) forschällii*, *Cubitostrea frondosa*, *Anomia (Anomia) ephippium*, *Trachycardium (T.) multicostatum* *Paphia (P.) vetula*;
- tra gli echinidi: *Arbacina piae*, *Pseudobrissopsis corsicus*, *Clypeaster altus*, *C. campanulatus*, *C. intermedius*, *C. marginatus*, *C. portentosus*, *Echinocyamus marioi*, *Hemiaster (Opissaster) cotteaui*, *Psammechinus sardiniensis*, *Trachypatagus peroni*, *Tylocidaris (Sardocidaris) piae*, *Schizaster eurynotus*;
- tra i coralli: *Micetoseris cremai*;
- tra i briozoi: *Myriozoom truncatum*, *Schizoporella linearis*, *Retepora echinulata*;
- tra i crostacei: *Megabalanus tintinnabulum*, *Balanus spongicola*, *Actinobalanus stellaris*;
- tra i vermi: *Serpula lovisatoi*;
- abbondanti alghe ("Lithothamnium");
- tra i pesci: *Carcharodon megalodon*, *Sparus cinctus*, *Odontaspis acutissima*, *Isurus desori*, *I. hastalis*.

Piano batimetrico: infralitorale-circalitorale.



Fig. 44 - Loc. Colle San Michele. Calcari marnosi giallini (facies CGI<sub>a</sub>, "Pietra Cantone" Auct.) sormontati con contatto erosivo da calcareniti (CGI<sub>b</sub>, "Tramezzario" Auct.) e calcari compatti (CGI<sub>c</sub>, "Pietra Forte" Auct.) deformati da slumps e fagliati.

Le analisi isotopiche eseguite col metodo  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  hanno fornito per questi depositi un'età compresa tra 12.1 Ma (Tuvixeddu) e 11.7 Ma (M. Urpinu).

La successione miocenica termina con la deposizione della facies "**Pietra Forte**" Auct. (CGI<sub>c</sub>), nota in letteratura anche come "calcare di Bonaria".

E' costituita da calcari, talvolta massivi, e calcari bioclastici, di colore bianco con screziature giallognole, con caratteri da biohermali a biostromali (fig.45).



Tra gli affioramenti più rappresentativi si citano: le facies biohermali e biostromali ben esposte su tagli stradali o su fronti di cave attualmente inattive sui versanti meridionale e orientale di M. Urpinu; i banchi di calcareniti e calcari compatti ad *Ostrea edulis lamellosa*, osservabili presso i siti catacombali prospicienti il cimitero monumentale di Bonaria; i banchi di calcare compatto, con ricche faune a *Aequipecten macrotis*, sul colle di Buoncammino.

Fig. 45 - Loc. Monte Urpinu. Calcari di Cagliari (CGI) (Tortoniano-Messiniano?): particolare della litofacies CGI<sub>c</sub> ("Pietra Forte" Auct.): calcari biohermali con ricca fauna a molluschi (*Ostrea*, Pettinidi) e alghe ("Lithothamnium").

L'ambiente deposizionale è litorale e infralitorale, con elevata energia e paleobatimetria inferiore a 30 m (LEONE *et alii*, 1992). La "Pietra Forte" (CGI<sub>c</sub>) è caratterizzata al suo interno da superfici di discordanza e breccie miste testimonianti l'instabilità del bacino sedimentario. Sul colle di S.Michele, presso un vecchio fronte di cava ubicato sul versante orientale, si osservano alla base i calcari marnosi giallini bioturbati della "Pietra Cantone" (CGI<sub>a</sub>), sormontati con contatto erosivo da calcareniti e calcari compatti alternati (CGI<sub>b</sub> e CGI<sub>c</sub>), deformati da *slumping* (fig.44).

Questa unità litostratigrafica raggiunge lo spessore massimo (60 m) nel promontorio di S. Elia (fuori carta).

Il contenuto fossilifero è molto abbondante e ricco di resti organogeni a molluschi (*Ostrea (O.) edulis lamellosa*, *Mimaclamys multistriata*, *Cardita (C.) jouanneti*, *Venus (Ventricoloidea) multilamella*, *Cardium cf. spondiloides*, *Aequipecten scabrellus*, *A. macrotis*, *Flabellipecten solarium*, *Spondilus sp.*, alghe ("Lithothamnium") e colonie di briozoi.

Lo studio delle malacofaune osservate ha evidenziato:

Associazione 26 (SPANO & BARCA, 2002):

- tra i bivalvi: *Pecten benedictus*, *P. kochi*, *Mimachlamys varia*, *Aequipecten submalyinae*, *A. macrotis*, *Gigantopecten albinus*, *G. latissimus*, *Lentipecten denudatum*, *Flabellipecten solarium*, *F. calaritana*, *Ostrea (O.) edulis lamellosa*, *Cubitostrea frondosa*, *Anomia (Anomia) ephippium*, *Lutraria (Psammophila) oblonga*, *L. (Lutraria) lutraria*, *Cardita (C.) jouanneti*, *Glycymeris (G.) glycymeris*, *G. (G.) bimaculata*, *Paphia (Callistotapes) vetula*, *Trachycardium (T.) multicosatum*, *Lithodomus appendiculatus*, *Spondylus (S.) crassicosta*;
- tra i gasteropodi: *Calyptrea (C.) chinensis*, *Archimediella (A.) archimedis*, *Turritella (T.) terebralis*, *Protoma (P.) cathedralis*;
- tra gli echinidi: *Clypeaster altus*, *C. campanulatus*, *C. intermedius*, *C. marginatus*, *C. portentosus*, *Echinolampas hemisphaericus*, *Hemiaster (Opissaster) cotteai*, *Psammechinus calarensis*, *Tylocidaris (Sardocidaris) piae*, *Schizaster eurynotus*;
- tra i briozoi: *Myriozoum truncatum*, *Schizoporella linearis*, *Retepora echinulata*;
- tra i crostacei: *Megabalanus tintinnabulum*, *Balanus spongicola*;
- tra i vermi: *Serpula lovisatoi*;
- abbondanti alghe ("Lithothamnium");
- tra i pesci: *Carcharodon megalodon*, *Sparus cinctus*, *Odontaspis acutissima*, *O. cuspidata*, *Isurus desori*, *I. hastalis*, *Lamna salentina*.

Piano batimetrico: infralitorale-circalitorale.

Lo studio di alcune sezioni sottili ha evidenziato associazioni a macroforaminiferi (*Amphistegina*, *Cibicides*, *Robulus*, *Elphidium*, *Operculina*, *Ammonia*, Rotalidi), la cui presenza non consente tuttavia datazioni precise.



Le analisi isotopiche  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  (BROECKER & PENG, 1982; HODELL *et alii*, 1991; MCARTHUR, 1994; 1997) hanno fornito età comprese tra 12.3 (S.Elia) e 10.1 (M. Claro) Ma.

L'età della "Pietra Forte" Auct. (CGI<sub>c</sub>), sulla base della posizione stratigrafica, delle faune osservate e delle analisi eseguite, è riferibile sicuramente al Tortoniano, ma per affinità con formazioni analoghe affioranti nel Golfo di Oristano, non si esclude un riferimento al Messiniano (CHERCHI, 1985b; LEONE *et alii*, 1992).

### 3.9. - FORMAZIONE DI SAMASSI (SAM)

La formazione di Samassi, secondo PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969), rappresenta la colmata sedimentaria della fossa tettonica plio-quadernaria del Campidano, ed è definita come un "complesso marnoso-arenaceo-conglomeratico che poggia discordante sui depositi della serie miocenica".

La caratterizzazione di questi depositi, che affiorano raramente sul bordo della fossa, è stata possibile grazie alla realizzazione di numerosi sondaggi per ricerche idriche; in particolare, il suo spessore (circa 500 m) è stato accertato dai pozzi profondi eseguiti per ricerche di idrocarburi ("Campidano 1", Villasor; "Oristano 1", Arborea; "Oristano 2", Riola) (TILIA ZUCCARI, 1969; PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; POMESANO CHERCHI, 1971).

Per gli Autori essa è costituita da "...marne siltose biancastre o grigio chiare, con frequenti noduli concrezionati argilloso-calcarei, alternate ad argille grigio-verdastre o rosso-brune ed a sabbie quarzose, con lenti ciottolose. Il ciottolame, costituito in prevalenza da marne mioceniche e da rocce paleozoiche, si rinviene entro le marne spesso in giacitura caotica, talora in sacche o plaghe irregolari. Alla base della sequenza è presente un conglomerato ad elementi di marne mioceniche..". Per quanto concerne il contenuto paleontologico, la formazione "...è caratterizzata dalla totale assenza di macrofossili e dall'abbondanza di microfaune..". Gli studi eseguiti sulle microfaune rimaneggiate (foraminiferi planctonici) hanno evidenziato associazioni appartenenti a vari livelli del Neogene. La formazione è di ambiente continentale, probabilmente fluvio-deltizio.

Nel Foglio Cagliari non vengono cartografati affioramenti riferiti a questa unità formazionale in quanto pressoché smantellati in seguito ad attività estrattiva (Fornaci Sarde Laterizi, PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), o ad attività antropica (Sinnai, MARINI & MURRU, 1982), oppure ricoperti da depositi alluvionali più recenti del Pleistocene sup. e dell'Olocene.

Una testimonianza di questa formazione (com. pers. prof. A.Cherci) presso la cava di S. Lorenzo, alla periferia NW di Cagliari, sarebbe data da un livello conglomeratico a ciottoli di calcari miocenici.

Un modesto lembo, attribuito da POMESANO CHERCHI (1971) a questa formazione, affiora sotto i basalti pliocenici a NW della giara di Gesturi, ben al di fuori dell'area del Foglio Cagliari e del graben del Campidano. In quel settore, il limite superiore della formazione di Samassi viene considerato non più recente di 3 Ma.

Tale formazione evidenzia l'importanza della subsidenza nella fossa del Campidano, e della fase erosiva del Pliocene superiore concomitante alla sua deposizione (MARINI *et alii*, 1980).

L'età del deposito è riferibile al Pliocene-?Pleistocene.

#### 4. - DEPOSITI QUATERNARI DELL' AREA CONTINENTALE

Il rilevamento dei depositi quaternari affioranti nel Foglio Cagliari è stato effettuato inquadrando le unità lito-, morfo- e pedostratigrafiche riconosciute in unità UBSU (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*; NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1983) come proposto dal Servizio Geologico (PASQUARÈ *et alii*, 1992). I criteri e le metodologie di rilevamento adottate derivano dalle osservazioni di un'ampia area che abbraccia anche i settori limitrofi (Fogli Assemini, Capoterra e Carbonia). Si sottolinea che i risultati ottenuti utilizzando il criterio "allostratigrafico" non avrebbero comportato sostanziali differenze, data l'importanza attribuita in entrambe le metodologie alla presenza di discordanze erosive, paraconcordanze o *iatus* di sedimentazione con sviluppo di paleosuoli. Uno dei problemi principali nell'individuazione di queste unità è stato il numero limitato delle datazioni radiometriche e l'incertezza sia per i dati già noti sia per quelli ottenuti durante il presente lavoro. Alcuni dubbi riguardano in particolare la posizione cronologica della discordanza che separa le due unità più recenti; i dati ottenuti non hanno permesso di collocare 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 Pleistocene superiore-Olocene.

Nel Foglio Cagliari sono presenti due principali unità deposizionali separate da importanti superfici di erosione corrispondenti a fasi di incisione e terrazzamento. Le estese unità alluvionali terrazzate poste a quote progressive sui fondi vallivi attuali hanno reso particolarmente agevole l'utilizzo dei criteri morfostratigrafico e pedostratigrafico. Il rinvenimento di indicatori climatici (depositi detritici di versante), di reperti fossili o ceramici, ed alcune datazioni isotopiche, hanno permesso un inquadramento cronologico. Le relazioni stratigrafiche tra depositi continentali e costieri hanno consentito l'ulteriore applicazione del criterio morfostratigrafico e la taratura dei dati ottenuti con le datazioni isotopiche, sebbene caratterizzate da risultati contrastanti. Seguendo gli indirizzi 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.

Una delle due UBSU è notoriamente più complessa e articolata e corrisponde ai depositi messi in posto durante l'Olocene. Tali depositi sono compresi in un sintema suddiviso al suo interno in varie sottounità corrispondenti ad ambienti deposizionali (depositi eolici, di spiaggia, lacustri, etc.); sono inoltre compresi i depositi di origine antropica. L'altro sintema è rappresentato principalmente da depositi alluvionali pedogenizzati e terrazzati, che passano lateralmente a depositi detritici di versante e di conoide alluvionale.

La fotointerpretazione è stata di particolare ausilio nella suddivisione delle facies, dato che tessiture fini (silt ed argille) e ricche di materia organica (ed umidità) sono facilmente separabili da quelle costituite da sedimenti più grossolani, particolarmente rappresentati in tutti i fogli.

#### 4.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI

##### 4.1.1. - *Sintema di Portovesme (PVM)*

Questo sintema è costituito da sedimenti marini e continentali depositi dopo la fine della penultima fase fredda pleistocenica (stadio 6 dei *record* oceanici e glaciali, DAANSKARD *et alii*, 1993). Il sintema è dunque delimitato verso il basso dalla superficie di trasgressione tirreniana che nella località-tipo di Calamosca, dove affiorano depositi litorali, corrisponde alla superficie di abrasione marina alla base del deposito.

L'attribuzione di sedimenti marini affioranti nell'area cagliaritana al Tirreniano era già stata proposta da ISSEL (1914) e successivamente confermata da vari lavori (FONTANA ZANCO, 1933; VARDABASSO, 1956; COMASCHI CARIA & PASTORE, 1959; OZER *et alii*, 1980; ULZEGA *et alii*, 1982; BELLUOMINI *et alii*, 1986; HEARTHY *et alii*, 1986; ULZEGA & HEARTHY, 1986; KINDLER *et alii*, 1997).

Alcuni di questi Autori si erano occupati anche dei sedimenti continentali sovrastanti quelli marini tirreniani, ad esempio nella località-tipo di Calamosca. Sedimenti marini tirreniani sono d'altra parte segnalati in numerose località della Sardegna (BLANC, 1938; COMASCHI CARIA, 1955; DIENI & MASSARI, 1966; CAROBENE & PASINI, 1973). Nell'area cagliaritana i depositi eolici, pur presenti a Calamosca (ULZEGA *et alii*, 1982; ULZEGA & HEARTHY, 1986), non presentano estensione comparabile a quella che si osserva sul versante occidentale dell'Isola. Non sono neppure note estese sequenze contenenti depositi eolici e/o detritici separati da un paleosuolo sepolto con orizzonte Bt e forte grado di rubefazione segnalato in altre aree della Sardegna (VARDABASSO, 1956; OZER *et alii*, 1980;

ULZEGA & HEARTHY, 1986), sebbene gli ultimi Autori citati segnalino la presenza di un suolo a Marina Piccola di Cagliari. In particolare ULZEGA & HEARTHY (1986) hanno utilizzato un suolo rubefatto per distinguere il subsistema di Calamosca da quella di S.Giovanni nella località di S.Giovanni in Sinis. Questi Autori attribuiscono tale suolo alla parte finale dello stadio 5e. E' verosimile che l'evoluzione del suolo, avvenuta in condizioni di copertura forestale di discreta durata, sia coincisa con una fase di incisione del reticolo idrografico e dunque con l'evoluzione di una discordanza erosiva. Questo suolo ed eventuale discordanza erosiva non sono però mai stati osservati sulle unità terrazzate nei dintorni di Cagliari; dunque non è stata qui possibile la suddivisione dei depositi in più UBSU e l'utilizzo dei termini formazionali proposti da ULZEGA & HEARTHY (1986).

#### 4.1.1.1. - Subsistema di Calamosca (PVM<sub>1</sub>)

Questa unità affiora a Is Mesas-Calamosca, ubicata a sud di Cagliari appena fuori del foglio, nella località tipo del Tirreniano (ISSEL, 1914), le cui faune sono state riviste da SPANO (1980) e la cui successione clastica è stata descritta da ULZEGA *et alii* (1982).

La sequenza poggia su una piattaforma di abrasione marina posta a circa 2 m (tav.3(m)). Dal basso verso l'alto si osservano: conglomerati di spiaggia, arenarie di spiaggia con elementi ghiaiosi a stratificazione incrociata planare, arenarie di spiaggia a stratificazione piano-parallela o inclinata a basso angolo, depositi colluviali contenenti gusci di *Helix*, depositi conglomeratici di spiaggia e, localmente, depositi eolici e/o detritici. Nella parte più occidentale del promontorio i depositi conglomeratici ed arenacei di spiaggia sigillano fori di litodomi, osservati sino a m 3,85 s.l.m. I depositi di spiaggia si rinvencono sino ad oltre 6 m di altezza. I ciottoli sono costituiti in prevalenza da rocce carbonatiche ed arenacee mioceniche, in subordine da quarzo, porfidi riolitici e rocce metamorfiche paleozoiche. I depositi conglomeratici e arenacei sono talora riccamente fossiliferi in malacofaune a molluschi ("Panchina Tirreniana" *Auct.*). Lo studio delle malacofaune (ISSEL, 1914; FONTANA ZANCO, 1933; COMASCHI CARIA & PASTORE, 1959) ha evidenziato numerosi fossili riconducibili al piano batimetrico infralitorale (SPANO, 1980).

Nella sequenza-tipo la presenza di un livello colluviale che interrompe la deposizione di spiaggia rappresenta una problematica comune a molte spiagge tirreniane sia della Sardegna che della Penisola (ULZEGA *et alii*, 1982; BELLUOMINI *et alii*, 1986; HEARTHY, 1986; HEARTHY *et alii*, 1986; KAUFMAN, 1986; DAVAUD *et alii*, 1991; MAUZ, 1999). Alcuni Autori citati considerano i depositi inferiori appartenenti all'Eutirreniano (OIS 5e) e quelli superiori al Neotirreniano

(OIS 5c o 5a). Data la limitatezza degli affioramenti e la scarsa conoscenza delle caratteristiche intrinseche di questi cicli è però possibile che essi rappresentino anche oscillazioni minori nell'ambito di un singolo stadio.

In genere il rinvenimento degli "ospiti caldi" (*Strombus bubonius*, *Conus testudinarius*, *Patella ferruginea*, etc.) è ritenuto prerogativa esclusiva dei livelli Eutirreniani. Depositi marini senza queste associazioni faunistiche e/o senza ulteriori sedimenti che li ricoprivano e che potevano essere utilizzati come indicatori climatici (depositi eolici, detritici, etc.) sono spesso stati attribuiti ad un Tirreniano generico o al Neotirreniano anche sulla base dell'altezza del deposito sul livello del mare. E' infatti opinione comune che i depositi olocenici non avessero raggiunto quote superiori ai 4 m (ISSEL, 1914; ULZEGA *et alii*, 1982). Ovviamente i depositi compresi tra 4 ed 8 m potevano comunque dar adito ad incertezze attributive, tanto che già ISSEL (1914) aveva assegnato dubitativamente alcuni di questi depositi al Tirreniano (p.e. Is Arenas).

Nell'ambito del presente rilevamento i depositi costieri dell'area cagliaritano sono stati riesaminati sia da un punto di vista stratigrafico, soprattutto cercando di comprendere le relazioni morfostratigrafiche con i depositi continentali, che da quello geocronologico. Una datazione U/Th è stata effettuata nel laboratorio di Mons (Belgio) su un campione (EM216-6375) di coralli (*Cladocora coespitosa*) provenienti da Cala Mosca con un risultato di 122,11±5,3/-5,01 ka. La data si inquadra perfettamente in quello che è l'ultimo Interglaciale (KUKLA *et alii*, 1997), ma il basso rapporto isotopico  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  suggerisce la presenza di una contaminazione e getta dubbi sull'attendibilità dei risultati. Una data di 138±8 ka era stata ottenuta sempre con il metodo U/Th da ULZEGA & HEARTHY (1986).

Questo deposito, come molti di quelli considerati tirreniani nell'area cagliaritano, sono inoltre stati datati con il metodo della racemizzazione degli aminoacidi (BELLUOMINI *et alii*, 1986; HEARTHY, 1986; HEARTHY *et alii*, 1986; ULZEGA & HEARTHY, 1986); le numerose differenze negli stessi campioni tra nord e sud dell'Isola e persino nell'ambito dello stesso affioramento rendono questa metodologia alquanto problematica (nel deposito di Calamosca il rapporto *Glycymeris/Arca*, che viene considerato costante e prossimo a 1,31±0,05, varia tra 1,37 (parte basale) e 0,86 (parte sommitale)). Depositi costieri attribuiti al Tirreniano, ma che non contenevano i fossili delle tipiche associazioni "senegalensi", sono da tempo noti nel Golfo di Cagliari sia ad est (Stagno di Cagliari) che ad ovest (area del Poetto) della città, ad altezze comprese tra 3 e 10 m sull'attuale livello del mare. Depositi simili sono noti anche in Corsica (CONCHON *et alii*, 1986).

Considerazioni stratigrafiche hanno condotto gli scriventi ad attribuire molti di questi depositi all'Olocene ed a trattarli nel capitolo relativo. Una revisione critica di numerosi affioramenti è stata impedita perché attualmente non più osservabili in quanto demoliti o mascherati dall'intensa urbanizzazione.

Nello Stagno di Cagliari sono stati attribuiti al Tirreniano i depositi affioranti nel cordone litorale di Sa Illetta e quelli segnalati lungo la linea ferroviaria Cagliari- Elmas (FONTANA ZANCO, 1933; ULZEGA *et alii*, 1982), mentre nel Golfo di Quartu, i depositi di S'Oru 'e Mari e di Is Mortorius.

Il deposito di Sa Illetta, nello Stagno di S.Gilla, è attualmente in larga parte mascherato da materiale di riporto. Lembi residui dei sedimenti originari affiorano sul lato interno dello stagno nella parte settentrionale dell'isoletta. I sedimenti sono costituiti da calcareniti con intercalazioni di sabbie fini e silt, a tratti fortemente cementati, contenenti faune costiere e lagunari (*Cerithium*, *Murex*, *Cardium*, *Ostrea*, etc., e *Cladocora coespitosa*).

Le analisi radiometriche eseguite col metodo  $^{14}\text{C}$  hanno fornito per questo deposito un'età di  $40.420 \pm 1.120$  BP su un campione di conchiglia (Beta-138680; Conv.R.A.  $40.830 \pm 1180$  BP) e di  $18.880 \pm 50$  BP su roccia totale (Beta-138675; Conv.R.A.  $19.180 \pm 1180$  BP). Poichè questa data si riferisce all'ultimo Periglaciale, quando la linea di riva al largo del Golfo di Cagliari era a circa -130 (LECCA *et alii*, 1998), non viene considerata attendibile.

A Sa Illetta ULZEGA & HEARTHY (1986, in tab.1) hanno datato resti di *Cladocora coespitosa* con U/Th a  $149 \pm 10$  ka. Corti sondaggi riferiscono la presenza di sedimenti analoghi a profondità variabili tra -1 e -7 m nei fondali tra la linea di costa e l'isola di Figumorisca (LOI, 1984). Si ricorda inoltre che in settori limitrofi, durante il dragaggio del Porto di Cagliari, sono stati rinvenuti numerosi resti di *Strombus bubonius* associati alla prosecuzione verso est dei depositi di Sa Illetta (ULZEGA & HEARTHY, 1986).

E' stato attribuito inoltre al Tirreniano il deposito che affiorava in corrispondenza di uno sperone roccioso "... lungo la linea ferrata Cagliari-Elmas a 3 km dal centro abitato..." (FONTANA ZANCO, 1933), a 3 m sul livello del mare. Esso era costituito da sedimenti di spiaggia, riccamente fossiliferi nella parte basale, che affioravano per un fronte di oltre 50 m. I resti fossili erano dati da gasteropodi (*Cerithium*, *Murex*), lamellibranchi (*Cardium*, *Ostrea*) e rari coralli.

Un altro lembo di "Panchina Tirreniana" venne segnalato dallo stesso Autore ai piedi della collina di Montemixi, un'area anch'essa fortemente modificata dall'intensa attività di cava per lo sfruttamento dei calcari miocenici. I resti fossili sono rappresentati da numerosi lamellibranchi, tra i quali *Spondylus gaederoopus*, *Mitilus galloprovincialis*, *Radula lima*, *Chlamys varius*, *Pectunclus pilosu*, *P. insubricus*, *Ledina fragilis*, *Nucula nucleus*, *Cardium tuberculatum*, *Venus gallina*, *Maetra subtruncata*, *M.corallina*, *Meretrix chione*.

Depositi conglomeratico-arenacei le cui associazioni fossili sono state ricondotte al Piano Tirreniano (PECORINI, com. pers.) sono quelli riscontrati in perforazioni eseguite entro l'area urbanizzata di Cagliari. Tra questi: i depositi presenti nel settore di S. Avendrace, attualmente ricoperti da detriti antropici; quelli

osservati in trincea in viale Trieste, a quota -1 dal piano strada; quelli presenti sotto le coperture alluvionali in prossimità dell'Istituto Tecnico a sud della circonvallazione di Monserrato, ed infine quelli presenti nel cortile interno di una villetta in viale Bonaria.

Nella parte orientale del Golfo del Poetto sono attribuiti al Tirreniano i limitatissimi affioramenti di S'Oru 'e Mari e di Is Mortorius. In queste località, al di sotto di depositi ghiaiosi costieri attuali, affiorano resti di sabbie siltose organogene contenenti sia numerosi molluschi che resti di *Cladocora coespitosa* (tav.3(b)). A S'Oru 'e Mari, una datazione  $^{14}\text{C}$  su roccia totale ha dato  $23.140 \pm 90$  BP (Beta-138678; Conv.R.A.  $23.460 \pm 90$  B.P.). E' inoltre stata effettuata una datazione U/Th a Mons (EM-130-6376) che ha dato  $53,3 \pm 0,8/-0,7$  ka.

Quanto sopra evidenziato indica come i dati raccolti per i depositi menzionati risultino notevolmente discordanti. Le età  $^{14}\text{C}$ , quelle U/Th e non ultime quelle desunte dalla racemizzazione degli aminoacidi sono tutte in disaccordo tra loro.

La presenza dei resti fossiliferi tirreniani è stato il criterio che ha condotto il Coordinatore del Foglio (Prof. Barca), con il supporto del responsabile del rilevamento dell'area a mare e dei suoi collaboratori (A. Ulzega, C. Spano, G. Pecorini) ad attribuire Sa Illetta, S'Oru 'e Mari e gli altri depositi marini dell'area cagliaritana al Neotirreniano seguendo un modello già proposto in passato (ULZEGA & HEARTHY, 1986).

E' però possibile che le associazioni a molluschi rinvenuti in molte di queste località siano oloceniche e siano comparabili a quelle descritte nel capitolo relativo. Questa ipotesi, sostenuta dal consulente scientifico del foglio per il Quaternario (M. Coltorti), che spiega la presenza di molluschi tirreniani con il rimaneggiamento da una formazione presente nel sottosuolo, potrebbe in parte giustificare le incongruenze nelle date ottenute con i vari metodi radiometrici.

A sostegno di questa ipotesi, sarebbero le età, tutte rientranti nel Pleistocene superiore, dei campioni sia di roccia totale che di conchiglie datati con il  $^{14}\text{C}$  e con l'U/Th, e la mancanza di suoli o di depositi eolici analoghi a quelli osservati a Calamosca al di sopra di questi cordoni litorali. Questo difficile problema potrà essere risolto solo attraverso un ulteriore approfondimento delle ricerche.

Depositi riferiti a questa unità, cartografati in alcuni settori ricadenti all'interno dell'area marina, vengono qui di seguito descritti per omogeneità di lettura.

Arenarie e conglomerati fossiliferi (*Glycymeris*, *Arca noae*, *Cymatium*, *Thais haemastoma*) costituiscono un'estesa secca che orla la sponda orientale della bocca lagunare di Santa Gilla, sviluppandosi per circa 1 km in direzione SSE, presentando la zona sommitale a -5 m. L'affioramento è stato rilevato e campionato in corrispondenza della scarpa di dragaggio del nuovo canale di accesso del porto di Cagliari, ove la sequenza mostra una potenza di circa 5 m. In particolare si osserva nella zona basale (-10 m) un conglomerato cementato a

matrice sabbiosa con una componente fossilifera organizzata in livelli a tanatoce-nosi di lamellibranchi e gasteropodi, che passa verso l'alto, con limite graduale, ad arenarie e microconglomerati quarzosi debolmente cementati. L'affioramento si può attribuire, per analogia di facies, al ciclo tirreniano (*stage 5e*) (ULZEGA & OZER, 1982) e correlare ad analoghi litotipi che orlano il bordo orientale della Laguna di Santa Gilla e caratterizzano il piano di fondazione degli edifici dei quartieri San Paolo e Sant'Avendrace (PECORINI, 1986). Lavori di scavo del canale d'accesso al nuovo porto canale di Cagliari hanno consentito il ritrovamento, alla profondità - 8 m, di un livello potente circa 0,5 m, costituito esclusivamente da una tanatoce-nosi monospecifica a *Strombus bubonius* (fig.46), in matrice sabbiosa giallastra a *burrows* (ambiente di spiaggia sommersa). Tale facies sedimentaria è stata seguita in continuità nel corso dei lavori di scavo dei diaframmi di fondazione della banchina di carico dello stesso porto, fino all'affioramento dell'Isola di Sa Illetta.



Fig. 46 - Esemplari di *Strombus bubonius* (Tirreniano) provenienti dal livello dragato a -8,5 m in corrispondenza del canale di accesso al nuovo porto canale, alcune centinaia di metri al largo del cordone litorale di La Playa (Cagliari).

Sulla base degli stessi dati stratigrafici integrati da sondaggi geotecnici è stata ricostruita una sezione geologica di sintesi relativa agli ultimi 150 ka (Loi, 1984), (fig.47). Alla base della sezione si rilevano depositi fluvio-deltizi (sabbie, ghiaie, limi, argille) attribuiti alla fase regressiva rissiana (*stage 6*, 140 ka), su cui poggiano in discordanza arenarie e conglomerati litorali fossiliferi (*Cladocora coespitosa*, *Glycymeris*, *Arca noae*, *Bivonia triquetra*, *Conus testudinarium*, *Cymatium partenopeum*, *Thais haemastoma*), attribuibili al ciclo trasgressivo



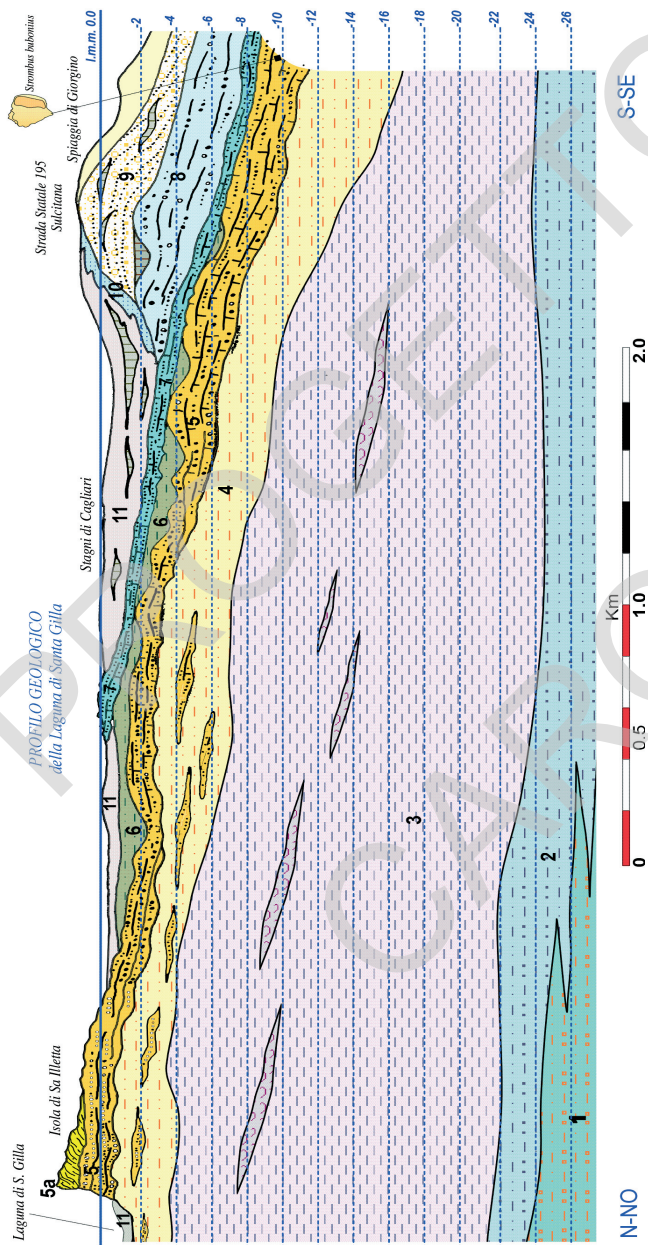


Fig. 47 - Profilo geologico della Laguna di S. Gilla, realizzato lungo la banchina principale del nuovo Porto Terminal Mediterraneo. **Legenda:** 1) alluvioni sabbiose (Pleistocene medio); 2) limi sabbiosi grigio-verdastri (Pleistocene medio); 3) limi argillosi e argille limose deliziate a ostrée (Pleistocene medio); 4) limi sabbiosi ocra a burrows con leniti calcarenitiche (Pleistocene superiore); 5) arenarie e conglomerati litorali fossiliferi a *Strombus bubonius* (Pleistocene superiore 5e); 5a) arenarie litorali a *Cladocora coespitosa* (Pleistocene superiore, 5e); 6) limi quarzosi grigi fluviodelizati a torbe (Pleistocene superiore-Olocene); 7) arenarie litorali a *Cardium*-fine del ciclo trasgressivo versiliano e beach-rock di sekka perilagunari (Olocene-Attuale); 8) ghiaie sabbiose litorali-cordone litorale tardo versiliano (Olocene); 9) ghiaie sabbiose di spiaggia con livelli torbosi a *Posidonia oceanica* (Olocene-Attuale); 10) deposito bioclastico, di spiaggia per-lagunare (Olocene-Attuale); 11) limi e limi sabbiosi nerastri lagunari (Olocene-Attuale); 12) sabbie di spiaggia (Olocene-Attuale).

Tirreniano (*stage 5e*, 125/128 ka; KINDLER *et alii*, 1997) durante il quale si assiste ad un prima trasgressione (T1, 128 ka; KINDLER *et alii*, 1997) di piccola entità, ma con livello eustatico al di sopra dell'attuale, a cui segue una seconda trasgressione (T2, 125 ka, KINDLER *et alii*, 1997) più decisa preceduta da una breve stasi. La seconda fase definisce un livello marino a circa +7m s.l.Ma (125 ka B.P.) (ULZEGA & HEARTY, 1986) in cui si depongono i corpi sedimentari affioranti in località Sa Illetta, che presentano resti di *Cladocora coespitosa* in posizione di vita. Si suppone che il mare durante la fase massima trasgressiva avesse profondità di circa -5 m presso la località citata, giustificando le biocostruzioni coralline (BIANCHI *et alii*, 2001; PEIRANO *et alii*, 2003). Buona parte dei depositi tirreniani sono stati erosi durante la regressione würmiana (*stage 4/2*, 80/15 ka) (PECORINI, 1986) e ricoperti dai sedimenti relativi alle ultime fasi della trasgressione versiliana, il cui livello eustatico non ha mai superato lo zero attuale secondo gli studi relativi al bacino del Mediterraneo (ANTONIOLI & SILENZI, 1998; DEMURO & ORRÙ, 1998, BARD *et alii*, 1996; PINTUS, 2000). Si tratta di sedimenti fluvio-deltizi limosi che sfumano verso l'alto in limi lagunari e dominano lo Stagno di Cagliari. Nel settore prossimo alla strada provinciale sulcitana (SP195) si possono ricostruire i corpi sabbio-ghiaiosi litorali relativi alle ultime fasi trasgressive oloceniche, intercalati da livelli di torbe (deposito fogliare a *Posidonia oceanica*). Sulle arenarie del Pleistocene superiore poggiano a tratti calcareniti grigiaste dovute alla sequenza trasgressiva versiliana, cui si associano le arenarie e conglomerati di *beach-rock* affioranti in lembi (**br**) nelle spiagge sommerse di Giorgino e del Margine Rosso (-1,5 m).

L'età di questi depositi viene riferita al Pleistocene superiore.

#### 4.1.1.2. - Subsistema di Portoscuso (PVM<sub>2a</sub>)

Questa unità prende nome da depositi del Pleistocene superiore, di età post-Tirreniano, di origine continentale, affioranti nella sezione-tipo di Portoscuso (Portovesme) nel Foglio 564-Carbonia. Questi depositi, in parte con caratteristiche analoghe a quelle descritte nell'area di Cala Mosca (ULZEGA *et alii*, 1982; BELLUOMINI *et alii*, 1986), sono in genere caratterizzati da una chiara associazione o relazione laterale con unità litostratigrafiche terrazzate. Questa unità comprenderebbe le formazioni di S. Giovanni e di S. Giuseppe descritte da ULZEGA & HEARTY (1986) nel Golfo di Oristano.

I depositi più estesi sono costituiti da ghiaie medio-grossolane; i clasti, che talora raggiungono la taglia dei blocchi, sono subarrotondati e subangolosi. Essi presentano una stratificazione incrociata concava con canali molto piatti (max 1-2 m) (Gt di MIALL, 1996) che raramente si approfondiscono anche sul substrato. Sono presenti anche livelli e lenti ghiaiose e sabbiose a stratificazione piano-pa-

rallela (Gh-Sh). Lo spessore totale può superare i 10 m, ma più frequentemente è di alcuni metri (tav.3(d), 3(f)). La base di questa unità è in genere discretamente appiattita ed inclinata a suggerire come, prima della fase di aggradazione, i versanti fossero stati modellati da estesi *pediment/glacis* d'erosione impostati sui sedimenti continentali e marini terziari.

Questi depositi rappresentano i residui di estese conoidi alluvionali terrazzate coalescenti di vaste proporzioni, che delimitavano il bordo del Campidano al raccordo con i rilievi del Sarrabus (fig.48).



Fig. 48 - Loc. S. Anastasia. Alluvioni ciottolose eterometriche e poligeniche, a scarsa matrice, rappresentative dei depositi fluviali terrazzati del Pleistocene superiore (PVM<sub>2a</sub>). Orizzonti calcici e petrocalcici alla base.

La quota sommitale del loro affioramento, nei lembi preservati della conoide del Riu Corongiu, è di circa 205 m a Pran'e Silli. Questi lembi si abbassano progressivamente verso sud (Cuccuru Crabone, 163 m; Cuccuru Luca Pisu, 138 m; Cuccuru Crobus, 92 m) sino a circa 26-30 m s.l.m. a sud di Cuccuru Su Zocculu, non lontano dalla linea di costa. Poco più ad ovest lembi terrazzati della medesima unità sono posti a 30 m di quota a S.Anastasia. Più a nord, lembi terrazzati della conoide del Riu Flumini, allo sbocco dell'area montana ad ovest di Serdiana, sono ubicati a quote comparabili (Monte Sibiola, 210 m; Cuccuru Raimondo, 190 m; Bruncu Fidrigu, 184 m; Cuccuru Crobus, 170 m) e si abbassano progressivamente verso l'antica confluenza con il Riu Flumini Mannu (M. Jesu, 85 m). Lo spessore massimo si osserva in quella che in passato doveva costituire la zona apicale e mediana. L'elevato appiattimento delle conoidi alluvionali suggerisce l'importanza del trasporto idrico nella loro messa in posto.

Queste conoidi, che in passato generavano una estesa *bajada*, sono oggi disseccate dalle valli attuali il cui profilo indica importanti dinamiche di approfondimento vallivo verificatesi durante l'Olocene antico.

Dato che i depositi di questa unità sono spesso costituiti da elementi anche subangolosi, la loro messa in posto è da riferirsi al rimaneggiamento di detriti prodotti per processi di degradazione fisica dei versanti (termoclastismo, crioclastismo) in condizioni di clima arido come quelle verificatesi durante l'ultima fase fredda pleistocenica.

Nel Foglio Carbonia, all'interno di questa unità si intercalano lenti e corpi sabbiosi eolici. Nel Foglio Assemini a condizioni climatiche aride fredde sono attribuiti cunei di pietre che delimitavano suoli poligonali rinvenuti al loro interno. Processi di crioclastismo durante l'ultima fase fredda del Pleistocene sono inoltre noti in Sardegna e riconosciuti anche nei pressi del livello del mare attuale anche nella già citata località di Calamosca (OZER & ULZEGA, 1982).

Su questi depositi sono talora conservati orizzonti profondi di luvisuoli e alfisuoli che non raggiungono mai il grado di evoluzione e la rubefazione dei suoli segnalati alla base dei depositi continentali pleistocenici. Gli orizzonti superficiali sono però generalmente troncati in seguito alle pratiche agricole millenarie che hanno interessato queste unità. Al passaggio con i depositi alluvionali, e talora sui clasti degli stessi, sono state osservate bande di decolorazione grigiastre in seguito a fenomeni di idromorfia stagionale.

Tutti questi sedimenti appartengono ad un'unica unità terrazzata ubicata a quote più alte di quella olocenica, la quale ultima, localmente, ha restituito resti di ceramica fluitata. Solo rari e sottili lembi di ghiaie sono localmente state rinvenute a quote intermedie, verosimilmente deposte durante l'approfondimento olocenico. Data la scarsità di elementi cronologici non si esclude però che l'incisione delle conoidi sia già iniziata nel tardiglaciale (Allerod/Bolling) e che la base della successiva unità alluvionale rappresenti, in parte, l'evento freddo (*Younger Dryas*) che chiude il Pleistocene superiore recente.

I lembi di questa unità non sempre sono perfettamente raccordabili, suggerendo movimenti deformativi o modesta attività di faglie dopo la loro messa in posto. Le eventuali faglie sarebbero ubicate all'interno delle valli attuali e subattuali e sono dunque di difficile delimitazione.

#### 4.2. - DEPOSITI OLOCENICI

I depositi olocenici maggiormente rappresentati nell'area in esame sono costituiti da sedimenti alluvionali e costieri che hanno caratterizzato sia le dinamiche attuali che quelle passate. Si tratta sia di depositi di pianura alluvionale che di

estese conoidi alluvionali e di cordone litorale. La natura e la relazione laterale tra le varie facies è alquanto complessa. La fotointerpretazione è stata di particolare ausilio nelle indagini e nella suddivisione delle facies, dato che tessiture fini (silt, argille) e ricche di materia organica ed umidità si distinguono facilmente dai sedimenti più grossolani, particolarmente rappresentati in tutto il foglio.

#### 4.2.1. - Depositi di spiaggia e dei cordoni litorali antichi (g)

Sono attribuiti all'Olocene i depositi di spiaggia e dei cordoni litorali antichi presenti lungo il litorale in esame alle spalle delle spiagge attuali. Sono rappresentati da sedimenti ghiaiosi più o meno grossolani nel settore orientale del Golfo di Quartu, nei pressi della foce del Rio Corongiu e del Rio Is Ammostus, che divengono via via più fini sino a sabbie grossolane e medie nell'area del Poetto. Depositi sabbiosi caratterizzano inoltre la parte retrostante la spiaggia della Playa nel Golfo di Cagliari. Queste sabbie, talora debolmente cementate, contengono frammenti fossiliferi di fauna analoga a quella attuale (*Arca noae*, *Cerastoderma edule*, *Semicassis undulata*, etc.). La loro conformazione è sempre allungata secondo una direzione di sviluppo parallela all'attuale fascia litorale. La cartografia di questi depositi risulta dall'integrazione del lavoro di campagna compendiato con precedenti lavori geologici (pubblicazioni: COMASCHI CARIA, 1954; MARINI, 1977; tesi inedite: LOI L., 1984; cartografie geologiche: BARROCCU *et alii*, 1981 e idrogeologiche: PALA & SIRIU, 1997) avendo l'intensa urbanizzazione del territorio di Cagliari reso difficoltosa o impossibile l'osservazione diretta.

I cordoni litorali indicano una rapida sedimentazione olocenica che nel caso del Golfo di Cagliari è da associare alla rielaborazione di sedimenti provenienti sia dal Flumini Mannu che dalle conoidi alimentate dal massiccio del Sulcis. Prima della genesi di questo cordone litorale si erano generati due ulteriori cordoni il più esterno dei quali, quello di Sa Illetta, si appoggiava a sedimenti Neotirreniani. Il cordone più interno era invece ubicato a est di P.to di S. Pietro e giungeva a Cabunastasiu. Oggigiorno questo settore è profondamente modificato dall'antropizzazione e dalla realizzazione di estesi impianti di saline. Nel lato interno dello Stagno di Cagliari sono cartografati come depositi di spiaggia, anche se di laguna, quelli nei pressi di Cala Mogoru, nei dintorni della foce del Riu Giaco Meloni e presso P. Manna. Questi ultimi hanno caratteri misti dato che corrispondono ai depositi deltizi (barra di foce e argini relativi) del Flumini Mannu in un passato recente; questo corso infatti originava un delta digitato all'interno della laguna.

Nel settore di Quartu prima della costruzione del cordone litorale del Poetto il mare giungeva nella parte settentrionale dello Stagno di Quartu e nella parte interna dello Stagno del Molentargius.

Presso il cordone litorale di Is Arenas, che borda lo Stagno di Molentargius, numerosi siti di cava attualmente dismessi hanno consentito il rinvenimento di depositi costieri grossolani (tav.3(c), 3(h)), costituiti da ghiaie sabbiose medio-grossolane e sabbie a stratificazione incrociata planare e a basso angolo, che testimoniano processi di migrazione laterale e crescita della spiaggia (fig.49). Lo spessore in affioramento supera i 10 m, mentre lo spessore complessivo, stimato in base a sondaggi, è sui 25-30 m (MARINI, 1977; PECORINI, com. pers.).



Fig. 49 - Loc. Is Arenas. Sabbie biancastre di spiaggia, talora debolmente cementate, con resti di fauna analoga a quella attuale (*Arca noae*, *Cerastoderma edule*, *Semicassis undulata*, etc.), cui si intercalano conglomerati eterometrici e poligenici in banchi metrici (g).

I depositi contengono una ricca associazione fossilifera riferita al Tirreniano (FONTANA ZANCO, 1933; MARINI, 1977; ULZEGA *et alii*, 1980; ULZEGA & OZER, 1982; BELLUOMINI *et alii*, 1986; ULZEGA & HEARTHY, 1986). Lo studio delle malacofaune prelevate per il Progetto CARG su un ricco livello bioclastico ha evidenziato:

- tra i bivalvi: *Arca noae*, *Cerastoderma edule edule*, *C. edule glaucum*, *Mytilus edulis*, *Loripes lacteus*, *Irus irus*, *Hinia* sp., *Striarca (Galactella) lactea* giovanile, *Mytilaster lineatus*, *Lucinella divaricata*, *Chama gryphoides*, *Scacchia ovata*, *Astarte sulcata*, *Parvicardium exiguum*, *Venerupis pullastra*, *Mysia undata*;

- tra i gasteropodi: *Gourmya (Thericium) vulgata*, *Columbella rustica*, *Alvania (A.) montagui*, *Lemintina arenaria*, *Bittium reticulatum*, *Cymatium* sp., *Ocenebrina* sp., *Coralliophila* sp., *Cantharus* sp..

Un campione di conchiglia datato con il metodo  $^{14}\text{C}$  ha fornito per questo deposito un'età di  $26.740 \pm 360$  BP (Beta-138676; Conv.R.A.  $27160 \pm 380$  BP).

Recenti scavi, eseguiti presso il cordone di Is Arenas per la realizzazione di una rete fognaria, hanno consentito l'osservazione di depositi sabbioso-ghiaiosi litorali, talora carbonatici con malacofaune a molluschi (*Spondilus gaederopus*, *Cerastoderma edule edule*, *Glycymeris insubricus*, *Venus verrucosa*, *Loripes lacteus*, *Gourmya (Thericium) vulgata*) esposti su fronti di taglio sui 9 m (fig.50). Comunicazioni orali dei cavaatori riportano il rinvenimento di un livello sabbioso ricco in Strombidi, arealmente circoscritto, localizzato a profondità di 3 m sotto il piano di campagna. In questo affioramento, la segnalazione di *Strombus bubonius* è ritenuta connessa con il rimaneggiamento.

L'attribuzione di questi depositi all'Olocene è testimoniata dalla relazione morfostratigrafica di questi depositi con le valli fluviali adiacenti. Infatti i depositi alluvionali terrazzati all'interno dei quali si depone questa unità sono stati datati all'Olocene antico e localmente hanno restituito resti di ceramica preistorica fluitata. Inoltre, nel caso questi depositi fossero tirreniani verrebbe testimoniata una notevole immobilità del paesaggio durante il Pleistocene superiore, quando invece la Sardegna e l'intero Mediterraneo sono interessati dalla deposizione di ingenti spessori di depositi alluvionali, che oltretutto nel Golfo di Cagliari conducono ad un'importante progradazione di sedimenti sino a circa -130 m s.l.m. (LECCA *et alii*, 1998).

La genesi dei cordoni litorali sarebbe connessa con la forte erosione ed il terrazzamento dell'erosione costiera delle porzioni distali delle conoidi oloceniche del Riu Corongiu e del Rio di Is Ammostus, e la successiva deriva litorale verso ovest testimoniata anche dalla composizione dei clasti.

La brusca risalita del livello del mare iniziata circa 15.000 anni fa e che ha raggiunto l'acme intorno ai 5-6 ka, sarebbe responsabile della spiaggia più interna del Golfo di Cagliari e di Quartu.

La genesi dei cordoni sarebbe invece associata alla rapida aggradazione olocenica delle conoidi che avrebbe isolato lo Stagno di Quartu e il tratto dello Stagno di Cagliari compreso tra S. Simone e La Playa. Questo processo è da mettere in relazione all'erosione dei suoli dei versanti circostanti, in seguito a processi antropici iniziati già nel Neolitico superiore. In seguito a tali processi si sarebbe originato un tombolo che univa la terraferma a Capo S. Elia.

Purtroppo la forte antropizzazione del settore del canale di S. Bartolomeo e le incertezze cronologiche sui sedimenti di Is Arenas impediscono una attribuzione certa di questo evento.

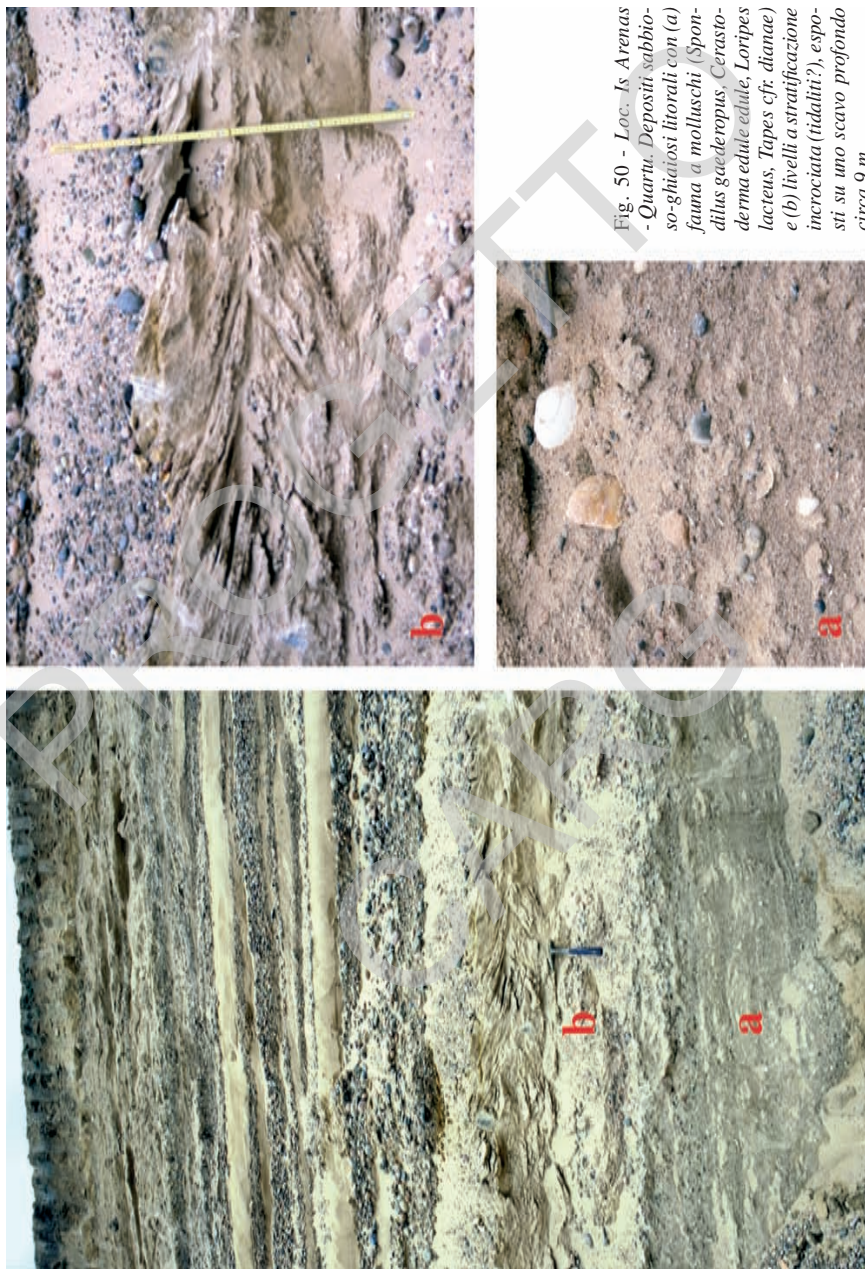


Fig. 50 - Loc. Is Arenas - Quarto. Depositi sabbioso-gliatosi litorali con (a) fauna a molluschi (*Spondilus gæderopus*, *Cerastoderma edule edule*, *Loripes lacteus*, *Tapes* cf. *dianae*) e (b) livelli a stratificazione incrociata (tidaliti?), esposti su uno scavo profondo circa 9 m.



#### 4.2.2. - Depositi alluvionali terrazzati (**b<sub>n</sub>**)

Si tratta di depositi alluvionali grossolani contenenti limitate lenti e livelli di sabbie e di ghiaie fini, simili a quelli che si osservano sul letto attuale. Questi depositi sono posti ai lati dei letti attuali o dei tratti di alveo regimati, o su depositi alluvionali terrazzati, ed in genere non interessati dalle dinamiche in atto. Lo spessore di questi depositi è, nella maggior parte dei casi, difficilmente valutabile, ma in alcune sezioni (località Su Planu: tav.3(a); Maracalagonis: tav.3(f)) o lungo scarpate di erosione fluviale associate alle dinamiche attuali, si possono superare i 9 m (località Separassiu: tav.3(e)). Tratti limitati di questa unità possono essere interessati da dinamiche alluvionali durante eventi idrometeorici eccezionali.

Le pianure alluvionali del passato erano molto più estese di quelle attuali ad indicare la presenza, anche con tempi di ritorno molto lunghi, di eventi idrometeorici di estrema importanza che riattivavano settori molto ampi della pianura. In molti casi questi depositi hanno rappresentato i letti di piena straordinaria fino al secolo scorso. Anche per tale motivo si sottolinea la pericolosità da esondazione in molte di tali aree. Nella maggior parte delle porzioni del foglio i materiali alluvionali sono stati depositi da corsi d'acqua incanalati entro valli già ben delineate. Nel caso del Rio Cuba, sul bordo sud-orientale della tavoletta Quarto S. Elena, la loro deposizione all'uscita dai rilievi ha dato vita a conoidi discretamente appiattite che giungono direttamente al mare originando delta-conoidi ciottolosi.

Ai lati delle pianure alluvionali incise dagli alvei attuali è stata riconosciuta un'unità alluvionale terrazzata principale e, localmente, alcune secondarie a quote lievemente superiori. Queste sono particolarmente evidenti sul fianco destro della valle del Rio Corongiu, del Rio de Is Ammostus e degli altri corsi d'acqua a nord di Cagliari. Si tratta di depositi alluvionali con caratteri simili a quelli delle pianure alluvionali prima descritte. In alcune sezioni (per esempio nei pressi del Cimitero di S. Michele (tav.3(i)) o dello Svincolo di S. Lorenzo (tav.3(l)), nella parte sommitale di questi terrazzi sono stati rinvenuti frammenti di ceramica fluitata, ad indicare come l'attività delle pianure che generavano questi terrazzi si è protratta sino in epoca protostorica. Anche nel Foglio n° 556 Assemini su unità lito e morfostratigrafiche simili sono state rinvenute ceramiche fluite.

Nella sezione di Sa Matta Manna-Canale E.A.F.(tav.3(g)), lungo il tracciato di un canale di irrigazione, questa unità, come al Cimitero di S.Michele o allo Svincolo di S.Lorenzo, è costituita in basso da sedimenti ghiaiosi e sabbiosi a stratificazione incrociata (Gp-Sp) ed in alto da lenti sabbioso-siltose e raramente ghiaiose. Si tratta di strutture tipicamente associate a corsi a meandri. Nei livelli limosi basali sono stati rinvenuti molluschi polmonati, datati con l'AMS a 8.680±60 BP (Beta-150624; Conv.R.A. 8.920±60 B.P.).

Ciò indica anche un'estrema rapidità dei processi di incisione che oggi giorno

sembrano quasi cessati. E' peraltro verosimile che l'incisione si verifichi durante eventi idrometeorici eccezionali con tempi di ritorno molto lunghi che purtroppo, dato il breve tempo dei *record* a noi noti, vengono sottostimati.

Le unità terrazzate minori sono state interpretate come modellate durante il progressivo approfondimento della valle attuale. Durante il modellamento di questi terrazzi alluvionali le dinamiche fluviali hanno dato vita a numerose variazioni del reticolo idrografico. Ad esempio, la parte settentrionale dello Staini di Simbirizzi era alimentata da un piccolo corso d'acqua che ora, all'altezza di Is Forreddus, devia verso SW e confluisce nel Rio de is Cungiaus.

Lo stesso Staini di Simbirizzi, seppur trasformato in lago artificiale, costituiva una anomalia del reticolo idrografico. Infatti in passato il corso d'acqua prima citato, proveniente da NW, era stato in grado di scavare una sella a nord della collina di Su Paris che portava le acque verso Quartu S.Elena. Prima di raggiungere il mare il corso dell'originario torrente che attraversava lo stagno aveva disseccato una valle ad est di Su Forti. Successivamente, l'approfondimento del reticolo idrografico si è spostato nella valle in loc. Sa Funtaneda, ad ovest di S. Forzoniu.

Dinamiche analoghe sono osservabili a Cagliari ed a nord del capoluogo sebbene la forte urbanizzazione recente, pur non mascherando la presenza di numerose valli, porta a notevoli incertezze circa la direzione di scorrimento e l'area di alimentazione.

Lo Staini di S. Lorenzo, che sembra nascere da una vallecola molto ridotta, poteva essere in passato alimentato da una vallecola che attraverso Terra Mammusi si sviluppava sino all'alto bacino di un piccolo affluente che oggi giorno drena l'area di S. Rosa verso sud. Nella valle dello Staini di S. Lorenzo giungeva in passato anche il Riu Saliu, attraverso la sella presente a N della località Cuccuru Terr'e Teula, che probabilmente drenava parte dei corsi d'acqua più orientali.

Molti degli stagni citati, parecchi dei quali bonificati in passato, occupavano depressioni chiuse la cui genesi è difficilmente spiegabile senza invocare movimenti neotettonici; l'incertezza nell'ubicazione delle probabili faglie ha tuttavia impedito una loro cartografia di dettaglio.

Le differenze cronologiche tra un terrazzo e l'altro sono talora facilmente percepibili anche in fotoaerea, 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 suoli cambici, luvisols e alfisols, questi ultimi anche lievemente interessati da processi di rubefazione, sono presenti sui terrazzi più elevati.

La natura silicatica della maggior parte dei depositi e la mancanza di basi, unitamente ai forti contrasti stagionali del caratteristico clima mediterraneo, favoriscono infatti l'accelerazione dei processi di alterazione.

#### 4.2.3. - *Depositi di versante (a)*

Si tratta di accumuli di clasti angolosi di spessore limitato (alcuni metri) osservati sulle pendici dei rilievi del Sarrabus. A nord di Sinnai, i depositi più rilevanti sono presenti nelle valli dei Rii Sa Cracuraxius e Sa Grutta, a sud di Bruncu Mogumu. Numerosi depositi di estensione e spessore minore bordano i rilievi paleozoici della formazione di Pala Manna (PMN) a nord di Sinnai.

#### 4.2.4. - *Coltri eluvio-colluviali (b<sub>2</sub>)*

Si tratta di depositi in cui sono presenti percentuali variabili di materiali fini (sabbia, silt), più o meno pedogenizzati ed arricchiti della frazione organica, mescolati con sedimenti più grossolani. La elevata presenza della frazione organica suggerisce una loro derivazione dall'erosione del suolo durante l'Olocene e successivo mescolamento a sedimenti provenienti per degradazione fisica direttamente dal substrato.

Il loro spessore è in genere esiguo (qualche metro) ma, data la natura pelitico-arenacea del substrato terziario, sono estremamente diffusi ovunque ai piedi dei versanti e sulle testate delle vallecole. Frequentemente questi sedimenti, malgrado l'esiguo spessore, impediscono il riconoscimento o l'osservazione diretta del substrato.

Localmente, al loro interno sono stati osservati suoli ad accumulo di carbonato di calcio in noduli, croste e lenti più o meno induriti.

La genesi di tali suoli è legata a condizioni climatiche con forte contrasto stagionale e con scarsa copertura vegetale forestale, in condizioni non dissimili da quelle attuali; infatti non sono stati osservati processi di rubefazione.

#### 4.2.5. - *Depositi di spiaggia attuali (g<sub>2</sub>)*

Si tratta di sedimenti sabbiosi medio-grossolani, estremamente ben classificati al Poetto, o più fini lungo il litorale dello Stagno di Cagliari.

Ad est di Quartu S.Elena, tra Villa Marina e Capitana, i sedimenti divengono ghiaioso-sabbiosi, con clasti anche grossolani. In queste località si ha infatti in genere il rimaneggiamento dei materiali provenienti dai corsi d'acqua attuali o dall'erosione dei depositi alluvionali e/o deltizi antichi.

All'interno dello Stagno di Cagliari sono presenti anche strisce limitatissime di sedimenti di spiaggia di laguna e spiagge protette spesso caratterizzate da tessiture fini.

#### 4.2.6. - *Depositi palustri (e<sub>3</sub>)*

Si tratta di sedimenti fini costituiti da argille limose grigio-verdastre con abbondante frazione organica e frammenti conchigliari, a luoghi ciottolose (depositi di tempesta), parzialmente stabilizzate e colonizzate dalla vegetazione, localmente antropizzate come nella parte interna dello Stagno di Cagliari.

Lo Stagno di Santa Gilla, il maggiore per estensione, risente degli apporti di alcuni corsi d'acqua fra i quali il Rio Flumini Mannu, il più importante, e altri minori (Rio Sa Nuxedda di Assemini, Rio di Sestu).

I depositi palustri dello Stagno di Molentargius sono costituiti da argille limose e sono alimentati dal canale artificiale di Terramaini, costruito per regolare il drenaggio dei corsi d'acqua minori provenienti dalle aree a nord dei paesi di Monserrato e Pirri.

I sedimenti palustri attualmente in evoluzione che bordano più o meno l'intero Stagno di Cagliari (S. Gilla) sono costituiti da argille limose grigio-scure, a luoghi ciottolose, ricche in sostanze organiche carboniose e spesso anche in frammenti conchigliari di Molluschi marini e lagunari, a testimonianza della continua interazione tra ambiente marino-salmastro e fluviale.

I rapporti stratigrafici con altre unità sedimentarie sono stati osservati sulle sponde occidentale ed orientale dello stagno, dove i depositi palustri giacciono su ghiaie alluvionali poligeniche, con clasti ben elaborati di metamorfiti prevalenti, ascritte ai depositi alluvionali recenti olocenici.

Sedimenti fini sono stati descritti anche nella parte interna dello Stagno di Cagliari, verosimilmente associati ai sedimenti depositi allo sbocco del Flumini Mannu.

Sedimenti analoghi si osservano a nord del porto di Cagliari a Punta Coterusi. Essi caratterizzano anche lo Stagno di Molentargius, lo Stagno di Quartu e gli stagni più interni di Simbirizzi e Arcu Staini.

#### 4.2.7. - *Depositi alluvionali (b)*

L'area del foglio Cagliari è solcata da numerosi corsi d'acqua il cui alveo può essere interessato da dinamiche alluvionali durante i principali eventi idrometeorici attuali.

Il Rio Corongiu ed il suo affluente Rio sa Pispisa, in effetti, possono essere interessati periodicamente da importanti dinamiche alluvionali, che invece sono meno importanti lungo il Rio de is Ammostus e lungo altri corsi d'acqua minori, anche per i numerosi lavori di regimazione degli alvei e la progressiva captazione delle falde idriche.

Molte aree che in un passato recente erano interessate da dinamiche fluviali sono state successivamente urbanizzate, come per esempio il Rio Saliu a Monserrato o il Riu di S. Giovanni a Selargius. Eventi idrometeorici eccezionali potranno riattivare le dinamiche alluvionali generando così una pericolosità elevata da esondazione a causa della forte urbanizzazione attuale.

Una situazione simile si osserva a NW di Cagliari, lungo le valli del Riu di Sestu e di quello proveniente dallo Staini di S. Lorenzo, ma è peraltro comune a molte delle aree del foglio. Molto abbondanti ed estesi sono i depositi alluvionali recenti alla foce del Flumini Mannu e dei corsi d'acqua adiacenti. Il Flumini Mannu ed i suoi affluenti nell'area di foce sono stati interessati da lavori di regimazione, con edificazione di argini artificiali che hanno ristretto le dinamiche alluvionali recenti in una limitata porzione di pianura.

I corsi d'acqua che provengono dai versanti locali sono in genere effimeri e caratterizzati da forti alternanze stagionali. In genere i sedimenti all'interno di questi alvei sono anche molto grossolani, con ciottoli e blocchi. La limitatezza degli affioramenti ha impedito talora la loro cartografia.

Spesso allo sbocco delle valli che drenano i rilievi i corsi sono incisi all'interno di una conoide alluvionale, delimitati in genere da scarpate anche di vari metri di altezza. In seguito alla rapida infiltrazione all'interno delle proprie alluvioni, questi corsi d'acqua si attivano solo durante gli eventi idrometeorici eccezionali.

Durante tali eventi si possono originare rotte ed esondazioni che conducono alla deposizione di sedimenti alluvionali anche al di fuori delle aree indicate con il simbolo «b». I sedimenti alluvionali sono in genere rappresentati da depositi grossolani a cui localmente si intercalano in modo estremamente subordinato lenti e sottili livelli di sabbia.

Lo spessore di questi depositi è variabile e localmente supera i 5 m.

#### 4.2.8. - *Depositi antropici (h)*

Data la forte antropizzazione e le notevoli attività industriali che hanno caratterizzato e caratterizzano l'area di Cagliari e paesi limitrofi, i depositi antropici assumono importanza notevole. Nello Stagno di Cagliari e nell'area portuale sono molto diffusi i manufatti antropici ( $h_a$ ) e i riporti sia al fine edilizio ( $h_{1r}$ ) che per depositi minerari ( $h_{1m}$ ) (saline) ( $h_s$ ), per l'accumulo di inerti ( $h_{1n}$ ), di scarichi industriali ( $h_{1i}$ ) o rifiuti solidi urbani ( $h_{1u}$ ). Lo Stagno di Simbirizzi, che si sviluppa in un'area già depressa, è arginato artificialmente ed usato come serbatoio idrico (BARROCCU, 1970). L'intensa urbanizzazione ha localmente impedito la cartografia dei sedimenti e delle rocce affioranti.

## 5. - DEPOSITI QUATERNARI DELL' AREA MARINA

### 5.1. - DEPOSITI DI PIATTAFORMA

#### 5.1.1. - Sabbie bioclastiche (sb)

Dominano la piana esterna, compresa tra il bordo della piattaforma continentale (-75/-120 m) ed il limite inferiore della prateria a *Posidonia oceanica* (-32/-15 m) (CONTU *et alii*, 1982). Sono distinguibili due facies: la prima caratterizza la fascia batimetrica tra i -15/-35m, rappresentata da frammenti d'organismi ad esoscheletro carbonatico che vivono in associazione con le fanerogame marine; la seconda è la facies più profonda, costituita in prevalenza da ghiaiette organogene in matrice sabbiosa bioclastica e ciottoli biogenici legati all'attività di alghe rosse a scheletro calcareo (*Peyssonelia* e *Lithophyllum: praline, maerle*). Variazioni in senso fine della matrice caratterizzano alcune depressioni chiuse a -50/53 m, interpretabili come paleo-lagune sommerse (ULZEGA *et alii*, 1986).

Queste facies sedimentarie di piattaforma medio-distale sono sottoposte a dinamiche d'alta energia dovute all'azione sul fondo delle massime ondate da SE e SW. Le correnti trattive di fondo così generate portano alla evoluzione di imponenti dune di selezione granulometrica, con cresta elevata mediamente 4 m, lunghezza d'onda media 100 m e sviluppo longitudinale di 300 m; sui fianchi delle dune si sovraimpingono strutture sedimentarie a mega-ripples organizzati in rete romboidale di interferenza.

Lo spessore è spesso difficilmente valutabile a causa della scarsa penetralità di questi sedimenti nei confronti dell'onda elastica del Subbottom Profiler; l'andamento del substrato si coglie fino a spessori tra 5 e 15 m.

In piattaforma prossimale prevalgono le facies bioclastiche rappresentate da frammenti di organismi ad esoscheletro carbonatico (facies bioclastica) che vivono in associazione con le fanerogame marine, in particolare in ordine percentuale volumetrica: alghe rosse, foraminiferi, briozoi, echinidi, gasteropodi e lamellibranchi. In questa fascia, in gran parte colonizzata dalla *Posidonia oceanica*, le aree di accumulo dei sedimenti sono localizzate in corrispondenza di depressioni e canali *intramatte*; qui la dinamica dei sedimenti è legata a correnti di fondo canalizzate che portano alla evoluzione di strutture trattive come *ripple marks* di dimensioni ridotte, che divengono maggiori nel settore più profondo (mega-ripples).

Le depressioni *intramatte* e le conche di sedimentazione interne alla *Posidonia oceanica* sono frequenti in tutto il Golfo di Cagliari, ma è particolarmente sviluppata una grande area depressa nel Golfo di Quartu, al largo di Torre Foxi, compresa tra -10 e -15 m, dovuta all'attività di dragaggio per prelievo di sabbie e ghiaie eseguita negli anni 1960/70.

Il Golfo di Cagliari occidentale è invece dominato da canali e solchi, dovuti all'ancoraggio di navi in rada e alla pesca a strascico intensiva.

Le sabbie bioclastiche carbonatiche delle depressioni *intramattes* presentano modesti spessori, limitati a 2/4 m.

L'età viene riferita all'Olocene superiore.

## 5.2. - DEPOSITI LITORALI

### 5.2.1. - *Ghiaie poligeniche (gp)*

Rappresentano i termini grossolani dei depositi di spiaggia sommersa, caratterizzati da ghiaie poligeniche grossolane, notevolmente elaborate, le cui caratteristiche morfometriche indicano un'elaborazione mista, in ambiente fluvio-deltizio e litorale. Si ipotizza che queste ghiaie siano il prodotto di un sistema di paleodelta, successivamente rielaborato a seguito degli eventi trasgressivi versiliani. Lo scheletro dei grandi cordoni litorali del Poetto e della Plaja è costituito da queste ghiaie, successivamente ricoperte dal prisma sedimentario a sabbie fini prevalentemente quarzose. Infatti i processi di erosione dei litorali portano attualmente all'affioramento di queste ghiaie, sia in alta spiaggia che in spiaggia sommersa.

Il prelievo a mare di inerti per l'edilizia ha portato alla formazione di una vasta depressione con affioramenti di ghiaie al centro della prateria a fanerogame marine, 0,5 mn al largo di Torre Foxi (Golfo di Quartu) (fig.51).

L'età del deposito viene riferita all'Olocene medio.

### 5.2.2. - *Arenarie e conglomerati di beach-rock (br)*

*Beach rock* superficiali (**br**), comprese tra -1 e -1,5 m, di chiusura del ciclo trasgressivo versiliano, sono state cartografate in spiaggia sommersa nel Poetto di Quartu e nel Margine Rosso in facies di cordone, mentre nella zona di fondo baia del Golfo occidentale, spiaggia del Giorgino, affiorano in piccoli lembi poco potenti, spesso semi-sepolto dalle sabbie litoclastiche attuali (**g<sub>2</sub>**). Facies particolare presentano i piccoli lembi di arenarie di spiaggia perilagunari sulle sponde della Laguna di Santa Gilla, ove le *beach-rock* mostrano alcuni caratteri tipici di ambiente di *sabkha* (EL SAYED, 1988). Si tratta di affioramenti organizzati secondo la fascia batimetrica compresa tra -1 /-1,5 m, talvolta mascherati dalle sabbie di barra sommersa. Le bancate hanno una debole inclinazione verso il largo, le testate verso terra si elevano sul fondo di alcuni decimetri e presentano evidenti strutture sedimentarie di battigia a laminazione sigmoidale con *foreset* troncati.

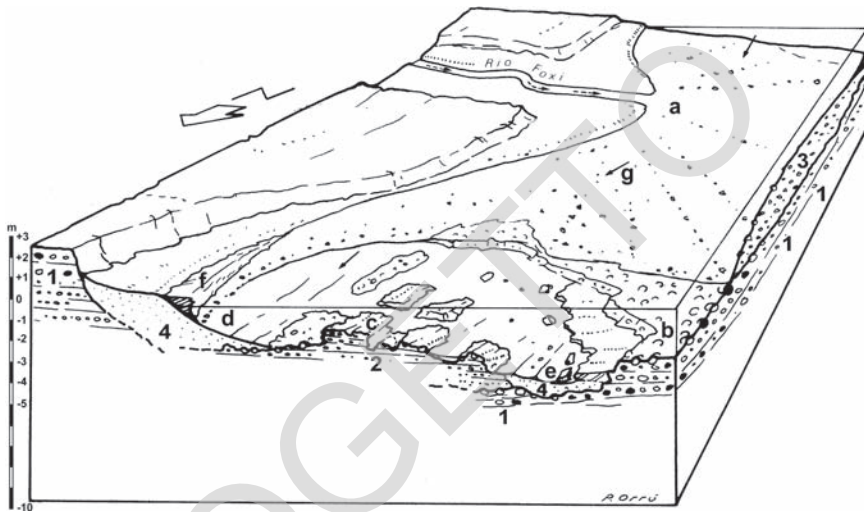


Fig. 51 - Litologie: 1) alluvioni stabilizzate a ghiaie poligeniche grossolane (tardo Würmiano, stage 2); 2) conglomerati di spiaggia a matrice arenacea; 3) ghiaie alluvionali monogeniche (subattuali); 4) sabbie debolmente ghiaiose della spiaggia attuale. Morfologie: a) delta sottomarino attuale del Rio Foxi; b) depositi stabilizzati del paleo-delta, organizzati in superfici suborizzontali, limitate da cornici alte fino ad 1 m; c) beach-rock conglomeratica notevolmente smantellata dalla dinamica marina; d) spiaggia sommersa con strutture da corrente; e) formazioni di *Cymodocea nodosa*, erose per scalzamento dei sedimenti alla base; f) cordone di spiaggia a resti fogliari di *Posidonia oceanica*; g) deriva litorale diretta verso nord.

Le *beach-rock* superficiali (fig.52), frequenti a profondità comprese tra la linea di riva e -1,5 m, sono collocabili nell'intervallo cronologico che comprende le quote più elevate raggiunte dalla trasgressione versiliana (*optimum* climatico); affioramenti analoghi, campionati a quote corrispondenti nella Sardegna settentrionale, hanno età isotopiche comprese tra 4,5 e 6 Ka B.P. (DEMURO & ORRÙ, 1998).

Le *beach-rock* della spiaggia sommersa del Poetto di Quartu affiorano 50 m al largo dalla linea di riva, e sono rappresentate da due bancate principali: una basale a ciottoli poligenici ed eterometrici in matrice arenacea fortemente cementata; una sommitale a microconglomerati quarzosi in matrice arenacea a debole cementazione (v. fig.52). Le testate verso terra si elevano sul fondo di alcuni decimetri, con evidenti strutture sedimentarie di battigia a laminazione sigmoidale con *foreset* troncati (fig.53). La potenza dell'affioramento è limitata a circa 1 m ed il contenuto fossilifero è rappresentato da faune banali a lamellibranchi, gasteropodi ed echinidi. Il cemento, carbonatico, presenta due generazioni di precipitazione, la prima a composizione calcitico-magnesiaca di ambiente marino litorale e la seconda a calcite micritica precipitata in ambiente subaereo in fascia



di oscillazione freatica (DEMURO & ORRÙ, 1998). Nel settore orientale del Golfo di Quartu, la *beach-rock* superficiale -1,5 m poggia su un deposito alluvionale a ghiaie poligeniche ed eterometriche con diametro medio superiore al decimetro, in matrice sabbioso-limoso debolmente cementata (ORRÙ, 1991).

Le *beach-rock* di Giorgino sono conservate in piccoli lembi difficilmente cartografabili, spesso sepolti dal corpo sedimentario attuale della barra sottomarina. Si tratta di arenarie debolmente cementate organizzate in sottili livelli pianoparalleli. Le testate affiorano dal fondo con discontinuità a -0,5/-1m elevandosi pochi decimetri dalle sabbie. La potenza dell'affioramento è in genere inferiore al metro.

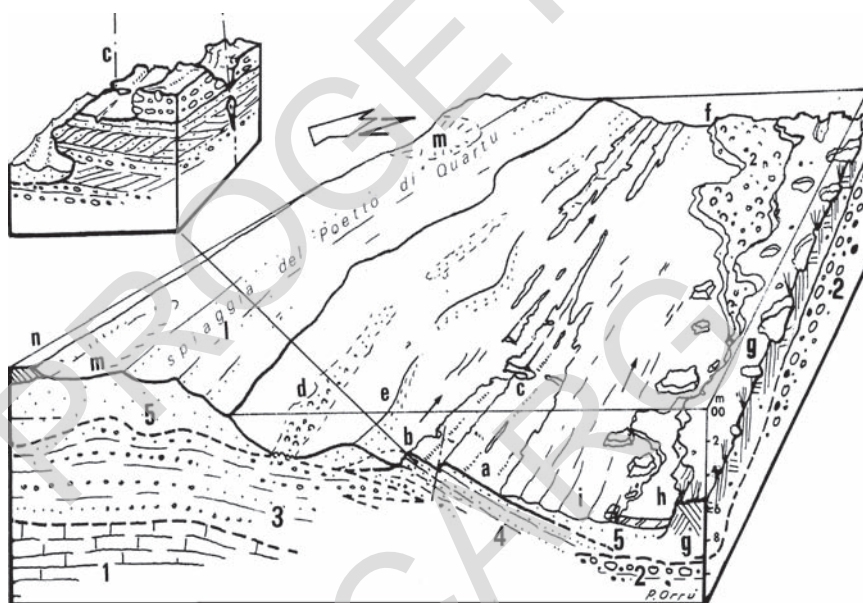


Fig. 52 - Litologie: 1) calcareniti fossilifere (Tirreniano, stage 5e); 2) ghiaie grossolane alluvionali (tardo Würmiano, stage 2); 3) ghiaie poligeniche ed eterometriche in matrice sabbiosa, irregolarmente cementate (Versiliano, stage 1); 4) arenarie di spiaggia a laminazione sigmoidale e incrociata, debolmente cementate (Versiliano, stage 1); 5) sabbie medie quarzose (Attuale). Morfologie: a) beach-rock arenacea, bancate immergenti verso sud ( $3^\circ$ ); b) cornice netta con scalzamento alla base, verso terra. Part. 1) livello sommitale a conglomerato eterometrico in matrice arenacea, livelli sottostanti costituiti da arenarie di spiaggia con alternanza di laminazioni inclinate e parallele; c) fratture normali allo sviluppo delle bancate; d) affioramento delle ghiaie sottostanti (2) al piede del gradino di spiaggia; e) barre arcuate debolmente asimmetriche; f) terrazzo morfologico formato dagli affioramenti di alluvioni ghiaiose grossolane stabilizzate; g) limite superiore della prateria a Posidonia oceanica con matte fino a -1,5 m; h) formazione a *Cymodocea nodosa*, parzialmente erosa da scalzamento al piede; i) ripple marks da corrente trattiva di fondo diretta verso est; l) spiaggia emersa attuale; m) depressioni interbarmali; n) rilevato stradale.



Fig. 53 - Dettaglio delle arenarie microconglomeratiche di beach-rock affioranti a -1,5 m in spiaggia sommersa del Poetto di Quartu, 100 m al largo della Bussola. Evidenti strutture sedimentarie a laminazione sigmoidale con foreset troncati, consentono di identificare con relativa precisione la zona di battigia nel corpo deposizionale della paleo-spiaggia.

Le beach-rock perilagunari di Santa Gilla in facies di *sabkha*, rilevabili in passato lungo la sponda dell'Isola di Sa Illetta e sulle sponde interne del cordone di Giorgino, sono state in gran parte demolite per le opere infrastrutturali del nuovo porto canale. Si tratta di lembi di calcareniti a matrice limo-sabbiosa grigia, debole cementazione ed elevato contenuto fossilifero (*Cardium*, *Cerastoderma*) conservatesi grazie al seppellimento da parte di sedimenti limosi lagunari, alla quota di +0,1/+0,3 m, in zona intertidale di laguna (Loi, 1984) (fig.54).

Tra i livelli sommitali sono compresi sottili lenti a limi debolmente gessosi, interpretabili con momenti di contrazione del bacino lagunare che ha innescato processi evaporitici sulle sponde; segue quindi il consolidamento e la graduale cementazione mista, ad opera di carbonati e solfati, delle piccole spiagge perilagunari. Tale processo evolutivo richiede condizioni climatiche sensibilmente più aride e calde rispetto alle attuali, condizioni che attualmente portano alla cementazione di beach-rock in ambiente di *sabkha* nelle coste della Tunisia meridionale e dell'Egitto mediterraneo (EL SAYED, 1988).

Anche se esterna all'area del foglio, è opportuno segnalare che la beach-rock principale, conservatasi con continuità a -45 m (circa 6 mn al largo della città di Cagliari) con spessori che superano i 5 m, sottolinea il passaggio tra Pleistocene superiore ed Olocene attraverso la conservazione completa dei paleoambienti associati: paleolagune, paleoalvei etc.



Fig. 54 - Beach-rock in facies di sabkha affioranti ai bordi della Laguna di Santa Gilla; evidente il processo di esumazione attiva a causa dello scalzamento alla base operato dalle onde. Si nota il crostone carbonatico superiore, pedogenetico, che testimonia una fase di cementazione in condizioni nettamente subaeree.

Affioramenti analoghi, campionati alla stessa quota in altre zone della Sardegna (S. Teresa di Gallura, Cala Liberotto, Isola di Serpentara), presentano età isotopiche comprese tra 9,5 e 9,9 Ka B.P., periodo vicino alla grande stasi della trasgressione versiliana durante lo Younger Dryas (DEMURO & ORRÙ, 1998).

L'età di questi depositi viene riferita all'Olocene superiore.

### 5.2.3. - Sabbie silicoclastiche (sp)

Si tratta di depositi di spiaggia sommersa, rappresentati da sabbie medio-fini a composizione mineralogica principalmente quarzosa e in subordine carbonatica rappresentata da bioclasti a frammenti di lamellibranchi, gasteropodi ed echinidi.

La fascia di distribuzione a sabbie litorali è limitata dall'irregolare limite superiore della prateria a *Posidonia oceanica* (-5/-7 m), e la sua dispersione verso largo è impedita dalle biocostruzioni che caratterizzano la prateria a fanerogame. I maggiori volumi di sedimento sabbioso derivano dall'erosione dei membri inferiori (calcareniti, arenarie) della formazione miocenica (NLL<sub>2</sub>) che definisce i principali affioramenti rocciosi (Sella del Diavolo) dominanti il settore centro-orientale del Golfo di Cagliari, cui si aggiunge l'apporto dei corsi d'acqua che drenano i modesti rilievi (calcareniti e arenarie mioceniche) della piana costiera di Cagliari.

La dinamica sottomarina della spiaggia è evidenziata da strutture di corrente, in particolare barre, *ripple marks* (diretti N 45°; h=5 cm; L=20 cm) ed accumuli di foglie morte di *Posidonia oceanica*, organizzate in dune (h=30 cm). Il rilevamento morfologico delle barre ha permesso di identificare due situazioni differenti: nel settore “Il Lido” le barre sono organizzate in due ordini subrettilinei e paralleli alla costa. Procedendo verso E nell’arco di spiaggia, la barra esterna tende a morfologie festonate asimmetriche (Il Lido- Ospedale Marino). Oltre la condotta di presa a mare delle Saline, le barre si dispongono in un solo ordine con festoni asimmetrici. Si ipotizza l’esistenza di un *drift* molto accentuato la cui direzione è evidenziata dall’asimmetria dei festoni.

L’insieme delle osservazioni morfologiche indica un ambiente con una forte deriva litorale parallela alla riva, da W ad E, che prende in carico e ridistribuisce i materiali provenienti dalle frane di falesia e dalla demolizione delle piattaforme d’abrasione, che attraversano la spiaggia sommersa migrando verso E senza contribuire al bilancio sedimentario, qui negativo. Le sabbie di spiaggia sommersa del Giorgino, nel Golfo occidentale, variano in senso fine, per l’inserimento dei sedimenti lagunari nello *stoke* litorale.

L’età di questi depositi viene riferita all’Olocene superiore.

#### 5.2.4. - *Prateria a fanerogame (g<sub>4</sub>)*

Nel settore analizzato si rilevano praterie a fanerogame, rappresentate dalla *Posidonia oceanica*, che si sviluppano nella fascia batimetrica -5 m/-35 m, con una copertura piuttosto omogenea e spessori di 1,5/2 m, interrotta da numerose *intramatte* o canali d’erosione. Queste morfologie sono sia d’origine antropica (solchi d’ancoraggio, pesca a strascico), sia dovute alla dinamica delle correnti marine che definisce linee preferenziali secondo cui sono disposti i canali.

La *Posidonia oceanica* con le proprie biocostruzioni riveste un ruolo chiave nella stabilità dei litorali in quanto limita la dispersione verso largo dei sedimenti di spiaggia sommersa. Il limite superiore è irregolare (-6 m/-10 m), con tracce di una dinamica erosiva (*matte* morte) soprattutto nel settore di Marina Piccola (-10 m) dove sono evidenti scalzamenti attivi con asportazione degli apparati radicali fino a 20 cm; presso Torre Serra Paùli il limite è invece prossimo alla riva (-5 m). Nel settore orientale del Golfo, lo stesso limite è distante da riva, condizionato dalla differente tessitura sedimentaria (ghiaie) del fondale, di prevalente natura granitoide a partire da Is Mortorius. Nel settore di Marina Piccola, la prateria è interrotta da un canale di natura alluvionale, limitato da cornici nette impostate su litotipi granitoidi, che ne condiziona lo sviluppo. Il limite inferiore è regolare, di tipo progressivo, tuttavia non mancano vasti tratti a limite in arretramento per seppellimento.

## 5.3. - DEPOSITI DELTIZI

5.3.1. - *Ghiaie eterometriche limo-sabbiose poco cementate (gs<sub>1</sub>)*

Questi depositi affiorano a tratti lungo la piattaforma prossimale del Golfo di Quartu. Al piede di falesia del promontorio della Sella del Diavolo formano due terrazzi deposizionali che si estendono fino a circa 0,5 miglia nautiche al largo della Baia di Marina Piccola (fig.55) e fino a 150 m al largo della Bussola, per assumere infine il carattere di un paleo-delta in buono stato di conservazione al largo del Margine Rosso-Foce del Rio Foxi. Si tratta di ghiaie poligeniche ed eterometriche con clasti di dimensioni spesso superiori a 10 cm; la matrice è limo-sabbiosa, leggermente arrossata e debolmente cementata. La potenza complessiva non è stimabile, ma sono state rilevate cornici di esposizione superiori a 2 m. L'età di questi depositi viene riferita all'Olocene inferiore - medio.



Fig. 55 - *Litologie: 1) arenarie quarzose, arenarie di Pirri ( Serravalliano); 2) calcare marnoso-arenaceo irregolarmente cementato, calcari di Cagliari (Tortoniano-?Messiniano inf.); 3) conglomerato di spiaggia fossilifero (Tirreniano, stage 5e); 4) ghiaie alluvionali poligeniche (Pleistocene superiore, stage 2); 5) breccia calcarea alla base delle piattaforme di abrasione; 6) biocostruzione vegetale a rizomi e ghiaie, Posidonia oceanica; 7) sabbia media quarzosa; 8) depositi organici a resti fogliari di Posidonia oceanica. Morfologia: a) piattaforma di abrasione marina; b) testate degli strati; c) canali di erosione impostati lungo frattura; d) marmite di erosione subcircolari; e) cornice netta al limite della piattaforma, h=1 m; f) nicchia di scalzamento alla base attuale; g) corpo di frana di crollo-scivolamento; h) nicchia di distacco; i) distacchi di frana incipiente; l) paleo-alveo sepolto; m) terrazzo in ghiaie fluviali; n) spiaggia sommersa; o) piana sabbiosa a dune di resti organici vegetali; p) prateria a Posidonia oceanica; q) formazioni a Cymodocea nodosa; r) ripple marks da correnti trattive di fondo.*

### 5.3.2. - *Ghiaie sabbiose (gs)*

Queste facies costituiscono l'antico delta sottomarino del Rio Foxi (fig.51, settore orientale del Golfo). Si tratta di ghiaie in prevalenza monogeniche a scarsa matrice limo-sabbiosa, con clasti di dimensioni notevoli ( $\phi$  medio=30 cm) pressoché inamovibili dalla dinamica costiera attuale. Sono visibili recenti apporti sabbio-limosi con rari ciottoli, deposti in occasione delle piene del Rio stesso per ridotta immissione di sedimenti con granulometrie grossolane. Si localizzano principalmente di fronte alla foce del Rio Foxi e si estendono verso mare fino al limite superiore della prateria a *Posidonia oceanica*, che maschera il resto del deposito.

L'età di questi depositi viene riferita all'Olocene superiore.

### 5.3.3. - *Sabbie deltizie (sd)*

Formano i corpi sedimentari delle sponde nord-occidentali della Laguna di Santa Gilla (Stagno di Cagliari). Si tratta di sabbie medie limose con subordinate ghiaie, imputabili all'apporto sedimentario del Rio Mannu e del Rio Cixerri.

A seguito delle indagini geotecniche eseguite per la realizzazione del porto canale emerge che la laguna è colmata da uno spessore di sedimenti di circa 50 m, principalmente di natura limo-sabbiosa ad elevata componente organica, fino ad arrivare, nella zona sommitale, ai sedimenti sabbioso-limosi, litorali e marini, attuali (ORRÙ *et alii*, 2004) (fig.56). Questo dato conferma la forte regressione würmiana (*stage 2*, 15/18 ka) durante la quale si è avuta una forte incisione dello Stagno da parte dei principali corsi d'acqua del settore centro-occidentale della piana del Campidano meridionale, che ha determinato l'erosione dei depositi marini (arenarie e conglomerati di spiaggia fossiliferi-PVM<sub>1</sub>) più o meno cementati associati al periodo trasgressivo Tirreniano (*stage 5e*, 125 ka; ANTONIOLI & SILENZI, 1998; PINTUS, 2000), la cui testimonianza è presente in località Sa Illetta (Stagno di Cagliari). L'età di questi depositi viene riferita all'Olocene superiore.

## 5.4. - DEPOSITI LAGUNARI

### 5.4.1. - *Limi sabbiosi (ls)*

Si tratta di sedimenti limosi con subordinata componente sabbiosa. Essa rappresenta la frazione più fine degli apporti sedimentari fluvio-terrigeni immessi nella Laguna di Santa Gilla (Stagno di Cagliari) dai Rii Mannu, Cixerri, Flumini Mannu e Santa Lucia. Si rinvengono in una depressione allungata, parallela alla

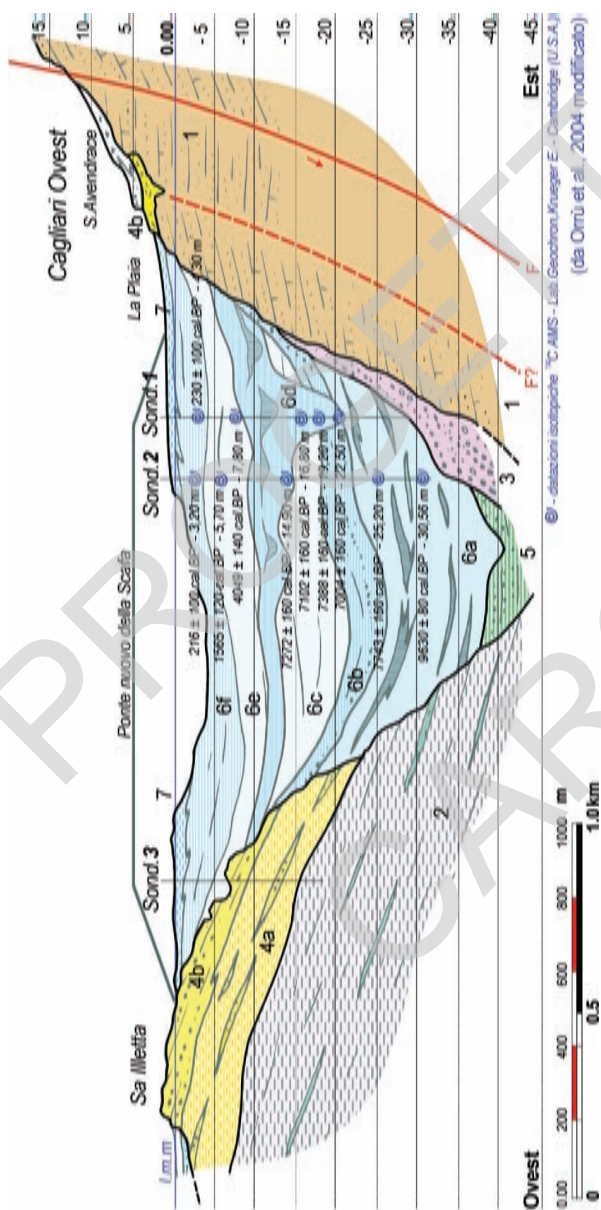


Fig. 56 - Profilo geologico in corrispondenza della bocca di laguna di Santa Gilla; tre sondaggi stratigrafici forniscono il dettaglio della colmata olocenica (Orù et alii, 2004) della profonda paleo-valle del Flumini Mannu - Riu Cixerri (MIS 2 - Pleistocene superiore) durante la risalita eustatica olocenica. *Legenda:* 1) arenarie e arenarie marnose (Miocene); 2) complesso deltilto a limi e limi sabbiosi con argille e sabbie a ostree in leniti (Pleistocene medio); 3) ghiaie poligeniche in matrice argillosa (Pleistocene medio); 4a) sabbie debolmente cementate e sabbie limose giallastre a bioturbazioni e *Strombus bubonius* (MIS 5 - Pleistocene superiore); 4b) arenarie e microconglomerati a *Cladocora coespitosa* -  $149 \pm 10$  kyr BP (Ulizaga & HEARY, 1986) (MIS 5e - Pleistocene superiore); 5) ghiaie poligeniche in matrice sabbiosa (MIS 2 - Pleistocene superiore); 6a) limi deltilti e limi sabbiosi paratitici (Younger Dryas-Pre Boreale); 6b) limi sabbiosi e sabbie limose litorali con intercalazioni torbose a *Posidonia oceanica* (Boreale inferiore); 6c) alternanza di sabbie fini litorali e sabbie limose lagunari (Boreale superiore); 6d) successione di reintercizioni e colmate a limi sabbiosi e sabbie bioclastiche lagunari (Atlantico inferiore); 6e) sabbie fini litorali con sottili intercalazioni torbose a *Posidonia oceanica* (Atlantico superiore-Sub Boreale); 6f) sabbie organogene lagunari passanti a limi organici nerastri (Sub Atlantico-Storico); 7) limi organici e riperto antropico (Attuale).

costa, a fondo piatto, in cui il Sub Bottom Profiler mostra una colmata per sedimentazione fine. Questa morfologia, che nel settore centro occidentale del Golfo di Cagliari interrompe la prateria a *Posidonia oceanica*, rappresenta un elemento di grande importanza nella distribuzione dei sedimenti terrigeni che vengono immessi nel Golfo dal deflusso della Laguna di Santa Gilla e che provengono dall'erosione dei bacini marnoso-arenacei del Flumini Mannu e del Cixerri, nonché, ad occidente, dal Rio Santa Lucia.

SEGRE (1968) individua in questa depressione un paleo-alveo del Rio Cixerri. Sembra trattarsi di una depressione chiusa, tipica di retro spiaggia, forse con caratteri di laguna durante la trasgressione versiliana, mentre il paleo-alveo wurmiano del Rio Cixerri-Flumini Mannu, localizzato all'interno della Laguna di S. Gilla tra Sa Illetta e San Paolo (ORRÙ *et alii*, 2004), (fig.56) si sviluppa parallelamente al porto di Cagliari e si estende lungo il promontorio del Capo S. Elia per ricollegarsi al *canyon* antistante sul bordo della piattaforma (CONTU *et alii*, 1982).

Agli effetti della distribuzione dei sedimenti provenienti dai corsi d'acqua, lo svuotamento forzato della laguna ad opera dei venti del IV quadrante determina una corrente di torbida che interessa l'area antistante la città di Cagliari ed il promontorio di S. Elia e, verso SW, la depressione su descritta. Le correnti di deriva litorale mostrano, sia ad ovest che ad est di Cagliari, un andamento preferenziale da SW verso NE. Sul fondo, a profondità superiori a 20 m, le strutture sedimentarie indicano movimenti prevalenti da NW verso SE.

L'età di questi depositi viene riferita all'Olocene superiore.

#### 5.4.2. - Sabbie e ghiaie organogene in matrice limosa (sl)

Questa facies caratterizza le sponde della Laguna di S. Gilla. Si tratta di sedimenti sabbiosi e ghiaie in matrice limosa con componente organogena derivante in parte dal deflusso verso la laguna di scarichi cittadini (depurati) e in parte dalla presenza di numerosi gusci di lamellibranchi tipici di laguna (*Tellina*, *Venus verrucosa*, *Cardium*, *Mytilus*). La loro messa in posto è imputabile all'apporto sedimentario del Rio Mannu e del Rio Cixerri.

Nel settore lagunare di S. Gilla, entro tali depositi sono state rinvenute varie testimonianze archeologiche d'epoca punica sia emerse che sommerse. Questo rilievo porta a ipotizzare un livello marino inferiore all'attuale circa 2,5 ka B.P., durante la risalita del mare versiliano (PECORINI, 1986).

L'età di questi depositi viene riferita all'Olocene sup.-Attuale.



## V - TETTONICA

### 1. - TETTONICA CALEDONIANA

Gli elementi che testimoniano una tettonica eocaledoniana nell'area del Foglio Cagliari sono:

- a) la netta discordanza angolare ("Fase sarrabese" *Auct.*), con valori fino a 90°, presente nel Sarrabus (es. lungo la valle del Riu sa Ceraxa) tra le arenarie di S. Vito (Cambriano medio-Ordoviciano inferiore) ed il complesso vulcanico-sedimentario dell'Ordoviciano medio (CALVINO, 1959; 1960; NAUD, 1981);
- b) la presenza di conglomerati e arenarie continentali che testimoniano estese e prolungate emersioni nell'Ordoviciano medio;
- c) il diffuso magmatismo calcalkalino subaereo dell'Ordoviciano medio.

Pieghe caledoniane presenti probabilmente in tutta la Sardegna centro-orientale, benchè mai documentate con certezza a causa degli effetti metamorfici e delle deformazioni penetrative erciniche, possono essere ricondotte a quelle ordoviciane ben note nella Sardegna sud-occidentale (Fase sarda *Auct.*).

Il contesto geodinamico in cui si sviluppa la deformazione caledoniana sarebbe riconducibile, secondo GARBARINO *et alii* (1981) e CARMIGNANI *et alii* (1992; 1994b), alla subduzione ed allo sviluppo e migrazione durante l'Ordoviciano di un arco vulcanico sul margine settentrionale del paleocontinente di Gondwana, ove era allora situata la Sardegna.

Questi movimenti caledoniani non hanno prodotto intensi piegamenti associati ad apprezzabili effetti metamorfici.

## 2. - TETTONICA ERCINICA

### 2.1. - CARATTERI STRUTTURALI GENERALI

Nel basamento paleozoico del Foglio Cagliari sono evidenti gli effetti dell'evoluzione orogenetica ercinica, caratterizzata fondamentalmente da due differenti eventi con caratteri strutturali, metamorfici e magmatici che sono stati riconosciuti in tutto il basamento della Sardegna (CARMIGNANI *et alii*, 1994b):

- a) un'importante tettonica compressiva, probabilmente diacrona, che ha interessato la Sardegna SE nel Viséano-Namuriano. Questo evento, correlato con la collisione continentale ercinica, ha determinato l'impilamento delle falde e un metamorfismo sincinematico progrado connesso con l'ispessimento crostale (fase sin-collisionale D1);
- b) una pervasiva tettonica distensiva tardo-orogenica, che probabilmente si sviluppa nel Westfaliano-Permiano inferiore. Questo evento è stato correlato con il collasso della Catena alla fine delle fasi di ispessimento crostale sin-collisionale (fase distensiva post-collisionale). Ad esso sono da imputare fenomeni di denudazione tettonica, con esumazione delle metamorfiti e produzione e messa in posto del magmatismo calcalkalino permo-carbonifero. La deformazione si è realizzata durante la risalita e il raffreddamento delle metamorfiti, e quindi a livelli strutturali sempre più superficiali. Ne deriva una grande varietà di strutture con stili differenti, che vanno da zone di taglio sin-metamorfiche ed associati sistemi di pieghe (fase D2 e fase D3), a faglie dirette poco inclinate e faglie dirette molto inclinate e trascorrenti.

### 2.2. - FASE SIN-COLLISIONALE

Nell'Unità tettonica del Sarrabus sia la deformazione interna che il grado di cristallizzazione metamorfica sono minori rispetto alle altre unità dell'edificio a falde. Anche in questa unità tettonica la prima fase deformativa ha prodotto pieghe coricate e sovrascorrimenti.

Le pieghe D1, sviluppate a tutte le scale e in tutta l'unità tettonica, mostrano un profilo con cerniera ispessita, assi orientati NW-SE e, dove le deformazioni successive non le hanno intensamente obliterate, piani assiali suborizzontali. Il metamorfismo associato risulta molto basso e ricade nel campo dell'anchizona e dell'epizona (FRANCESCHELLI *et alii*, 1992). La scistosità ( $S_1$ ) si sviluppa in modo selettivo soprattutto nei litotipi con forte componente pelitica e comunque mai in maniera molto pervasiva, per cui i caratteri originari dei protoliti sono in genere ben riconoscibili.

Durante la prima fase deformativa (D1), sovrascorrimenti interni all'Unità tettonica del Sarrabus (BARCA & MAXIA, 1982) si sviluppano con andamento cartografico circa N-S ed estensione, per alcuni, di chilometri. Solitamente queste strutture causano la sovrapposizione tettonica dei termini basali della successione paleozoica (arenarie di S. Vito, "Porfidi grigi" *Auct.*) sui depositi dell'Ordoviciano superiore (f.ni di P.ta Serpeddi e di Tuviois). Localmente lungo i sovrascorrimenti si sviluppano fasce cataclastiche più o meno ampie.

Tali strutture caratterizzano il basamento affiorante a W di Punta Serpeddi, nei settori centro-nordorientali del foglio. La più estesa di esse si evidenzia nell'areale di Cuile Piccinu, dove i metasedimenti arenaceo-pelitici delle arenarie di S. Vito (SVI) sono sovrascorsi sulle metavulcaniti ordoviciane (Porfidi Grigi, PGS); verso sud, poco oltre Cuile Genna Funtana, le arenarie di S. Vito sovrascorono sulle metavulcaniti acide e sui metasedimenti trasgressivi dell'Ordoviciano superiore (PSR<sub>1</sub>). Il contatto tettonico ha un andamento circa NW-SE, in corrispondenza del tratto vallivo della testata del Riu sa Ceraxa. Analogo sovrascorrimento si osserva in località Serpeddièdu, con le metavulcaniti dell'Ordoviciano medio sovrascorse sui metasedimenti delle formazioni di Punta Serpeddi (PSR) e di Tuviois (TUV), dell'Ordoviciano superiore, o direttamente sulle litologie metapelitiche del flysch ercinico (PMN). Questa struttura tende a smorzarsi verso est nel settore del Riu Musui, probabilmente assorbita dalle litologie pelitico-carboniose del Siluriano, che risultano infatti intensamente deformate.

Verso ovest altri sovrascorrimenti caratterizzano il settore in località Is Perdas de Pari 'e Pari, ove si osserva con buona continuità la sovrapposizione delle arenarie di S. Vito su porzioni di successioni ordoviciane comprensive di metavulcaniti acide (PGS) e metasedimenti (PSR<sub>1</sub>, PSR<sub>2</sub>, PSR<sub>3</sub>, TUV), talora distribuiti in scaglie e/o variamente frammentati da una tettonica fragile tardiva.

Negli affioramenti più occidentali (Conca Craccaxia, Monte Terramala) tali strutture a scaglie sono associate al sovrascorrimento delle metavulcaniti acide (PGS) su metasedimenti dell'Ordoviciano superiore (TUV).

### 2.3. - TETTONICA POST-COLLISIONALE

Le strutture compressive della fase D1 risultano deformate da altre strutture sia di tipo duttile, a cui si associa ancora un leggero metamorfismo, che di tipo fragile, entrambe riconducibili a un contesto deformativo unitario a carattere distensivo post-collisionale.

Alla scala dell'affioramento è spesso agevole verificare che alle strutture distensive duttili sono sovrapposte strutture distensive fragili. Zone di taglio dirette associate a cataclasi, faglie dirette a basso angolo e faglie dirette ad alto

angolo si sovrappongono in tale ordine. Una tale sequenza di stili appare suggerire una deformazione progressiva associata all'esumazione del basamento, il quale si sarebbe quindi deformato in livelli strutturali progressivamente sempre più superficiali.

Tra gli elementi più caratteristici della tettonica post-collisionale ercinica riconosciuti nell'area del foglio sono zone di taglio dirette e grandi faglie a basso angolo che "sottraggono" grandi spessori di successione, determinando talora la diretta sovrapposizione dei termini carboniferi su quelli cambriani. Esse sono spesso marcate da cataclasiti foliate, in ogni caso poco osservabili e ridotte solitamente all'ordine del metro o assenti per la sovrapposizione di faglie dirette tardo-erciniche. Le direzioni prevalenti di queste faglie sono comprese tra circa E-W e NW-SE (es. tra Cuile Pruna a NW e Correxerbu a SE); alcune di esse possono essere seguite per vari chilometri, come ad es. la faglia circa E-W tra il rilievo Cadelano e loc. Craccaxia.

Un altro elemento della tettonica post-collisionale riconosciuto nella parte nord-orientale del foglio è rappresentato da grandi faglie ad alto angolo, raramente marcate da fasce cataclastiche. Le direzioni prevalenti di queste faglie sono comprese tra circa E-W (es. in loc. Accu Musui Mannu) e NW-SE (es. tra Cuile S'Isca s'Arena a NW e Bruncu Marragau a SE).

Una ripresa dei movimenti plicativi tardivi con asse E-W ("sinclinale del Sarrabus" *Auct.*) genera sinformi e antiformali che possono aver deformato la scistosità a grande raggio.

Un'estesa zona di debolezza tettonica tardo-ercinica può essere individuata inoltre lungo una fascia N-S, compresa tra loc. Tuviois a nord e Bruncu Arrubiu a sud, riattivata nel Permo-Carbonifero favorendo l'intrusione di estesi corpi ipoabbissali a chimismo acido (Bruncu Marragau, Mitza di Rosa).

Molte di queste faglie sono state poi riattivate anche durante il Terziario ed il Plio-Pleistocene; tuttavia, sia i loro stretti rapporti con le magmatiti carbonifero-permiane che i loro rigetti, incompatibili con i soli movimenti cenozoici, provano la loro primitiva età tardoercinica. In molti casi è in effetti possibile dimostrare la loro età paleozoica: faglie dirette, sia poco inclinate che molto inclinate, sono sature dai sedimenti eocenici fuori dal foglio e/o sono tagliate e/o iniettate da filoni e da granitoidi del Carbonifero superiore-Permiano.

Tra gli elementi strutturali più rilevanti riscontrati nel settore a nord di Sinnai, si segnala un sistema di faglie ad alto angolo, particolarmente ben espresse nei terreni paleozoici. Si tratta di faglie dirette con direzione media circa N140E ed inclinazioni variabili dai 50° ai 70°, con immersione principale verso ovest. Solo in alcuni casi si sono osservate faglie con immersione verso est, da considerare verosimilmente antitettoniche a quelle ora citate. Queste faglie dirette, seppur con rigetti modesti dell'ordine del metro, sono numerose e pertanto responsabili, nel com-

plesso, della morfologia a gradoni conferita alle rocce del basamento paleozoico.

Di tale sistema di discontinuità strutturali, per esigenze di rappresentazione cartografica, si è ritenuto opportuno riportare una faglia particolarmente significativa ai fini interpretativi. Si tratta di una faglia diretta che dalla località Cuccuru Cuili Cuaddus si sviluppa con direzione di circa N150E ed immersione di 60° verso SW fino alla località Su Padru, mettendo direttamente a contatto litologie mioceniche delle arenarie di Serralonga (NLL<sub>2</sub>) con il basamento paleozoico, evidenziando la mancanza della successione trasgressiva conglomeratica miocenica (USS<sub>0</sub>), affiorante invece poco più ad ovest.

Per quanto osservato, la genesi di tale faglia, di cui si può osservare una omologa sul taglio della cava per inerti in località Ruinedda, è da ricondurre alla tettonica estensionale del Miocene inferiore connessa con l'apertura del *rift* o "Fossa Sarda" *Auct.* Inoltre, poichè la direzione di sviluppo del sistema di faglie risulta praticamente coincidente con il sistema filoniano di porfidi riolitici tardo-paleozoici, è confortata l'ipotesi della riattivazione cenozoica di zone di debolezza erciniche già sfruttate dai filoni durante la loro messa in posto nel Permiano.

Alla blanda tettonica tardo-ercinica sono pure da imputare accavallamenti minori e faglie inverse che frammentano e dislocano il basamento paleozoico. Una di queste faglie interessa i terreni affioranti tra Cuili Piccinnu e la zona del Riu Ceraxa compresa tra i rilievi di Bruncu Prastali e Bruncu Mauru Lecca, che mette a contatto le arenarie di S. Vito (SVI) con la formazione di Monte Santa Vittoria (MSV) ed i porfidi grigi del Sarrabus (PGS).

#### 2.4. - ANALISI STRUTTURALE

L'analisi delle deformazioni sin-post-collisionali erciniche è stata in particolare modo approfondita in alcune aree localizzate nei settori paleozoici settentrionale e nord-orientale del Foglio Cagliari (tav.4).

Nella parte nord-orientale del foglio, in cui affiorano litologie dell'Ordoviciano medio e superiore, del Siluriano e del Carbonifero, sono stati individuati diversi domini omogenei rispetto agli elementi strutturali misurati (stratificazione S<sub>0</sub> e scistosità di 1<sup>a</sup> fase S<sub>1</sub>); i dati raccolti sono stati elaborati statisticamente attraverso la rappresentazione stereografica polare equivalente (reticolo di Schmidt-emisfero inferiore):

- *Dominio "Tratzalis"* (Area 2): stratificazione S<sub>0</sub> della formazione di Pala Manna (PMN); la rappresentazione stereografica della stratificazione in questo dominio evidenzia una forte dispersione delle giaciture, ma compatibili con un piegamento ad asse diretto circa NW-SE, suborizzontale, con una debole tendenza all'immersione verso SE di circa 3°;

- *Dominio “Serpèddi”* (Area 3): stratificazione  $S_0$  delle formazioni MSV, PGS, PSR e TUV; in questo dominio la dispersione delle giaciture indica una fase di piegamento ad asse diretto circa  $N45^\circ E$ , immergente a NE di circa  $20^\circ$ ;
- *Dominio “Figuerga”* (Area 4): stratificazione  $S_0$  della formazione di Pala Manna (PMN); la dispersione delle giaciture in questo settore indica un piegamento ad asse diretto circa NW-SE, con immersione a NW di circa  $30^\circ$ ;
- *Dominio “Cuaddu Mortu”* (Area 5): stratificazione  $S_0$  della formazione di Pala Manna (PMN); in questo settore si osserva una forte dispersione delle giaciture, che tuttavia indicano un piegamento ad asse diretto circa  $N120^\circ E$ , immergente a NW di circa  $10^\circ$ ;
- *Dominio “Lurdagus”* (Area 6): stratificazione  $S_0$  della formazione di Pala Manna (PMN); la dispersione delle giaciture indica un piegamento ad asse diretto circa NW-SE, suborizzontale;
- *Dominio “Mitza di Rosa”* (Area 7): stratificazione  $S_0$  delle formazioni MSV, PGS, PSR e TUV; in questo dominio la dispersione delle giaciture indica una fase di piegamento ad asse diretto  $N85^\circ E$ , immergente a ENE di circa  $40^\circ$ ;
- *Dominio “Su Predi”* (Area 8): stratificazione  $S_0$  delle formazioni MSV, PGS, PSR e TUV; in questo dominio la dispersione delle giaciture indica una fase di piegamento ad asse diretto circa  $N80^\circ E$ , immergente a ENE di circa  $30^\circ$ ;
- *Dominio “Tuviois”* (Area 9): stratificazione  $S_0$  delle formazioni PSR e TUV; attraverso l’analisi della dispersione di misure della stratificazione in questo dominio, è possibile individuare una fase plicativa con asse di piega diretto  $N120^\circ E$ , immergente a SE di circa  $40^\circ$  di inclinazione;
- *Dominio “Serra Is Luas-a”* (Area 10): stratificazione  $S_0$  della formazione di Pala Manna (PMN); la dispersione delle giaciture indica un piegamento ad asse diretto circa  $N175^\circ E$ , immergente a SSE di circa  $32^\circ$ ;
- *Dominio “Serra Is Luas-b”* (Area 11): stratificazione  $S_0$  della formazione di Pala Manna (PMN); la dispersione delle giaciture indica un piegamento ad asse diretto circa NW-SE, suborizzontale, perfettamente compatibile, peraltro, con il settore limitrofo “Lurdagus”;
- *Dominio “Marragau”* (Area 12): stratificazione  $S_0$  della formazione di Pala Manna (PMN); la dispersione delle giaciture indica un piegamento ad asse diretto circa  $N110^\circ E$ , immergente a W-NW di circa  $7^\circ$ .

Nella parte nord-orientale del foglio, presso Serra Sa Littera, è stato individuato un dominio (Area 13) (fig.57) in cui è molto evidente la scistosità di 1<sup>a</sup> fase ( $S_1$ ), che mantiene caratteri giaciture abbastanza omogenei in tutto il settore, ed interessa soprattutto le metavulcaniti e metavulcanoclastiti dell’Ordoviciano medio (formazione di Monte Santa Vittoria, MSV). L’analisi strutturale, attraverso la rappresentazione stereografica, ha permesso di individuare una fase deformativa (D2) con asse di piega diretto circa  $N100^\circ E$ , immergente a WNW di circa  $30^\circ$ .

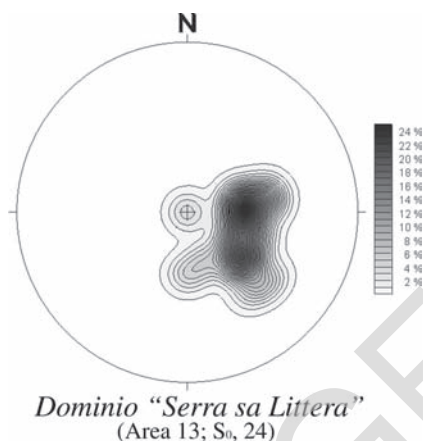


Fig. 57 - Diagramma di contouring degli elementi strutturali (equiarea, emisfero inferiore) dell'Area 13.

Il settore NE del foglio risente a larga scala di una fase deformativa ercinica (D2) che ha determinato un piegamento ad asse diretto circa N120°E (con una dispersione da circa E-W a circa NW-SE) e con poche decine di gradi di inclinazione, fino a suborizzontale. Localmente sono presenti piegamenti ad assi diretti circa N-S e circa NE-SW, ben evidenziati cartograficamente nel settore di Tuviois-Punta Serpeddi, nell'area nord-orientale del foglio.

A NE di Dolianova (Foglio 557 Sez. I-Sinnai), dove affiorano estesamente le arenarie di San Vito (Cambriano-Ordoviciano inferiore), sono state misurate le giaciture delle super-

fici di scistosità  $S_1$  e stratificazione  $S_0$ , linee di intersezioni  $S_0/S_1$  ed assi di pieghe. I dati raccolti sono stati suddivisi per domini omogenei, elaborati e rappresentati graficamente mediante proiezione stereografica equivalente (emisfero inferiore). Sono state effettuate elaborazioni statistiche per evidenziare eventuali dispersioni dei dati alle quali attribuire un significato specifico.

La fase deformativa D1 è responsabile della formazione di pieghe isoclinali visibili alla meso e macroscale. I sovrascorrimenti individuati sembrano compatibili con lo sviluppo di questa fase, in quanto verosimilmente prodotti dagli stessi fenomeni di raccorciamento, che si sviluppano più o meno da NE verso SW.

Le pieghe meso e macroscopiche sono meglio riconoscibili nelle metargilliti e metarenarie, molto meno nelle quarziti, che si deformano debolmente seguendo le strutture plicative osservabili alla macroscale.

La scistosità di piano assiale ( $S_1$ ) legata alla fase D1 traspone la  $S_0$  distinta da quest'ultima soprattutto in corrispondenza delle cerniere delle pieghe, ovvero dove si è riscontrata una differenza di giacitura tra le due superfici.

Nella fig.58 è riportata la rappresentazione stereografica dei dati nel dominio di Baccu Mannu (Area 1 in tav 4, F°557 Sez. I-Sinnai).

Da una prima osservazione degli elementi strutturali di quest'area si osserva una dispersione dei poli della  $S_0$  attorno ad un cerchio massimo orientato NE-SW, con inclinazione verso SE, che evidenzia una direzione perpendicolare a tale piano, rappresentata dall'asse che deforma le superfici rappresentate, diretto circa NW-SE ed immergente verso NW di 34°.

Tali dati confermano l'assetto delle strutture di 1<sup>a</sup> fase, ovvero la giacitura delle superfici di scistosità e delle superfici di alcuni piani assiali misurati.

La rappresentazione di questi ultimi elementi strutturali (in alto a destra nella fig.58) mostra un andamento piuttosto omogeneo, caratterizzato da una debole dispersione attorno ad un cerchio massimo, che si sviluppa in direzione ENE-WSW, mediamente immergente verso NNW e relativo all'asse di una piega, che deforma le superfici  $S_1$ , diretta circa NNW ed immergente di 35° verso SSE. Queste pieghe sono in particolare riferibili alla fase D2.

Gli assi ( $A_1$ ) delle pieghe di 1<sup>a</sup> fase (D1) sono più o meno paralleli alle linee di intersezione  $S_1/S_0$ , diretti circa NW-SE, così come la direzione di alcuni piani assiali misurati.

In particolare, nell'area presa in esame, i piani assiali delle pieghe legate alla fase D1 hanno un'immersione pressochè costante verso SW.

Con riferimento ai dati acquisiti, l'assetto stratigrafico-strutturale dell'area esaminata confermerebbe un senso di trasporto tettonico verso SW, secondo il quale la successione più antica, le arenarie di San Vito, risulterebbe scollata alla base e sovrascorsa sui terreni più recenti, sviluppando durante la loro impostazione ed evoluzione delle pieghe del tipo a *tête plongeante*.

Le pieghe associate alla fase D2 (assi  $A_2$ , fig.58) sono più o meno simmetriche, blande e non serrate, e sono relative ad una direzione di raccorciamento circa E-W con assi di direzioni variabili, diretti circa NE-SW. La foliazione associata a queste pieghe tardive nei casi

osservati si presenta sottoforma di clivaggio di crenulazione e di frattura.

La fase D2 è particolarmente riconoscibile nelle litologie meno competenti e può interessare aree di deformazione più o meno localizzate (fig.59).

L'interferenza tra fase D1 e D2 è particolarmente visibile nella località a S di

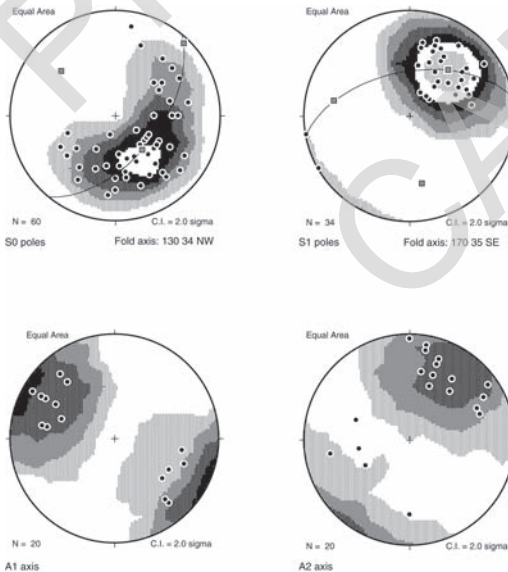


Fig. 58 - Diagrammi di contouring degli elementi strutturali (equiarea, emisfero inferiore) rilevati nelle arenarie di San Vito (Cambriano-Ordoviciano inf.), presso Baccu Mannu (NE di Dolianova), (dominio Baccu Mannu, Area I).





Fig. 59 - Loc. Musui: *blanda piega simmetrica associata alla fase D2 nelle alternanze arenaceo-pelitiche della formazione di Punta Serpeddi (PSE<sub>3</sub>) (Ordoviciano sup.).*

Bruncu Lacoì e presso Bruncu Aramu, dove sono presenti affioramenti abbastanza estesi, interessati da tali deformazioni tardive.

### 3. - TETTONICA CENOZOICA

L'evoluzione della Sardegna a partire dal Cenozoico è caratterizzata da fasi tettoniche sia a carattere compressivo che a carattere distensivo, e da un vulcanismo calcocalcino con prodotti lavici e piroclastici a chimismo variabile da acido a basico. Nell'areale del Foglio Cagliari la tettonica cenozoica mostra effetti nettamente inferiori rispetto a quella ercinica, per cui la strutturazione acquisita durante il Paleozoico superiore è ancora ben conservata.

La tettonica cenozoica risulta comunque ben documentata all'interno del foglio, soprattutto con riferimento alla forte influenza esercitata sulla concomitante sedimentazione (ASSORGIA *et alii*, 1997a, b, c). Così, i depositi clastici continentali della formazione del Cixerri (Eocene medio-?Oligocene inferiore), affioranti ad E di Monastir, possono essere considerati come una "molassa" legata ai movimenti pirenaici che hanno più o meno coinvolto la Sardegna occidentale (BARCA & COSTAMAGNA, 2000).

Buona parte del successivo diffuso vulcanismo calcareo oligo-miocenico viene ricondotto a processi di subduzione di crosta oceanica conseguenti alla collisione tra la placca Apula ed il margine sud-europeo, al quale la Sardegna era ancora saldata, durante la fase collisionale nord-appenninica e prima del *rifting* burdigaliano.

La formazione di Ussana ed i sedimenti marini dell'Aquitano-Burdigaliano (1° ciclo miocenico, ASSORGIA *et alii*, 1997a, b, c; SPANO & BARCA, 2002) possono essere messi in relazione, almeno inizialmente, con la tettonica trascorrente dovuta alla compressione nord-appenninica che, in particolare nella Sardegna centro-settentrionale, ha generato transpressioni e bacini transtensivi tra l'Oligocene e il Burdigaliano inf.-medio (CARMIGNANI *et alii*, 1994a).

A partire dal Burdigaliano, contemporaneamente al collasso gravitativo dell'orogene nord-appenninico, ha origine un'importante fase di *rifting*, responsabile del distacco dal margine sud-europeo e della migrazione verso SE del Blocco sardo-corso, con la contemporanea formazione della "Fossa Sarda" *Auct.* o "Rift sardo" (*sensu* CHERCHI & MONTADERT, 1982; 1984).

Questo bacino tettonico bene si inquadra nel complesso sistema di fosse tettoniche che interessa il Mediterraneo centro-occidentale (LETOUZEY & TREMOLIERES, 1984; DERCOURT *et alii*, 1986; BERGERAT, 1987; ZOBACK, 1994; SERANNE *et alii*, 1999). Esso si sviluppa in senso meridiano dal Golfo dell'Asinara fino al Golfo di Cagliari con una struttura complessa (CASULA *et alii*, 2001) chiaramente asimmetrica, caratterizzata da *semi-graben* a polarità opposta separati da *transfer zones* (*sensu* GIBBS, 1984).

L'areale del Foglio Cagliari si colloca nella porzione meridionale del "Rift sardo" ("Southern Cagliari rift segment"), caratterizzato (CASULA *et alii*, 2001) da un *semi-graben* immergente ad est, bordato da due *master faults* longitudinali, una esterna (faglia di Isili) ed una interna (faglia di Monastir).

Quest'ultima è una faglia diretta che attraversa l'intero Foglio Cagliari, con direzione N160-140° E, immersione a WSW e rigetto medio dell'ordine del migliaio di metri; in affioramento è riconoscibile immediatamente a sud di Monastir (svincolo S.S.131 in loc. is Argiddas e presso la cava di andesite tra loc. Matzeddu e is Fogaias) e ad est di Cagliari (periferia NW e centro di Pirri).

All'interno dell'intera fossa si accumulano potenti sedimenti di natura arenacea, marnosa ed argillosa, che nel Foglio Cagliari vengono indicati come marne di Gesturi, argille di Fangario, arenarie di Pirri (CHERCHI & MONTADERT, 1984; CHERCHI, 1985b), riferibili al 2° ciclo miocenico (Burdigaliano sup.-Serravalliano; ASSORGIA *et alii*, 1997a, b, c).

Dopo una temporanea stasi della subsidenza, e la cessazione dei movimenti di deriva, ha luogo un'ulteriore fase trasgressiva durante la quale si depositano facies marnoso-calcaree di piattaforma del Tortonian-Messiniano inferiore

(CHERCHI, 1985b), rappresentate dalla successione dei calcari di Cagliari (“Pietra Cantone”, “Tramezzario” e “Pietra Forte”: 3° ciclo miocenico; ASSORGIA *et alii*, 1997a, b, c; SPANO & BARCA, 2002), affioranti estesamente nei settori meridionali del Foglio Cagliari.

La ripresa dell’attività tettonica verso la fine del Messiniano ha prodotto nella Sardegna meridionale l’inversione tettonica delle strutture oligo-mioceniche; in corrispondenza delle colline di Cagliari, sulla base di dati geofisici (fig.60), è stato valutato un sollevamento complessivo legato alla tettonica di inversione messiniana dell’ordine del migliaio di metri (CASULA *et alii*, 2001).

Infine, nel Pliocene-Pleistocene, a seguito dell’apertura del bacino sud-tirrenico, nuovi movimenti distensivi sono responsabili della formazione del *graben* del Campidano. Il picco della subsidenza in questa depressione è marcato, nel Pliocene medio-superiore, dai potenti depositi clastici continentali della formazione di Samassi (PECORINI & POMESANO & CHERCHI, 1969), risultanti prevalentemente dall’erosione dei rilievi paleozoici, dei sedimenti miocenici e del Pliocene inferiore marino, quest’ultimo riscontrato dai sondaggi nel sottosuolo del Campidano di Cagliari (MURRU, 1983).

Come accennato, evidenze di tettonica terziaria sono state riconosciute nei settori nord-orientali del Foglio Cagliari, dove un sistema di faglie orientate NW-SE mostra rigetti verticali massimi di qualche centinaio di metri. Faglie cenozoiche con direzioni analoghe (NW-SE) e rigetti minori interessano la successione tortoniana-messiniana dei calcari di Cagliari laddove questa affiora estesamente (M. Urrinu, Tuvixeddu, M. Claro).

Un fitto sistema di faglie NW-SE, NE-SW, N-S si osserva nei sedimenti miocenici affioranti in località Cuccuru Ganni, talora ben esposti sui fronti di taglio delle numerose cave. Le faglie hanno rigetti anche notevoli, come quelli osservabili presso cava Melis, dove vanno a contatto le litologie delle arenarie di Pirri (ADP) con quelle delle marne di Gesturi (GST) (v. fig.34). Non è possibile stabilire l’esatta entità del rigetto, non essendo visibili i rapporti di base o di tetto delle due formazioni.

Le strutture principali responsabili della subsidenza plio-quadernaria presentano le medesime orientazioni NW-SE delle faglie riferibili all’apertura del *Rift* o “Fossa Sarda” *Auct.* nel Miocene inferiore, per cui è verosimile che in molti casi si tratti di strutture riattivate.

Al momento attuale, lungo queste faglie sono documentabili movimenti prevalentemente verticali, con rigetti talora significativi, anche se inferiori a quelli oligo-miocenici. E’ il caso delle strutture che marcano il limite tra le colline mioceniche di Cagliari e lo Stagno di S.Gilla dove, basandosi su dati di sondaggi, i rigetti complessivi delle faglie plio-quadernarie sono valutabili intorno ad alcune centinaia di metri.

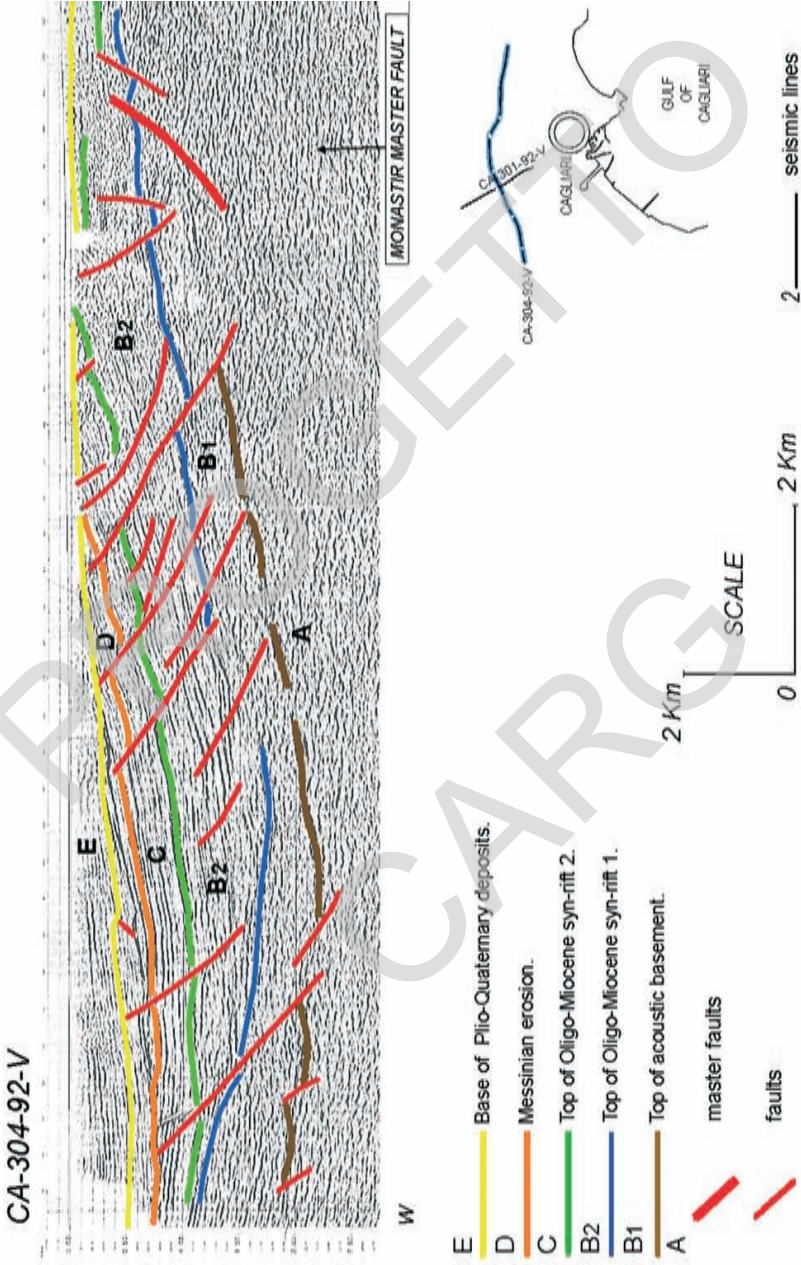


Fig. 60 - Profilo sismico W-E nel settore di Sestu, 10 Km a N di Cagliari (da Casula et alii, 2001).

## VI - GEOLOGIA MARINA

### 1. - INQUADRAMENTO DEL MARGINE CONTINENTALE

Il margine continentale della Sardegna meridionale è caratterizzato da un sistema deposizionale sottomarino controllato dalla tettonica distensiva pliocenica e suddiviso in diversi bacini marginali (WEZEL *et alii*, 1981), nei quali pervengono i contributi sedimentari dei vari segmenti di piattaforma continentale (LECCA *et alii*, 1998).

La scarpata è incisa da un reticolo di valli sottomarine e numerosi canali tributari; il ciglio si trova alla profondità media di circa -125 m, per risalire a quote inferiori in corrispondenza dell'arretramento per erosione regressiva delle testate dei *canyons* (ULZEGA *et alii*, 1986); nella zona distale delle valli sottomarine si estendono corpi sedimentari a conoide batiale, al raccordo con la piana batiale sardo-algerina (AUZENDE *et alii*, 1974). In scarpata superiore sono riconoscibili tracce di scivolamenti gravitativi e flussi torbiditici non canalizzati che danno luogo ad accumuli di base di pendio.

L'assetto morfostrutturale del margine è articolato da valli e *sea-mounts* isolati. Sotto il profilo evolutivo si distinguono due stili differenti: sulla cima del monte sottomarino di Su Banghittu si è conservata una piattaforma residuale, annessa da sedimentazione essenzialmente carbonatico-bioclastica a seguito del suo isolamento dal sistema terrigeno (LECCA *et alii*, 1998), mentre i pendii dei rilievi strutturali (Monte Ichnusa, Su Banghittu e *Horst* del Sarrabus) sono ricoperti da un drappo emipelagico e da torbiditi distali fini (BOUMA *et alii*, 1985). L'area di depocentro del bacino profondo è interessata da una sedimentazione in prevalen-

za torbidity alternata a depositi emipelagici, che evidenzia con l'aggradazione uno spesso complesso di *channel-levee* (LECCA *et alii*, 1998).

Il bacino di Cagliari costituisce la parte più interna del sistema sedimentario dell'intero margine, delimitato e controllato dai blocchi tettonici del margine continentale della Sardegna meridionale, in particolare dai movimenti dei blocchi sottomarini del Monte Ichnusa e di Su Banghittu (FANUCCI *et alii*, 1976). Tali bacini marginali chiudono a sud il *Rift* oligo-miocenico (CHERCHI & MONTA-DERT, 1982) della Sardegna meridionale, riattivato durante il Plio-Quaternario da movimenti estensionali correlati con l'apertura del Tirreno meridionale (CHERCHI *et alii*, 1978a, c; CASULA *et alii*, 2001).

## 2. - PIATTAFORMA CONTINENTALE

I caratteri morfostrutturali che controllano il basso Campidano condizionano l'assetto della piattaforma continentale antistante (FANUCCI *et alii*, 1976). Le differenze morfologiche presenti sulla terra emersa sono riscontrabili sulla piattaforma continentale, la quale ha un andamento regolare nell'area del Golfo di Quartu, mentre lungo la costa compresa tra il Golfo di Quartu e Capo Carbonara la sua larghezza si riduce a sole 1-2 miglia.

In corrispondenza del bordo sono stati rilevati in continuità corpi sedimentari interpretabili quali terrazzi deposizionali sommersi (FERRARO *et alii*, 1998) riferibili all'ultimo stazionamento basso del livello del mare a -120 m, *stage* isotopico 2, (CHAPPEL & SHACKLETON, 1986) (fig.61). Il terrazzo principale si sviluppa per circa 8 miglia, mentre la sua estensione perpendicolare alla costa si riduce a soli 200-300 m in corrispondenza delle testate del *canyon* attivo di S. Elia.

In corrispondenza del settore orientale del Golfo di Cagliari s.s., la piattaforma continentale ha un'estensione media di 6 miglia ed un ciglio netto rilevabile fino alla profondità di -75 m, inciso dalle testate del *canyon* Foxi, all'estremo orientale, e dal *canyon* S. Elia nella zona centrale; le testate di quest'ultimo si presentano in arretramento attivo, nette ed incise direttamente nel substrato, mentre verso Ovest il ciglio, meno netto e più profondo, intorno ai -120 m è caratterizzato da sedimenti fini in progradazione (ULZEGA *et alii*, 1986).

La stratigrafia sismica dei depositi di bordo mostra tracce di linee di riva, legate alle fasi glacio-eustatiche tardo-quadernarie, *stage* 3 e 2, (ULZEGA & OZER, 1982; ULZEGA *et alii*, 1986), (fig.62).

La deposizione plio-quadernaria presenta caratteri di sedimentazione condensata, con gli spessori più potenti in prossimità della zona interna della piattaforma. Infatti, è possibile rilevare un'area con subsidenza recente che include sia la parte interna della piattaforma sia, probabilmente, una parte della piana del

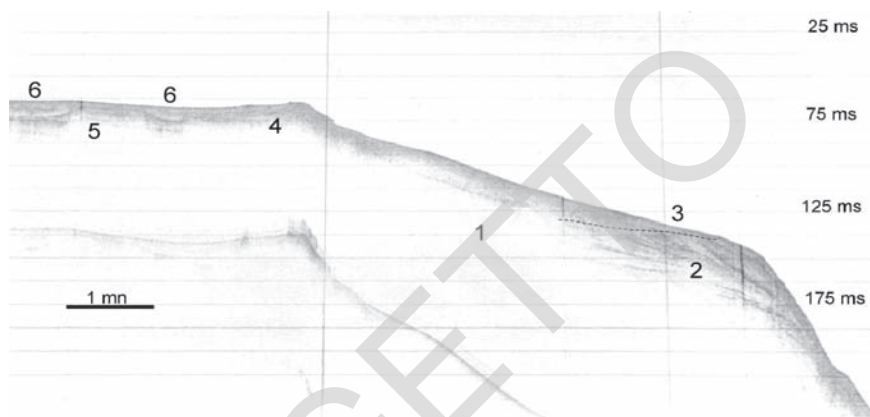


Fig. 61 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 kHz - Sezione NNO-SSE nel bordo della piattaforma 6 miglia nautiche al largo di Capo S. Elia (Golfo di Cagliari esterno): 1) substrato terziario in facies sismica sorda e con assenza di geometrie sedimentarie, calcare biogenico del Miocene superiore; 2) prisma di progradazione plio-quadernaria, facies sismica opaca, con rari riflettori inclinati; le geometrie sedimentarie sono rappresentate da pinch-out verso terra e foreset inclinati verso mare; 3) superficie di erosione tronca i riflettori inclinati, terrazzo di stazionamento basso würmiano, stage 2; 4) affioramenti della beach-rock principale a -50 m, stage 1; 5) cordone litorale perilagunare sepolto; 6) depressione colmata da sedimenti fini, paleolaguna.

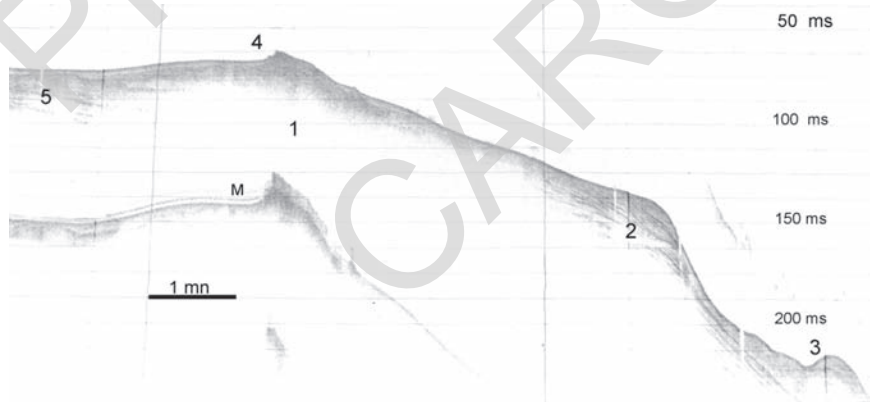


Fig. 62 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 kHz - Sezione in zona del bordo della piattaforma 6 miglia nautiche al largo di Capo S. Elia SE - NO (Golfo di Cagliari esterno): 1) substrato sordo, calcare biogenico del Miocene superiore; 2) terrazzo deposizionale sommerso con riflettori subparalleli e progradanti con geometria convessa; 3) accumuli basali da scivolamento gravitativo; 4) affioramenti della beach-rock a -50 m, stage isotopico 1; 5) depressione colmata da sedimenti fini in laminazione parallela, paleolaguna ; M) multipla.

Campidano, attualmente occupata dall'esteso stagno di S. Gilla, che riceve gli apporti terrigeni di due importanti corsi d'acqua quali il Rio Mannu e il Rio Cixerri. Attualmente la situazione strutturale del limite della depressione sembra essere definita, anche se è possibile una continuazione della stessa verso mare, anteriormente allo spianamento plio-quadernario (FANUCCI *et alii*, 1976), (fig.63).

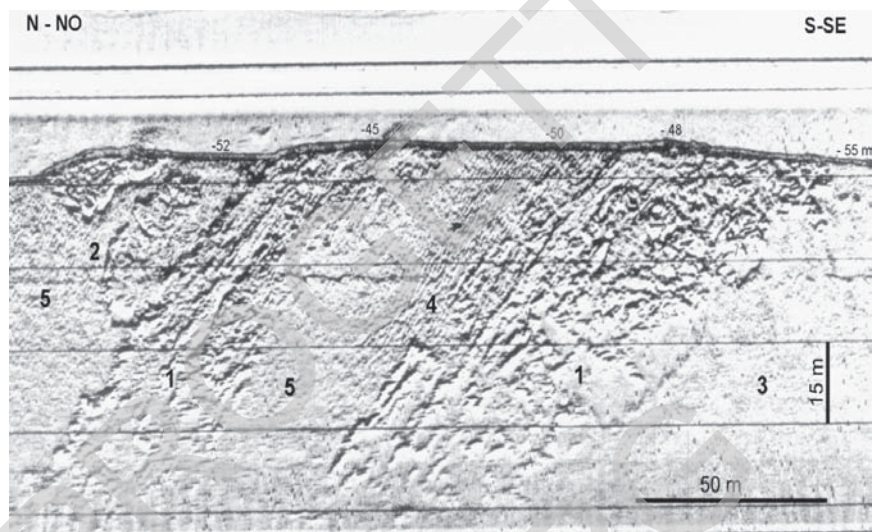


Fig. 63 - Registrazione Side Scan Sonar 100 kHz, fascia esplorata 150 m – piattaforma continentale distale 5 miglia nautiche al largo di Torre Foxi- Golfo di Quartu. 1) affioramento della beach-rock principale a -45, le bancate immergono verso il largo e sono sbloccate da linee di frattura con direzione principale NNE-SSO; 2) lembi residuali limitati da cornici di erosione alte 3,5 m; 3) sabbie debolmente limose della piattaforma distale; 4) sabbie bioclastiche a megaripples; 5) ghiaie biogeniche e sabbie bioclastiche a prevalente composizione carbonatica (sb); 6) sabbie e sabbie limose di paleo-laguna.

La piattaforma distale del Golfo di Cagliari è sede di un importante prisma con accrezione progradante nella scarpata superiore; in quest'area i sedimenti in accumulo sono costituiti da limitati apporti terrigeni silicoclastici della Sardegna meridionale e da un'importante componente bioclastica prodotta all'interno della stessa piattaforma (LECCA *et alii*, 1998).

La piattaforma intermedia (fig.64) è dominata dall'accrescimento sedimentario legato alla produttività carbonatica della biocenosi a *Posidonia oceanica* (PERÉS & PICARD, 1964); i sedimenti bioclastici sono organizzati in grandi strutture da corrente, dune di selezione granulometrica e mega-ripples.

Nella piattaforma distale, alla riduzione di energia trattiva delle correnti si associa la deposizione di sedimenti fini rappresentati da limi e limi argillosi.



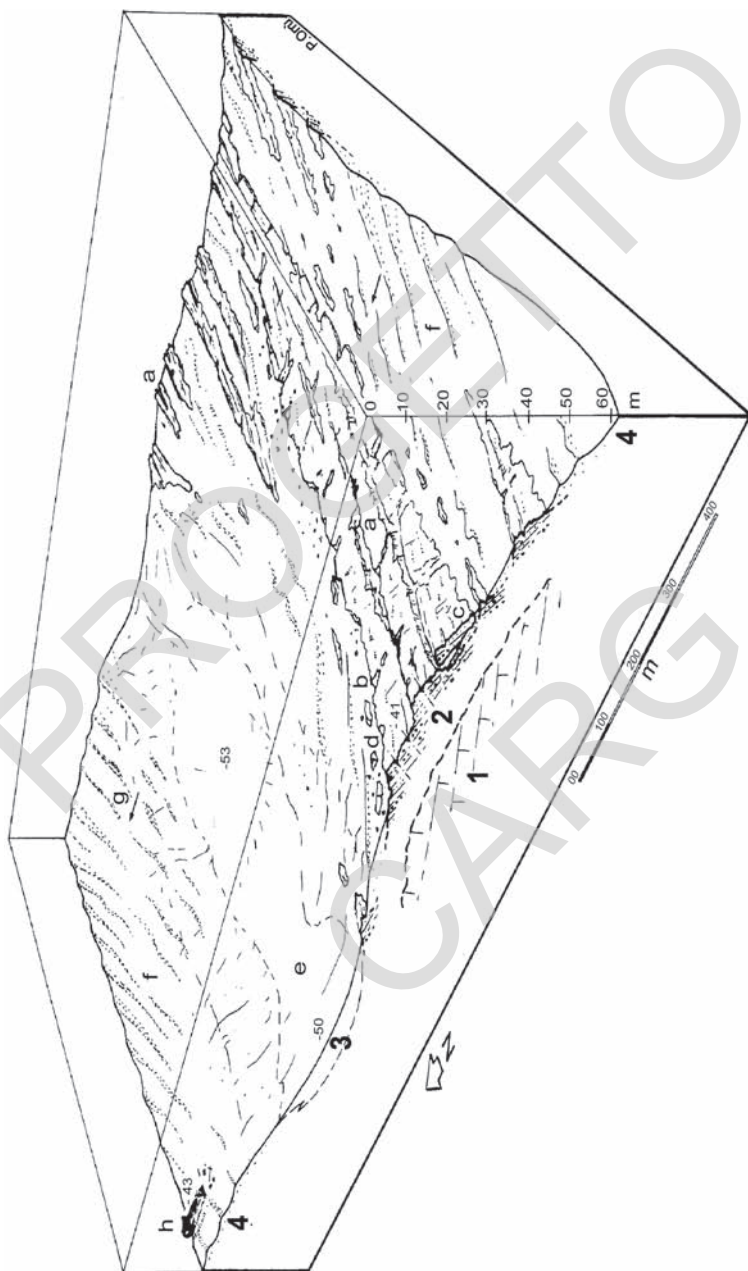


Fig. 64 - Litologie: 1) complesso carbonatico del substrato (Miocene?); 2) arenarie e conglomerati di spiaggia (Olocene, stage 1); 3) limi lagunari (Olocene, stage 1); 4) sabbie bioclastiche (Olocene-Attuale). Morfologie: a) beach-rock; b) cornice interna subverticale; c) bancate conglomeratiche della cornice esterna sbloccate e ribaltate per scalzamento alla base; d) reticolo di fratture subortogonali; e) depressione chiusa colmata da sedimenti fini, paleo-laguna; f) strutture da corrente, mega-ripples e dune; g) correnti trattive di fondo dirette verso NO; h) scavo affondato, 1943.

La piattaforma intermedia e la piattaforma prossimale sono interessate da morfologie erosive sepolte interpretabili quali paleoalvei fluviali (DI NAPOLI ALLIATA, 1968), il cui livello di base è rappresentato dalla linea di riva dello stazionamento basso würmiano, *stage 2* (CARBONI & LECCA, 1992).

In particolare sono identificabili due incisioni fluviali fossili principali; nel Golfo di Cagliari occidentale è ben riconoscibile la grande paleovalle sepolta correlabile con la bocca di Laguna di Santa Gilla (fig.65). L'andamento della valle è articolato da gomiti subortogonali dovuti al controllo tettonico secondo direttrice principale NW-SE e secondaria ENE-WSW (CONTU *et alii*, 1982).

Nel Golfo di Quartu è riconoscibile la valle sepolta correlata alla paleobocca di laguna del sistema Molentargius-Saline, che si sviluppa parallelamente al promontorio della Sella del Diavolo, controllato da strutture NW-SE.

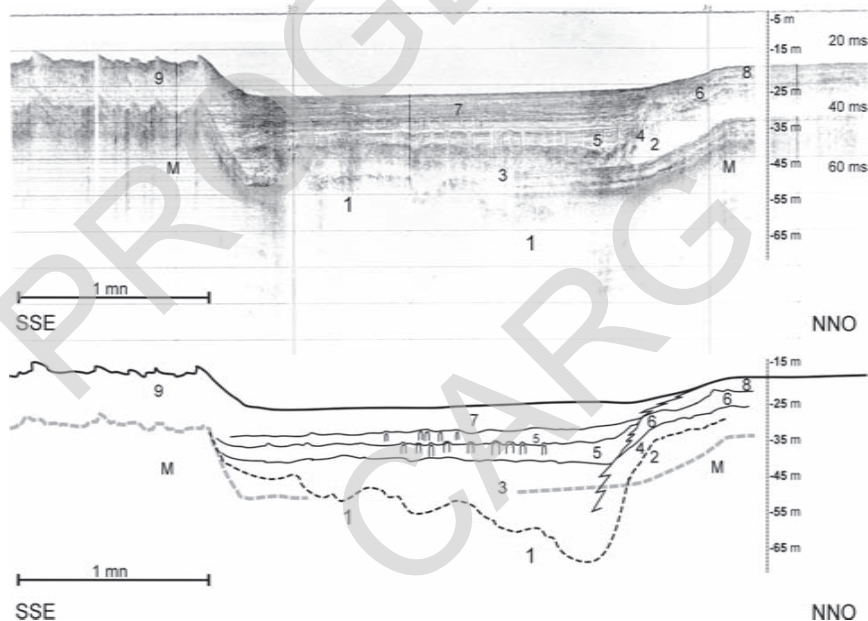


Fig. 65 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 kHz - Sezione in piattaforma prossimale, zona assiale del Golfo di Cagliari, 2 miglia nautiche a Ovest di Capo S. Elia; paleo-alveo sepolto del Fiume Cixerri-Fluminimannu alla profondità di circa -15, -20 metri : 1) superficie di incisione fluviale con talweg a -65 m; 2) versante asimmetrico di destra della paleovalle; 3) facies acusticamente opaca, con rari riflettori ondulati, prima colmata alluvionale; 4) depositi di terrazzo fluviale; 5) colmata a sedimenti limo-sabbiosi e torbe di fan-delta, a laminazione parallela e numerose deformazioni diapiriche per risalita di gas; 6) depositi litorali sabbiosi di bocca lagunare; 7) chiusura della colmata a limi e limi sabbiosi in laminazione sottile piano-parallela di laguna e di delta sottomarino distale; 8) sedimentazione marina post-sommersione; 9) prateria a *Posidonia oceanica*; M) riflessioni multiple.

In piattaforma continentale esterna sono esposti sistemi deposizionali litorali relitti, dovuti alla trasgressione versiliana, *stage 1* (CHAPPEL & SHACKLETON, 1986), in facies di *beach-rock* arenaceo-conglomeratiche, interpretabili quali linee di riva sommerse (SEGRE, 1968), con associate depressioni di retrospiaggia colmate da sedimenti fini, cui può essere attribuito il significato di paleolaguna (GANDIN, 1970; PITTAU DEMELIA & LOI, 1982; ULZEGA *et alii*, 1986). Gli affioramenti più integri si rilevano alla profondità di -45 m, mentre lembi sono conservati a -60, -30, -15 e -1,5 m (fig.66).

La giacitura in “bancate” debolmente inclinate verso il largo, tipica di questi affioramenti, riprende i caratteri giacitureali del corpo sedimentario di spiaggia; le strutture sedimentarie rappresentate sono quelle tipiche di ambiente litorale (quali laminazione piano-parallela, cuneiforme, sigmoidale ed inclinata) (ORRÙ *et alii*, 2004).

Queste strutture sedimentarie sono in genere troncate da superfici erosionali di interstrato; le forme di erosione delle *beach-rocks* concordano con il modello di sommersione e conservazione di cordoni litorali in piattaforma continentale secondo il processo di *transgressive submergence* (PENLAND *et alii*, 1988). Tale meccanismo prevede la rielaborazione sottomarina del corpo sedimentario litorale, in

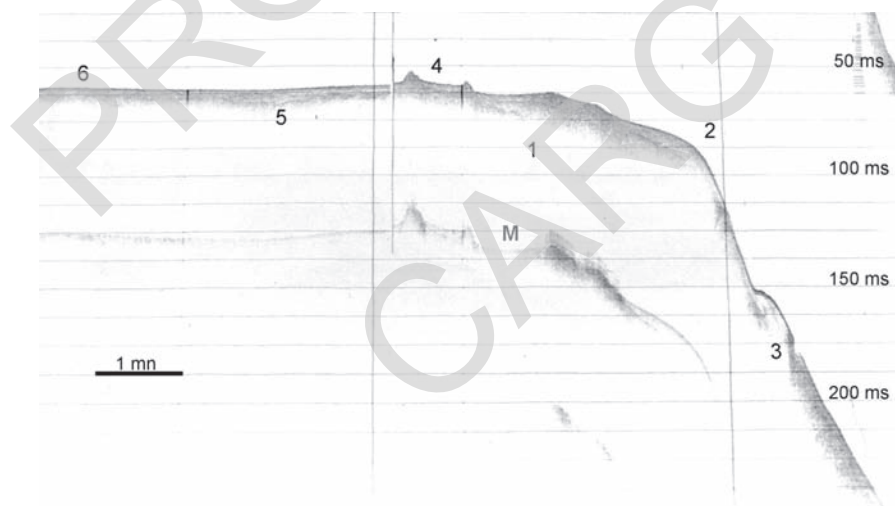


Fig. 66 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 kHz - Sezione in zona del bordo della piattaforma 6 miglia nautiche al largo di Capo S. Elia ONO-ESE (Golfo di Cagliari esterno): 1) substrato sordo, calcare biogenico del Miocene superiore; 2) terrazzo deposizionale sommerso residuale, di stazionamento basso, stage isotopico 2; 3) accumulo da scivolamento gravitativo, in scarpata superiore; 4) affioramenti della beach rock organizzati in due cordoni, a -45 e -55 m, stage isotopico 1; 5) colmata di paleolaguna; 6) sedimentazione marina bioclastica; M) multipla.

assenza di cementazione, fino a produrre lo spostamento verso terra della paleosp spiaggia. Il cemento delle *beach-rocks* è carbonatico e presenta due generazioni di precipitazione, la prima a composizione calcitico-magnesiaca di ambiente marino litorale, e la seconda a calcite micritica precipitata in ambiente subaereo in fascia di oscillazione freatica.

Depositi analoghi sono stati datati, sulla base di analisi isotopiche ( $^{14}\text{C}$ ), nella Sardegna nord-orientale e sud-orientale (OZER *et alii*, 1984).

La *beach-rock* principale (-45 m) evidenzia età comprese tra 9,5 e 9,9 ky B.P., mentre le *beach rocks* superficiali (-1/-1,5 m), di chiusura del ciclo trasgressivo versiliano, mostrano età isotopiche comprese tra 4,5 e 6 ky B.P. (DEMURO & ORRÙ, 1998).

In piattaforma prossimale sono riconoscibili diverse generazioni di corpi sedimentari di delta sommerso legate al ciclo trasgressivo versiliano, *stage* 1. Infatti, nel settore orientale del Golfo di Quartu, la *beach-rock* superficiale (-1,5 m) poggia su un deposito alluvionale debolmente cementato ed è in parte sepolta dalle ghiaie del delta sub-attuale del Rio Foxi (ORRÙ, 1991).

### 3. - METODI DI ACQUISIZIONE DATI PER LE AREE MARINE

Le indagini si sono basate per gli aspetti sismo-stratigrafici fondamentalmente sul riesame dei profili effettuati con le navi oceanografiche *Marsili* e *Bannock* del C.N.R. negli anni dal 1977 al 1991; in particolare sono stati interpretati in dettaglio i dati sismici ad alta risoluzione Subbottom Profiler 3,5 kHz e Sparker 1000 J acquisiti dalla U.O di Cagliari del Progetto Finalizzato "Oceanografia e Fondi Marini", sottoprogetto "Risorse minerarie", tema "Placers" e del Programma di Ricerca Nazionale 40% "Geologia dei Margini Continentali", dati resi disponibili dal responsabile della ricerca A. Ulzega; dagli stessi contesti sono stati riesaminati dati di campionamento a mezzo draga, benna, carotiere a gravità e carotaggio a vibrazione.

Buona parte del materiale utilizzato è tuttora inedito o è stato utilizzato per rapporti interni o per la redazione di carte a piccola scala.

Le campagne di acquisizione dati in piattaforma continentale, svolte nel corso del biennio 1998-99 hanno utilizzato diversi mezzi nautici in base alle caratteristiche batimetriche, morfologiche e meteomarine delle aree di indagine. In piattaforma prossimale profonda, per le aree distali e per le zone esposte è stata utilizzata la Nave Oceanografica *Barbara* (C.P. 452) del Comando Generale del Corpo delle Capitanerie di Porto in convenzione con il C.I.R.C.A.M. dell'Università di Cagliari, mezzo nautico di 30 metri con 15 uomini di equipaggio militare e 5 tecnici per l'equipaggio scientifico.

Per le indagini sulla piattaforma prossimale poco profonda, i grandi golfi e le aree pericostiere sono state utilizzate la M/B *Alalunga* e la M/B *Ultima Dea* di 12 e 11 metri. Il supporto ai rilievi batimetrici di dettaglio, al campionamento dei sedimenti per spiagge sommerse ed alle operazioni di rilevamento e campionamento subacqueo è stato assicurato da mezzi minori.

Il posizionamento geodetico dei dati è stato assicurato attraverso tecniche di rilevamento GPS differenziale con un ricevitore in posizione fissa sulla terra ferma ed uno posto sulla nave, utilizzando sensori GPS a doppia frequenza Geotraccer 2000 L1/L2 della Geotronics ed il software di postprocessamento GeoGenius; per il posizionamento dei mezzi minori è stato utilizzato il sensore Trimble Geo explorer e Trimble Geo Tracer 2200.

Per la gestione dei dati di posizionamento, e della conseguente costruzione dello schema delle rotte nave, ci si è avvalsi di un supporto GIS in ambiente Mapinfo e Arcview; l'utilizzo di tale tecnologia ha favorito l'integrazione di dati acquisiti con metodiche differenti.

I rilievi ecografici verticali ad alta frequenza sono stati eseguiti da ecografo ELAC Laz 51(100-30 kHz), e da ecografo Furuno Color (100-200 kHz); la taratura giornaliera degli ecografi è stata realizzata tramite sonda multiparametrica CTD per il rilevamento dei caratteri chimico-fisici della colonna d'acqua.

L'acquisizione e l'elaborazione cartografica dei dati batimetrici ha consentito la realizzazione di un modello digitale del fondo (DTM) utilizzando il software Hydro della Trimble.

La mappatura sonar a scansione laterale è stata realizzata tramite Side Scan Sonar EG & G mod. 260 a doppia frequenza 100-500 kHz con apparato trasduttore 272/T2 e correzione d'immagine computerizzata; la fascia di esplorazione utilizzata in prevalenza è stata di 200 m per lato e non ha consentito di discriminare affioramenti rocciosi di 0,5 m, in casi particolari sono stati utilizzati range di 75 m per lato, con dettaglio di immagine di 0,1 m.

Il complesso delle indagini sonar laterale ha interessato mediamente la mappatura delle aree del Foglio geologico con indice di copertura pari a 70%.

L'acquisizione digitale, l'elaborazione e la produzione del mosaico dei dati Side Scan Sonar ha utilizzato supporti software ISIS, per l'acquisizione georeferenziata e il controllo di qualità dei dati, e Delph Map per l'elaborazione d'immagine e la produzione del fotomosaico, della Triton Elics.

Il controllo e la taratura interpretativa dei dati geofisici è stata affidata ai rilevamenti geologici subacquei; l'indagine diretta è stata organizzata su stazioni mirate ed è stata eseguita utilizzando autorespiratori ad aria secondo una procedura standard che ha previsto: compilazione di grafici sul fondo, sezioni e planimetrie, documentazione fotografica, prelievo di campioni di roccia e sedimenti, trasferimento di campioni e attrezzature in superficie tramite pallone di sollevamento

(kg 100). I rilevatori hanno operato in squadra o in coppia fino alla profondità massima di -65 m (fig.67).



Fig. 67 - Geologo subacqueo impegnato nel rilevamento delle strutture sedimentarie in spiaggia sommersa, i dati relativi e le planimetrie di dettaglio vengono riportati su una tavoletta strumentata con bussola e profondimetro di precisione. Per misure di affioramenti a scala maggiore viene utilizzato un distanziometro sonar.

Per il campionamento dei sedimenti di piattaforma distale sono state utilizzate benne Kahlsico per campionamento dei sedimenti fini (vol. 3,35 litri) e benna Van Veen per il sedimento grossolano (vol. 13 litri).

Per la mappatura delle spiagge sommerse e delle aree pericostiere sono stati utilizzati metodi di telerilevamento aereo e satellitare integrati; in particolare sono stati esaminati fotogrammi aerei a colori alla scala 1:10.000 (volo R.A.S. 1999) ed immagini del sensore satellitare SPOT e LANDSAT Thematic Mapper, che ha mostrato buon livello di risoluzione delle aree marine nelle bande 1,2,3.

## VII - CENNI GEOMORFOLOGICI

### 1. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

Il Foglio Cagliari abbraccia il settore sud-orientale della piana del Campidano, compreso tra il bordo occidentale dei rilievi del Sarrabus ad est, ed i versanti collinari pedemontani degradanti verso il Flumini Mannu ad ovest.

Il Campidano (vedi cap.V) ha fatto parte sin dall'Oligo-Miocene di una depressione strutturale (*graben*) (CHERCHI *et alii*, 1978a).

L'erosione selettiva ha svolto un ruolo importante nel modellamento attuale. Tra i bordi del Sarrabus, costituito da rocce paleozoiche metamorfiche ed intrusive, ed il livello del mare, affiorano terreni di età terziaria, molto più erodibili. Nei terreni terziari, alcuni rilievi collinari su rocce vulcaniche laviche e vulcanoclastiche (Monastir) originano picchi isolati per la maggiore resistenza erosiva di questi litotipi rispetto alle incassanti rocce sedimentarie.

Le aree più elevate del foglio sono poste nel massiccio ercinico del Sarrabus, notevolmente peneplanato e re-inciso da profonde valli. Si è originato così un paesaggio giovane (*sensu* DAVIS, 1922; STRALHER, 1990), in cui l'antico peneplano è presente solo su tratti limitati, che si rinvengono a NE a quote medie di 600-700 m, che si abbassano lievemente verso il Campidano. Lo spianamento ha interessato anche gli affioramenti oligocenici-aquitani della formazione di Usana, che affiorano sino a quote di 600 m (Brunco S.Miali, ad E di Soleminis).

E' verosimile che la peneplanazione sia il risultato di più eventi erosivi succedutisi nel tempo dal Triassico all'Oligocene e che risulti in larga parte da riesumazione di un'antica superficie spianata. Lo spianamento della formazione di

Ussana nella località sopra citata suggerisce comunque che parte di esso e della eventuale riesumazione siano successivi all'Aquitaniiano.

Il brusco gradino tra le formazioni paleozoiche e quelle cenozoiche è in parte da associare ad erosione selettiva, sebbene sia orientato come numerose faglie e lineamenti strutturali paralleli al Campidano rilevate su questo settore.

Ai piedi dei versanti, modellato sulle formazioni terziarie, si rinviene il terrazzo alluvionale del Pleistocene superiore, fortemente smembrato dall'erosione delle valli. Prima della fase di aggradazione (cap.IV) in quest'area si erano modellati estesi *pediment-glacis* di erosione. Al contrario, le conoidi oloceniche sono ancora facilmente riconoscibili e localmente tuttora attive.

L'approfondimento del reticolo idrografico ha generato una tipica morfologia a terrazzi che ha interessato sia le parti prossimali che le parti distali e le pianure alluvionali anche oloceniche, come dimostrato dal rinvenimento di ceramiche fluitate e dalla datazione effettuata a Sa Matta Manna (Canale EAF).

Le dinamiche costiere hanno risentito fortemente dell'apporto di sedimenti fluviali. Nel Pleistocene superiore i corsi d'acqua portavano sedimenti sin al bordo della scarpata continentale e le morfologie relative sono in larga parte sepolte dalle dinamiche oloceniche; sembrano fare eccezione i lembi di depositi litorali, per i quali è prospettata un'età tirreniana (vedi par. 4.1.1.1).

Durante l'Olocene larghe porzioni dell'area costiera sono state interessate da un'importante erosione e dal modellamento di una falesia viva, come ad ovest di Capitana. In questo settore, in corrispondenza delle foci dei Rii Cuba, Corongiu-Su Pau ed Is Ammostus-Foxi, sono presenti tipici delta conoidi dalla cui erosione e deriva litorale verso ovest si sarebbe originata la spiaggia del Poetto. Meccanismi analoghi hanno condotto alla genesi del cordone litorale della Plaia.

Nell'area che borda il Campidano verso est, tra il mare e Sinnai, sono presenti una serie di dorsali che talora hanno alla sommità depositi del Pleistocene superiore. La quota di affioramento di questi depositi, talora non perfettamente raccordabili, l'orientamento delle valli parallele al versante e la presenza di alcune depressioni chiuse (Staini di Simbirizzi e di Arcu Staini) sembrano suggerire, come già ipotizzato in passato (CHERCHI *et alii*, 1978a, c), l'attività di faglie listriche che hanno generato deformazioni gravitative profonde di versante.

Morfologie analoghe a NW di Sinnai (Stagno di Serdiana) ed un'analogia orientazione dei corsi d'acqua, spesso paralleli al versante, suggeriscono la prosecuzione di queste strutture verso NW. Questi movimenti appaiono confermati anche dalla presenza di numerose catture e deviazioni fluviali.



## VIII - GEOLOGIA APPLICATA

### 1. - CAVE

Le attività di cava presenti nell'area del foglio sono caratterizzate da un regime di coltivazione saltuario e si limitano alla produzione di materiali di basso valore commerciale per uso civile (n.69), in misura minore per uso industriale (n.18), mentre mancano i materiali di cava di più alto valore commerciale.

Si distinguono le seguenti tipologie (R.A.S., 1992, 1998; tav.5):

- cave attive di inerti per conglomerati (n.17);
- cave inattive di inerti per conglomerati (n.28);
- cave attive di materiali per rilevati e riempimenti (n.2);
- cave inattive di materiali per rilevati e riempimenti (n.13);
- cave inattive di materiali per cantonetti (n.9).

La loro frequenza è favorita dall'abbondanza della materia prima e dall'ambito geografico in cui si localizzano: l'intensa urbanizzazione di vaste aree del foglio ha reso infatti i siti di cava economicamente compatibili con i costi di trasporto verso le principali utenze.

Le cave di *inerti per conglomerati* e quelle di *materiali per rilevati e riempimenti* sono impostate su litotipi differenti, che comprendono depositi alluvionali quaternari, rocce terziarie e paleozoiche.

Alcune cave attive si caratterizzano per l'impatto ambientale e visivo rilevante in prossimità di strade statali (zona Ganni-Is Ammostus, km 15 S.S.125) o di centri abitati (zona Bellavista, Sinnai). Tra le inattive, alcune si segnalano per estensione areale (Su Scioppadroxiu-Sa Pispisa, lungo il Rio Corongiu; Riu Flumini 2, Dolianova; Is Arenas, lungo il cordone litorale dello Stagno di

Molentargius), altre per il notevole impatto sul paesaggio (M. Oladri, Francischetti, M. Agutzu).

Le cave di materiali per *cantonetti* sono attualmente inattive. Sono localizzate esclusivamente entro l'area urbana di Cagliari, in corrispondenza dei litotipi marnosi e carbonatici miocenici ("Pietra Cantone", CGI<sub>a</sub>). La più estesa tra queste (cava "Is Mirrionis") interessa un'area di oltre 80.000 mq.

Le cave di uso industriale comprendono due tipologie:

- materiali per laterizi (n.17);
- granulato per leganti (n.1).

Le cave di *materiali per laterizi* sono impostate su sedimenti terziari.

Quella di maggiore estensione, ancora attiva, è ubicata alla periferia ovest di Cagliari ed è denominata "Cava Giuntelli": si tratta di una coltivazione di argille in profondità, con impatto ambientale notevole anche se l'impatto visivo è pressochè nullo se si esclude la panoramica aerea del settore.

Alcune cave, attive durante il censimento regionale del 1992 (R.A.S., 1992), sono attualmente inattive; numerose di esse sono adibite a discarica (Cuccuru Foradas, Su Paris 1-2, Ganni).

Le aree di cava presenti nel settore di Ussana-Monastir (Sa Cenobida, S'Arrocca, Cava Picci, Francischetti, M. Agutzu) sono attualmente inattive e sono state identificate dal Comune di Monastir come sito idoneo per discarica.

Alcune cave inattive in località Tuvixeddu, impostate su importanti siti archeologici tombali di età punica (fig.68), sono destinate ad aree di parco e sono attualmente in fase di ripristino ambientale.

L'unica cava di *granulato per leganti*, localizzata alla periferia NE dell'area urbana di Cagliari (Cava Leone), è impostata su argille terziarie.

Nei settori orientali del foglio sono presenti anche cave di prestito, in corrispondenza di alluvioni quaternarie e di sabbioni di alterazione del granito, nonché di rocce del Terziario e del basamento metamorfico paleozoico.

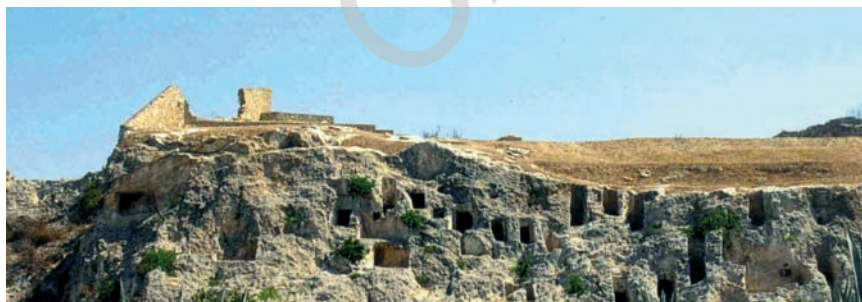


Fig. 68 - Località Tuvixeddu. Necropoli.

## 2. - MINIERE

Nel settore paleozoico nord-orientale del foglio, alcuni siti minerari attualmente dismessi (miniere di Tuviois e Terra Mala-Monte Arrubiu) costituiscono la porzione più occidentale del vasto distretto minerario del Sarrabus. Le mineralizzazioni presenti appartengono al cosiddetto “Filone argentifero” (VALERA, 1966), esteso in direzione E-W per oltre 35 km in lunghezza e 15 km in larghezza, a partire da Muravera ad est fino a Dolianova ad ovest.

### 2.1. - LA MINIERA DI TUVIOIS

#### 2.1.1. - *Inquadramento generale, cenni storici*

La miniera di Tuviois, ca. 6 km a NNW dall'abitato di Burcei, è ubicata lungo la profonda incisione del Riu Su Predi, tra i rilievi di Axareddu (697 m) a nord e Bruncu Marragau (607 m) a sud. La mineralizzazione si localizza in prossimità di un imponente corpo di porfido quarzifero (fp) che intrude il basamento paleozoico al contatto tra i metasedimenti ordoviciani (formazione di Tuviois - TUV) e i depositi del *flysch* eocarbonifero (formazione di Pala Manna - PMN).

Pochi studiosi si sono occupati del giacimento di Tuviois. I primi riferimenti importanti risalgono a DE CASTRO (1890) (fig.69) e TRAVERSO (1909), che riferiscono sugli aspetti economici e minerari, e costituiscono una fonte di dati sui vecchi lavori, attualmente per lo più inaccessibili. Un quadro dettagliato dei lavori minerari e del corpo minerario si deve a VALERA (1966) e VALERA & PRETTI (1970), che descrivono numerose specie minerali associate al filone principale e classificano la manifestazione mineraria come “criptomagmatica, criptobatolitica, epitermale in forma filoniana, di età ercinica”. Un recente lavoro volto ad evidenziare le peculiarità dello storico “giacimento argentifero” del Sarrabus si deve a STARA, RIZZO & BRIZZI (1993).

Le prime segnalazioni di lavori minerari a Tuviois risalgono ai primi anni del 1800; tuttavia i lavori del giacimento principale vennero avviati nel 1875. Nonostante le difficoltà logistiche la miniera ebbe un notevole sviluppo al punto che durante il periodo di attività vennero scavati più di 1500 m tra gallerie, pozzi e fornelli. Accertato l'esaurimento verso il basso della mineralizzazione argentifera, nel 1900 si decise la chiusura della miniera, la quale restò inattiva fino al 1959. Varie compagnie private, tra cui la Soc. Montevecchio (1934), effettuarono nuovi tentativi senza esito per mineralizzazioni argentifere, evidenziando scarse mineralizzazioni a solfuri di rame, piombo e antimonio. I lavori minerari vennero ripresi successivamente (IN.CO.MI. nel 1959; MI.RI.VA. nel 1962-63) con per-

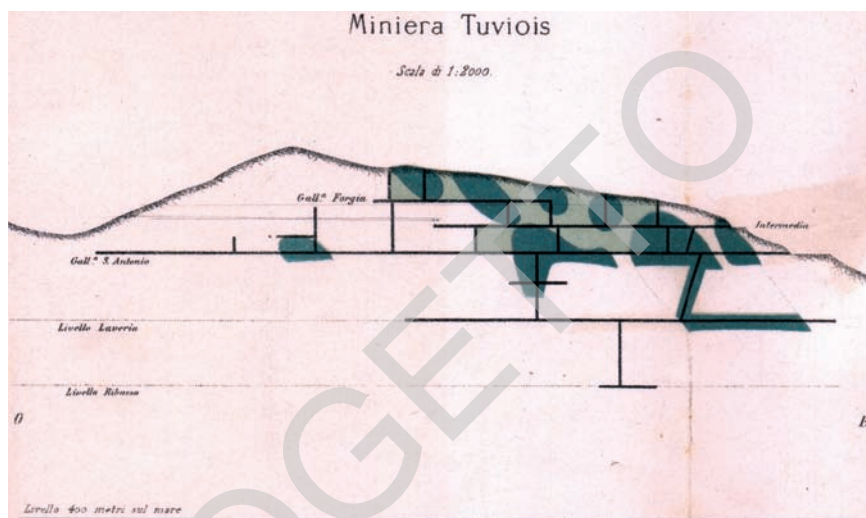


Fig. 69 - Gallerie della Miniera di Tuviois (da DE CASTRO, 1890).

messi di ricerca per mineralizzazioni a fluorite che non giustificarono tuttavia una economica ripresa dell'estrazione; nel 1972 (Soc. Monteponi) i lavori vennero pertanto abbandonati definitivamente.

### 2.1.2. - Minerogenesi e mineralizzazioni

Il giacimento argentifero di Tuviois è caratterizzato da un corpo minerario ad andamento filoniano diretto E-W, immergente a S di 70°, costituito da due vene sub-parallele, talora incrociate o distanti fino ad alcuni metri, la cui potenza complessiva in affioramento non supera qualche decimetro; una vena è costituita da una ganga di barite e di quarzo, l'altra da barite, fluorite e calcite con meno quarzo (DE CASTRO, 1890). Secondo quanto riferisce TRAVERSO (1898) "...a Tuviois l'argento si rinviene entro le fessure del filone, in barbe di oltre 50 cm".

Concentrazioni utili sono state descritte in fratture secondarie nelle rocce incassanti, specie ove occupate da filoni ipoabissali. I minerali metalliferi, principalmente quelli argentiferi (Ag nativo, argentite e solfurati) sono stati coltivati secondo schemi che hanno rivelato una distribuzione lenticolare irregolare.

Sono numerosi i minerali riconosciuti in questa miniera (DE CASTRO, 1890; TRAVERSO, 1898; VALERA, 1966; VALERA & PRETTI, 1970; STARA, RIZZO & BRIZZI, 1993).

Tra i minerali metallici si segnalano argentite, argento-nativo, argentopirite, calcopirite, pirite, galena e blenda.

Tra i non metallici, barite, calcite, fluorite, quarzo, pirargirite, polibasite, dolomite, siderite; presenti anche numerosi silicati calcici non meglio identificati.

## 2.2. - LA MINIERA DI TERRA MALA - MONTE ARRUBIU

### 2.2.1. - *Inquadramento generale, cenni storici*

La miniera di Terra Mala è posta ca. 2,5 km ad est dell'abitato di Soleminis, sul fondo di una vallecola incisa nel rilievo di Bruncu Barracca.

Una prima dettagliata descrizione risale a BALDRACCO (1854), mentre un quadro dettagliato dei vecchi lavori e delle mineralizzazioni presenti si deve a VALERA (1966), che integra le conoscenze geologiche e ricostruisce parte del tracciato della vecchia galleria S. Antonio; l'unico tratto ancora parzialmente accessibile, il Ribasso "S. Antonio" di q. 283 m, risultava in gran parte allagato e solo presso una diramazione era osservabile la mineralizzazione in posto (VALERA, 1967).

I primi lavori sul giacimento di Terra Mala risalgono al 1873, allorché vennero aperte diverse trincee di esplorazione e due gallerie: il Ribasso S. Antonio (VALERA, 1966) e la Galleria S. Ignazio.

Dal 1890 in poi una dozzina di ricercatori si avvicendarono quali titolari del permesso, noto nel tempo con nomi differenti ("Monte Arrubiu-Sa Terra Mala", "Bruncu Mauru Soddu", "Bruncu Barracca"), limitandosi solitamente a riprendere i precedenti lavori senza affrontare nuovi importanti lavori di ricerca. Attualmente i vecchi scavi della miniera sono quasi tutti inaccessibili e/o impraticabili.

### 2.2.2. - *Minerogenesi e mineralizzazioni*

Il giacimento di Sa Terra Mala si colloca sull'estremità occidentale a W del "filone argentifero" del Sarrabus. E' caratterizzato da vene e lenti ad andamento filoniano il cui spessore, solitamente 10-30 cm, aumenta nelle porzioni di breccia meno ricche in argilla; talora in *stockwork* di vene e lenti mineralizzate secondo un reticolato ad andamento irregolare. Dei tratti con ispessimenti fino a 50-60 cm permangono poche tracce in blocchi isolati in discarica.

Le vene note e coltivate in passato sono quattro (VALERA, 1966):

- due erano osservabili nella "mineralizzazione principale", percorrendo un tratto della galleria "Ribasso S. Antonio";

- una terza (“filone secondario”), localizzata in una frattura ad andamento parallelo sita circa 20 m più a sud, è caratterizzata da una brecciazione irregolare e non ha mai dato luogo a coltivazioni importanti;
- la quarta vena, ad andamento E-W, venne seguita con la galleria “S. Ignazio”.

La mineralizzazione era costituita da un filoncello di spessore variabile tra 5 e 20 cm, con barite prevalente, calcite, fluorite e galena.

Nel giacimento di Sa Terra Mala sono stati riconosciuti numerosi minerali sia non metallici sia metallici (BALDRACCO, 1854; DE CASTRO, 1980), le cui caratteristiche macroscopiche vengono corredate da analisi ottiche in un quadro esaustivo fornito da uno studio di VALERA (1966).

Tra i minerali non metallici si segnalano fluorite, calcite, barite, quarzo e ankerite; tra i metallici galena, blenda, marcasite, pirite, stefanite e cerussite.

### 3. - IDROGEOLOGIA

Il Foglio 557 Cagliari risulta, sotto l’aspetto idrologico e idrogeologico, molto composito. La fascia occidentale del foglio comprende l’allineamento Monastir-S.Sperate; la parte centrale include le colline di Soleminis-Dolianova, la città di Cagliari e il suo circondario; le parti orientali, le prime propaggini dei rilievi paleozoici del Sarrabus-Gerrei.

#### 3.1. - IDROGRAFIA

Ad occidente i corsi d’acqua che attraversano l’area sono: il Riu Mannu di S. Sperate, il Flumineddu, il Riu sa Nuxedda ed il Riu sa Traja. Sia il Riu Mannu di S. Sperate che il Flumineddu sono affluenti del Flumini Mannu ed i loro bacini si sviluppano in prevalenza nell’attiguo Foglio Assemini; il Riu sa Nughedda ed il Riu sa Traja (Cala Mogoru) sfociano nello Stagno di Cagliari-S. Gilla.

Lo Stagno di Santa Gilla, che inizialmente faceva parte di uno specchio d’acqua più ampio denominato “Stagno di Cagliari”, attualmente ha una superficie di circa 1500 ha. I suoi principali immissari sono il Flumini Mannu e il Rio Cixerri, i cui bacini si estendono in prevalenza nel Foglio 556 Assemini, oltre ad una serie di piccoli corsi d’acqua compresi tra Assemini ed Elmas. Tra il 1920 ed il 1925, con la Bonifica Contivecchi, il grande Stagno di Cagliari fu smembrato in tre parti: la più occidentale (Stagno di Capoterra) subì un intenso processo di interrimento; quella orientale (detta “delle Saline”), quasi del tutto priva di alimentazione naturale, fu ed è tuttora soggetta ad una forte concentrazione salina; rimase, pur tra le numerose limitazioni antropiche, l’attuale Stagno di Santa Gilla.

Con la bonifica venne abbattuto lo sperone di “panchina tirreniana” antistante Sa Illetta e vennero colmate l’area acquitrinosa che costeggiava la stazione delle ferrovie di S. Avendrace e l’area dell’attuale aeroporto di Elmas, con materiali ciottolosi prelevati da un vicino terrazzo alluvionale. In tempi più recenti l’ultimo tratto del Flumini Mannu, rettificato e canalizzato, è stato privato dell’apporto del Rio Cixerri, che defluisce direttamente nella laguna. In questi ultimi anni infine, con la costruzione del porto canale, la laguna ha subito l’allargamento del vecchio canale della Scafa ed il dragaggio di un largo tratto per approfondire il fondale.

Nell’area centrale del foglio, compresa tra Sestu, Settimo S. Pietro, Cagliari e Selargius, si trovano i bacini del Rio Cungiaus, Rio San Giovanni (o Riu di Selargius) e Rio Saliu. Quest’ultimo costituisce il limite tra Pirri e Monserrato e, con l’ultimo tratto canalizzato, si innesta nel Canale artificiale di Terramaini. Sono canali privi d’acqua per buona parte dell’anno, ed anche nel periodo di maggior afflusso meteorico le acque scorrono per un breve tragitto, infiltrandosi quindi nella copertura alluvionale, dove alimentano un debole deflusso ipodermico. Nei segmenti più meridionali del loro corso questi impluvi, approfonditi, sono utilizzati per il convoglio delle acque reflue.

Nel lato orientale del Golfo di Cagliari, dal Capo Sant’Elia alla Torre di Foxi, il lungo cordone litoraneo di Quartu racchiude l’omonimo stagno costiero. I corsi d’acqua del settore orientale, pur avendo la foce in Campidano, sviluppano gran parte del loro percorso sui rilievi scistosi e granitici del Sarrabus.

Il bacino del Rio Foxi, di forma stretta ed allungata in senso meridiano, occupa una superficie di 39,8 km<sup>2</sup>; l’asta principale, lunga 14,4 km, nasce da Bruncu Cirronis, nei rilievi paleozoici a nord di Sinnai. All’interno del bacino si trova lo Stagno di Simbirizzi, un piccolo bacino areico dove sono stati realizzati una diga a gravità e tre argini in terra, in modo da utilizzarlo come invaso per la raccolta e la distribuzione delle acque provenienti dal Lago del Flumendosa. Un po’ più ad est il bacino del Rio Su Pau, chiamato anche Flumini di Quartu, occupa un’area di 143 km<sup>2</sup>. L’asta principale risale dalla foce per 1 km circa, dividendosi poi in due rami: il Rio Pispisa e il Rio Corongiu.

Il Rio Corongiu viene alimentato dalle sorgenti di Cuili Garapiu (0,30 l/sec.) e di Cuili Figuerga (0,40 l/sec.). Su questo corso d’acqua venne realizzato nel 1866 il primo sbarramento per l’alimentazione della città di Cagliari. Fu per quell’epoca un avvenimento di rilevanza storica; la diga in muratura, alta 21 m e lunga al coronamento 108 m, consentiva un invaso di 920.000 m<sup>3</sup> d’acqua. Un secondo invaso della capacità di 450.000 m<sup>3</sup> venne costruito nel 1915, ed un terzo di 4.250.000 m<sup>3</sup> fu inaugurato nel 1939. Due dei tre bacini sono ancora in funzione. Anche il Rio S. Barzolu, affluente del Corongiu, è stato sbarrato in due punti, consentendo una capacità totale di 120.000 m<sup>3</sup>.

Il deflusso dei rii Corongiu e Pispisa avviene nel tratto terminale di una

piana estesa circa 30 km<sup>2</sup>; i corsi d'acqua hanno un alveo poco definito e spesso, in passato, davano luogo ad allagamenti su ampie superfici anche in coincidenza di piogge non eccessive. Per questo motivo nel Rio Su Pau sono state realizzate opere di protezione e rinforzo degli argini.

Infine, il Rio Cuba si colloca nel settore di transizione tra il Campidano ed il Sarrabus; il suo bacino occupa circa 30 km<sup>2</sup>, la sua lunghezza è di 12,4 km.

### 3.2. - PIEZOMETRIA DELLE FALDE

I dati illustrati in questo paragrafo sono ricavati da oltre vent'anni di studi e ricerche, in parte non pubblicati, eseguiti da A. Pala (Università di Cagliari).

Nel settore compreso tra San Sperate e Monastir la falda ha come acquifero le alluvioni quaternarie e come substrato impermeabile le marne mioceniche. La soggiacenza è situata a 3-4 m dal piano di campagna e il gradiente idraulico è intorno al 10 ‰ (PALA, 1978). In quest'area, il Rio Mannu di S. Sperate ed il Rio Flumineddu mostrano condizioni di alimentazione verso la falda, soprattutto in prossimità della confluenza con il Flumini Mannu.

Nella piana a nord di Quartu S.E. la falda freatica ha come acquifero la porzione sommitale della successione arenaceo-marnosa miocenica e parte della sovrastante copertura alluvionale quaternaria. Si tratta di una falda con potenzialità ridotta; lo strato saturo è potente in media 2 m e l'acqua spesso presenta tenori di salinità elevati con residuo fisso intorno a 5 g/l. Una zona di alimentazione si individua lungo gli alvei dei rii Cungiaus e S. Giovanni (tav.6).

Nell'area più a meridione dello stesso territorio (Quartucciu, Selargius) l'acquifero è costituito dalle sabbie conglomeratiche del Quaternario marino che, dotate di buona permeabilità, permettono migliori portate nei pozzi grazie anche ad una maggiore potenza della falda (5 m circa). La soggiacenza è compresa tra 2 e 10 m ed i gradienti idraulici rilevati vanno dallo 0,38 al 3‰.

Nell'areale tra Ussana, Sordiana, Dolianova e Soleminis l'acquifero alluvionale quaternario è di limitata potenza e la falda è molto prossima al piano di campagna. Nel periodo invernale la soggiacenza non supera il metro di profondità; in alcuni punti, in prossimità di Dolianova e nella parte meridionale del comune di Soleminis, è affiorante e dà origine ad ampie zone paludose e ad emergenze che vengono incanalate per l'abbeveraggio degli animali. Proprio per l'esiguo spessore dell'acquifero il gradiente idraulico è elevato (1-2 ‰).

In questa zona presenta maggiore interesse la falda profonda. I conglomerati basali oligo-aquitani (USS), immergenti verso ovest, passano verso l'alto ad arenarie (NLL<sub>2</sub>) più o meno sciolte e sono sottostanti alle marne mioceniche (GST), dando vita ad una falda in pressione di buona potenzialità. Tra i centri di



Ussana e Serdiana, in località Spanu Porcu, la falda in pressione viene intercettata a 60 m di profondità; più a sud, ad ovest di Serdiana, in regione Sa Guardiedda, il primo livello permeabile è intercettato a -120 m di profondità. Poco fuori dal foglio, in località Bau Su Malutzu, tra Serdiana e Donori, una trivellazione dell'ESAF ha attraversato 101 m di serie marnosa impermeabile (GST), incontrando sino a fondo foro (-114 m) le arenarie e i microconglomerati permeabili.

La presenza di una falda artesianiana è nota da tempo nella valle di Soleminis. PULLÈ (1913-14) fece realizzare in questo bacino una perforazione profonda 27 m che intercettò una falda in pressione con una portata di 1,5 l/sec. In tempi più recenti, diverse trivellazioni (ESAF) con profondità sino a 95 m hanno individuato portate tra 4 e 8 l/sec. Verso occidente avviene la transizione a sedimenti più sottili (marne arenacee o argillose) che chiudono l'acquifero, come testimoniato dai sondaggi di Pauli Arbeis e di Su Fraigu. L'alimentazione della falda profonda è assicurata dai torrenti provenienti dai rilievi paleozoici: Rio De is Loris, Rio Cavana, Rio Arcu de is Traias. Il primo di essi evidenzia una situazione tipo. Nel periodo invernale presenta buoni deflussi finché scorre sulle metamorfite paleozoiche (PMN) e sui depositi clastici terziari (USS, NLL<sub>2</sub>), mentre scompare in corrispondenza della coltre di alluvioni recenti che mascherano il contatto con il substrato: viene così favorita l'alimentazione della falda profonda lungo la superficie di contatto tra i depositi quaternari e il substrato paleozoico e terziario.

Nei bacini costieri afferenti al Golfo di Quartu si sviluppa una falda freatica che ha come acquifero le alluvioni quaternarie. Il deflusso è orientato prevalentemente da nord a sud ed il gradiente idraulico è sempre piuttosto elevato, tra l'1 e il 3%. La soggiacenza della falda è mediamente compresa tra 2 e 10 m. Le iso-freatiche evidenziano gli assi di alimentazione lungo i corsi d'acqua con spaziatura nel complesso regolare. In questi ultimi anni, l'intensa urbanizzazione delle aree costiere ha determinato un incremento degli emungimenti con conseguente abbassamento permanente del livello freatico, nonché ingressione di acqua salata nei pozzi più prossimi alla linea di costa.

Anche in questo settore è accertata la presenza di acquiferi profondi.

Nella parte dei bacini più prossima agli appoggi sul basamento paleozoico, la genesi è simile a quella descritta per l'area di Dolianova - Soleminis, ma con portate inferiori. Presso lo Stagno di Maracalagonis, nel 1957, un pozzo di circa 200 m raggiunse nelle arenarie mioceniche (NLL<sub>2</sub>) una falda in pressione con portata spontanea di 0,5 l/sec. Nella piana alluvionale antistante, tra 60 e 150 m di profondità sono localizzati acquiferi in pressione impostati sui corpi sabbiosi ed arenacei intercalati nelle marne del Miocene medio (GST).

Da rimarcare che la qualità delle acque è spesso scadente per l'eccessiva salinità, la cui genesi sarebbe da ricondurre all'interazione acqua/roccia e alla presenza di probabili livelli evaporitici.

### 3.3. - CARATTERI IDRODINAMICI

Nell'area prossima allo Stagno di Santa Gilla alcuni sondaggi eseguiti all'interno degli stabilimenti dell'Enichem e della Birreria Ichnusa hanno permesso la determinazione dei parametri idraulici della falda, definita da un acquifero multistrato in cui i litotipi a maggiore permeabilità sono costituiti da conglomerati e sabbie quaternarie intercalati da strati con più elevate percentuali di argille e silt che determinano falde in pressione.

I due pozzi all'interno dello stabilimento Ichnusa, profondi entrambi 84 m, hanno portate di 12 e 12,5 l/sec. e trasmissività (T) rispettivamente di  $2,2 \cdot 10^{-3}$  e  $2,6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$ . I quattro pozzi all'interno dello stabilimento Enichem, con profondità da 20 a 27 m, sono molto vicini tra loro tanto da essere usati a turno come pozzi di emungimento e come piezometri da osservazione. I valori di trasmissività sono risultati  $2,31 \cdot 10^{-3}$  e  $2,65 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$ . Il coefficiente di immagazzinamento varia da  $5,3 \cdot 10^{-5}$  a 9,9 (CASMEZ, Progetto Speciale n°25, 1983).

Ad est dell'abitato di Monastir, presso il canale ripartitore dell'Ente Autonomo del Flumendosa, una prova di emungimento protratta per 12 ore ha permesso di determinare una trasmissività di  $9,6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{sec}$ .

A sud di Sestu, alla base di Cuccuru Is Colorus, la trasmissività risulta  $1,46 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{sec}$ . Nell'abitato di Sestu, presso l'Azienda Avicola Spano, in un pozzo con portata di 6 l/sec è stata determinata una trasmissività di  $9,38 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$ .

In quest'area, il valore più alto della trasmissività (T) è stato rilevato in località Bosco Piredda in prossimità della strada per l'aeroporto di Elmas, con  $1,85 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$  per una portata costante di 16,90 l/sec (PALA *et alii*, 1982).

Prove di emungimento sull'acquifero profondo eseguite presso Pauli Arbei, hanno evidenziato una portata di 2 l/sec con  $T = 8,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{sec}$ , e presso l'Azienda Zuddas, con 0,56 l/sec di portata e  $T = 1,04 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{sec}$ .

## 4. - GEOLOGIA AMBIENTALE

### 4.1. - DISSESTI

#### 4.1.1. - *Pericolosità da instabilità dei versanti o qualità scadenti del terreno*

Le condizioni di pianura o di leggero declivio prevalenti nell'area del Foglio Cagliari non predispongono il territorio, dal punto di vista dei fattori geomorfologici, a rilevanti condizioni di instabilità.

Tuttavia, fattori geologico-strutturali e geotecnici, dovuti anche alle alternanze di rocce a diversa natura e consistenza, specie nell'area cagliaritano sogget-

ta ad intensa urbanizzazione, creano locali fenomeni (CICCU *et alii*, 1992; 1994) che necessitano di essere meglio conosciuti ed affrontati con appropriati interventi di stabilizzazione.

Per quanto le cause del dissesto siano per lo più determinate da un complesso di fattori spesso concomitanti (CARRARA *et alii*, 1982; COTECCHIA, 1984; COATES, 1992), i fenomeni in atto o potenziali che possono verificarsi nell'area del foglio sono riconducibili alle tipologie che seguono.

#### *Frane di crollo o di scoscendimento*

Interessano costoni o pendii oggi per lo più stabilizzati o in via di stabilizzazione nell'abitato di Cagliari, come la cornice tra la cattedrale e il Bastione di Saint Remì (BARROCCU *et alii*, 1981), la scarpata sopra i Giardini Pubblici ove esistono antiche cave in sotterraneo, il Costone s'Avanzada nei pressi dell'area ospedaliera di Via Santa Margherita (DI GREGORIO, 1990) e le scarpate sopra l'Istituto di Biologia nei pressi del Palazzo delle Scienze e sul Colle S. Michele (fig.70), per la presenza di cataclasiti nella "Pietra Forte" (*buttonalla*) o di "Tramezzario" detritico, rocce che si considerano deboli (*weak rock*) ai fini geotecnici. Limitati costoni potenzialmente instabili si riscontrano sui versanti occidentali del Colle di Tuvixeddu, a margine del Viale Sant'Avendrace, dove i colombari romani, scolpiti nel "Tramezzario" e nella "Pietra Cantone", sono in via di disfacimento.



Fig. 70 - Loc. Colle di S. Michele. Frana di crollo lungo i fronti di cava sul versante occidentale.

### *Collassi gravitativi*

Si tratta di cedimenti rapidi e improvvisi che si verificano in corrispondenza di cavità sotterranee nelle successioni carbonatiche e marnoso-arenacee mioceniche delle colline di Cagliari; molti di essi sono riconducibili a trascorsa attività di cava in sotterraneo, allo scavo di antichi pozzi, cisterne, acquedotti e necropoli; le aree interessate sono prevalentemente quelle di Piazza d'Armi, Tuvixeddu, Via Tigellio e dei quartieri di Stampace e Marina.

### *Sifonamenti o piping*

Sono localizzati sempre a Cagliari, essenzialmente nell'area tra Piazza d'Armi e Viale Merello, ove in passato si sono verificati cedimenti del suolo in terreni costituiti da materiale di riporto o da detrito di cava. Tali fenomeni sono legati allo sviluppo di condotti di drenaggio nel sottosuolo (sottoescavazione) in materiali terrosi o incoerenti a profondità prossime al livello di base degli acquiferi. Il *piping*, proposto come processo di erosione, si caratterizza sostanzialmente come un movimento meccanico del suolo ad opera delle acque che si muovono in profondità (effetto *tunnelling*).

### *Suoli espansivi (expansive soil)*

Sono dissesti riconducibili a significativi cambiamenti volumetrici del terreno dovuti alla variazione del contenuto d'acqua per sollevamento o abbassamento del livello freatico, o comunque assunzione o perdita d'acqua. I principali fattori che influenzano localmente il comportamento dei suoli espansivi sono:

- il cambiamento di profondità della superficie freatica;
- le condizioni di *stress* del terreno;
- la magnitudo del cambiamento del contenuto d'acqua;
- la topografia;
- il tipo e la qualità delle costruzioni.

Le principali aree ove sono stati riscontrati gli effetti dovuti ai suoli espansivi, che si manifestano con lesioni anche rilevanti agli edifici, sono quelle di Mulinu Becciu, Su Planu, Monserrato (es. Cittadella Universitaria), Sestu e Capitana, in corrispondenza di affioramenti marnoso-argillosi miocenici.

### *Frane dovute a processi litorali*

Lungo le alte coste rocciose del promontorio di Capo Sant'Elia e della Sella del Diavolo (fuori foglio) frane di crollo interessano i calcari miocenici della "Pietra Forte", consistente e tenace, e del "Tramezzario", più tenero e talora incoerente. Localmente, frane di scoscendimento interessano le arenarie (ADP) (Marina Piccola), la "Pietra Cantone" o l'intera sequenza miocenica affiorante (Sella del Diavolo).

### *Fenomeni di subsidenza*

Tra quelli noti si citano gli abbassamenti rilevanti, su sedimenti fangosi ad elevata componente organica, di terreni di riporto per arginature sul margine occidentale dello Stagno di Santa Gilla, nei pressi dello stabilimento ex Rumianca, e lo sprofondamento nel fango della traversa in gabbionate (materassi in scatola su sottofondo conglomeratico) realizzata per i lavori di bonifica dello Stagno medesimo, durante la costruzione del canale di derivazione per il controllo degli afflussi di acque dolci alla foce del Flumini Mannu e del Rio Cixerri.

Alla stessa tipologia di fenomeni pare debbano essere ricondotti i cedimenti differenziali del suolo, con lesioni ad alcuni edifici più antichi, segnalati nell'intorno di Viale Bonaria-Viale Diaz, a Cagliari, per effetto del consistente abbassamento artificiale della falda resosi necessario per realizzare *garages* nel sottosuolo di alcune importanti costruzioni recenti.

### *Dissesti conseguenti all'attività estrattiva*

Accanto ai dissesti noti o potenziali sopra esposti, nel foglio si segnalano diverse aree dissestate dall'attività estrattiva passata o ancora in essere, che necessitano di consistenti interventi di rimodellamento, stabilizzazione e recupero.

Tra queste, le aree di Monte Oladri e di Su Pardu a Monastir, di Francischettu ad Ussana, di S'Arutta a Soleminis, di Spialis de Mortolai, Concauga e Sa Ruinedda a Sinnai, di Cuccuru Ganni-Sedda Is Ammostus, Bellavista e Rio su Pau a Quartu, Sestu, Capitana e Margine Rosso.

Le aree potenzialmente esposte, da accertare meglio con rigorose indagini, si localizzano soprattutto nelle sequenze marnoso-argillose o limoso-argillose oligo-mioceniche.

### *4.1.2. - Pericolosità da inondazione*

Nel territorio del Foglio non vi sono situazioni di grande pericolosità da inondazione (Uta, Capoterra, Assemini, Decimo, Elmas, etc.) in quanto gli unici corsi d'acqua di una certa entità che lo attraversano con il loro tratto terminale, il Riu Flumini Mannu ed il Rio Cixerri, con foce sullo Stagno di Cagliari, sono entrambi arginati e parzialmente regolati dalla presenza, nel loro bacino, di due grandi invasi artificiali i quali hanno una certa parte del volume invasabile destinato alla laminazione delle piene.

Tuttavia il bacino residuo drenato dallo Stagno è ancora sufficientemente ampio ed in grado di creare possibili condizioni di pericolosità, oltretutto aggravate dalla progressiva riduzione della superficie dello Stagno di Santa Gilla a causa delle arginature realizzate per il Porto Canale e dei bacini di contenimento

dei fanghi di dragaggio, che hanno portato ad una forte riduzione della capacità di laminazione delle piene.

A questo si deve aggiungere l'effetto barriera legato all'alta marea ed a possibili mareggiate ad opera dei venti provenienti dai quadranti meridionali, e favorito dalla forma ad imbuto della foce artificiale a mare, racchiusa tra i moli del vecchio porto e del nuovo porto industriale. Si aggiungono inoltre numerose situazioni di pericolosità diffusa riconducibile ai corsi d'acqua minori, che spesso attraversano centri abitati o aree urbanizzate.

In sintesi, le aree a maggiore rischio di inondazione sono:

- le aree adiacenti le sponde del Rio Mannu, tra Monastir e San Sperate;
- le aree adiacenti il Rio Flumineddu e il Rio Mitza s'Ollastu presso Ussana;
- le campagne e diversi quartieri dell'abitato di Assemini per gli apporti di piena del Rio sa Nuxedda che lo attraversa tramite un canale tombato;
- la parte bassa dell'abitato di Assemini, ove concorrono oltre alle difficili condizioni di drenaggio naturali, gli apporti del corso d'acqua sopra indicato e di altri affluenti di sinistra del Rio Flumini Mannu, i quali convergono verso il canale scolmatore laterale;
- le aree adiacenti il Rio sa Murta, ad Ovest dell'abitato di Elmas;
- le aree adiacenti il Rio Mont'Arrubiu, nei pressi dell'abitato di Soleminis e il suo affluente Rio sa Misa nei pressi di Pauli Arbeis;
- le aree adiacenti il Rio di Sestu, tra il predetto abitato e quello di Elmas, ove sono stati realizzati numerosi interventi di urbanizzazione e di infrastrutture che hanno modificato sensibilmente l'asta fluviale e la morfologia valliva;
- la parte bassa della piana di San Lorenzo (Stani di San Lorenzo), presso Cagliari, e la parte terminale dello stesso canale ostruita da riporti artificiali;
- le aste terminali del Rio Corongiu e del Rio Piscina Nuscedda, notevolmente alterate in passato dalle attività di prelievo di inerti, prima della confluenza sul Rio su Pau arginato ed armato sino alla foce;
- le aree urbanizzate in adiacenza della foce del Rio Bacca Mandra;
- alcune aree della città di Cagliari (San Michele, Viale S.Avendrace, Viale Diaz) per inadeguatezza delle reti di drenaggio;
- alcune aree dell'abitato di Monserrato, per effetto degli apporti dai piccoli bacini sottesi a monte ed in particolare del Rio Saliu, tombato all'interno del centro abitato, nonché dei fattori morfologici e di urbanizzazione non adattata alla pericolosità specifica;
- le aree adiacenti il Rio di Selargius nell'attraversamento del centro abitato;
- le aree adiacenti il Rio Cungiaus nell'attraversamento degli abitati di Settimo San Pietro, Quartucciu e Quartu, ove si rende necessaria una continua ed accurata manutenzione per la rimozione della vegetazione e degli apporti artificiali, anche nelle aree canalizzate;

- le aree di espansione urbana tra Pitz'e Serra e Margine Rosso, per le naturali difficoltà di drenaggio e per le modificazioni artificiali del piano di campagna con materiali di riporto.

La soluzione dei problemi indicati va individuata caso per caso in relazione alle caratteristiche specifiche delle aree interessate. Tuttavia, in prevalenza, risulta necessario intervenire, oltre che con adeguati studi idrogeologici ed idraulici, con interventi tipo arginature, canalizzazioni, canali scolmatori, canali di guardia ed eventuali opere di laminazione. Accanto a questi interventi attivi, va curata in particolar modo la prevenzione, specie in aree come quella del Foglio Cagliari soggetta ad una intensa e rapida urbanizzazione.

Le caratteristiche del clima mediterraneo, con lunghi periodi siccitosi e con annate nelle quali negli alvei di molti corsi d'acqua si verifica una totale assenza di deflussi (secche), non favoriscono la percezione delle condizioni di pericolosità e di rischio, che però sono sempre in agguato. Per questo si rende necessaria una adeguata campagna di informazione e sensibilizzazione, da riproporre sistematicamente, tesa a promuovere nelle popolazioni la cultura nella corretta gestione delle aree a rischio.

## 5. - GEOPEDOLOGIA

### 5.1. - GENERALITA'

Nel Foglio Cagliari si distinguono tre regioni geografiche, caratterizzate da paesaggi geomorfologici differenti con peculiari caratteri vegetazionali e di uso del suolo, rispettivamente la parte più meridionale del Campidano di Cagliari, la regione del Parteolla e le propaggini meridionali del Sarrabus.

#### *Area del Campidano di Cagliari*

E' l'area più vasta ed importante sotto il profilo sociale ed economico, anche in riferimento alle utilizzazioni agricole dei suoli.

I suoli con accumuli di carbonati (Alfisuoli calcici o petrocalcici), localizzati nella sinistra idrografica del Rio Mannu, hanno una fertilità complessivamente maggiore rispetto a quelli, su posizioni morfologicamente simili, della destra idrografica; questi ultimi sono caratterizzati da maggiori quantitativi di scheletro nel profilo, da caratteri fisici come permeabilità e porosità più basse, che li rendono meno apprezzabili dal punto di vista agronomico (alfisuoli acquici e ultici). Le alluvioni oloceniche del dominio del Mannu hanno suoli con caratteri vertici (entisuoli vertici, o vertisuoli) per la prevalenza di argille a reticolo espandibile, che conferiscono eccellenti caratteri di fertilità agronomica.

### *Area del Parteolla*

In quest'area, i suoli, composti in prevalenza da argille a reticolo espandibile (montmorilloniti) che conferiscono un considerevole livello di fertilità agronomica, presentano stati diversi di conservazione in funzione della posizione morfologica.

Nella parte apicale degli apparati collinari si hanno i suoli più sottili (pochi centimetri o decimetri di spessore), erosi a causa della forte acclività (entisuoli litici o tipici); al diminuire della pendenza si determina una migliore condizione di conservazione e quindi un maggior spessore (inceptisuoli tipici o vertici).

Nelle aree pianeggianti o depresse, per il forte accumulo di sedimenti provenienti dai rilievi circostanti, si generano Vertisuoli, caratterizzati da una considerevole fertilità agronomica, anche se con qualche difetto di drenaggio. Le forme principali di utilizzazione sono estesi vigneti, molto importanti sotto il profilo economico, e oliveti, alternate a seminativi asciutti ed irrigui.

### *Area meridionale del Sarrabus e sistema del Massiccio dei Sette Fratelli*

In questi paesaggi, più o meno aspri, i suoli sono generalmente sottili ed erosi, acidi o subacidi, poco saturi e scarsamente dotati di elementi della fertilità; nelle aree granitiche la tessitura è grossolana.

Le forme di utilizzo sono prevalentemente seminativi asciutti, arborati, e vigneti ed oliveti nelle forme di conduzione tradizionale, limitate tuttavia alle zone meno acclivi; nel resto del territorio è molto diffuso il pascolo, che sottrae via via aree alla macchia ed al bosco.

La vegetazione forestale è costituita da specie tipiche mediterranee, raramente in condizioni di *climax*, ma anche da taluni rimboschimenti, effettuati con specie alloctone, non particolarmente acclimatate.

## 5.2. - DESCRIZIONE DEI CARATTERI PEDOLOGICI

Vengono di seguito sinteticamente descritti (R.A.S. & E.A.F., 1986; R.A.S. & UNIV. CAGLIARI, 1991) i principali caratteri dei suoli del foglio in relazione ai diversi paesaggi geomorfologici dei substrati pedologici.

### *5.2.1. - Suoli dei paesaggi delle successioni metamorfiche paleozoiche*

In questi paesaggi, nelle condizioni morfologiche più sfavorevoli (es. forte acclività), con intensi fenomeni di degradazione, i suoli sono poco profondi e con elevata propensione all'erosione. Rocciosità e pietrosità superficiali sono molto elevate, come pure elevata è la quantità di scheletro nel profilo del suolo. La tessitura



varia da franco-sabbiosa a franco-argillosa e la struttura è di tipo poliedrico subangolare; la permeabilità è media, e la capacità di ritenzione idrica e l'acqua utile per la vegetazione sono basse. Sotto il profilo chimico-nutrizionale, va rimarcata l'assenza di carbonati; è generalmente medio-basso il contenuto di sostanza organica; il pH è nel campo della subacidità; pure bassi sono la capacità di scambio cationi ed il tasso di saturazione in basi. Il profilo è di tipo A-Cr e A-R (Lithic Xerortents e Rock outcrop).

In condizioni morfologiche favorevoli (minori pendenze) la vegetazione si avvicina maggiormente a condizioni di equilibrio, e lo stato di conservazione del suolo è migliore. I suoli sono da poco a mediamente profondi, con tessitura da franco-sabbiosa a franco-argillosa e talvolta franca, e struttura poliedrica subangolare. La permeabilità è media o buona, ma il pericolo di erosione rimane elevato. Simili alla situazione descritta in precedenza sono i caratteri chimico-nutrizionali. I profili tipo sono A-Cr e A-Bw-Cr (associazioni di Dystric e Lithic Xerorthents e di Typic Dystroxerepts) oppure, in suoli più profondi alla base dei versanti, A-Bw-C (associazioni di Typic Dystroxerepts e di Typic Palexeralfs).

#### 5.2.2. - *Suoli dei paesaggi del complesso intrusivo tardo-paleozoico*

Sono suoli da poco a mediamente profondi, con tessitura generalmente grossolana (sabbioso-franca) e, in particolari condizioni, anche più fine (franco-sabbio-argillose). La permeabilità è generalmente elevata, mentre è bassa la capacità di ritenzione idrica e l'acqua utile. La reazione è da subacida ad acida; i carbonati sono assenti; bassa è la capacità di scambio cationico come pure la saturazione in basi; pure basso è in generale il contenuto di sostanza organica.

Nelle condizioni morfologiche più sfavorevoli i suoli sono più sottili a causa dell'erosione e presentano un profilo di tipo A-Cr o A-R (associazione di Lithic Xerortents e Rock outcrop).

In condizioni di pendenza meno accentuate sono presenti tratti con depositi colluviali che risentono tuttora di un apporto detritico, ed una maggiore copertura vegetale arbustiva e arborea. I suoli sono caratterizzati da profili A-Bw-Cr e A-Cr (associazione di Typic Dystroxerepts e Dystric e Lithic Xerorthents) e, nelle aree di accumulo, profili di tipo A-Bt-C (associazione di Typic e Ultic Palexeralfs).

#### 5.2.3. - *Suoli dei paesaggi dei depositi sedimentari dell'Eocene-Oligocene*

Questi suoli sono da poco profondi a profondi; la tessitura varia da franco-sabbiosa a franco-sabbio-argillosa; la struttura è poliedrica da subangolare ed

angolare e la permeabilità varia da medio-bassa a media. La capacità di ritenzione idrica è generalmente elevata, così pure l'acqua utile. Lo scheletro può essere elevato quando il substrato è rappresentato dai conglomerati. Il pH è neutro o subalcalino; il contenuto in carbonati varia da scarso ad elevato; la capacità di scambio cationico è media, mentre è elevato il tasso di saturazione in basi. Il contenuto in sostanza organica è generalmente scarso.

I suoli di questa unità presentano una certa variabilità sia nei caratteri permanenti che nel tipo di profilo. Si hanno suoli a profilo A-C, A-Bw-C e A-Bk-C (associazione di Typic e Lithic Xerorthents, Typic, Lithic e Calcic Haploxerepts, Typic e Litic Calcixerepts).

Le limitazioni sono rappresentate dalla profondità, a tratti molto limitata, dalla permeabilità del suolo e del substrato, dall'erosione e talvolta dall'idromorfia.

#### 5.2.4. - *Suoli del paesaggio delle vulcaniti dell'Oligocene-Miocene*

Nel settore vulcanico ad E di Monastir prevale la roccia affiorante, mentre i suoli, di spessore ridotto, sono limitati a modeste superfici. I tipi pedologici hanno un grado di evoluzione assai limitato, con profili di tipo A-Cr. Solo in corrispondenza di morfologie più dolci possono aversi profili di tipo A-Bw-Cr, corrispondenti ad associazioni di Rock Outcrop e Lithic Xerorthents, e di Lithic e Typic Xerorthents e Lithic Haploxerepts.

I suoli, salvo in plaghe limitate, sono poco profondi e presentano tessiture da franco-argillosa ad argillosa; la permeabilità è in genere bassa; il pH è neutro, i carbonati sono assenti, la capacità di scambio cationico è media, ma la saturazione in basi è alta.

La rocciosità e la pietrosità elevate, come pure l'eccesso di scheletro nel profilo e l'elevato pericolo di erosione, particolarmente per le pendenze, limitano fortemente le possibilità di utilizzo dei suoli di questi paesaggi.

#### 5.2.5. - *Suoli dei paesaggi dei depositi sedimentari del Miocene*

Sulle superfici ondulate ed in particolare sulle sommità dei rilievi si riscontrano suoli con profili del tipo A-Cr o A-R, e subordinati A-Bw-Cr o A-Bk-Cr, di solito con profondità inferiore ai 50 cm, pietrosità e rocciosità elevate, talvolta prevalenti rispetto al suolo (associazione di Lithic Xerorthents, Rock Outcrop e subordinatamente Lithic Haploxerepts e Lithic Calcixerepts).

La tessitura va da franco-sabbiosa a franco-argillosa e la permeabilità è buona. La reazione è subalcalina e si hanno accumuli di carbonati; la capacità di

scambio cationico è media e la saturazione in basi è elevata. Questi suoli sono soggetti ad elevato rischio di erosione, che spesso ne impedisce la messa a coltura. La destinazione ottimale è il rimboschimento con specie resistenti all'aridità.

Sulle superfici ondulate e subpianeggianti, su substrati costituiti da marne, conglomerati e arenarie, si hanno suoli con profili di tipo A-Bw-C, A-Bk-C (associazione di Typic Haploxerepts e Typic Calcixerepts), che hanno potenze medie comprese tra 50 e 100 cm.

La tessitura varia da franco-sabbiosa a franco-sabbioso-argillosa; l'aggregazione è poliedrica subangolare e angolare. La reazione è alcalina, la capacità di scambio cationico da media ad elevata e la saturazione in basi alta. I rischi di erosione sono da moderati ad elevati, talora a tal punto da asportare gli orizzonti superficiali. In questi casi, e in presenza di rilevanti accumuli di carbonati, l'attitudine all'uso agricolo intensivo può essere limitata.

#### 5.2.6. - *Suoli dei paesaggi dei depositi del Pleistocene-Olocene*

I paesaggi delle coperture quaternarie presentano tipologie pedologiche variabili in relazione alla natura dei substrati ed alla loro età, alle morfologie ed alle forme di utilizzazione che si sono storicamente succedute nell'area.

Su substrati del Pleistocene, l'evoluzione dei suoli è molto avanzata, con profili A-Bt-C, A-Btc-C e A-Btg- Cg, tessiture da franco-sabbiosa a franco-sabbio-argillosa in superficie e da franco-sabbio-argillosa ad argillosa in profondità, ossia con orizzonti argillici ben evidenziati (associazione di Typic, Ultic e Aquic Palixeralfs). Gli orizzonti profondi possono essere cementati per la presenza di Fe, Al e Si in relazione alla maggiore o minore età del suolo.

La destinazione d'uso è condizionata da caratteri talvolta difficilmente modificabili: la saturazione idrica è legata all'età ed alle vicende paleoclimatiche; nonostante l'abbondanza di scheletro, questi suoli hanno difetti più o meno rilevanti di drenaggio. La permeabilità è condizionata dalla illuviazione di materiali argilliformi, dalla cementazione e talvolta dall'eccesso di sodio nel complesso di scambio. Tra gli altri caratteri, la reazione va da subacida ad acida; la capacità di scambio cationi e la saturazione in basi sono da medie a basse.

Una seconda tipologia pedologica, sempre su sedimenti quaternari antichi, è rappresentata dai suoli con accumuli di carbonati, ma con componenti carbonatiche. I suoli mostrano un profilo con un orizzonte di arricchimento di argilla, che ne sovrasta uno più profondo con arricchimento evidente di carbonati (A-Bt-Ck e A-Btk-Ckm). A tratti l'orizzonte calcico si presenta indurito con formazione di una vera e propria crosta (orizzonte petrocalcico). I suoli predominanti sono associazioni di Calcic e Petrocalcic Palixeralfs.

La tessitura di questi suoli, in genere profondi, varia da franco-sabbiosa a franco-sabbio-argillosa in superficie e da franco-sabbio-argillosa ad argillosa in profondità; la permeabilità da normale a scarsa; il pH tra neutro e subalcalino; da media ad elevata la capacità di scambio cationico e saturazione in basi elevata; da scarso a medio il tenore di sostanza organica. Le limitazioni d'uso sono modeste e solo in pochi casi possono costituire seri ostacoli per l'utilizzo.

Sui depositi alluvionali attuali e subattuali, specie in prossimità delle foci e lungo la parte terminale dei corsi d'acqua, su morfologie solitamente pianeggianti, si riscontrano suoli con un livello di evoluzione piuttosto modesto. Tali suoli rappresentano l'espressione più significativa della risorsa suolo ad alta altitudine per l'agricoltura intensiva e di grande redditività.

I profili sono di tipo A-C o, subordinati, A-Bw-C (associazione di Fluventic Haploxerepts e Typic Xerofluvents). Sono caratterizzati da una profondità notevole (spesso superiore a 1 m) e una tessitura assai varia, da classi sabbioso-franche a franco-argillose, talvolta con caratteri vertici ben evidenti. Lo scheletro può essere presente in quantità modeste, oppure raggiungere valori superiori al 50-60 % dell'intero suolo. Anche la permeabilità è assai differente e varia da buona a lenta (sottogruppi Aquici, con segni più o meno evidenti di idromorfia). Altri caratteri salienti sono il pH da neutro ad subalcalino, ed elevate capacità di scambio cationico e saturazione in basi. Anche la fertilità è talvolta elevata.

Questi suoli, pur nella notevole variabilità pedologica, hanno una forte attitudine all'agricoltura, soprattutto quella intensiva, adattandosi, di volta in volta, ad un'ampia gamma di colture erbacee ed arboree di maggior interesse economico e più adatte all'ambiente.

Nelle aree peristagnali si riscontrano suoli poco evoluti, con profilo prevalentemente A-C, a tessitura argillosa, permeabilità debole o molto debole, porosità modesta, ed evidenti segni di idromorfia almeno nelle porzioni più profonde. In prossimità degli stagni si ha un certo quantitativo di sali solubili, particolarmente di sodio. Lo spessore del suolo è sempre superiore al metro.

Forti o molto forti le limitazioni d'uso, rappresentate dalla tessitura fine e dallo stato dispersoidale delle argille quando il sodio nel complesso di scambio supera una certa soglia, a cui consegue una permeabilità estremamente bassa. La vegetazione è di tipo alofilo con associazioni vegetali caratteristiche.

Infine, i paesaggi delle sabbie eoliche dell'Olocene, presenti in superfici limitrofe alla battigia (spiagge del Poetto, di Quartu, di Giorgino, etc.) fanno parte di ambienti ad elevato valore paesaggistico e naturalistico con tipica vegetazione psammofila; in parte sono sede di rimboschimenti (prevalentemente a conifere) a scopo protettivo.

## IX - GEOLOGIA DELL'AREA URBANA

### 1. - PREMESSA

La presenza nel Foglio Cagliari di un'area fortemente urbanizzata ha suggerito l'opportunità di predisporre un capitolo specifico in cui sviluppare e approfondire le tematiche relative al suo assetto geologico inteso in senso ampio.

L'analisi geo-ambientale di un centro urbano delle dimensioni e caratteristiche di Cagliari, a causa della ormai intima continuità esistente con il suo *hinterland*, non ha potuto prescindere da un coinvolgimento diretto anche del suo territorio a contorno, delimitato artificialmente dalla viabilità di circonvallazione (S.S.554) che lo racchiude ("area urbana" s.l.).

Questo lavoro è stato finalizzato a due obiettivi principali.

Il primo è funzionale alla definizione omogenea e di maggior dettaglio delle informazioni di tipo geologico, morfologico, idrografico, idrogeologico e pedologico acquisite per la realizzazione del Foglio Cagliari, tali da poter essere utilizzate come supporto ad ulteriori studi scientifici di approfondimento.

Il secondo invece ha un intento propositivo orientato maggiormente verso la pianificazione territoriale, nella consapevolezza che mediante ampie basi conoscitive degli aspetti geologico-ambientali sono meglio programmabili le scelte di sviluppo urbanistico in termini di sicurezza nel tempo degli insediamenti, di stabilità complessiva del territorio artificiale estesa anche al contorno, di interazione positiva tra antropizzazione e fenomeni morfogenetici naturali.

### 1.1. - Metodologia di lavoro e fonti di acquisizione dati

Ad integrazione del lavoro di rilevamento realizzato per l'intero Foglio Cagliari, si è proceduto anche con le seguenti attività:

- acquisizione di dati derivanti da indagini geognostiche effettuate a supporto della progettazione di opere private e pubbliche;
- acquisizione di dati sulle cavità naturali e artificiali del sottosuolo, con riporto cartografico e descrizione degli elementi strutturali individuati;
- correlazione tra strutture tettoniche, in particolare sistemi di fratture, rilevate nelle cavità e/o rilevabili in superficie.

E' stata raccolta ed esaminata una notevole mole di dati editi e inediti prodotta negli ultimi decenni e messa a disposizione del Progetto CARG da Enti pubblici (EAF, Genio Civile, Dipartimento Scienze della Terra dell'Università di Cagliari, Ufficio Tecnico della Provincia, Ufficio Tecnico Comune di Cagliari Sezione Acquedotto e Sezione Strade, Ente Ferrovie, Comando Militare, Azienda Foreste Demaniali, Progemisa S.p.A.), da Associazioni (Gruppo Speleo-archeologico "Giovanni Spano") e da operatori privati (Impresa Pellegrini, Impresa Grassetto, Dott. M. Pompei, Dott. A. Angius, Ing. M. Martis).

Una altrettanto elevata quantità di dati risulta tuttora dispersa negli archivi degli Uffici Tecnici delle Amministrazioni Pubbliche di Cagliari e dei Comuni dell'*hinterland*, nonché in possesso del Dipartimento Scienze della Terra, di Enti vari, associazioni, studi tecnici di progettisti operanti in loco.

Un lavoro preliminare di ottimizzazione si è basato sullo *screening* dei dati direttamente utilizzabili e sull'elaborazione critica di quelli con un grado di definizione inferiore, escludendo dati incongruenti o non completi, o per la corretta descrizione e datazione dei litotipi o sull'ubicazione dei punti indagine.

I dati geologici acquisiti da soggetti esterni (Enti, Società, professionisti) sono stati sottoposti ad un'analisi critica.

Per i dati provenienti da indagini geognostiche a corredo di progetti di opere (sondaggi a carotaggio continuo e/o a distruzione, pozzetti e trincee) si è proceduto ad eliminare quelli fortemente carenti nella descrizione litologica e nella definizione litostratigrafica. Ciò ha comportato un significativo taglio al numero di informazioni potenzialmente utilizzabili, poiché gran parte degli elaborati tecnici (*logs*, sezioni), in particolare quelli relativi ad indagini su depositi quaternari, hanno mostrato una forte connotazione da cantiere, solitamente funzionale alla definizione delle sole caratteristiche litotecniche dei terreni.

La mancanza di caratterizzazioni paleoambientali o biostratigrafiche e la disomogeneità descrittiva delle facies litologiche riscontrate tra dati provenienti da areali adiacenti ma forniti da soggetti differenti, ha inoltre condizionato in negativo anche la possibilità di correlazioni litostratigrafiche certe.

Nelle tavv. 7a e 7b sono riportate in sintesi le fonti dei dati acquisiti e le informazioni ricavate dalle verticali d'indagine.

Nel corso della campagna di rilevamento in scala 1:10.000 sono stati rivisti in maniera critica i dati cartografici editi e inediti in possesso al gruppo di lavoro, integrandoli con nuovi dati.

Importante fonte di informazioni è stato lo studio di BARROCCU *et alii* (1981) (con allegata Carta geologico-tecnica in scala 1:10.000), tuttora valido per una prima visione dell'assetto geologico e geotecnico dell'area urbana s.s. e della sua immediata periferia.

L'analisi di 490 stratigrafie di sondaggi e di circa 2500 campioni utilizzati per la determinazione dei parametri geotecnici dei diversi litotipi costituenti il sottosuolo di Cagliari e *hinterland* (BARROCCU *et alii*, 1981), ha costituito la base di partenza. Quantunque le profondità esplorate non superino solitamente i 20-25 m, i dati acquisiti, integrati da altre stratigrafie più recenti, permettono tuttavia una rappresentazione tridimensionale sufficientemente attendibile. La distribuzione dei dati entro l'areale considerato non è tuttavia uniforme; si osserva una loro notevole concentrazione nell'area urbanizzata di Cagliari, mentre rimane escluso l'*hinterland* cagliaritano, che comprende i territori di Monserrato, Quartucciu, Selargius e Quartu. Un ulteriore contributo è venuto dal testo monografico sulla città redatto da FADDA (1997), che tra l'altro ha fornito informazioni sul settore costiero e degli stagni grazie anche a 24 sezioni stratigrafiche allegate. Un lavoro di PORCU (1976) ha fornito una interessante chiave di lettura storico-cartografica dell'ambiente costiero e litorale di Cagliari.

Infine, il testo di POLASTRI (2001), a cui va "...il merito di aver portato alla luce gli aspetti più nascosti e sconosciuti della città di Cagliari".

## 1.2. - Caratteristiche generali dell'Area Urbana di Cagliari

L'Area Urbana di Cagliari, compreso il suo *hinterland*, si è sviluppata in un ambito naturale articolato, nel quale il sistema morfologico collinare risulta strettamente interconnesso con i sistemi morfologici costieri attraverso una complessa idrografia che drena l'entroterra campidanese ed i rilievi montano-collinari del Sulcis ad ovest e del Sarrabus-Gerrei ad est.

Essa interessa circa 60 km<sup>2</sup> di territorio, circoscritto entro i seguenti limiti:

- la S.S. 554 a nord;
- la Laguna di Santa Gilla a ovest;
- il sistema "Stagno di Molentargius - Stagno di Quartu - Saline - Spiaggia del Poetto" a est e sud-est;
- il promontorio di Capo Sant'Elia a sud (immediatamente fuori foglio).

L'insieme urbano attuale, formato da sei agglomerati principali (Cagliari città, Pirri, Monserrato, Quartucciu, Selargius, Quartu,) ed alcuni insediamenti minori, interessa l'entroterra sino a circa 7-8 km dalla linea di costa, diradandosi in modo significativo solo nel settore orientale, dove predomina la zona umida costiera formata dallo Stagno di Molentargius, dalle Saline di Stato e dallo Stagno di Quartu.

## 2. - ASSETTO GEOMORFOLOGICO DI SUPERFICIE

Il settore geografico considerato fa parte della fascia costiera che delimita, verso nord, il Golfo degli Angeli, ampia insenatura del bordo meridionale della Sardegna. Questa porzione meridionale della piana del Campidano mostra una certa complessità di ambienti costieri e di transizione all'entroterra, con vasti stagni-lagune che si distendono ai piedi del sistema collinare cagliaritano.

E' proprio la presenza di dieci colli di altezza non superiore a 141 m s.l.m. (BARROCU *et alii*, 1981) e di due tra le più importanti zone umide del Mediterraneo a caratterizzare decisamente l'assetto morfologico dell'area urbana di Cagliari, sviluppatasi dal promontorio di Sant'Elia verso l'entroterra campidanese, con il solo ostacolo del sistema di stagni di Molentargius-Saline-Quartu a est e di Santa Gilla a ovest.

Alla genesi del paesaggio naturale dell'area cagliaritana hanno certamente contribuito, oltre che gli ordinari processi morfogenetici, anche movimenti neotettonici (CHERCHI *et alii*, 1978c). L'esatta ubicazione delle strutture neotettoniche è di difficile determinazione per la forte antropizzazione e per le estese coperture quaternarie attuali. Tuttavia si può facilmente osservare che i rilievi collinari sono orientati in genere NNW-SSE, come le strutture tettoniche che delimitano il *graben* plio-quaternario del Campidano; solo a sud del centro storico i rilievi, più irregolari, non mostrano allungamento preferenziale. Tra i rilievi collinari si segnalano i colli di Tuvixeddu (99 m), Tuvu Mannu (99 m), Buoncammino (98 m), S. Michele (120 m), M. Claro (69 m), Bonaria (25 m) e M. Urpino (58 m). Lo spianamento alla sommità osservabile in alcuni di essi, è da ricondurre all'intensa attività estrattiva per pietra da costruzione.

Sia verso ovest che verso sud-est i processi litorali hanno influenzato la morfologia della costa interagendo con le dinamiche del Flumini Mannu e di altri corsi d'acqua minori provenienti dal massiccio del Sarrabus. Da questa interazione è derivato un sistema costiero molto articolato e misto, con cordoni litorali che separano verso l'interno stagni e paludi costiere.

Lo Stagno di Molentargius si estende nella periferia orientale della città (fig. 71); ha una conformazione ovale asimmetrica ad asse di allungamento NE-SW, con il lato sud-orientale discretamente rettilineo e quello nord-occidentale più arcuato.





Fig. 71 - *Panoramica sulla zona umida costiera comprendente lo Stagno di Molentargius, lo Stagno di Quartu, le Saline di Stato e il cordone litorale di Is Arenas.*

Una serie di paludi, ancora non completamente cancellate dall'intensa urbanizzazione, raccordano lo stagno ai corsi d'acqua del Rio Saliu, del Rio Mortu e del Rio di S. Giovanni. Queste paludi sono ubicate lungo gli antichi alvei di tali corsi d'acqua prima che fossero realizzate le canalizzazioni artificiali attuali. Sul lato orientale dello stagno giungono inoltre le acque del Rio de is Cungiaus e di altri corsi minori provenienti dalle colline di Settimo S. Pietro. Il principale emissario naturale era ubicato sul lato sud-occidentale dell'attuale stagno il quale, attraverso una piccola laguna secondaria nei pressi di Medau su Cramu, era connesso sia con lo stagno di Quartu che con il Golfo di Cagliari. Oggigiorno queste connessioni sono garantite da canali artificiali: il Canale Mortu e il Canale di Palma nello stagno di Quartu, ed il Canale di S. Bartolomeo nel Golfo di Cagliari. Le dinamiche attuali di questo settore sono fortemente limitate dall'intensa antropizzazione e da altri interventi a fini industriali.

La Laguna di S. Gilla si interpone tra la foce del suo immissario Flumini Mannu ed il Golfo di Cagliari (fig.72). Il sistema della Laguna di S. Gilla è condizionato dagli apporti del Flumini Mannu e dalla costruzione di un vistoso delta che ha progressivamente interrato gli stagni e la laguna interna prima che l'uomo ne modificasse artificialmente larghi settori. Il cordone litorale più esterno è tutt'ora molto dinamico e, in numerosi tratti, solo una vegetazione bassa e alofila caratterizza la parte interna dello stesso.

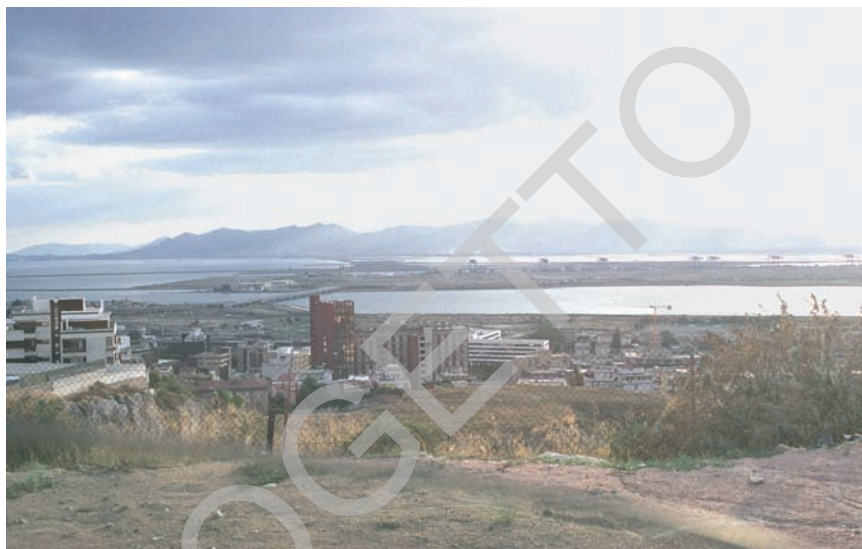


Fig. 72 - *Panoramica sulla Laguna di S. Gilla. Al centro "Sa Illetta" con il Porto Canale.*

La Spiaggia del Poetto separa lo Stagno di Quartu dal mare. Questo cordone litorale separa l'area costiera più dinamica ed attiva dalla parte esterna del cordone di Is Arenas. I lavori di ripascimento eseguiti nella primavera del 2002, mirati al recupero dell'arenile in seguito all'intensa erosione costiera, hanno sensibilmente modificato le caratteristiche morfologiche, tessiturali e cromatiche del cordone litorale, originariamente costituito da prevalenti sedimenti sabbiosi medio-fini quarzosi chiari. Nelle zone più interne sono ancora riconoscibili bassi accumuli dunari, troppo limitati per essere cartografati, in parte stabilizzati da essenze arboree sia naturali che introdotte artificialmente nei secoli passati.

Nell'intera area metropolitana il reticolo di drenaggio delle acque superficiali è rappresentato da corsi d'acqua di modesta entità provenienti dai rilievi del Sarrabus, posti a nord e nord-est, e dall'immediato entroterra campidanese; la maggior parte di essi, che da migliaia di anni contribuisce al mantenimento del sistema di stagni costieri, attualmente risulta fortemente compromesso dagli insediamenti urbani, che circondano lo stesso Stagno di Molentargius, e da importanti opere di regimazione torrentizia e fluviale. Numerosi corsi d'acqua secondari dissecavano il settore urbano ed in genere la rete stradale principale corre lungo il loro naturale tracciato. I nuclei storici sono invece alla sommità dei rilievi in posizione dominante e, come la maggior parte dei centri storici italiani, difesi da imponenti strutture murarie.

### 3. - ASSETTO GEOMORFOLOGICO SOTTERRANEO

#### 3.1. - SISTEMA CARSIKO URBANO

Il substrato dell'area urbana di Cagliari è costituito in prevalenza da litologie carbonatiche del Miocene superiore, tuttavia non vi è nota l'esistenza di macrosistemi ipogeici di origine carsica, con l'unica eccezione della "Grotta dei Colombi", al piede della falesia di Capo Sant'Elia, al di fuori dell'area del foglio. Sono stati invece osservati fenomeni di microcarsismo, con piccole condotte da dissoluzione del diametro massimo di 10-15 cm, in stretta connessione con il sistema di discontinuità tettoniche.

In tutte le cavità artificiali visitate (tav. 8a: tunnel dell'acquedotto di Castello, rifugio antiaereo di via Mameli, gallerie dell'ex Cimiteria di Tuvixeddu, Su Stiddiu) sono presenti discontinuità tettoniche aventi direzioni comprese tra NW-SE e N-S, connesse con la deformazione fragile a carattere distensivo, di impostazione messiniana e successiva riattivazione pliocenica.

Le più evidenti mostrano un marcato carattere beante, con notevoli masse di roccia cataclastica talora poco cementata e porosa, interessata da superfici di taglio secondarie. All'intersezione delle fratture, il dilavamento da parte delle acque di infiltrazione e l'azione di dissoluzione dei carbonati, in particolare nelle litofacies "Tramezzario" e "Pietra Forte", determinano vuoti di ampiezza decimetrica.

D'altro canto, non si può escludere che cavità carsiche esistenti in passato possano essere state sfruttate come cave di pietra e, di conseguenza, completamente modificate o distrutte.

##### 3.1.1. - *Le cavità artificiali*

Il sottosuolo di Cagliari, come accennato, è ricco di cavità prevalentemente "artificiali" (FLORIS, 1983; 1987), realizzate dall'uomo nel corso dei secoli.

Lo sfruttamento massiccio e sistematico del sottosuolo ha inizio fin dall'epoca della colonizzazione punica. Di tale periodo sono rimaste diverse cavità, sia di tipo insediativo che idraulico: tra queste si citano la grande Necropoli di Tuvixeddu (v. fig.68), una delle più importanti del Mediterraneo e la Latomia di via Bainsizza (fig.73).

Lo sfruttamento continua durante la dominazione romana; di particolare rilevanza un acquedotto interamente ipogeico nel tratto urbano, realizzato nella metà del II sec. d.C., per l'approvvigionamento dell'antica Karalis, che convogliava le acque di una sorgente situata nella valle del Cixerri.

Nel periodo medievale non mancano gallerie, cisterne e pozzi (es. quelli di



Fig. 73 - Latomia di via Bainsizza.

San Pancrazio e di Santa Lucia, la cui profondità raggiunge quasi gli 80 m); si stima che, nel quartiere medievale di Castello, quasi ogni unità abitativa fosse dotata di una propria cisterna per la raccolta dell'acqua piovana.

Tra le opere artificiali ipogee realizzate nei secoli successivi, particolare rilievo assumono quelle per il primo acquedotto "moderno" di Cagliari, come la lunga galleria che attraversa tutto il colle di Castello.

Infine, durante la seconda guerra mondiale vennero realizzati rifugi anti-bombardamento sotterranei, alcuni costruiti *ex-novo*, altri ricavati da preesistenti cavità, ed alcuni ospedali-rifugio sotterranei, il più imponente situato nell'area dell'attuale clinica Aresu, adattato su una cava preesistente (fosso di San Guglielmo).

Alcune cavità a prevalente sviluppo orizzontale (gallerie) sono state ispezionate nell'ambito di questo lavoro:

#### *Gallerie di Via Mameli (tav. 8b-A)*

Nella via Mameli, tra via Pola e l'adiacente ex-mercato comunale, è ubicato l'ingresso di una cavità, costituito da due accessi paralleli in calcestruzzo, uno dei quali murato. La cavità si sviluppa secondo un sistema di gallerie convergenti in un punto nodale, dal quale si dipartono cinque diversi rami: tre riportano verso

l'esterno, due si richiudono ad anello. Il rilevamento delle gallerie ha evidenziato un esteso sistema di fratture, osservabili per tutto lo sviluppo della cavità. Anche questo sistema di gallerie è stato scavato ed utilizzato come rifugio antibombardamento durante la seconda guerra mondiale, intersecando le parti più antiche costituite dalle cisterne e da un pozzo punico.

#### *Galleria di Tuvixeddu (tav. 8b-B)*

La cavità appartiene ad un sistema di gallerie realizzato su più livelli comunicanti per estrazione e movimento dei materiali nella ex cava dell'Italcementi. Si sviluppa al fondo di un grande *canyon* artificiale (direzione N150) e presenta al suo interno due biforcazioni cieche così come la galleria principale. La prima si incontra a 20 m dall'ingresso, si sviluppa per 100 m con direzione N160-170 verso S; la seconda si incontra lungo la galleria principale (direzione N060) a 100 m dall'imbocco e si dirama verso SE per un tratto di 15 m in direzione N120. Lo sviluppo complessivo è di circa 230 m, con dislivello pressoché nullo.

#### *Galleria dell'Acquedotto (tav. 8b-C)*

Come già accennato, è stata realizzata nella metà del XIX secolo per il nuovo acquedotto di Cagliari.

È una galleria pressoché rettilinea, che si apre a livello del parcheggio del Palazzo delle Scienze e con un percorso suborizzontale arriva agli impianti dell'acquedotto di viale S. Vincenzo (fig.74).

La larghezza media è circa 2 m, l'altezza circa 2-2,5 m. Ad un livello superiore si trova un altro ambiente sotterraneo, comunicante con quello inferiore mediante un pozzo, nel quale trovano posto le vasche di clorazione, il cui fondo è allo stesso livello della galleria inferiore.

### *3.1.2. - Interferenza e correlazioni tra l'assetto urbano di superficie e il substrato*

La diffusa presenza nel sottosuolo di Cagliari di cavità aventi dimensioni e forma molto variabili, riempite con materiale clastico naturale incoerente o debolmente cementato, o da depositi antropici, può costituire condizioni di instabilità per le strutture sovrastanti, a causa di cedimenti differenziali dovuti al diverso comportamento meccanico tra il materiale di riempimento e la roccia interessata da cavità ("Tramezzario" e "Pietra Forte").

L'ubicazione di queste complesse opere ipogee è funzione sia della distribuzione del tessuto urbano nelle varie epoche, e quindi delle diverse esigenze della popolazione, sia delle culture succedutesi nel tempo.

Le antiche cave di pietra da costruzione di periodo punico-romano insistono



Fig. 74 - Galleria dell'Acquedotto sotterraneo di Cagliari sotto viale S. Vincenzo.



Fig. 75 - Loc. Tuvixeddu. Canyon artificiale presso la ex Cava Cementeira.

su livelli litologici della cosiddetta “Pietra Cantone”, dai quali si potevano ricavare materiali da costruzione, mentre l’ubicazione delle tombe e delle necropoli era sicuramente condizionata esclusivamente da fattori culturali.

Le cave più recenti (XIX-XX secolo) erano destinate all’estrazione di calcare per la realizzazione della calce; la più estesa era la grande cava a cielo aperto nell’area di Tuvixeddu (fig.75), dove erano state realizzate anche gallerie per il trasferimento del materiale, scavate prevalentemente nel “Tramezzario-Pietra Forte”.

Da citare, infine, le opere per uso idraulico e militare, anch’esse distribuite in funzione dell’assetto urbano.

#### 4. - ASSETTO CLIMATICO, IDROLOGICO E IDROGRAFICO

##### 4.1. - Climatologia

La definizione dell’assetto climatico di una località ha come base l’analisi di un alto numero di fattori variabili, sia generali che locali, tale da rendere non di rado arduo tale compito.

Nel momento in cui ci si pone l’obiettivo di valutare gli aspetti più macroscopici del clima di un’area geograficamente ristretta, come l’area metropolitana di Cagliari (circa 60 km<sup>2</sup>), l’esito non può che essere di estrema generalizzazione. Infatti i riferimenti meteorologici considerati si basano sui dati rilevati dalla rete locale di stazioni di rilevamento che non sempre, soprattutto nel passato, ha operato con carattere di idoneità, organica distribuzione nel territorio e funzionamento a regime per un congruo numero d’anni.

La presenza del mare e di vaste zone umide, la posizione rispetto ai rilievi del Sulcis e del Sarrabus, nonché rispetto alla vasta piana del Campidano, la generalizzata assenza di vegetazione arborea al contorno, connessa con la attività antropica agricola intensiva e con la pratica degli incendi, la concentrazione di centri abitati e la produzione di calore e di *smog* che deriva dall’intenso traffico veicolare, dal riscaldamento delle abitazioni e dalle attività produttive, condizionano attualmente il clima locale, a sua volta condizionato dall’assetto meteorologico attuale del Mediterraneo centro-occidentale.

In questo quadro generale l’analisi e la descrizione di piovosità, ventosità e temperature assumono un carattere necessariamente indicativo, riferibile ad un arco temporale molto ristretto, basato su un’analisi storica, più o meno ben rappresentata da dati omogenei e utilizzabili, in continua evoluzione.

Le descrizioni di seguito riportate hanno necessariamente questa valenza e fanno riferimento a sintesi riferite alla bibliografia disponibile.

#### 4.1.1. - Piovosità

L'arco temporale considerato per la valutazione quantitativa della piovosità dell'area cagliaritano è di circa 150 anni, a partire dal 1853, anno d'inizio del rilevamento dei dati pluviometrici nella città.

L'analisi di un grafico sull'andamento generale della piovosità distinta per anno (FADDA, 1997) evidenzia un andamento sinusoidale irregolare della distribuzione delle piogge, che definisce cicli al cui interno possono verificarsi eventi anomali di massima e di minima piovosità. Negli anni 1853 e 1898 si ebbero rispettivamente 800 e 1000 mm/anno di pioggia, mentre nel 1914 e nel 1945 si ebbero rispettivamente circa 160 e 199 mm/anno. Tra il 1922 e il 1996 si è avuta una piovosità media di circa 446 mm/anno, con un valore massimo di 750,2 mm nel 1957. Per quanto riguarda i mesi più piovosi, ottobre e dicembre hanno il primato con circa 60 mm di pioggia; i mesi meno piovosi sono luglio e agosto. Gli ultimi 20 anni vedono una oggettiva costante diminuzione nella entità delle piogge annuali, con valori di piovosità minima che si avvicinano al decennio 1945-1955, il più siccitoso rispetto ai circa 150 anni considerati. Altro elemento è la frequenza di piogge concentrate in brevi periodi dell'anno, durante i quali si raggiungono percentuali di piovosità elevate rispetto ai valori medi annuali.

#### 4.1.2. - Ventosità

Una sintesi rappresentativa della ventosità di Cagliari, estrapolabile anche al suo *hinterland*, viene riportata da FADDA, 1997 in tabelle esplicative sulle frequenze percentuali dei venti riferite ai periodi 1893-1912, 1912-1932 e 1941-1950, integrate poi dai dati relativi al periodo 1951-1977.

La tab.1 mostra una netta prevalenza percentuale dei venti da NW (Maestrale), seguiti da quelli provenienti da N (Tramontana), SE (Scirocco) e S (Ostro). Ciascun intervallo di tempo considerato mostra valori in % parecchio oscillanti, che comunque garantiscono l'attendibilità dell'ordine di grandezza. Il vento di Maestrale, dominante, raggiunge anche le intensità massime, con valori di vento a raffica che raggiungono la forza 12 (tempesta) della scala Beaufort.

Relativamente ai valori stagionali si ha che:

- i venti del IV quadrante, Maestrale compreso, prevalgono sugli altri in ogni periodo dell'anno, con una maggiore frequenza nei mesi estivi;
- i venti del II quadrante, sui quali prevale lo Scirocco, sono più frequenti nella stagione estiva rispetto alla stagione invernale;
- i venti del I quadrante (Grecale) e del III quadrante (Libeccio), soffiano di rado anche se, talora, sono possibili violente tempeste.



Tab. 1 - *Frequenze percentuali dei venti riferite ai periodi 1893-1912, 1912-1932, 1941-1950 e 1959-1977 (da FADDA, 1997 - modificata)*

<b>Stazioni Venti</b>	<b>Cagliari Università 1893 - 1912</b>	<b>Cagliari Università 1912 - 1932</b>	<b>Elmas Aeroporto 1941 - 1950</b>	<b>Elmas Aeroporto 1959 - 1977</b>
N - Tramontana	15.5	10.3	16.6	3.9
NE - Grecale	3.4	3	2.5	
E - Levante	6.1	5	4.2	
SE - Scirocco	14.5	20.6	9.7	17.85
S - Ostro	13.9	9.4	12.4	4.95
SW - Libeccio	4	3.4	3.3	
W - Ponente	8.3	7.6	7.1	4.71
NW - Maestrale	34.3	40.7	28.1	42.54

#### 4.1.3. - *Temperatura*

La vicinanza del mare determina una elevata azione termoregolatrice soprattutto sul clima invernale che presenta temperature miti ( $T_{media} = 8-10^{\circ} C$ ) intercalate da brevi periodi freddi (FADDA, 1997). Infatti è raro avere temperature vicine allo zero, e le rare neviccate hanno una periodicità pluridecennale.

Le estati invece si caratterizzano per l'elevata calura, spesso con valori di umidità altissimi e temperature massime comprese tra i 28 e i 32°. Non mancano picchi di temperature "africane", soprattutto in concomitanza con venti provenienti dai quadranti meridionali.

#### 4.2. - *Idrografia superficiale*

L'assetto idrografico di superficie, mentre ha una sua connotazione sufficientemente complessa nei settori al contorno del capoluogo, assume invece scarsa importanza nel settore urbano di Cagliari s.s., poiché l'alto morfologico su cui la città si è in prevalenza sviluppata, sebbene irregolarmente strutturato dai diversi

colli, funge da spartiacque tra i deflussi fluvio-torrentizi che si immettono nella Laguna di Santa Gilla a ovest e nello Stagno di Molentargius a est.

Solo mediante l'analisi della cartografia storica antecedente al rapido sviluppo urbano del capoluogo degli ultimi 4-5 decenni (PORCU, 1976) si può ricavare l'originario schema di drenaggio superficiale dell'*hinterland* di Cagliari e, soprattutto, il sovrapporsi nel tempo di interventi strutturali di significativa entità quali deviazioni, canalizzazioni, tombamenti, colmate e bonifiche.

Anche per quanto riguarda Cagliari città, il naturale reticolo di deflusso superficiale delle acque meteoriche risulta attualmente obliterato dai quartieri sviluppatosi nelle aree comprese tra i colli, e per poterlo visualizzare è necessario prendere visione della cartografia antecedente il 1950.

Il principale asse di drenaggio superficiale, al pari di quello sotterraneo, è localizzato tra i colli di Monte Urpinu, Bonaria e Montixeddu ad est e il colle di Castello-Buoncammino a ovest: prima dell'espansione urbanistica oltre il perimetro di Castello e Villanova, esso permetteva il deflusso delle acque di ruscellamento areale provenienti da Monte Claro e dagli attuali quartieri di Genneruxi e C.E.P. verso l'attuale area costiera compresa tra il vecchio e il nuovo molo di Levante (ex Darsena del Sale).

Il passaggio delle acque di ruscellamento in prossimità del santuario di San Saturnino (loc. Is Arrius) determinava la formazione di vaste aree di ristagno e la ricarica dell'acquifero superficiale.

Tutte le altre aree attorno ai colli subivano, allora come oggi, solamente gli effetti del ruscellamento diffuso sulle pendici.

E' da segnare solo l'asse di drenaggio superficiale che convoglia verso l'attuale zona di San Michele e di Fangario le acque di ruscellamento provenienti dai versanti settentrionali di Is Mirrionis e Monte Claro e dai versanti sud-occidentali del Colle di San Michele.

Diversa è la situazione nel settore metropolitano a N e a NE di Cagliari, dove vari corsi d'acqua a carattere torrentizio attraversano o delimitano gli areali tra gli abitati, rispettivamente, di Pirri e Monserrato (*Rio Saliu* o "*de Pauli*"), Monserrato e Selargius (*Rio San Giovanni* o *Rio di Selargius*), Quartucciu e Quartu (*Rio de is Cungiaus*).

A questi si aggiunge una serie di limitate incisioni a prevalente direzione N-S, che disperdono le loro acque occasionali lungo il tracciato della SS 554; quest'ultima costituisce una vera e propria barriera trasversale al libero deflusso verso i centri abitati, con formazione di ristagni nelle località più depresse.

A completare il quadro sull'assetto idrografico si cita la depressione conosciuta come "Staini di San Lorenzo", a nord dell'agglomerato residenziale di Su Planu, bonificato mediante un canale artificiale che delimita verso nord-ovest l'area metropolitana considerata.

Tutti i corsi d'acqua attualmente riconoscibili hanno i loro alvei modificati in modo più o meno marcato dall'azione dell'uomo, per cui risulta oramai privo di senso definirli "naturali". Sin dalle fasi iniziali dell'Olocene essi alimentavano il vasto sistema di stagni e lagune che dalla costa si estendeva per diversi chilometri nell'entroterra cagliaritano.

Le intense opere di bonifica hanno in quest'ultimo secolo alterato e talora compromesso irrimediabilmente gli equilibri idrogeologici e idrodinamici naturali. Tra strozzature, canalizzazioni, deviazioni, tombature e interruzioni degli alvei, le quantità d'acqua potenzialmente defluibili in essi o nelle loro antiche fasce di pertinenza si sono drasticamente ridotte a scapito della sicurezza degli abitati e a favore di un innalzamento della soglia di rischio da esondazione in caso di condizioni meteorologiche critiche.

Il Rio Saliu (o Rio de Pauli) o Gora di Mamarranca ha subito una massiccia opera di regimazione dopo il 1834, quando il suo tracciato, intersecando la periferia nord-orientale del vecchio abitato di Pauli Pirri, alimentava lo Stagno di Terramaini per poi immettersi nello Stagno di Molentargius.

Altra importante opera di regimazione è stata realizzata, tra il 1834 e il 1885 alle spese del Rio di Selargius, che oggi delimita la periferia occidentale dell'abitato omonimo ma che, nella prima metà dell'Ottocento, passava all'interno del vecchio centro abitato.

Attualmente, tutto il tratto che dal sottopassaggio della S.S.554 si collega all'innesto con lo Stagno di Molentargius è canalizzato artificialmente e di fatto rappresenta una via di deflusso interna all'abitato, con elevate probabilità di finire tombato anch'esso per favorire un più efficace collegamento viario tra la periferia di Selargius e il suo centro. Ciò naturalmente a scapito della sicurezza nel caso di una piena eccezionale del Rio di San Giovanni, che drena la maggior parte delle acque del bacino idrografico sotteso.

Si segnala infine la deviazione del Rio de is Cungiaus che, sempre tra il 1834 e il 1885, passava all'interno di Quartucciu; attualmente, rettificato e canalizzato, esso scorre tra gli abitati di Quartucciu e Quartu, per poi andare a sfociare nel settore più orientale dello Stagno di Molentargius, circa 1.5 Km più a SE rispetto alle condizioni naturali.

Connesso con tale intervento è anche quello effettuato in prossimità della periferia nord di Quartu, allo scopo di proteggere dalle piene i settori periferici e favorire il drenaggio delle acque ruscellanti provenienti da nord verso il tratto di confluenza del Rio de is Cungiaus con lo Stagno di Molentargius.

## 5. - ASSETTO IDROGEOLOGICO

### 5.1. - Generalità

La struttura idrogeologica dell'area urbana di Cagliari e del suo entroterra più prossimo è costituita da un acquifero principale (PALA & SIRIU, 1998) che interessa le litologie sabbioso-arenacee delle arenarie di Pirri (ADP) limitate inferiormente dal substrato impermeabile coincidente con il tetto delle litologie argilloso-limose delle argille di Fangario (AFA) a ovest e delle marne di Gesturi (GST) a nord e ad est.

Le arenarie di Pirri, solitamente incoerenti e con facies basali grossolane, contengono localmente livelli più costipati ed intercalazioni lapidee debolmente argillose che determinano significative variazioni della permeabilità e fanno assumere locali caratteristiche di salienza alla falda.

Gli acquiferi secondari sono impostati: nella facies calcarea organogena (CGI<sub>c</sub>) del "calcarea di Cagliari"; nei depositi marino-litorali del Quaternario; nei depositi litoranei olocenici e attuali; nei depositi definiti di epoca storica; nei materiali di discarica e i detriti di cava, tutti permeabili per porosità.

La facies basale calcarea-marnosa (CGI<sub>a</sub>) del "calcarea di Cagliari" costituisce il locale substrato impermeabile degli acquiferi presenti nelle facies "Pietra Forte" e "Tramezzario". Di particolare interesse, soprattutto nell'evoluzione storica della città di Cagliari, risulta l'acquifero presente all'interno della "Pietra Forte", discretamente permeabile per fessurazione e carsismo, sfruttato mediante pozzi sin da tempi remoti.

La scarsa permeabilità dei calcari detritico-argillosi (CGI<sub>b</sub>) della facies "Tramezzario", ha permesso invece di ricavare al loro interno, in diverse parti della città, i serbatoi dell'acquedotto comunale.

L'analisi della falda dell'area urbana di Cagliari (vedi tav.6) evidenzia una alimentazione principale, diretta circa NW-SE, dal Colle di San Michele per Monte Claro ed i rioni di Castello e di San Benedetto, fino a Monte Urpinu. Perpendicolarmente si dipartono le due principali direzioni di deflusso della falda, una delle quali si dirige verso lo stagno di Molentargius (a est) e l'altra verso la Laguna di Santa Gilla (a ovest). Lungo queste direzioni sono individuati i principali assi di drenaggio.

Di notevole importanza, in passato, sono state le emergenze idriche naturali, distribuite prevalentemente alle pendici dei Colli di Castello e Buoncammino. Sorgenti pubbliche utilizzate per uso idropotabile, segnalate da numerose fonti storiche, permettevano un'elevata disponibilità idrica alle popolazioni di Marina, Stampace e Villanova (FADDA, 1997).

L'intensa urbanizzazione di vaste aree ha ridotto drasticamente la possibilità

di una ricarica degli acquiferi freatici con il solo apporto delle acque di infiltrazione meteorica; ciò potrebbe rendere prevalente l'apporto di fluidi provenienti dalla rete interrata idropotabile nel mantenimento della circolazione idrica sotterranea attualmente osservabile nel sottosuolo di Cagliari.

Infine, se a tutt'oggi la falda idrica contenuta nel sottosuolo metropolitano consente ancora un suo sfruttamento per uso industriale o per l'irrigazione, l'interferenza con la rete fognaria e l'elevata quantità di contaminanti presenti nell'urbano ha precluso qualsiasi possibilità di utilizzo a fini idropotabili, come accadeva invece sino alla metà del 1800.

## 5.2. - Tipologia degli acquiferi

### 5.2.1. - *Sistemi freatici*

Sono localizzati nelle aree dove affiorano diffusamente, e con discreti spessori, depositi alluvionali quaternari ad elevata permeabilità. E' il caso della zona di San Benedetto, situata nella parte centrale di un'ampia valle orientata N-S, che drenava le acque di scorrimento superficiale provenienti dai versanti dei colli di Castello e di Monte Urpinu.

Le alluvioni presenti nel settore sono sede di una falda freatica con soggiacenza di alcuni metri; in particolari condizioni meteorologiche si determinano situazioni favorevoli alla risalita della superficie freatica quasi sino al piano campagna, interessando anche le opere di fondazione degli edifici o gli scantinati (es. quartiere di S. Benedetto).

### 5.2.2. - *Sistemi confinati*

Si tratta di acquiferi prevalentemente impostati all'interno delle arenarie di Pirri, laddove la presenza di livelli cementati determina la formazione di un setto impermeabile a tetto dell'acquifero. In funzione della giacitura degli strati, a sua volta condizionata dalla struttura tettonica locale, è possibile la formazione di falde in pressione che talora mostrano un significativo carattere di salienza.

Altre locali condizioni favorevoli alla formazione di falde confinate sono dovute alla presenza di depositi eluvio-colluviali argilloso-limosi rossastri ("Terre Rosse", BARROCCU *et alii*, 1981) e di depositi alluvionali pleistocenici ben costipati, tanto da divenire sostanzialmente impermeabili, che ricoprono i sedimenti sabbioso-arenacei delle arenarie di Pirri, tamponando superiormente gli acquiferi in essi contenuti.

### 5.3. - Caratteristiche generali dei pozzi

La distribuzione dei pozzi recenti nell'area urbana di Cagliari non è uniforme, e ad aree di elevata densità ( quartiere di San Benedetto), dove localmente la falda è sub-affiorante, si contrappongono zone in cui i punti di rilevamento sono molto più scarsi. Oltremodo complessa è la verifica dell'attuale distribuzione dei pozzi e delle fontane in uso nell'*hinterland* cagliaritano, nel quale la pregressa attività agricola ha favorito la diffusione dei punti di emungimento proporzionalmente alle necessità di conduzione dei fondi.

La tipologia dei pozzi è piuttosto varia sia per quanto riguarda la profondità, compresa in genere tra -4 e -120 m, sia per il diametro.

Si segnalano per importanza, ma anche per la definizione stratigrafica delle litologie attraversate (utilizzati nella ricostruzione della stratigrafia del sottosuolo dell'area urbana di Cagliari) i seguenti pozzi:

- *Pozzo in via Romagna*: profondità 72 m. Ha attraversato i calcari miocenici fino a quota -47,50 m prima di incontrare le arenarie di Pirri. Acquiferi a -17,50 m e -19,20 m, rispettivamente nella "Pietra Forte" fessurata e nelle arenarie di Pirri. Il livello statico si attesta a quota -16 m.
- *Pozzo lato est Monte Claro*: profondità 35 m, entro le arenarie di Pirri. L'acqua è stata trovata a -11,20 m nelle arenarie più cementate.
- *Pozzo via Giudice Torbeno*: ha raggiunto la profondità di 30,50 m. Dopo 2 m di suolo e 4 m di alluvioni si sono incontrate le arenarie di Pirri a quota -6 m. Un primo livello di falda si è incontrato tra -12 m e -13 m, corrispondente alle sabbie sciolte con qualche ciottolo; un secondo livello è stato intercettato tra -18 m e -19,80 m, dove il materiale acquifero è dato da sabbie a granulometria grossa. L'acqua è poi risalita sino a quota -5,60 m.
- *Pozzo via Ariosto*: profondità 70 m. Dopo 5 m di alluvioni terrazzate ha raggiunto le arenarie di Pirri.
- *Pozzo viale Bonaria*: profondità 20 m. Ha attraversato depositi a Posidonia ricoperti da materiale di riporto (1,80 m) e depositi conglomeratico-arenacei fossiliferi ("Panchina tirreniana", *Auct.*). A -10,80 m le arenarie di Pirri. Livello piezometrico a -0,80 m nel terreno di riporto; pozzo prossimo al mare.
- *Pozzo via Po*: profondità 91 m. Livello statico a -7 m dal p.c., nelle arenarie di Pirri, sottostanti alle alluvioni terrazzate alla profondità di 4,50 m.

### 5.4. - CARATTERISTICHE IDRODINAMICHE DEGLI ACQUIFERI: TRASMISSIVITÀ'

Per il calcolo della trasmissività, si sono realizzate prove di emungimento a lunga durata; in alcuni casi si è ricorso al metodo della portata specifica.

I pozzi in cui si sono eseguite le prove con il metodo di Jacob (PALA & SIRIU, 1998) sono:

- Pozzo via Vircow:  $T=2,2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$
- Pozzo Scuola Elementare via Basilicata:  $T=1,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$
- Pozzo Mercato Civico San Benedetto:  $T=3,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$
- Parco Monte San Michele:  $T=0,6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$

I pozzi nei quali è stato applicato il metodo della portata specifica sono quelli già descritti nel paragrafo precedente:

- Pozzo via Romagna:  $T_1=4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}; T_2=1,4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ .
- Pozzo lato est Monte Claro:  $T=0,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ ;
- Pozzo via Giudice Torbeno:  $T=1,4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ;
- Pozzo via Ariosto:  $T=1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ;
- Pozzo viale Bonaria:  $T=1,4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ;
- Pozzo via Po:  $T=0,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ .

### 5.5. - Pozzi storici

Il problema dell'approvvigionamento idrico della città è sempre stato presente sin dalle epoche più remote. I Fenici prima e i Romani poi lo risolsero costruendo una serie di cisterne scavate nella roccia, parzialmente collegate tra loro, che raccoglievano l'acqua piovana.

Testimonianza di tali opere si rinvengono in via San Giovanni presso l'orto dei Cappuccini, nelle località di Tuvixeddu e Tuvumannu ed all'interno dell'Orto Botanico.

I Romani, trovando inadeguati questi impianti, costruirono, nella prima metà del II sec. d.C., un acquedotto che prelevava l'acqua dalle sorgenti di Cabudacquas nel territorio di Villamassargia.

Dopo la caduta dell'Impero Romano questa struttura venne abbandonata e dimenticata, tanto che anche il Canonico SPANO (1861), nella sua "Guida della città di Cagliari", non ne fa menzione.

Nelle epoche successive si ritornò all'uso delle cisterne che, integrate da l'escavazione di alcuni pozzi, furono utilizzate fino al 1866, anno dell'inaugurazione del bacino di Corongiu.

Nel suo *Itinéraire* LA MARMORA (1860) cita sei pozzi: San Pancrazio, Santa Lucia, La Vega, Santa Caterina, San Remy e la cosiddetta "piazzetta".

Buona parte di questi pozzi sono ubicati nella zona di Castello ed il loro realizzo, poichè impostati su terreni calcarei del Tortoniano-Messiniano, richiese scavi profondi per il raggiungimento dell'acquifero nelle sottostanti arenarie di Pirri.

## 5.6. - Centri di pericolo per l'inquinamento delle falde

La qualità delle acque nel sottosuolo di Cagliari, ed in particolar modo di quelle più superficiali, è stata modificata dall'interferenza con il complesso di infrastrutture interrato e per la presenza di fonti di inquinamento localizzate, per lo più connesse con attività industriali e/o artigianali.

A ciò si aggiunge anche il carico inquinante trasportato dai vari rii che drenano l'entroterra e che spesso sono sede di scarico di vari materiali inquinanti (sia liquidi che solidi).

In considerazione della localizzazione costiera dell'area metropolitana di Cagliari, ulteriori danni sono causati dalla irresponsabile attività di emungimento in prossimità della costa, con conseguente richiamo di acque ad elevato contenuto salino.

## 6. - GEOLOGIA TECNICA DELL'URBANO

### 6.1. - Assetto geotecnico generale

In generale, la scarsa disponibilità di informazioni geologiche relative al sottosuolo nelle aree urbane è dovuta principalmente alla carente applicazione della normativa vigente in materia che prevede, secondo quanto prescritto dall'art. 1 della legge n. 64 del 2 febbraio 1974, la realizzazione di studi geologici e geotecnici per gli interventi edilizi e di infrastrutturazione urbana.

I dati di caratterizzazione geomeccanica dei litotipi presenti nell'area urbana di Cagliari illustrati in questo capitolo derivano da 490 sondaggi a rotazione e a percussione, da 378 prove penetrometriche e da oltre 2500 prove di laboratorio su campioni di terra e di roccia (BARROCU *et alii*, 1981).

Di seguito viene fornita una sintesi delle caratteristiche tecniche dei litotipi cartografati, denominati secondo l'unità litostratigrafica, seguita dalla sigla identificativa; tra parentesi si riporta la denominazione corrispondente in BARROCU *et alii* (1981).

#### **Argille di Fangario (AFA)** (*"argille di Fangario"* in BARROCU *et alii*, 1981)

Si tratta di argille dotate di plasticità variabile da media ad alta, talora consistenti e con attività da ridotta a normale. I dati disponibili derivano soprattutto da prove penetrometriche dinamiche standard o equivalenti.

L'analisi complessiva mostra una elevata dispersione dei valori di N, spiegabile con differenti gradi di preconsolidazione della roccia e con differenti contenuti in acqua, in rapporto diretto con la morfologia del terreno.



### **Arenarie di Pirri (ADP)** (“*arenarie di Pirri*” in BARROCU *et alii*, 1981)

Diffuse nel sottosuolo di Cagliari e periferia, sono piuttosto eterogenee per quanto riguarda grado di addensamento, grado di cementazione e granulometria (anche se solo raramente si riscontrano livelli di materiale clastico grossolano). Sono state indagate prevalentemente mediante prove penetrometriche dinamiche a punta conica (182 prove SPT realizzate in 97 fori di sondaggio).

Analisi granulometriche su 57 campioni prelevati in diverse parti della città e a varie profondità, hanno indicato dimensioni dei grani entro 0.06 e 1 mm. Solo localmente sabbie medie e fini sono associate a sabbie più grossolane. La frazione limo-argillosa risulta in genere bassa (10-15%), anche se talora (Zona Bingia Matta) essa supera il 25%; ciò determina una plasticità del sedimento generalmente bassa (mediamente attorno al 10%).

Il comportamento sotto sollecitazione meccanica standard rivela notevoli variazioni in funzione di differenti spessori, della presenza di alternanze più o meno regolari di strati variamente cementati, del contenuto in acqua. La resistenza al taglio (effettuata su 51 campioni) ha dato un comportamento più omogeneo, dipendente soprattutto dal grado di addensamento, granulometria, struttura e tessitura del sedimento. Il coefficiente di permeabilità è intorno a  $10^{-4}$ .

### **Calcari di Cagliari: “Pietra Cantone” Auct. (CGI<sub>a</sub>)**

(“*pietra cantone*” in BARROCU *et alii*, 1981)

Rappresenta il substrato di fondazione di buona parte dei quartieri di Villanova, Stampace e Marina. Il suo comportamento geomeccanico varia in funzione del grado di alterazione della roccia e dello spessore del materiale alterato.

Trattandosi di una roccia carbonatica con una componente argillosa in percentuale variabile tra il 10 e il 30 % (rispetto alla percentuale media di  $\text{CaCO}_3$  pari all'80%), l'elevato carattere igroscopico modifica significativamente le sue proprietà fisiche e meccaniche, tanto da renderla talora simile ad una terra incoerente. I valori di resistenza a sollecitazioni da carico e/o di taglio aumentano man mano che si intercettano le parti più interne dell'ammasso roccioso, sino a raggiungere proprietà di resistenza meccanica tipiche di una roccia lapidea compatta.

La discreta facilità all'alterazione della roccia, quando essa si trova esposta agli agenti atmosferici o a contatto con acqua per lunghi periodi, è la responsabile principale di vistose forme di degrado di pareti naturali e/o artificiali e favorisce la predisposizione a fenomeni di dissesto franoso.

L'assenza di fenomeni di dissoluzione e la tendenza a riassorbire in maniera plastica le deformazioni di taglio, associate a una porosità primaria molto bassa (circa il 10%), rendono pressoché impermeabile tale litologia, che spesso rappresenta il substrato di tamponamento inferiore di acquiferi impostati sulla sequenza detritico-organogena dei termini mediano-sommitali dei calcari di Cagliari.

### **Calcari di Cagliari: “Tramezzario” Auct. (CGI<sub>b</sub>)**

(“tramezzario” in BARROCU *et alii*, 1981)

Caratterizza diffusamente tutti i colli di Cagliari e le sue proprietà di roccia lapidea, particolarmente lavorabile e segabile, hanno favorito un’intensa attività estrattiva in cava e in galleria per la produzione di conci. Nelle facies più compatte, calcaree e non igroscopiche, non si instaurano fenomeni di vistosa alterazione anche in condizioni di esposizione agli agenti atmosferici. Nei casi di fratturazione elevata, con presenza di fenomeni di dissoluzione più o meno marcati, facies detritiche molto fini che danno alla roccia un aspetto farinoso, flussi idrici a forte imbibizione, le proprietà fisico-meccaniche decrescono notevolmente determinando condizioni di instabilità in pareti ripide.

La variabilità nelle proprietà meccaniche e fisiche del “Tramezzario” non permette quindi di definire in maniera univoca un comportamento *standard* poiché i parametri che entrano in gioco sono numerosi. Ciò significa che ogniqualvolta si prevede di sollecitare tale litologia con carichi concentrati o per trazione, risulta necessaria un’attenta verifica delle condizioni generali dell’ammasso roccioso ed un’indagine altrettanto approfondita sulle verticali di maggior sollecitazione.

Ciò vale anche per la stabilità delle pareti nel caso di tagli artificiali non armati, poiché i fenomeni di decompressione che si sviluppano nel tempo possono riattivare il reticolo di microfessure o altre discontinuità presenti, e favorire quindi fenomeni di instabilità.

### **Calcari di Cagliari: “Pietra Forte” Auct. (CGI<sub>c</sub>)**

(“pietra forte” in BARROCU *et alii*, 1981)

Si rinviene con maggiore frequenza sulla sommità dei principali colli cittadini. Si tratta di una roccia lapidea, compatta, tenace, utilizzata per la costruzione di opere monumentali e perciò estratta come pietra da taglio in cave di epoca storica. Contiene percentuali in CaCO<sub>3</sub> del 94-98%.

Le sue caratteristiche fisico-meccaniche principali sono, in condizioni ottimali, densità molto elevata (2.6 t/m<sup>3</sup> in media); peso specifico reale elevato (2.4 t/m<sup>3</sup> in media); porosità dell’ordine del 2-3%; resistenza alla compressione molto elevata.

Ciò si traduce in un andamento del legame sforzi-deformazioni essenzialmente elastico che, in condizioni naturali, varia in modo significativo solo in presenza di marcata fratturazione e di vuoti per microcarsismo.

Gli effetti della dissoluzione vi originano una rete di micro-e macrofessure in connessione con discontinuità tettoniche importanti e giunti di strato; tale sistema carsico è correlato con quello presente nel “Tramezzario” e permette la circolazione idrica sotterranea che alimenta gli acquiferi presenti nel sottosuolo delle colline cagliaritanee.

### **Depositi alluvionali terrazzati (b<sub>na</sub>)**

(“*alluvioni terrazzate*” in BARROCU *et alii*, 1981)

Sono presenti diffusamente e costituiscono i depositi di copertura quaternari che, più di altri, interessano l'attività antropica, poiché su di essi poggia buona parte dell'abitato. Lo spessore localmente supera i 10 m. Le indicazioni litotecniche su questi depositi provengono dall'analisi di 46 prove penetrometriche e da 14 sondaggi (BARROCU *et alii*, 1981), anche se, a causa della eterogeneità granulometrica, esse sono relative solo alla matrice sabbioso-argillosa. Tali prove danno un buon comportamento geomeccanico per il carattere eterogranulare, l'elevato grado di costipazione e la leggera cementazione osservabile in alcuni livelli. L'ordine di grandezza del coefficiente di conduttività idraulica delle “alluvioni terrazzate”, in zone edificate è di  $10^{-5}$  cm/sec, coerentemente con l'elevato grado di costipazione ricavato dalle prove penetrometriche.

### **Sintema di Portovesme: Subsintema di Calamosca (PVM<sub>1</sub>)**

(“*panchina tirrenica*” in BARROCU *et alii*, 1981)

La caratterizzazione geotecnica è relativa alla sola facies di “panchina litorale”, che rappresenta un'intercalazione di sedimenti cementati nei depositi fluviali e costieri sia incoerenti che coesivi del Tirreniano. I dati (BARROCU *et alii*, 1981) derivano dall'analisi di 26 sondaggi e da 60 prove penetrometriche dinamiche SPT mediante i quali si è indagato uno spessore variabile da 0,50 a 2 m, con massimi di circa 8 m (zona di viale Marconi).

L'elevato grado di compattazione della facies “Panchina tirreniana” costituisce in genere un elemento di notevole stabilità per la posa di fondazioni: in particolare essa è stata utilizzata come substrato d'appoggio di palificate quando la presenza di sovrastanti depositi limo-argillosi fluvio-lacustri non consentiva l'uso di tipologie fondali dirette.

### **Coltri eluvio-colluviali (b<sub>2</sub>)**

(“*Detriti di falda*” e “*Terre rosse*” in BARROCU *et alii*, 1981)

Questi depositi vengono trattati distintamente nel lavoro di BARROCU *et alii* (1981), mentre nella cartografia geologica dell'area urbana di Cagliari sono accorpati in un'unità a causa della esigua presenza in affioramento che avrebbe reso poco leggibile la loro rappresentazione bidimensionale. Le caratteristiche geotecniche generali delle “terre rosse” (BARROCU *et alii*, 1981) sono state valutate in base a 44 sondaggi e 121 prove penetrometriche dinamiche SPT; generalmente lo spessore è attorno a 1-2 m, talora arriva a 6 m (via Tola, via dei Carroz, via Is Maglias). La significativa componente limo-argillosa è tale da classificare questo deposito come “argilla inorganica a forte plasticità”. In base alla caratterizzazione geomeccanica le “terre rosse” sono considerate scadenti per un utilizzo

come terreno di fondazione per cui, quando possibile, si preferisce aumentare le profondità di posa delle opere fondali fino al substrato.

I “detriti di falda” sono localizzati sulle pendici dei colli; non essendo sottoposti a forte pressione edilizia, non sono stati oggetto di studi geotecnici, pertanto non si dispone di dati analitici per una prima caratterizzazione.

### **Depositi palustri (e<sub>5</sub>)**

(“*formazione degli stagni e del porto*” in BARROCU *et alii*, 1981)

Comprendono argille e limi argillosi, fanghi torbosi generalmente grigio scuro-nerastri, intercalati da livelli sabbiosi discontinui. Formano il substrato impermeabile degli stagni di Santa Gilla e di Molentargius, nonché delle aree costiere emerse al margine degli stagni (fig.76) e del settore marino prospiciente il porto. Lo studio delle caratteristiche geotecniche (BARROCU *et alii*, 1981) deriva dalla analisi di prove di laboratorio effettuate su 1419 campioni prelevati nel corso di 225 sondaggi, integrate dai risultati di 108 prove penetrometriche SPT. La notevole mole di informazioni geotecniche deriva dalla realizzazione di importanti opere quali il Porto Canale, la circonvallazione per Pula, la messa in opera di piloni di linee ad alta tensione e di oleodotti, nonché da numerosi altri interventi eseguiti nella zona aeroportuale di Cagliari.

Solitamente lo spessore medio è 10-20 m, ma localmente è stata riscontrata una potenza superiore ai 40 m (zona del porto). Tra le caratteristiche geotecniche generali, la plasticità, da media ad alta, evidenzia indici variabili fra 20 e 40%.



Fig. 76 - Panoramica sulla zona paludosa con i depositi stagnali di S. Gilla; Cagliari sullo sfondo.

Il contenuto d'acqua, normalmente superiore al limite plastico e, soprattutto nei livelli più superficiali, anche a quello liquido, diminuisce con la profondità, con valori minimi in corrispondenza degli strati limosi compatti riscontrati alla base dei depositi. La porosità è molto variabile; in genere è molto elevata nei livelli superficiali dove prevalgono i materiali melmosi con abbondanti resti vegetali, mentre diminuisce gradualmente con la profondità.

### **Depositi di spiaggia attuali ( $g_2$ )**

(*"Sabbie e dune costiere"* in BARROCU *et alii*, 1981)

Le principali caratteristiche geotecniche di questi depositi (BARROCU *et alii*, 1981) derivano dall'analisi di 17 prove penetrometriche dinamiche SPT. Il piccolo numero di indagini è dovuto alla bassa densità di urbanizzazione nelle aree di affioramento (quartiere del Poetto). Infatti, trattandosi di edifici che non superano i due-tre piani, gli accertamenti sulle caratteristiche dei terreni di fondazione, quando eseguiti, si basano su altri tipi di prove di laboratorio, su campioni *spot* di terreno.

Si tratta di depositi a granulometria notevolmente uniforme, con valori del coefficiente di uniformità mediamente inferiori a 5, molto compatti per naturale costipamento da carico litostatico e caratterizzati da una permeabilità molto elevata. Lo spessore può risultare maggiore di 20 m.

### **Depositi antropici: ( $h_1$ )**

(*"Terreni di riporto artificiale"* in BARROCU *et alii*, 1981)

Trattandosi di depositi artificiali messi in discarica in un arco di tempo molto ampio, le caratteristiche geotecniche sono estremamente variabili in funzione della loro composizione, del grado di addensamento, del periodo e delle modalità di accumulo.

Sono maggiormente diffusi, sia in ambito urbano che periurbano, nelle zone limitrofe agli stagni e al mare, dove la necessità di recuperare spazi per l'espansione della città ha incentivato l'opera di bonifica di aree originariamente paludose o malsane. Lo stesso sviluppo storico di Cagliari e dintorni ha da sempre favorito la formazione di potenti accumuli di terre di riporto, che talora ricoprono antichi insediamenti umani e sono attualmente utilizzati come substrato per la realizzazione di opere edilizie o di nuovi quartieri.

La loro caratterizzazione geotecnica si basa sui risultati di 37 sondaggi e di 23 prove penetrometriche dinamiche, grazie ai quali è stato possibile anche verificare che localmente lo spessore può raggiungere e superare i 23 m.

L'eterogeneità sia verticale che orizzontale dei materiali costituenti non permette di definire un comportamento geomeccanico univoco, per cui risulta sempre necessaria una caratterizzazione che determini, lungo idonee verticali d'indagine,

le variazioni di addensamento e tutte le altre caratteristiche che possono rendere problematica la stabilità nel tempo di opere fondate su di essi.

Nella sigla  $h_{1r}$  adottata nella cartografia geologica del Foglio Cagliari sono compresi anche i depositi di cava (“*Detrito di cava*” in BARROCU *et alii*, 1981), ovvero tutti quei depositi eterogranulari e generalmente monogenici che, nel corso delle diverse epoche storiche, sono stati accumulati presso luoghi d’estrazione di roccia lapidea (“Pietra Cantone”, “Tramezzario”, “Pietra Forte”).

Le caratteristiche geomeccaniche dei materiali di origine antropica sono molto variabili, in relazione al grado di cementazione, alla granulometria e alla mescolanza con depositi di natura differente. Per la loro caratterizzazione geotecnica non è possibile far riferimento ad alcuna prova, poiché queste ultime permetterebbero di parametrare solo la matrice del deposito. Infatti, trattandosi di accumuli granulometricamente eterogenei, estremamente porosi e permeabili, il loro utilizzo come substrato di fondazione per edifici ha provocato, in alcune aree della città, non pochi problemi di instabilità risolti con iniezioni di miscele cementizie o con l’infissione di micropali e diaframmi.

## 6.2. - Carta Geologica e Ubicazione dei Sondaggi dell’Area Urbana di Cagliari

Nella tav.9 viene fornito uno spaccato della carta geologica in scala 1:25.000 relativo all’Area Urbana di Cagliari. Nella stessa tavola è riportata l’ubicazione dei sondaggi messi a disposizione del Progetto CARG da Enti Pubblici e da Operatori Privati. Vengono riportate inoltre le tracce delle sezioni geologiche relative all’Area Urbana di Cagliari, i cui profili sono raffigurati nella tav.10.

## BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI G. (1963) - *Sul Devonico inferiore e medio nella Sardegna meridionale*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., **34**: 553-559, Roma.
- ANTONIOLI F. & SILENZI S. (1998) - *Rassegna dello stato dell'arte sulle ricerche delle variazioni del livello del mare relative all'ultimo semiciclo climatico e sul concetto di stabilità tettonica*. Il Quaternario, **11**: 5-18, Napoli.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977) - *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.
- ARTHAUD F. & SAUNIAC S. (1981) - *Une coupe synthétique à travers la chaîne varisque de Sardaigne. Commentaires sur l'évolution tectono-metamorphique*. Bull. Soc. géol. France, **23**: 535-539, Paris.
- ASSORGIA A., BARCA S., BRAVIN E., CARTA M., FARRIS M., FIORI M., GRILLO S.M., MARCELLO A., PRETTI S., RIZZO R. & SPANO C. (1993) - *Carta geologica e delle georisorse del distretto vulcanico Monastir-Furtei*. S.E.L.C.A., Firenze.
- ASSORGIA A., BARCA S., FARRIS M., RIZZO R. & SPANO C. (1994) - *The Cenozoic sedimentary and volcanic succession in the Monastir-Furtei sector (southern Campidano-Sardinia)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 391-397, Roma.
- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1997a) - *A synthesis on the Cenozoic stratigraphic, tectonic and volcanic evolution in Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 407-420, Roma.
- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1997b) - *La "Fossa Sarda" nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Libro-Guida e Riassunti, Convegno-Escursione, 19-22 giugno 1997, pp. 163, Villanovaforru (Cagliari).
- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1997c) - *Lineamenti stratigrafici, tettonici e magmatici del Terziario della Sardegna*. Atti Convegno-Escursione "La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale", 19-22 Giugno 1997, 13-25, Villanovaforru (Cagliari).
- ATZORI P. & TRAVERSA G. (1986) - *Post-granitic permo-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus p.p., Barbagia, Mandrolisai, Goceano, Baronie and Gallura)*. Per. Mineral. **55**: 203-231, Roma.
- AUZENDE J.M., OLIVET J.L. & BONNIN J. (1974) - *Le détroit sardano-tunisien et la zone de fracture nord-tunisienne*. Tectonophysics, **21**: 357-374, Amsterdam.

- BALDELLI C., BIGAZZI G., ELTER F.M. & MACERA P. (1987) - *Description of a Permo-Trias alumin lamprophyre embedded into the micaschists of garnet-staurolite-kyanite grade of north-eastern Sardinia island*. In: F. P. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.), IGCP N°5, Newsletter, 7: 8-10, Padova.
- BALDRACCO C. (1854) - *Cenni sulla costituzione metallifera della Sardegna*. Roux ed., pp. 530, c.1 (Miniere), Torino.
- BANDET Y., BURGOIS J., GLACON G., GOURINARD Y., MAGNE J. & MULLER C. (1984) - *Position du Langhien dans les échelles de chronologie biostratigraphique radiométrique et géomagnétique*. C. R. Acad. Sc. Paris, **299**: II (10), 651-656, Paris.
- 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. 127, Roma.
- BARBIERI E. & D'ONOFRIO S. (1984) - *Benthic foraminifera of the Fangario Formation (Cagliari, Sardinia)*. Boll. Soc. Paleont. It., **23**: 439-447, Modena.
- BARBIERI R., D'ONOFRIO S., MARTINI E. & MURRU M. (1985) - *Middle Miocene of Fangario (Cagliari)*. In: A CHERCHI (Ed.): «19th European Micropaleontological Colloquium», 314-318, Sardinia, october 1-10, 1985.
- BARCA S. (1981) - *Contributo alla stratigrafia del Siluriano-Devoniano del Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 85-98, Roma.
- BARCA S. (1991) - *Phénomènes de résédimentation et flysch hercynien in faciès Culm dans le "synclinal du Sarrabus" (SE de la Sardaigne, Italie)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **313**: 1051-1057, Paris.
- BARCA S. & ARGIOLOS M. (1985) - *Contributo allo studio stratigrafico-strutturale del Paleozoico della Sardegna sud-orientale: il settore ad ovest di Silius (Gerrei)*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 43-52, Roma.
- BARCA S., CARMIGNANI L., ELTRUDIS A., GATTIGLIO M. & PALA L. (1992) - *Relationship between fore-deep deposits and Hercynian nappe building in southeastern Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza», IGCP Project No. 276, Newsletter, **5**: 33-44, Siena.
- BARCA S., CARMIGNANI L., MASCIA M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1986a) - *The Geology of Sarrabus*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guidebook to the Excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia» IGCP Project No. 5, «Correlation of Prevariscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belt», Final Meeting, Sardinia May 26-31, 1986, Newsletter, special issue, 51-60, Cagliari.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M., PILLOLA G.L. & PITTAU DEMELIA P. (1987) - *Datation de l'Ordovicien inférieur par Dictyonema flabelliforme et Acritarches dans la partie supérieure de la formation "Cambrienne" de Cabitza (SW de la Sardaigne, Italie): Consequences géodinamiques*. C. R. Acad. Sci. Paris, **305** : 1109-1113, Paris.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1982a) - *Discovery of lower Ordovician Acritarchs in the "Postgotlandiano" sequence of southwestern Sardinia (Italy): Age and tectonic implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100** (1981): 377-392, Roma.
- BARCA S., CORRADINI C. & SPALLETTA C. (2000) - *Nuovi dati sull'età dei "Calcari a Clymenie" della Sardegna*. Acc. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena. Collana di Studi: «Crisi biologiche, radiazioni adattative e dinamica delle piattaforme carbonatiche», **21**: 25-28, Modena.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997) - *Compressive "Alpine" tectonics in Western Sardinia: geodynamic consequences*. C. R. Acad. Sc. Paris, **325**: 791-797, Paris.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (2000) - *Il bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente (Sardegna SW): nuovi dati stratigrafico-strutturali per un modello geodinamico nell'ambito dell'orogenesi pirenica*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 497-515, Roma.
- BARCA S., DEL RIO M., MINZONI N. & PITTAU DEMELIA P. (1984) - *Presenza di Tremadociano ad Acritarchi in unità tettoniche erciniche a Sud del Lago di Mulargia (Sardegna centrale)*. Riv. It. Paleont. Strat., **89** (3): 315-334, Milano.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1982b) - *Acritarchs in the "Arenarie di San Vito" of south-east Sardinia: stratigraphical and geological implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100** (1981):



369-375, Roma.

- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1988) - *New geological and stratigraphical data and discovery of Lower Ordovician acritarchs in the San Vito Sandstone of the Genn'Argiolas Unit (Sarrabus, southeastern Sardinia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 339-360, Milano.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1977) - *Arenaria fossilifera eocenica nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 377-386, Roma.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1978) - *Nuovo affioramento eocenico nel Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**(1978): 367-372, Roma.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1979) - *La successione ordoviciana-siluriana inferiore nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 189-202, Roma.
- BARCA S., GNOLI M., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1986b) - *New stratigraphic data and evidence of Lower and Upper Devonian based on Conodonts in Sarrabus area*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 299-320, Milano.
- BARCA S. & JÄGER M. (1990) - *New geological and biostratigraphical data on the Silurian in SE-Sardinia. Close affinity with Thuringia*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 565-580, Roma.
- BARCA S. & MAXIA M. (1982) - *Assetto stratigrafico e tettonico del Paleozoico del Sarrabus Occidentale*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo», Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. Italiana, 87-93, 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. & OLIVIERI R. (1991) - *Age and source of calcareous blocks resedimented into Hercynian flysch type sediments of Sarrabus (southeastern Sardinia)*. Atti Soc. Nat. e Mat. di 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, Cagliari.
- BARCA S. & SPALLETTA C. (1985) - *Nuove osservazioni sul conglomerato di Villasalto*. Giorn. Geol., **46**: 25-32, Bologna.
- BARD E., JOUANNIC C., HAMELIN B., PIRAZZOLI P., ARNOLD M., FAURE G., SUMOSUSASTRO P. & SYAEFUDIN A. (1996) - *Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia*. Geoph. Res. Letters, **23**: 12, 1473-1476.
- BARROCCU G. (1970) - *Sulla geologia dello stagno di Simbirizzi (Quartu S. Elena - Sardegna meridionale) in vista del suo impiego come serbatoio delle acque reflue della città di Cagliari*. Boll. Tecn. Ing. Arch. Sardi, Fac. Ingegneria, Univ. Cagliari, 1-8, Cagliari.
- BARROCCU G., CREPELLANI T. & LOI A. (1981) - *Caratteristiche geologico-tecniche del sottosuolo dell'area urbana di Cagliari*. Riv. Italiana di Geotecnica, Anno XV, **2**: 98-144, Napoli.
- BASSANI F. (1891) - *Contributo alla paleontologia della Sardegna - Ittioliti miocenici*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat. di Napoli, Napoli.
- 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., DERIU M., MACCIOTTA G.P., SAVELLI C. & VENTURELLI G. (1978) - *Geochronology and Magmatic of the Pliocene-Pleistocene Volcanism in Sardinia (Italy)*. Bull. Volcanol., **40** (3): 1-16, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- BELLON H., COULON C. & EDEL J.B. (1977) - *Le déplacement de la Sardaigne. Synthèse des données géochronologiques, magmatiques et paléontologiques*. Bull. Soc. géol. France, **19**: 825-831, Paris.
- BELLUOMINI G., BRANCA A., DELITALA L., PECORINI G. & SPANO C. (1986) - *Isoleucine Epimerization Dating of Quaternary Marine deposits in Sardinia, Italy*. Zeit. Geomorph., N.F., Suppl. Bd., **62**: 109-117, Stuttgart.
- BELLUOMINI G., MALATESTA A., BRANCA A. & SPANO C. (1985) - *Aminoacid racemization dating of Sardinia raised marine deposits*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 223-228, Roma.
- BERGERAT F. (1987) - *Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision*. Tectonics, **6** (2): 99-132, Washington .
- BIANCHI C.N., MORRI C., PEIRANO A., ORRÙ P., MASTRONUZZI G., CAROBENE L., CALZETTA G.,

- ANTONIOLI F. & AGUIRRE J. (2001) - *The Mediterranean coral Cladocora caespitosa: a proxy for past climate fluctuations*. Ist. di Geol., Paleo, Amsterdam.
- BLANC A.C. (1938) - *Spaggia fossile tirreniana presso Porto Torres*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., P.V., **47**: 40-45, Pisa.
- BLOW W.H. (1969) - *Late Middle Eocene to recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy*. Ptoc. Ist. Intern. conf. plankt. microfossil, Geneva 1967, 422 pp., Leiden.
- BONIN B., ABLA AZZOUNI-SEKKAL, BUSSY F. & FERRAG S. (1998) - *Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO)granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings*. Lithos, **45**: 45-70, Amsterdam.
- BOSELLINI A. & OGNIBEN G. (1968) - *Ricoprimenti ercinitici nella Sardegna Centrale*. Ann. Univ. Ferrara, **1**: 1-15, Ferrara.
- BOUMA A.H., NORMARK W.R. & BARNES N.E. (Eds.), (1985) - *Submarine fans and related turbidite systems*. pp. 351, Springer-Verlag, New York.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 701-764, Milano.
- BROECKER W.S. & PENG T.H. (1982) - *Tracers in the sea*. Elgidio, Palisades, N.Y. 690, New York.
- BROTZU P., CALLEGARI E. & SECCHI F.A. (1994) - *The search for the parental magma of the high-K calc-alkaline igneous rock series in the southernmost Sardinia Batholith. Inferences from the petrogenetic study of the Burcei gabbrotonalites and their relations with the mafic dyke swarm of the Sarrabus area*. Per. Mineral., **62**: 253-280, Roma.
- BROTZU P. & MORBIDELLI L. (1974) - *Lineamenti petrografici e geostrutturali di un settore del Sarrabus meridionale (Sardegna sud-orientale)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., Mem., VIII, **12**. (II): fasc. 1, 90 pp., Roma.
- BROTZU P., MORBIDELLI L. & TRAVERSA G. (1978) - *Caratteri petrografici delle sieniti del Sarrabus meridionale (Sardegna sud-orientale)*. Per. Mineral., **47**: 83-98, Roma.
- BUDD A.F., BOSELLINI F.R. & STEMANN T.H. (1996) - *Systematic of the Oligocene to Miocene reef coral *Tarbellastraea* in the northern Mediterranean*. Paleontology, **39**: (3), 515-560, 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*», Univ. Ancona, 171-190, Ancona.
- CALVINO F. (1956) - *I porfidi grigi del Sarrabus*. Boll. Serv. Geol. d'It., **78**: 265-275, Roma.
- CALVINO F. (1959) - *Primi risultati di uno studio stratigrafico e tettonico della Sardegna Sud-Orientale*. Atti Acc. Patavina Sc. Lett. Arti, Mem., **71**: 1-14, Padova.
- CALVINO F. (1960) - *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.
- CALVINO F. (1972) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 227 - Muravera*. Servizio Geologico d'Italia, pp. 60, Roma.
- CAPELLINI G. (1890) - *Sul coccodrilliano gavialoide (*Tomistoma calaritanus*) scoperto nella collina di Cagliari nel 1868*. Rend. Acc. Sc. Ist. Bologna, VII, Bologna.
- CAPELLINI G. (1899) - *"Balenottere mioceniche di S. Michele presso Cagliari"*. Mem. Acc. Sc. Ist. Bologna, s. 5, **7**: 661-679, Bologna.
- CAPELLI B. (1991) - *LP-HT metamorphic core complexes in the nappe zone of the Hercynian Chain in Sardinia (Italy)*. Geologia del Basamento Italiano, 21-22 Marzo 1991, 118-121, Siena.
- CARBONI S. & LECCA L. (1992) - *Upper Pleistocene sea level lowstands in the continental shelf of Western Sardinia (Italy)*. INQUA Comm. Quat. Shorelines, Newsletter, **14**: 57-65, Madrid.
- CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **101**: 343-542, Roma.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992) - *A tentative geodynamic model for the hercynian basement of Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic*

- basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*», IGCP Project No. 276, Newsletter, **5**: 61-82, Siena.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1994a) - *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36**: 141-144, Trieste.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1994b) - *The hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta, **7**: 31-47, Paris.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1978) - *Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a Nord-Est del Campidano*. Mem. Soc. Geol. Ital., **19**: 501-510, Roma.
- CARMIGNANI L., CONTI P., PERTUSATI P.C., BARCA S., CERBAI N., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., OGGIANO G., PATA D., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2001a) - *Nota Illustrativa Carta Geologica d'Italia: Foglio 549-Muravera, alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, pp. 140, Roma.
- CARMIGNANI L., COSTAGLIOLA C., GATTIGLIO M., LEGLISE M., OGGIANO G., MASCIA M., NAUD G. & PERTUSATI P.C. (1982) - *Lineamenti geologici della bassa valle del Flumendosa (Sardegna sud-orientale)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo». Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 95-107, Roma.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & PASCI S. (2001b) - *Geologia della Sardegna, Note Illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It., **60**: 283 pp., Roma.
- CARMIGNANI L. & PERTUSATI P.C. (1977) - *Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 339-364, Roma.
- CARMIGNANI L., PERTUSATI P.C., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G. & OGGIANO G. (1992) - *Struttura della Catena Ercinica in Sardegna*. Guida all'Escursione, Gruppo Informale di Geologia Strutturale, pp. 177, Siena.
- CAROBENE L. & PASINI G. (1973) - *Contributo alla conoscenza del Pleistocene superiore e dell'Olocene del Golfo di Orosei (Sardegna orientale)*. Boll. Soc. Adriatica di Scienze, **64**: 5-36, Trieste.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1982) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. In: A.A. Vari (Ed.): «Fenomeni franosi: Sintesi dei risultati conseguiti durante lo svolgimento del Progetto Finalizzato del C.N.R. "Conservazione del Suolo"», C.N.R. Pubbl. **274**, pp. 16, Bergamo.
- CAS.MEZ PROGETTO SPECIALE N°25 (1983) - *Studio organico delle Risorse Idriche sotterranee della Sardegna - II fase (Prog. cassa 25/96) - Campidano: Relazione idrogeologica*. Volume III. Univ. Sassari, Sassari.
- 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, Oxford.
- CAVINATO A. (1933) - *Contributo alla conoscenza petrografica della Sardegna: sulle cosiddette "Quarziti del Sarrabus"*. Rend. Acc. Naz. Lincei, cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **17**: 236-241, Roma.
- CHAPPEL J. & SHACKLETON N.J. (1986) - *Oxygen isotopes and sea level*. Nature, **324**: 137-140, London.
- CHERCHI A. (1974) - *Appunti biostratigrafici sul Miocene della Sardegna (Italia)*. Inter. Néogène Médit., Lyon-1971, Mem. B.R.G.M., **78**: 433-445, Lyon.
- CHERCHI A. (1979) - *Microfauna aptiano-(?)albiana dei ciottoli urgoniani della Formazione del Cixerri (Sardegna SW) e loro interesse paleogeografico*. Riv. It. Paleont., **85**: 353-410, Modena.
- CHERCHI A. (1985a) - *Introduction to the Geology of Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «19th European Micropaleontological Colloquium», Sardinia, October 1-10, 9-30, Cagliari.
- CHERCHI A. (1985b) - *Oligo-Miocene Basin*. In: A. CHERCHI (Ed.): «19th European Micropaleontological Colloquium», Sardinia, October 1-10, 87-101, Cagliari.
- CHERCHI A., MARINI A. & MURRU M. (1978a) - *Dati preliminari sulla neo-tettonica dei Fogli 216-217 (Capo S. Marco-Oristano), 226 (Mandas), 234-240 (Cagliari-S. Efisio), 235 (Villasimius), Sardegna*. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, pubbl. n. 155, C.N.R., P.F. Geodinamica, 199-226, Roma.
- CHERCHI A., MARINI A., MURRU M. & ROBBA E. (1978b) - *Stratigrafia e paleoecologia del Miocene*

- superiore della penisola del Sinis (Sardegna occidentale). Riv. Ital. Paleont. Strat., **9**: 773-1036, Milano.
- CERCHI A., MARINI A., MURRU M. & ULZEGA A. (1978c) - *Movimenti neotettonici nella Sardegna meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 581-587, Roma.
- CERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *Oligo - Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin*. Nature, **298**: 736-739, London.
- CERCHI A. & MONTADERT L. (1984) - *Il sistema di rifting oligo-miocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 387-400, Roma.
- CERCHI A., MURRU M. & SIMONE L. (2000) - *Miocene carbonate Factories in the Syn-rift Sardinia Graben Sub-basins (Italy)*. Facies, **43**: 223-240, Erlangen.
- CERCHI A. & TREMOLIERES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen*. C. R. Acad. Sci. Paris, **298**: 889-894, Paris.
- CICCU R., DI GREGORIO F., GHIANI M., MANCA F. & MANCA P. (1992) - *Studio sul rischio di dissesto per il territorio della Sardegna*. R.A.S., Assessorato Difesa Ambiente, Cagliari.
- CICCU R., DI GREGORIO F. & MANCA P. (1994) - *Propensione al dissesto idrogeologico in Sardegna: analisi degli eventi ed aspetti metodologici*. Atti del IV Conv. Int. di Geingegneria «Difesa del suolo e valorizzazione degli acquiferi», Vol. 1, Torino.
- COATES D.R. (1992) - *Environmental geology*. John Wiley & Sons, Inc., pp. 701, New York.
- COCHERIE A. (1984) - *Interaction maiteau-croute: son role dans la genèse d'associations plutonique calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en trace et isotopes du strontium et de l'oxigène)*. PhD thesis, University of Rennes, Doc. B.R.G.M. n°90, 246 pp, Rennes.
- COCHERIE A., GUERROT C. & ROSSI P. (1992) - *Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation: comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France*. Chemical Geology, **101**: 131-141, Amsterdam.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy*. Permafrost Periglacial Processes, **6**: 235-242, Chichester.
- COMASCHI CARIA I. (1954) - *Nuovi lembi di Quaternario in Sardegna*. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, **24**: 205-216, Cagliari.
- COMASCHI CARIA I. (1955) - *Prima segnalazione di Tirreniano fossilifero ad Orosei (Sardegna)*. Quaternaria, **2**: 99-107, Roma.
- COMASCHI CARIA I. (1958a) - *I microfossili del Miocene di Fangario (Cagliari)*. Boll. Soc. Geol. It., **77**: 1-32, Roma.
- COMASCHI CARIA I. (1958b) - *Macrofauna e stratigrafia del Miocene della zona di Cagliari*. Boll. Soc. Geol. It., **77**, Roma.
- COMASCHI CARIA I. (1959a) - *Il Miocene in Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **77**: 183-198, Roma.
- COMASCHI CARIA I. (1959b) - *Le piante fossili della Sardegna*. Riv. It. Paleont., **7**: 122, Milano.
- COMASCHI CARIA I. (1959c) - *Macrofauna e stratigrafia del Miocene della zona di Cagliari*. Boll. Soc. Geol. It., **78**: 3-36, Roma.
- COMASCHI CARIA I. (1972a) - *Gli echinidi del Miocene della Sardegna*. Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Univ. Cagliari, **1**-95, Cagliari.
- COMASCHI CARIA I. (1972b) - *I pectinidi del Miocene della Sardegna*. Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Univ. Cagliari, **1**-82, Cagliari.
- COMASCHI CARIA I. & PASTORE R. (1959) - *Fauna del Tirreniano di Margine Rosso (Quartu S.Elena) e di Calamosca (Cagliari)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **29**: 1-10, Cagliari.
- CONCHON O., LOYE-PILOT M.D., PASKOFF R. & SANLAVILLE P. (1986) - *Quaternary marine and Lagoonal deposits in the Vadina-Urbino Area (Aleria Region, Eastern Corsica): radiometric datings and field evidence*. Z. Geomorph., N.F., Suppl. Bd., **62**: 103-108, Stuttgart.
- CONTI S. (1990) - *Upper Ordovician Bryozoa from Sardinia*. Palaeontol. It., **77**: 85-165, Pisa.
- CONTI P., CARMIGNANI L., OGGIANO G., FUNEDDA A. & ELTRUDIS A. (1999) - *From thickening to extension in the Variscan belt - kinematic evidence from Sardinia (Italy)*. Terra Nova, **11**: Nos 2/3, 93-99, Oxford.

- CONTI P. & PATA E.D. (1998) - *Large scale Hercynian W-directed tectonics in southeastern Sardinia (Italy)*. *Geodinamica Acta*, **11**: 217-231, Paris.
- CONTU A., LECCA L., LEONE F., MULAS P., SARRITZU G., SCHINTU M. & ULZEGA A. (1982) - *Indagine chimica e geomorfologica nel Golfo di Cagliari*. Atti 5° Congr. Ass. It. Ocean. Limnol., 349-364, Stresa.
- CORRADINI C. (1998) - *Famennian conodonts from two sections near Villasalto*. In: E. SERPAGLI (Ed.), *Sardinia Guide-book, ECOS VII, Giorn. Geologia, Special Issue*, **60**: 122-135, Siena.
- CORRADINI C. & OLIVIERI R. (1996) - *Conodont biostratigraphy of some supplementary sections in the Sardinian "Ockerkalk" (Upper Silurian)*. *Boll. Soc. Nat. Piemonte*, Torino.
- CORRADINI D. (1985) - *Dinoflagellate cysts from the Miocene of Sardinia (Italy)*. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **23**: 413-420, Modena.
- CORRADINI D., D'ONOFRIO S., IACCARINO S., MARTINI E., MURRU M. & RUSSO A. (1985) - *Middle Miocene of Sestu Quarry*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*19th European Micropaleontological Colloquium*», 305-338, Cagliari.
- CORTESOGNO L., CASSINIS G., DALLAGIOVANNA G., GAGGERO L., OGGIANO G., RONCHI A., SENO S. & VANOSMI M. (1998) - *The Variscan post-collisional volcanism in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy): a synthesis*. *Lithos*, **45**: 305-328, Amsterdam.
- COTECCHIA V. (1984) - *Note sui fenomeni d'instabilità del territorio e sulla loro rappresentazione con particolare riferimento agli eventi sismici*. *Geologia regionale e tecnica, Ricerche e Studi Formez*, pp. 207-282, Napoli.
- DAANSGARD 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.
- DAVAUD E., KINDLER P., MARTINI R. & STRASSER A. (1991) - *Enregistrement des variations eustatiques dans des dépôts littoraux du Pleistocène supérieur (San Giovanni Sinis, Sardaigne occidentale)*. *Bull. Soc. géol. France*, **162**: 523-533, Paris.
- DAVIS W.M. (1922) - *Peneplains and the geographical cycle*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **23**: 587-598, Boulder.
- DEBRENNE F. & NAUD G. (1981) - *Méduse et traces fossiles supposées précambriennes dans la formation de San Vito, Sarrabus, Sud-Est de la Sardaigne*. *Bull. Soc. géol. France*, **23**: 23-31, Paris.
- DE CASTRO C. (1890) - *Descrizione geologico-mineraria della zona argentifera del Sarrabus (Sardegna)*. *Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It.*, **5**: 1-68, Roma.
- DEGLI INNOCENTI G. (1929) - *Foraminifere mioceniche della Sardegna*. *Mem. Acc. Pont. Nuovi Lincei*, S.2, **(12)**: 211-418, Roma.
- DE LORENZO. (1893) - *La fauna benthonektonica della pietra leccese (Miocene medio)*. *Rend. Acc. Lincei*, **2**, Roma.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian batholith*. *N. Jb. Miner. Abh., Mh*, **126**: 28-44, Stuttgart.
- DEMURO S. & ORRÙ P. (1998) - *Il contributo delle beach-rock post-glaciali della Sardegna nord-orientale*. *Il Quaternario*, **11**: 19-39, Napoli.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBOBORTSHIKOV I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P. & BIJU-DUVAL B. (1986) - *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. In: J. AUBOUIN *et alii* (Eds.): «*Evolution of the Tethys*». *Tectonophysics*, **123**: 241-315, Amsterdam.
- DERIU M. (1962) - *Stratigrafia, cronologia e caratteri petrochimici delle vulcaniti "oligoceniche" in Sardegna*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **3**: 675-706, Pavia.
- DESSAU G., DUCHI G., MORETTI A. & OGGIANO G. (1982) - *Geologia della zona del Valico di Correboi (Sardegna centro-orientale)*. *Rilevamento, tettonica e giacimenti minerari*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **101**: 497-522, Roma.
- DIENI I. & MASSARI F. (1966) - *Il Neogene ed il Quaternario dei dintorni di Orosei (Sardegna)*. *Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.*, s.2, **15**: 91-141, Roma.

- DI GREGORIO F. (1990) - *L'uomo, le acque e il dissesto idrogeologico in Sardegna*. 3° Conv. int. di studi geografico-storici, Univ. Sassari, Gallizzi Ed., Sassari.
- DI NAPOLI ALLIATA E. (1968) - *Il Quaternario del Golfo di Cagliari: studio di carote prelevate della piattaforma continentale*. *Quaternaria*, **10**: 83-93, Roma.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1992) - *Pre-Hercinian magmatic activity in the Nappe Zone (internal and external) of Sardinia: evidence of the Within Plate basaltic cycles*. 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*». IGCP Project No. 276, Newsletter, **5**: 33-44, Siena.
- 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**: 997-1068, Milano.
- 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.
- EL SAYED M. (1988) - *Beach-rock cementation in Alexandria, Egypt*. *Marine Geology*, **80**: 29-35, Amsterdam.
- FADDA A.F. (1997) - *Cagliari: mare, lagune, rocce*. pp. 208, Coedisar, Cagliari.
- FANTOLA F. (1989) - *Studio geo-petrografico per il piano urbanistico del Comune di Quartu S. Elena*. Tesi di Laurea inedita, Dip. Sci. Terra, Univ. di Cagliari, Cagliari.
- FANTOLA F. & LAI M.R. (1994) - *Il contributo della Geopedologia nella pianificazione territoriale: il Piano Urbanistico del Comune di Quartu S. Elena (Sardegna meridionale)*. Consiglio Nazionale dei Geologi, VIII Congresso, Scienze della Terra e trasformazioni antropiche. Un rapporto in evoluzione, pp. 277-293, Roma.
- FANUCCI F., FIERRO G., ULZEGA A., GENNESSEUX M., REHAULT J.P. & VIARIS DE LESEGNO L. (1976) - *The continental shelf of Sardinia: Structure and sedimentary characteristics*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 1201-1217, Roma.
- FERRARO F., ORRÙ P. & ULZEGA A. (1998) - *Terrazzi deposizionali sommersi della piattaforma continentale della Sardegna orientale e meridionale*. *Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia*, LIV - Servizio Geologico Nazionale, Roma.
- FERRETTI A. & SERPAGLI E. (1996) - *Geological outline, community sequence and paleoecology of the Silurian of Sardinia*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **102**: 353-362, Milano.
- FLORIS A. (1983) - *Speleologia urbana*. *Speleologia Sarda*, 47-48, Cagliari.
- FLORIS A. (1987) - *Speleologia urbana*. *Speleologia Sarda*, 63-64, Cagliari.
- FONTANA ZANCO F. (1933) - *Nuove osservazioni sul piano tirrenico nei dintorni di Cagliari*. *Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari*, **3**: 116-125, Cagliari.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nanofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42**: 37-63, New York.
- FORNASINI C. (1887) - *Di alcuni foraminiferi provenienti dagli strati miocenici dei dintorni di Cagliari*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **VI**, Roma.
- FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PANNUTI F. & FADDA S. (1992) - *Illite crystallinity in pelitic rocks from external nappe zone of the Hercynian chain of Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basements*». IGCP Project No. 276, Newsletter, **5**: 127-135, Siena.
- GANDIN A. (1970) - *Dati preliminari sulle microfaune di tre sondaggi nel Golfo di Cagliari*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **89**: 507-512, Roma.
- GANDOLFI R. & PORCU A. (1967) - *Contributo alla conoscenza delle microfacies mioceniche delle colline di Cagliari (Sardegna)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **73**: 313-348, Milano.
- GARBARINO C., MACCIONI L., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1981) - *Le mineralizzazioni stratiformi di solfuri misti della Sardegna centrale quale prodotto di un vulcanismo di margine continentale di età ordovicianica: proposta di un modello geodinamico e genetico*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **22**: 145-150, Roma.
- GENNARI P. (1867) - *Note paleontologiche della Sardegna, ossia rassegna dei fossili raccolti nelle*

varie formazioni dell'isola e deposti nel gabinetto mineralogico-geologico della R. Università di Cagliari. Tip. Corriere di Sardegna, pp. 24, Cagliari.

- GESSA S. (1993) - *Nouvelles données sur les Tentaculites du Devonien inférieur de la Sardaigne meridionale (Italie)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **117**: 241-253, Paris.
- GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1972) - *Lineamenti geopetrologici del cristallino sardo. Le plutoniti e la loro successione negli eventi intrusivi*. Mineralogica et Petrographica Acta, **18**: 205-234, 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». Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 165-181, Roma.
- GIBBS A. D. (1984) - *Structural evolution of extensional basin margins*. J. Geol. Soc. London, **141**: 609-620, London.
- GIOVANNONI M.A. & ZANFRÀ S. (1979) - *Studio di brachiopodi ordoviciani della Sardegna meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **99** (1978): 85-232, Roma.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy*. Quaternary Research, **48**: 280-290, Academic Press, New York-London.
- GNOLI M. (1993) - *Occurrence of middle-late Silurian nautiloids from San Basilio area (Gerrei, SE Sardinia)*. Boll. Mus. reg. Piemonte Sc. Nat., **10** (2): 265-269, Torino.
- GNOLI M. & SERPAGLI E. (1977) - *Silurian cephalopods of Meneghini collection (1857) with reproduction of the original plate*. Boll. Soc. Paleont. It., **16**: 137-142, Modena.
- GORTANI M. (1922) - *Dintorni di Cagliari*. Boll. Soc. Geol. It., **41**: 312, Roma.
- GORTANI M. (1923a) - *Fauna paleozoiche della Sardegna. Parte I. Le Graptoliti di Goni*. Palaeont. Ital., **28**: 51-67, Pisa.
- GORTANI M. (1923b) - *Fauna paleozoiche della Sardegna. Parte II. Graptoliti della Sardegna orientale*. Palaeont. Ital., **28**: 85-112, Pisa.
- GORTANI M. (1923c) - *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, Italy*. - Berinergia part I, Wurzburg.
- HAMMAN W. & LEONE F. (in stampa) - *The trilobites from the "post-sardic" (Upper Ordovician) sequences of the Iglesias, Arburese and Sarrabus regions, southern Sardinia, Italy*. - Berinergia part II, Wurzburg.
- HEARTHY P.J. (1986) - *"An inventory of lastinterglacial (sensu lato) age deposits from the Mediterranean Basin: a study of isoleucine epimerization and U-series dating"*. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement band, 62, pp. 51-69.
- HEARTHY P.J., BONFIGLIO L., VIOLANTI D., SAZO B.J. (1986) - *"Age of late Quaternary marine deposits of Southern Italy determined by aminostratigraphy, faunal correlation and uranium-series dating"*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 149-164, Milano.
- HELMCKE D. (1973) - *Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. II. Bericht: Zur Stratigraphie des Silurs und Unterdevon der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei*. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 9: 529-554, Stuttgart.
- HELMCKE D. & KOCH G. (1974) - *Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. III. Bericht: Zur Altersstellung der Porphyroide in der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei*. Z. dt. geol. Gesell., **125**: 92-97, Stuttgart.
- HODELL, D.A., MUELLER, P.A. & GARRIDO, J.R. (1991) - *Variations in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene*. Geology, **19**: 24-27, Boulder.
- 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.
- IMA SOTTOCOMMISSIONE SUI PIROSSENI (1987) - *Nomenclatura dei Pirosseni*. Supplemento al n°1 della Rivista Mineralogica Italiana, 440-442, Boulder.
- ISSC - INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**: 232-237, Boulder.

- ISSC - INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (1994) - *International Stratigraphic Guide*. Int. Un. Geol. Sci., Geol. Soc. of America, pp. 214, Boulder.
- ISSEL A. (1914) - *Lembi fossiliferi quaternari e recenti osservati nella Sardegna meridionale dal Prof. D. Lovisato*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **23**: 759-770, Roma.
- JÄEGER H. (1977) - *The Silurian boundary in Turingia and Sardinia*. In: A. MARTINSSON (Ed.): «*The Silurian-Devonian boundary*», Int. Union Geol. Sci. **5**: Series A, : 117-125, Stuttgart.
- KAUFMAN A. (1986) - *The distribution of  $^{238}\text{Th}/^{234}\text{U}$  Ages in corals and the number of last Interglacial Highstands*. Quaternary Research, **25**: 55-62, Academic Press, New York-London.
- KINDLER P., DAVAUD E. & STRASSER A. (1997) - *Tyrrhenian coastal deposits from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea level and shifting climate belts during the last Interglacial (isotopic substage 5e)*. Paleo3, **133**: 1-25, Amsterdam.
- KUKLA G., MCMANUS J.F., DIDIER-ROSSEAU D. & CHINE I. (1997) - *How long and how stable was the Last Interglacial*. Quat. Sc. Rev., **16**: 605-612, Oxford.
- LA MARMORA A. (1857) - *Voyage en Sardaigne, Troisième partie. Description Géologique et Paléontologique*. Bocca impr. Royale, 2 volumi, 707 & 782 pp., Torino.
- LA MARMORA A. (1860) - *Itinéraire de l'île de Sardaigne* vol. I, Torino.
- LECCA L., PANIZZA V. & PISANO S. (1998) - *The sedimentary framework of Cagliari basin: a Plio-Pleistocene underfed rift basin in the southern Sardinia margin*. Il Quaternario, **11**(2): 301-318, Verona.
- LEHMANN B. (1975) - *Stratabound polymetallic and F-Ba deposits of the Sarrabus-Gerrei region, SE Sardinia*. IV Report: Initial Variscan magmatism in SE Sardinia. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975, **10**., 460-470, Stuttgart.
- LEONE F. (1998) - *The "Post-Sarrabese" Ordovician sequences in SE Sardinia*. Giornale di Geologia, ser.3ª. Spec. Issue, ECOS VII - Sardinia Guide-book, **60**: 63-69, Bologna.
- LEONE F., HAMMANN W., LASKE R., SERPAGLI E. & VILLAS E. (1991) - *Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the post-sardic Ordovician sequence in south-west Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **30** (2): 201-235, Modena.
- LEONE F., PONTILLO C. & SPANO C. (1992) - *Benthic paleocommunities of the middle-upper Miocene lithostratigraphic units from the Cagliari hills (Southern Sardinia, Italy)*. 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*», IGCP Project No. 276, Newsletter, **5**: 151-158, Siena.
- LETOUZEY J. & TREMOLIERES P. (1984) - *Paleo-stress field around the Mediterranean since the Mesozoic from microtectonics. Comparison from plate tectonic data*. Rock Mechanics, **9**: 172-192.
- LETOUZEY J., WANNESON J. & CHERCHI A. (1982) - *Apport de la microtectonique au problème de la rotation du bloc corso-sarde*. C. R. Acad. Sc. Paris, **294**: 595-602, Paris.
- LOI A. (1993a) - *Sedimentological-petrographical study and paleogeographical approach of the Upper Ordovician of the Central Southern Sardinia*. Plinius, **9**: 871-86, Stuttgart.
- LOI A. (1993b) - *Studio sedimentologico-petrografico e considerazioni paleogeografiche dell'Ordoviciano superiore della Sardegna centro meridionale*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Cagliari, p.p. 237, Cagliari.
- LOI A., BARCA S., CHAUVEL J.J., DABARD M.P. & LEONE F. (1992a) - *Analyse de la sédimentation post-phase sarde: les dépôts initiaux à placers du SE de la Sardaigne*. C. R. Acad. Sci., **315**: 1357-1364, Paris.
- LOI A., BARCA S., CHAUVEL J.J., DABARD M.P. & LEONE F. (1992b) - *The Punta Serpeddi Formation near Dolianova (Sarrabus - SE Sardinia) recent petrographical and geochemical data*. 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*», IGCP Project No. 276, Newsletter, **5**: 163-166, Siena.
- LOI A., BARCA S., CHAUVEL J.J., DABARD M.P. & LEONE F. (1992c) - *Storm deposits (placers and rhythmites) in the caradocian transgressive sediments of the Sarrabus area (SE Sardinia - Italy)*. 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*», IGCP Project No. 276,



Newsletter, **5**: 159-161, Siena.

- 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 L. (1984) - *Geologia del Quaternario e geomorfologia delle lagune e degli stagni del Campidano di Cagliari*. Tesi di Laurea inedita, Dip. Sci. Terra, Univ. di Cagliari, Cagliari.
- LOVISATO D. (1885) - *Il Pliocene non esiste nel sistema collinesco di Cagliari*. Boll. Com. Geol. It., **XVI**, Roma.
- LOVISATO D. (1894) - *Il Devoniano nel Gerrei (Sardegna)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., **3**: 131-135, Roma.
- LOVISATO D. (1901) - *Le calcair jounâtre de Pirri, del Lamarmora ed i calcari di Cagliari come pietra da costruzione*. Cagliari.
- LOVISATO D. (1902) - *Le specie fossili finora trovate nel calcare compatto di Bonaria e di S. Bartolomeo*. Cagliari.
- MACCAGNO A.M. (1965) - *Contributo alla conoscenza della fauna ordovicianica della Sardegna. Gli echinodermi di Portixeddu*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat. di Napoli, **5**: 149-195, Napoli.
- MACERA P., CONTICELLI S., DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & SQUADRONE A. (1989) - *Geochemistry and Rb/Sr ages of syn-tectonic peraluminous granites of Western Gallura, Northern Sardinia: constraints on their genesis*. *Per. Mineral.*, **58**: 25-43, Roma.
- MARINI A. & MURRU M. (1982) - *Nuovo affioramento della Formazione di Samassi (Sardegna)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **21**: 123-127, Sassari.
- MARINI A., MURRU M. & PANI M.C. (1980) - *Significato neotettonico della Formazione di Samassi (Sardegna meridionale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **19**: 57-67, Sassari.
- MARINI C. (1977) - *Il Quaternario marino del Campidano di Cagliari-Quartu*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **16**: 123-132, Sassari.
- MARRE J., BOURGES F. & ROSSI P. (1982) - *Architecture et chronologie des intrusions des granitoides varisques en Corse Sud-Occidentale. Processus de formation d'un secteur de batholite*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 119-132, Milano.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. Proc. 2nd Plankt. Confer., **2**: 739-785, Roma.
- MARTINI I.P., OGGIANO G. & MAZZEI R. (1992) - *Siliciclastic-carbonate sequences of Miocene grabens of Northern Sardinia, Western Mediterranean Sea*. *Sedimentary Geology*, **76**: 63-78, Amsterdam.
- MATTE P. (1986a) - *La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques pèri 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.
- MAUZ B. (1999) - *Late Pleistocene records of littoral processes at the Tyrrhenian Coast (Central Italy): depositional environments and luminescence chronology*. *Quat. Sc. Rev.*, **18**: 1173-1184, Oxford.
- MAXIA C. (1958) - *Malacofauna oligotipica di età paleogenica della valle del Cixerri*. Ist. Geol. Paleont., Univ. Roma, **35**: 1-19, Roma.
- MAXIA M. (1984) - *Segnalazione di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 21-24, Roma.
- MAZZEI R. & OGGIANO G. (1990) - *Messa in evidenza di due cicli sedimentari nel Miocene dell'area di Florinas (Sardegna settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **97**: 119-147, Pisa.
- MCARTHUR J.M. (1994) - *Recent trends in strontium isotope stratigraphy*. *Terra Nova*, **6**: 336-358, Oxford.
- MCARTHUR J.M. (1997) - *Strontium isotope stratigraphy*. In: P. DOYLE & M.R. BENNET (Eds): «*Unlocking the stratigraphical Record*», 241-242, J. Wiley e Sons, New York.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982) - *Il magmatismo pre-ercinico della Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C. A. RICCI (Eds.): «*Guida*

- alla *Geologia del Paleozoico Sardo*», Guide Geologiche Regionali, Società Geologica Italiana, 157-164, Siena.
- MENEHINI G. (1857) - *Paléontologie de l'île de Sardaigne*. Bocca impr. Royale, pp. 568, Torino.
- MIALL A. (1996) - *The geology of fluvial sediments*. Springer-Ed., pp. 582, Berlino.
- MINZONI N. (1975) - *La serie delle formazioni Paleozoiche a sud del Gennargentu*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 347-365, Roma.
- MURRU M. (1975) - *Primi risultati biostratigrafici sul Siluriano-Devoniano del M. Lora (Sardegna sud-orientale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **45**: 325-331, Cagliari.
- MURRU M. (1983) - *Presenza di Pliocene inferiore nel sottosuolo di Quartu Sant'Elena (Cagliari)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Natur., **22**: 93-98, Sassari.
- MUSUMECI G. (1992) - *Ductile wrench tectonics and exhumation of Hercynian metamorphic basement in Sardinia: Monte Grighini Complex*. Geodinamica Acta, **5**: 119-133, Paris.
- NAUD G. (1979a) - *Tentative de synthèse sur l'évolution géodynamique de la Sardaigne antepremienne*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 85-96, Roma.
- NAUD G. (1979b) - *Les shales de Rio Canoni, formation-repère fossilifère dans l'Ordovicien supérieur de Sardaigne orientale. Conséquences stratigraphiques et structurales*. Bull. Soc. geol. France, **21**: 155-159, Paris.
- NAUD G. (1981) - *Confirmation de l'existence de la discordance angulaire anté-ordovicienne dans le Sarrabus (Sardaigne sud-orientale): conséquences géodynamiques*. C. R. Acad. Sc., Paris, **292**: 1153-1156, Paris.
- NAUD G. & PITTAU DEMELIA P. (1985) - *Première découverte d'Acritarches du Cambrien moyen à supérieur basal et du Tremadoc-Arenigien dans la basse vallée du Flumendosa: mise en évidence d'un nouveau témoin de la Phase sarde en Sardaigne orientale*. In: T. COCOZZA & C.A. RICCI. (Eds.): «Paleozoico ed Evoluzione magmatica metamorfica della crosta fanerozoica». Gruppo di lavoro del CNR: Riunione Scientifica, 39-40, Siena.
- NAUD G. & TEMPIER C. (1977) - *Schema stratigraphique et tectonique des formations paleozoiques de Sardaigne sud-orientale*. 5e Reun. Ann. Sci. Terre, 348, Rennes.
- NICOLETTI M., ARDANESE L.M. & COLASANTI S. (1982) - *La granodiorite di Capo Carbonara (Sardegna, Italia) - Età K-Ar di fasi minerali in paragenesi*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 765-769, Milano.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code*. A. A. P. G., **67**: 841-875.
- ODIN G.S. (1994) - *Geological Time Scale (1994)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **318**: (II), 59-71, Paris.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988) - *I graniti peralluminiferi sintettonici nell'area di Aggius-Trinità d'Agultu e loro rapporti con le metamorfiti di alto grado della bassa Gallura (Sardegna Setten-trionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 471-480, Roma.
- OLIVIERI R. (1970) - *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.
- ORRÙ P. (1991) - *Metodi di rilevamento subacqueo e cartografia geomorfologica applicata allo studio dei processi erosivi litorali. Spiaggia del Poetto (Sardegna meridionale)*. Conv. Naz. Geomorfologia Subacquea e Sottomarina, 5-6 novembre - Abs., ENEA, 35-36, Roma.
- ORSINI J.B. (1980) - *Le batholite corso-sarde: anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne Varisque française*. Ph. D. Thesis, Univ. Aix-Marseille III.
- OZER A., PASKOFF P. & ULZEGA A. (1980) - *Essai de corrélation du Pleistocène supérieur de la Sardaigne et de la Tunisie*. C. R. Acad. Sc. Paris, **291**: 801-804, Paris.
- OZER A., TUCCI S. & ULZEGA A. (1984) - *Les beach-rocks de Sardaigne, distribution et implications paléogéographiques*. Colloque sur les beach-rocks, 113-124, Lyon.
- OZER A. & ULZEGA A. (1982) - *Sur la répartition des éboulis ordonnés en Sardaigne*. In: «Compte rendu du symposium Periglaciaire et Paléogéographie du Quaternaire», Belgique-Pays Bas 1978, 259-265, Liège.
- PALA A. (1973) - *Studio idrogeologico del bacino del Rio Su Pau e dei suoi affluenti (Sardegna sud-orientale)*. Res. Ass. Miner. Sarda, **1**: 1-21, Iglesias.
- PALA A. (1978) - *Ricerche geo-idrologiche e idrochimiche sulle acque sotterranee del bacino del Rio*

- Su Pau. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. di Cagliari, Vol. XLVIII, Cagliari.*
- PALA A., PECORINI G., PORCU A. & SERRA S. (1982) - *Geologia e idrogeologia del Campidano*. Estratto da "Ricerche Geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al Graben del Campidano" CNR - PFE - SPEG - RF - 10, Pisa.
- PALA A. & SIRIU E. (1997) - *Carta Idrogeologica di Cagliari*. Scala 1:10.000. Coedisar Cagliari.
- PALA A., SIRIU E. (1998) - *Note illustrative alla carta idrogeologica di Cagliari*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. di Cagliari, pp. 68, Cagliari.
- PALMERINI V. & ZUDDAS P. (1972) - *Ricerca geo-sedimentologica su alcuni sondaggi effettuati negli stagni di Molentargius e Quartu (Cagliari)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **42**: 1-25, Cagliari.
- PARONA C.F. (1887) - *Appunti per la paleontologia miocenica della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **6** (3): 289-358, Roma.
- PARONA C.F. (1892) - *Descrizione di alcuni fossili miocenici di Sardegna*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **34** (2): 163-177, Milano.
- PASCI S. (1995) - *La tettonica terziaria della Sardegna centro-settentrionale*. Tesi di dottorato, pp. 189, Università di Cagliari.
- PASQUALI C. & TRAVERSA G. (1996) - *Petrography and Mineral Chemistry of late-Hercynian dykes from southern Corsica*. Per. Mineral., **65**: 213-256, Roma.
- PASQUARÉ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE M., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al Rilevamento*. Serv. Geol. Naz., Quad. s. III, **1**: 203 pp., Roma.
- PECORINI G. (1966) - *Sull'età oligocenica del vulcanesimo al bordo orientale della fossa tettonica del Campidano (Sardegna)*. Atti Acc. Naz. Lincei., **40**: 1058-1065, Roma.
- PECORINI G. (1974) - *Sui tufi pomicei langhiani della Sardegna meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 1001-1012, Roma.
- PECORINI G. (1986) - *Considerazioni geomorfologiche intorno a S.Igia (Stagno di S. Gilla, Cagliari)*. In: «S.Igia, Capitale Giudiciale». Is. Storia Medioevale, Univ. Cagliari, ETS ed. Pisa, 15-20, Pisa.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 421-451, Roma.
- PENLAND S., BOYD R. & SUTER J.R. (1988) - *Transgressive depositional system of the Mississippi Delta Plain: a model for barrier shoreline and shelf sand development*. Journal Sedimentary Petrology, **58/6**: 932-949, Menasha, Wisconsin.
- PERES J.M. & PICARD J. (1964) - *Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée*. Rec. Trav. sta. Mar. Endoume, Bull., **31**: 47-137.
- PERTUSATI P.C., SARRIA E.A., CHERCHI G.P., CARMIGNANI L., BARCA S., BENEDETTI M., CHIGHINE G., CINCOTTI F., OGGIANO G., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2002) - *Carta Geologica d'Italia: Foglio 541-Ierzu, alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, pp. 168, Roma.
- PILLOLA G.L. & LEONE F. (1997) - *Arenig (lower Ordovician) biota from SE Sardinia: biofacies and paleobiogeography*. GEOITALIA, 1° Forum FIST, **2**: 72-73, Bellaria.
- PINTUS C. (2000) - *Quaternario sardo e tunisino: Geomorfologia, Stratigrafia e ipotesi di correlazione per gli ultimi 140 Ka*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Cagliari, Cagliari.
- PIRINU N., BROTZU P., CALLEGARI E. & SECCHI F. (1996) - *Age and field relationships of albite-rich monzosyenite intruded into the Sarrabus granitoids (SE Sardinia, Italy)*. Per. Mineral., **65**: 289-304, Roma.
- 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 DEMELIA P. & LOI C. (1982) - *Stratigrafia palinologica dei sedimenti olocenici del Golfo di Cagliari (Sardegna)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **5**: 69-74, Torino.
- POLASTRI M. (2001) - *Cagliari la città sotterranea. Grotte, cisterne, necropoli e cavità segrete*. pp. 239, Edizione Sole, Cagliari.
- 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.
- POLI G. & TOMMASINI S. (1999) - *Gheochemical modeling of acid-basic magma interaction in the*

- Sardinia-Corsica Batholith: a case study of Sarrabus, southeastern Sardinia, Italy*. Lithos, **46**: 553-571, Amsterdam.
- POMESANO CHERCHI A. (1963) - *I primi conodonti della Sardegna nei calcari neodevonici del Gerrei*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Cagliari, **7**: 1-11, Cagliari.
- POMESANO CHERCHI A. (1971) - *Studio stratigrafico e micropaleontologico del Pozzo Oristano 1 (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **10**: 1-16, Roma.
- PORCU A. (1976) - *L'evoluzione geomorfologica degli stagni di Cagliari e loro rappresentazione cartografica dal 1834 ad oggi*. Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Geogr. Fis. Univ. Cagliari, 1-16, Cagliari.
- PULLÈ G. (1913-14) - *Il Pozzo trivellato di Soleminis*. Boll. Com. Geol. It., XLIV, Roma.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA SARDEGNA (1992) - *Piano Regionale dell'attività estrattiva di cava - Relazione illustrativa*. L.R.30/1989, Ass. Ind. Reg. Sardegna, PROGEMISA S.p.A., Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA SARDEGNA (1998) - *Aggiornamento Catasto Regionale Cave*. L.R.30/1989, art. 5,, Ass. Ind. Reg. Sardegna, PROGEMISA S.p.A., Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA SARDEGNA & E.A.F. ENTE AUTONOMO FLUMENDOSA (1986) - *I suoli irrigabili della Sardegna. Nota illustrativa della carta dei suoli in scala 1:100.000 e della carta dell'irrigabilità in scala 1:250.000*. A cura di ARANGINO F., ARU A., BALDACCINI P. & VACCA S., Stef, Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA SARDEGNA & UNIVERSITÀ DI CAGLIARI (1991) - *Nota illustrativa alla carta dei suoli della Sardegna*. A cura di ARU A., BALDACCINI P., VACCA A., DELOGU G., DESSENA M.A., MADRAU S., MELIS R.T. & VACCA S., con carta alla scala 1:250.000, Stef, Cagliari.
- REGIO UFFICIO GEOLOGICO (1943) - *Carta geologica di Cagliari, 1:100.000*, Roma.
- RISTORI G. (1888) - *Alcuni Crostacei del Miocene medio italiano (S. Bartolomeo di Cagliari)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **9**: 212-219, Pisa.
- RISTORI G. (1896) - *Crostacei neogenici di Sardegna e di alcune località italiane*. Boll. Soc. Geol. It., XV, Roma.
- ROBBA E. & SPANO C. (1978) - *Gasteropodi pelagici nel Miocene medio del Campidano meridionale (Sardegna)*. Riv. It. Paleont. Strat., **84**: 751-796, Modena.
- RONCA S. & TRAVERSA G. (1996) - *Late Hercynian dyke magmatism of Sarrabus*. Per. Mineral., **65**: 35-70, Roma.
- ROSSI P. (1986) - *Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique: le batholite calco-alcalin de la Corse*. PhD thesis, University Paul Sabatier, Toulouse, Doc. B.R.G.M. n°107, pp. 292, Toulouse.
- ROSSI P. & COCHERIE A. (1991) - *Genesis of a variscan batholith: field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia Batholith*. Tectonophysics, **195**: 319-346, Amsterdam.
- 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)*. Jour. Volcanol. Geoth. Res., **5**: 257-269, Amsterdam.
- SEGRE A.G. (1968) - *Linee di riva sommerse e morfologia della piattaforma continentale italiana relative alla trasgressione marina versiliana*. Quaternaria, **11**: 141-154, Roma.
- SERANNE M., SANCHIS E., BENEDICO A. & SEGURET M. (1999) - *Succession d'episodes de rifting Eocène terminal à Miocène dans le sud de la France : Rift Ouest Européen ou rifting du golfe du Lion ?* Volcanismes, Sedimentations et Tectoniques Cenozoïques Périalpines, Docum. B.R.G.M., **291**: 41-42, Orleans.
- SERPAGLI E. (1982) - *Le conoscenze paleontologiche del paleozoico sardi (Rassegna dei dati)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla geologia del paleozoico Sardo», 25-32 - Società Geologica Italiana. Guide geologiche regionali: Cagliari
- SERPAGLI E. & GNOLI M. (1984) - *Paleozoic Paleontology in Sardinia: a review (1857-1983)*. Boll. Mus. Reg. Sci. Nat., **2**: 163-180, Torino.
- SOWERBUTTS A. & UNDERHILL J.R. (1998) - *Sedimentary response to intra-arc extension: controls on Oligo-Miocene deposition, Sarcidano sub-basin, Sardinia*. J. Geol. Soc. London, **155**: 491-508, London.
- SPALLETTA C. & VAI G.B. (1982) - *Contatto Devoniano pelagico-flysch ercinico a Villasalto (Gerrei)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla

*Geologia del Paleozoico sardo*», Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, 117-118, Siena.

- SPANO C. (1980) - *Fauna del Tirreniano-tipo di Is Mesas-Calamosca*. «Compte-Rendu Excursion-Table Ronde Tyrrhenien de Sardaigne», 21-28 Avril 1980, 65-101, Cagliari.
- SPANO C. (1989) - *I molluschi del Langhiano superiore-Serravalliano inferiore del Cagliariitano (Sardegna meridionale)*. I bivalvi. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **96**: 333-397, Pisa.
- SPANO C. (1993) - *Signification biocoenotique et bathymétrique des paléocommunautés pleistocéniques des côtes méridionales de la Sardaigne*. Estudios sobre Cuaternario, Valencia 27-42.
- SPANO C. & BARCA S. (2002) - *Ecobiostratigraphic, lithostratigraphic, depositional and sythemtic setting of Cenozoic units in Southern Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **121**: 19-34, Roma.
- SPANO C. & MELONI D. (1992) - *Macrofauna and paleoenvironment of the Langhian-Serravallian deposits from the Cagliari area (south Sardinia, Italy)*. 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», IGCP Project No. 276, Newsletter, **5**: 199-214, Siena.
- SPANO G. (1861) - *Guida della città e dintorni di Cagliari*. Edizioni tre T Cagliari, (edizione anastatica), Cagliari.
- STARA P., RIZZO R. & BRIZZI G. (1993) - *Sarrabus: miniere e minerali*. Ass. Min. Sarda., Stige s.r.l. Milano, pp. 208, Milano.
- STILLE H. (1939) - *Bemerkungen betreffend die "sardische Faltung" und den Ausdruck "ophiolitisch"*. Z. dt. geol. Ges., **91**: 771-773, Stuttgart.
- STRALHER A.N. (1990) - *Geografia fisica*. Piccin (ed), 663-664, Padova.
- STUDIATI C. (1857) - *Description des Fossiles de la brèche osseuse de Monreale de Bonaria près Cagliari*. In: «Voyage e Sardaigne» di Lamarmora. Paris.
- TARICCO M. (1915) - *Nota preliminare su località fossilifere del Sarrabus*. Boll. R. Com. Geol. Ital., **45**: 351-353, Roma.
- TEICHMÜLLER R. (1931) - *Zur Geologie des Tyrrhenisgebiets. Pte I: Alte und junge krustenbewegungen im sudlichen Sardinien*. Ges. Wiss. Gottingen Abh., Math. Phys. Kl., **3**: 857-950, Gottingen.
- TESTA L. (1914) - *Il Cambriano nel Sarrabus*. Res. Ass. Min. Sarda, **8**, Iglesias.
- TESTA L. (1920) - *Estensione del Cambriano del Sarrabus*. Res. Ass. Min. Sarda, **8**, Iglesias.
- TILIA ZUCCARI A. (1969) - *Relazione stratigrafica sul pozzo Oristano 2 (Riola Sardo), Sardegna occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 183-215, Roma.
- TRAVERSA G. (1979a) - *Sulla giacitura ed età di alcuni filoni basici nelle vulcaniti ignimbricche permiane della Gallura (Sardegna settentrionale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 149-155, Milano.
- TRAVERSA G. (1979b) - *Permian volcanism in Sardinia*. In: F.P. SASSI & D. VISONÀ (Eds.), IGCP 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 Basement», IGCP No. 276, Newsletter, **5**: 215-226, Siena.
- TRAVERSO G.B. (1898) - *Sarrabus e suoi minerali. Note descrittive sui minerali del Sarrabus facenti parte della collezione di minerali italiani presso il Museo Civico di Genova*. Tip. Sansoldi, pp. 73, Alba.
- TRAVERSO G.B. (1909) - *Le miniere d'argento in Sardegna*. Tip. Sansoldi, Alba.
- TRAVERSO S. (1890) - *Nota sulla geologia e sui giacimenti argentiferi del Sarrabus*. pp. 57, 17 tavv., 1 c. geol. min. al 50.000, F.lli Casanova, Torino.
- TREMOLIÈRES P., CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1984) - *Phénomènes de chevauchements "d'age pyrénéen" dans le Mésozoïque du Nord-Ouest de la Sardaigne*. C. R. Acad. Sc. Paris, **298**, **18**: 797-800, Paris.
- ULZEGA A. (1995) - *Geomorphology and stratigraphy of Late Quaternary*. In: A. CHERCHI (Ed.): «6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book.» - October 25-31, 1995, Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl., **65**: 11-24, Cagliari.
- ULZEGA A. & HEARTY J.P. (1986) - *Geomorphology, Stratigraphy and Geochronology of late Quaternary marine deposits in Sardinia*. Z. Geomorph., N.F., Suppl. Bd., **62**: 119-129, Stuttgart.
- ULZEGA A., LECCA L. & LEONE F. (1980) - *Niveaux marins submergés sur la plate-forme continentale*

- de la Sardaigne*. Rapports Commission Internationale pour l'Exploitation Scientifique de la Mer Méditerranée, **27** (8): 35-36, Cagliari.
- ULZEGA A., LEONE F. & ORRÙ P. (1986) - *Geomorphology of submerged Late Quaternary Shorelines on the south Sardinian Continental Shelf*. Journal of Coastal Research, **1**: 73-82, New York.
- ULZEGA A. & OZER A. (1982) - *Comptes-Rendus de l'Excursion-Table rond sur le Tyrrhénien de Sardaigne orientale*. INQUA, pp. 110, Cagliari.
- ULZEGA A., OZER A., LECCA F., LEONE G., PECORINI C., SPANO C. & CORDY M.J. (1982) - *Excursion Table-Ronde Tyrrhenian de Sardaigne*. (Livret-Guide), INQUA, 88 pp, Cagliari.
- 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, Zurich.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1974) - *Il "Postgotlandiano" sardo, unità sinorogenica ercinica*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 61-72, Roma.
- VALERA R. (1966) - *Considerazioni sul campo di frattura del «filone argentifero» del Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Rend. Ass. Min. Sarda, **71**: 72-83, Iglesias.
- VALERA R. (1967) - *Contributo alla conoscenza tettonica della Sardegna*. Rend. Ass. Min. Sarda, **72**: 5-80, Iglesias.
- VALERA R. (1974) - *Genesi ed evoluzione delle mineralizzazioni del Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**: 1081-1108, Milano.
- VALERA R. & PRETTI S. (1970) - *Le mineralizzazioni del Sàrrabus (Sardegna sud-orientale)*. Nota 3: Tuviois. Res. Ass. Min. Sarda, **75**: 4, 3-32, Iglesias.
- VARDABASSO S. (1956) - *Il Quaternario della Sardegna*. Atti IV Congr. Intern. Quat. Rome-Pisa, 1953, **2**: 995-1018.
- VARDABASSO S. (1962) - *Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 655-673, Roma.
- VINASSA DE REGNY P. (1927) - *Fossili ordoviciani sardi. Parte I*. Mem. R. Acc. Lincei, **62**: 437-496, Città di Castello.
- VINASSA DE REGNY (1941) - *Fossili ordoviciani sardi. Parte II*. Atti R. Acc. Lincei, **12**: 1025-1055, Roma.
- WANET P., LEONE F., OZER A. & ULZEGA A. (1982) - *Tentative de datation par racemisation des acides aminés de coquilles provenant du Tyrrhénien de Sardaigne*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **52**: 159-167, Cagliari.
- WEZEL F. C., SAVELLI D., BELLAGAMBA M., TRAMONTANA M. & BARTOLE R. (1981) - *Plio-Quaternary depositional style of sedimentary basins along insular Tyrrhenian margins*. In: F.C. WEZEL (Ed.): «Sedimentary basins of Mediterranean margins», 239-269, CNR, Tecnoprint, Bologna.
- ZOBACK M.L. (1994) - *Present day stress in plate boundary zones: influence of relative motions and plate geometry in Peri-Tethyan platform*. Editions Technip, pp. 121-128, Paris.

PROGETTO  
CARG

**APPENDIX**

PROGETTO  
CARG



## EXTENDED ABSTRACT

Map Sheet “557-Cagliari” of the Geological Map of Italy (*Carta Geologica d'Italia*) 1:50.000 scale, is a contribution to the Progetto CARG, based on a convention between the *Servizio Geologico d'Italia* and the Autonomous Region of Sardinia (*Regione Autonoma della Sardegna*). It comprises sections 557 I - Sinnai, 557 II - Quartu S. Elena, 557 III - Cagliari, 557 IV - S. Sperate, at a scale of 1:25.000.

The map sheet lies entirely within the province of Cagliari, and includes the municipal territories of Cagliari, Quartu S. Elena, Quartucciu, Selargius, Monserrato, Elmas, Sestu, Settimo S. Pietro, Maracalagonis, Sinnai, Soleminis, Serdiana, Dolianova, S. Sperate, Monastir and Ussana.

The rock outcrops which have been mapped on Map Sheet 557-Cagliari may be subdivided into three major geological complexes: the Paleozoic metamorphic basement, the Late Paleozoic intrusive complex, and the Cenozoic volcanic and sedimentary successions.

Non-metamorphic Cenozoic sediments dominate the mapped units. Paleozoic rocks outcrop only in the northeast corner of the map, they are deformed and have been weakly metamorphosed during the Hercynian Orogeny. Granitoid lithologies, related to the large Late Paleozoic Sarrabus pluton, are evident in the southeast quadrant of the map (CARMIGNANI *et alii*, 1992; 1994b).

In this map sheet Paleozoic basement rocks are part of the External Hercynian Nappe, they are composed of sedimentary and volcanic successions ranging in age from the Cambrian to the Lower Carboniferous. These rocks are part of the Sarrabus Tectonic Unit, to the north this unit has been emplaced over the Gerrei Tectonic Unit by the Villasalto overthrust (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977).

Major discontinuities are evident in the middle of this stratigraphic succession which characterizes the Paleozoic of Sarrabus region. The oldest discontinuity is an angular unconformity which separates the lowerlying Cambrian-Ordovician succession from the overlying Middle Ordovician volcanic-sedimentary complex; in the literature it is referred to as the “*discordanza sarrabese* (Sarrabese Unconformity)” (CALVINO, 1959) and has been attributed (BARCA *et alii*, 1987; 1988) to the “*fase sarda* (Sardinian phase)” (STILLE, 1939) of the Iglesias. The next discontinuity is a non-conformity between the Ordovician sub-aerial volcanic complexes and the Late Ordovician transgressive successions (“*Trasgressione caradociana*” *Auct.*). The third discontinuity is found at the base of Early Carboniferous synorogenic terrigenous successions. This contact is almost always tectonised and information about its stratigraphic and/or tectonic nature is still incomplete.

The sequences located between these unconformities are classified as “Unconformity Bounded Stratigraphic Units” (UBSU) or “Synthems” (ISSC, 1987; 1994), and for the present have been informally defined as:

- the Cambrian-Early Ordovician terrigenous succession pre-Sarrabese Unconformity (*successione terrigena del Cambriano-Ordoviciano inferiore pre-discordanza sarrabese*);
- the Middle Ordovician volcanic-sedimentary succession (*successione vulcano-sedimentaria dell’Ordoviciano medio*);
- the Late Ordovician-Silurian-?Devonian-Early Carboniferous terrigenous and carbonaceous succession (*successione terrigena e carbonatica dell’Ordoviciano superiore-Siluriano-?Devoniano-Carbonifero inferiore*);
- the Early Carboniferous Culm-type syntectonic deposits (*depositi sintettonici tipo “Culm” del Carbonifero inferiore*).

The “Cambrian-Early Ordovician terrigenous succession pre-Sarrabese Unconformity (*successione terrigena del Cambriano-Ordoviciano inferiore pre-discordanza sarrabese*)” is thick. It is composed of arenaceous and silty deposits. It has been referred to as the *arenarie di San Vito* (SVI) in Sarrabus and in Gerrei (CALVINO, 1963). These deposits have undergone weak deformation in the Early Ordovician (the “*fase sarda*” or “*fase sarrabese*” *Auct.*). They are submarine fan deposits, the facies are clearly more distal with respect to the coeval mixed terrigenous and carbonaceous deposits of the External Zone of southwest Sardinia. The environment transitions, from the southwest to the northeast, from the terrigenous-carbonaceous continental shelf (the Sulcis-Iglesiente) to the distal continental rise (southeast Sardinia). Thus, the outline of a passive continental margin may be reconstructed, which persisted throughout the Cambrian and until the Early Ordovician, and which may have belonged to the northern margin of Gondwana continent (CARMIGNANI *et alii*, 1992).

The “Middle Ordovician volcanic-sedimentary succession (*successione vulcano-sedimentaria dell’Ordoviciano medio*) characterizes all the External Nappe Zone. This succession is found in great thicknesses on the Cagliari map sheet. It is composed by dark gray, metavolcanic rocks, ranging from rhyodacitic to andesitic, with porphyritic texture (*porfidi grigi del Sarrabus-PGS*). It occurs in domes, lava flows, and probably ignimbrites. It is sometimes found resting upon rhyolitic metavolcanics (*formazione di Monte Santa Vittoria-MSV*), and discordantly upon the Cambrian-Ordovician metasandstones. These calc-alkaline magmatics, ranging from andesitic to rhyolitic, have been associated with volcanic arc activity in the continental crust, related to subduction of the South Armoric Ocean beneath the Gondwana (CARMIGNANI *et alii*, 1994b).

The “Late Ordovician-Silurian-?Devonian-Early Carboniferous terrigenous and carbonaceous succession (*successione terrigena e carbonatica dell’Ordoviciano superiore-Siluriano-?Devoniano-Carbonifero inferiore*),” at its base, shows evidence of a marine transgression (the “*trasgressione caradociana*” Auct.) upon the Middle Ordovician volcanics. It is composed of detritic deposits, often coarse-grained, from the coastal environment (*formazione di Punta Serpeddi, PSR: Caradoc-Ashgill*), which are followed by pelitic-arenaceous deposits with carbonate intercalations from a neritic environment (*formazione di Tuviois-TUV: Ashgill*). In the cartography for the map sheet Cagliari, the *formazione di Punta Serpeddi* (BARCA & DI GREGORIO, 1979) has been subdivided into three members (LOI, 1993a, b). The basal member (*Brunco Spollittu*) is characterized by a coarse-grained clastic facies. The middle member (*Sa Murta*) is characterized by millimeter to centimeter thick rhythmic alternations of metamicroconglomerate, fine-grained metasandstones and coarse-grained metasiltites. Homogenous, fine-grained metasandstones comprise the uppermost member (*Brunco de is Mallorus*). This succession contains important heavy metal placer deposits - the location of the placers is strongly conditioned by wave dynamics in an upper shoreface-offshore regime. Storm action strongly impacts this regime.

Two distinct lithofacies have been mapped in the *formazione di Tuviois*. The basal facies (TUV) is composed of fine-grained greenish-gray quartzitic-micaceous metasandstones, and also micaceous metasiltites and gray metashales. Intercalations of massive coarse-grained metasandstones occur locally. A strong schistosity has often cancelled the original sedimentary character of this facies, making stratification difficult to recognize. The transition to the upper facies (TUV<sub>a</sub>) is denoted by a gradual increase in the rock’s massive nature, a relatively weaker schistosity, a bluish dark-gray color, concoidal fractures, and frequent sulphide mineralization. The carbonate sediments in the upper facies have been subsequently silicified, they are cerulean-gray to blackish-gray, homogenous and massive, and locally intercalated with marls and marly shales. The silicified lime-

stones have sometimes been overlain by fine-grained quartzitic-micaceous meta-sandstones, and medium gray micaceous metasilites (similar to those found in the basal deposits).

At the end of the Ordovician, a marine environment was established across Sardinia. Uniform sedimentation lasted through the Silurian, Devonian, and the Early Carboniferous. The pelagic fauna (Tentaculita, conodonts, cephalopods, etc.) are evidence that sedimentation occurred in a relatively shallow sea, with terrestrial input rare or absent. The sea bottom was frequently in reducing conditions, especially in the Silurian (*Scisti a Graptoliti Auct.*).

The *Scisti a Graptoliti Auct.* (SGA) formation, in this map sheet, is only found in limited outcrops, which are almost always strongly tectonised. It is a black carbonaceous slate, from an euxinic marine environment, with centimeter to meter thick intercalations of black cherts, and dark gray metalimestone horizons with a varying nodular aspect (*Ockerkalk Auct.*). Middle to Late Devonian limestones which are present in nearby Gerrei, were not found within this map area.

In the “Lower Carboniferous, “Syntectonic Culm-type deposits” (*depositi sintettonici tipo Culm; formazione di Pala Manna-PMN*), were deposited over the whole succession, and then were rapidly involved within the Hercynian Orogeny. The foredeep deposits were probably derived from the erosion of the more internal sections of the Hercynian chain, which had already been uplifted and deformed.

The *formazione di Pala Manna* is found extensively in outcrops in the northeast section of the map. It is usually manifest as blackish-gray homogeneous metasilites. Cross and convoluted lamination, and sole casts (flute casts, load casts) are sometimes found. Breccia layers and black chert, and spot thermometamorphism which generated prevalently chlorite, occur locally. The entire succession has been affected by a recirculation of quartz. The most coarse-grained facies apparently occur in the upper parts of the succession: locally it is expressed as white to medium-brown colored homogenous quartzites, and hectometric polygenetic clast-supported metaconglomerates. Redeposited blocks, which have been identified as olistoliths, are frequently found within the *formazione di Pala Manna* and they have been utilized to provide chronostratigraphic control of this formation. The olistoliths include: whitish metarhyolites, carbonaceous slates and black jaspers, and metalimestones which have been related to Silurian and Late Devonian strata on the basis of conodonts.

Plutons and dike rock systems, related to the Late Hercynian post-collisional Sardinian magmatism, are found in the eastern sector of the Cagliari map sheet. The intrusives are assigned to the “Sardinia-Corsica Batholith (*Batolite Sardo-Corso*),” a composite batholith encompassing different geochemical associations.

In those sectors examined, the dominant pluton associations are meta-aluminous calc-alkaline. A great compositional heterogeneity is evident: granodiorites (**GEA<sub>c</sub>**), monzogranites (**GGO<sub>a</sub>**), leuco-syenogranites (**GGO<sub>b</sub>**), and micro-syenogranites (**GGO<sub>c</sub>**). Gabbro intrusions (**GEA<sub>a</sub>**) are found locally as are small alkaline intrusives (soda-syenites (*sieniti sodiche*, **GEA<sub>b</sub>**).

In fact, an analysis based on isotopic geochronology and the geometric relationships amongst the outcrops shows the temporal relationship between two groups of intrusives: the intrusives identified as leuco-granites are the most recent, while granodiorites monzogranites are the oldest.

The emplacement of the batholith occurred between the Late Carboniferous and the Early Permian (330-275 My) (DEL MORO *et alii*, 1975; ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; COCHERIE, 1984); it is contemporaneous with the post-collisional tectonics of the Hercynian Chain. The batholith is anorogenic, it was exhumed in an extensional regime (CARMIGNANI *et alii*, 1992).

In Sardinia the dike rock systems are known for their complexity: their compositions and textures (from porphyric to aphyric facies) vary greatly, their relationships with the surrounding rock are complex.

Thus it is difficult to ascertain the chronological relationships amongst the different bodies.

Dikes of various composition have been noted for Sardinia (ATZORI & TRAVERSA, 1986; VACCARO *et alii*, 1991; PASQUALI & TRAVERSA, 1996; RONCA & TRAVERSA, 1996). On the Cagliari map sheet, the acidic rhyolites (**fp**), in dikes or in stocks, are much more prevalent than the dacites. Hypoabyssal aplo-pegmatite bodies are numerous (**fa**), they are only a few meters thick and rarely apparent in outcrop. Their attitude varies, sometimes they are found sub-horizontally. They have little lateral continuity. These bodies are widespread especially within the monzogranites and the leucogranites. The aplites are manifested in veins and veinlets, less than decimeters in size. Those bodies which are intermediate to basic, andesitic and basaltic-andesitic (**fi**) with a characteristic scale-like exfoliation, outcrop the most in the map's southeast sector. Their orientation is usually N160°E, and less frequently N130°E; attitudes are sub vertical, average thickness is approximately a meter, and they extend from hundreds of meters up to half a kilometer.

The dike systems (N-S to NNW-SSE oriented) in the area study, connect up with those dike systems of central and southern Sardinia. The orientation of these systems is consistent with the average NE-SW orientation evident in Corsica and northern Sardinia.

Then all these systems together can be correlated with the principal Late Hercynian fracture systems, which are related to the transcurrent tectonics of continental Europe (ARTHAUD & MATTE, 1977; RONCA & TRAVERSA, 1996).

Mesozoic sediments are not evident in outcrop on this map sheet. It is not improbable that the Jurassic transgression, outcrops of which occur extensively across Sardinia, could have also affected this map region. However, any deposits might then have been completely eroded during successive periods of continentality.

The Early Eocene transgressive deposits have not been identified within this map sheet, although they have been found throughout southern Sardinia and even in areas adjacent to this sheet (BARCA & DI GREGORIO, 1977; 1978). Continental conditions were reestablished across Sardinia during the Middle to Late Eocene, they lasted for almost all of the Oligocene. Fluvial and lacustrine deposits dating to these epochs attest to the continentality, and are found throughout the Cagliari map area (*formazione del Cixerri-CIX*, *formazione di Ussana-USS*).

The Sardinian-Corsican block felt the repercussions of the Northern Apennine Collision (representing the hinterland) during the Late Oligocene to Early Miocene. During this time, transcurrent tectonics were a major factor in north central Sardinia along with Hercynian Corsica (CARMIGNANI *et alii*, 1994a; PASCI, 1995); fault systems followed the tectonic features and the discontinuities at the Hercynian basement. Thus originated transpressive zones and strike-slip zones. Nevertheless southern Sardinia appears to have been little affected by transcurrent dynamics in the Oligocene and Miocene. In fact on the Cagliari map sheet (Monastir section), only a few continental and marine-littoral deposits outcrop, of modest thickness, which may be attributed to the Late Oligocene-Aquitainian times; this is the *formazione di Ussana*. The depositional environments range from alluvial fans, to alluvial plains which transition at higher altitudes to fluvial-lacustrine, lagoon and littoral environments (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

The deposition of these aforementioned sediments was actually preceded by volcanic and volcanoclastic emissions, these are the *successione vulcanica di Monastir* on this map sheet. They are composed of intermediate to basic lavas, from andesitic to basaltic (*andesiti di M.Oladri-OLD*; *andesiti di M.Zara-ZAR*). Pyroclastic-epiclastic intercalations (*vulcanoclastiti di Su Pardu-SPU*) are also evident. The volcanics are placed within "Oligocene-Miocene calc-alkaline volcanic cycle of Sardinia (*ciclo vulcanico calcalcalino oligo-miocenico sardo*).” They are found throughout western Sardinia. In this map sheet, the volcanics outcrop in the northwest section.

A rift system developed between the *Golfo di Cagliari* and the *Golfo dell'Asinara* during the Early to Middle Miocene, contemporaneous with rotation of the Sardinian-Corsican Block (in the Burdiglian) and the opening of the Balearic Basin in the central-northern Tyrrhenian. This has been called the *Rift sardo* (CHERCHI & MONTADERT, 1984) and sedimentation is primarily marine. A transition into continental deposits occurs both laterally and up-section: they are sandy-arenaceous and conglomeratic sediments, sometimes with a volcanic com-

ponent, with thicknesses sometimes even exceeding 200 m. They are part of the *formazione di Nurallao* (**NLL**).

Outcrops of the *formazione di Nurallao* (**NLL**) are localized around the eastern margin of the Miocene Sardinian Basin. In the northern and east central portions of this map sheet, the formation usually lays upon continental deposits belonging to the *formazione di Ussana*, or directly upon the Paleozoic substratum. Over time, its carbonate component usually increases while grain-size decreases until becoming silty- or marly-arenaceous alternations—these are yellowish to light-gray, with a varying degree of cementation. They in turn transition into the marly-arenaceous deposits of the *marne di Gesturi* (**GST**). The *Marne di Gesturi* formation is represented by a monotonous succession, with thicknesses of hundreds of meters, composed of arenaceous and siltitic marls, with subordinate intercalations of sandstones and calc-arenites. Locally intercalated one finds pyroclastic-epiclastic levels, the pyroclastics have a cinereous-pumiceous component (**GST<sub>a</sub>**) (VARDABASSO, 1962; PECORINI, 1974).

The Miocene sequence evolves into a pelitic facies that characterizes the *argille di Fangario* (**AFA**). It is represented by a succession of light to dark gray silts and marls, with irregularly spaced arenaceous zones which are gray in color. The arenaceous component tends to increase upwards, grading into marly sandstones. The uppermost portions of the succession are in fact characterized by a gradual decrease in inferred bathymetry (SPANO & MELONI, 1992), which has been linked to a Middle Miocene regression. This regression has been recognized also in northern Sardinia (MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI *et alii*, 1992).

Arenaceous-sandy deposits increased during the regression, the succession is represented by the *arenarie di Pirri* (**ADP**). This is in fact the most common substrata in the Cagliari urban area. Conglomerate intercalations are evident locally, they are composed primarily of Paleozoic metamorphic pebbles. The conglomerate exhibits fluvial-deltaic and also mass transport facies. This succession is best exposed and mapped between *Cuccuru Ganni* and *Sedda is Ammostus*, where there are inactive and active quarries, some with mining faces as tall as 60 m. These deposits have sometimes been deformed by slump structures. A few but important planktonic foraminifera (*Orbulina suturalis*, *O. universa*) allow the formation to be assigned to the Serravallian Age.

The carbonate successions of the *calcari di Cagliari* (**CGI**) (GANDOLFI & PORCU, 1967; CHERCHI, 1974) outcrop in the hills and along the coastline of the city of Cagliari. At the base it is composed of marly limestone (“*Pietra Cantone*” Auct.-**CGI<sub>a</sub>**), overlain by biocalcarenes (“*Tramezzario*” Auct.-**CGI<sub>b</sub>**) and biohermal limestones (“*Pietra Forte*” Auct.-**CGI<sub>c</sub>**). The middle of the sequence (“*Tramezzario*” Auct.) is characterized by angular unconformities, slumps, syn-sedimentary faults, erosional surfaces, and intra-formation breccias. The plank-

tonic foraminifera indicate that this succession belongs to the Tortonian-Lower Messinian Age. The lithological, sedimentological and paleontological aspects of these sediments are indicative of some amount of instability within the sedimentary basin, perhaps the instability is concomitant with the regressive episodes of the Messinian.

The Pliocene-Quaternary sedimentary infilling of the tectonic depression is represented by the “conglomeratic-arenaceous-marly ... complex (*complesso marnoso-arenaceo-conglomeratico...*)” (*formazione di Samassi-SAM*: PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969). Its thickness of approximately 500 m has been ascertained from deep wells drilled for hydrocarbon studies (the wells are: “*Campidano 1*,” Villasor; “*Oristano 1*,” Arborea; and “*Oristano 2*,” Riola) (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; TILIA ZUCCARI, 1969; POMESANO CHERCHI, 1971). The thickness of the *formazione di Samassi* shows the importance of both subsidence within the *graben del Campidano*, and erosion during the Late Pliocene, occurring concomitantly with the deposition and infilling (MARINI *et alii*, 1980). However, this formation has not been mapped for the surface of the Cagliari map sheet: it has been degraded by anthropic action, or it has been covered by alluvial deposits, during the Late Pleistocene and Holocene.

All of Sardinia was affected by a new, major extension phase beginning in the Late Miocene and continuing until the Pliocene-Pleistocene, this tectonic phase is linked to the opening of the north central Tyrrhenian. This opening caused a brief and localized marine ingression in the Early Pliocene. Plio-Pleistocene volcanics, mostly basic in composition, have been related to this extensive tectonic phase. They are found throughout Sardinia, although not within this map area.

Quaternary sedimentary deposits are widely present in the map area, although they are not very thick. They have been mapped and their litho-, morpho-, and pedostratigraphic units assigned according to the UBSU convention (Unconformity Bounded Stratigraphic Units; North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983), (PASQUARE *et alii*, 1992).

Two Quaternary depositional units have been mapped for this sheet, they are separated by a major erosional surface which corresponds to intervals of ravinement and terracing. Morphostratigraphic and pedostratigraphic criteria have been utilized in their identification, facilitated by the widespread presence of alluvial terrace units situated at various elevations above the river valley bottoms.

One of the units, which represents Holocene deposits, is well known for its complexity and distinctiveness: these deposits are placed into one large Synthem. The Synthem has been subdivided into sub-units based upon the depositional environment (active-**b** and inactive-**b<sub>n</sub>** alluvial deposits, active-**g<sub>2</sub>** and inactive-**g** strandlines (beaches), active- and inactive-**e** and lacustrine and palustrine, eluvium and colluvium-**b<sub>2</sub>**, slope debris-**a**); and also anthropic deposits (**h**).



The other unit is Late Pleistocene in age, composed primarily of alluvial deposits, undergoing pedogenesis or terracing (**PVM<sub>2</sub>**). These grade laterally into slope detritus and alluvial fan deposits. The type-location of the *Tirreniano* (ISSEL, 1914) (“*panchina tirreniana*” Auct.-**PVM<sub>1</sub>**) is found south of Cagliari, just outside the map sheet boundary.

### **Cagliari Urban area**

The Cagliari map sheet hosts a heavily urbanized area. Thus, one chapter is given to a more detailed examination of the geology of urban area; the geology has been evaluated in the largest disciplinary sense.

A geo-environmental analyses of a large urban area such as Cagliari (which itself is artificially defined by the circumvallating state highway S.S. 554), must also take into account the many direct (and indirect) links with the outlying areas.

The area considered here, including the Cagliari urban center and outlying areas, is approximately 60 km<sup>2</sup>.

The geological survey and cartography of this area, realized for the *Progetto Carg*, required great attention to detail and to the specific characteristics, whether “physical” (defined by the geology, geomorphology, geopedology, hydrogeology, geotechnology, landscape-natural history, etc.), or “anthropic” (urban structures, industrial installations, archeological sites, etc.) of the locality.

This map sheet, exhibiting a range of anthropization, shows the range of problems and topics touched upon during its cartography.

PROGETTO  
CARG

## LEGEND GEOLOGICAL MAP

### QUATERNARY DEPOSITS OF THE MARINE AREA

#### **Lagoon deposits**

Organic sands and gravels in slimy matrix (sl).

Sandy slime (ls).

*UPPER HOLOCENE*

#### **Delta deposits**

Slimly sands (sd).

Sandy gravels (gs).

*UPPER HOLOCENE*

Heterometric gravels in wearily, cemented slimly sandy matrix (gs<sub>1</sub>)

*LOWER-MIDDLE HOLOCENE*

#### **Litoral deposits**

Seagrass beds and algal mats (g<sub>4</sub>)

Siliciclastic sands (sp)

*UPPER HOLOCENE*

Beach rocks sandstones and conglomerates (br).

*MIDDLE-UPPER HOLOCENE*

Polygenetic gravels (gp).

*MIDDLE HOLOCENE*

#### **Platform deposits**

Bioclastic sands (sb)

*UPPER HOLOCENE*

## QUATERNARY DEPOSITS OF THE CONTINENTAL AREA

### **HOLOCENE DEPOSITS**

#### **Anthropic deposits (h)**

Salt and bathtubs of salt settling (**h<sub>s</sub>**), human manufactured products (**h<sub>a</sub>**).

Wastes mining (**h<sub>1m</sub>**); industrial wastes (**h<sub>1i</sub>**); rubbish dump of inert (**h<sub>1n</sub>**); urban solid wastes (**h<sub>1u</sub>**); fill materials and reclaimed areas (**h<sub>1r</sub>**). *HOLOCENE*

#### **Active alluvial deposits (b)**

Primarily medium to coarse gravels and lesser sands in lenses and thin levels (**b<sub>a</sub>**); primarily sands (**b<sub>b</sub>**); primarily silts and clays (**b<sub>c</sub>**). *HOLOCENE*

#### **Lagoons and coastal swamps deposits (e<sub>3</sub>)**

Dark gray silts and silty-clays, locally pebbly, darkish carbonaceous muds, often with marine and lagoonal molluscal fragments. *HOLOCENE*

#### **Active beaches deposits (g<sub>2</sub>)**

Litoral sands and/or medium to coarse gravels, locally with algal stocks (*Poseidonia*).

*HOLOCENE*

#### **Eluvial and colluvial deposits (b<sub>2</sub>)**

Coarse detritus in a sandy-silty matrix, sometimes soil intercalations more or less developed and enriched in organic fraction. Local concentrations of calcium carbonate in nodules, crusts and lenses. *HOLOCENE*

#### **Slope debris deposits (a)**

Accumulation of detritus with angular clasts, sometimes partially cemented. *HOLOCENE*

#### **Inactive alluvial terraced deposits (b<sub>n</sub>)**

Primarily coarse gravels, lesser sands and fine grained gravels in lenses, frequently concave cross-stratified, (**b<sub>na</sub>**); primarily sands (**b<sub>nb</sub>**); primarily silts and clays (**b<sub>nc</sub>**), sometimes with pulmonate gasteropods (*Helix cf. aperta*, *Rumina cf. decollata*). *HOLOCENE*

#### **Old beaches and longshore bar deposits (g)**

Sands, coastal gravels and biocalcarenes rich in molluscal fragments (*Arca noae*, *Cerastoderma (edule) edule*, etc.) ("trasgressione versiliana" *Auct.*). *HOLOCENE*

### **PLEISTOCENE DEPOSITS**

#### **PORTOVESME SYNTHEM (PVM)**

##### **Portosceso subsynthem (PVM<sub>2a</sub>)**

Terraced alluvial gravels (medium to coarse) and lesser sands in levels and lenses with cross-bedding figures. *PLEISTOCENE*

##### **Calamosca subsynthem (PVM<sub>1</sub>)** ("Panchina tirreniana" *Auct.*)

Conglomerates, shore gravels and calcareous sandstones, rich in molluscs (*Strombus bubonius*, *Conus textudinarius*, *Patella ferruginea*, *Mytilus senegalensis*, *Spondilus gaederopus*) and corals (*Cladocora coespitosa*). *PLEISTOCENE* (stage 5e: 122,11 + 5,3/-5,01 ky)

## TERTIARY VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSIONS

### **OLIGO-MIOCENE SEDIMENTARY SUCCESSION**

#### **CALCARI DI CAGLIARI (CGI)**

Massive white limestones, biohermal and bioclastic limestones, sometimes fragmented and partially reworked, rich in encrusting redalgae (“*Lithothamnium*”) and molluscs (*Aequipecten macrotis*, *A. submalvinae*, *Gigantopecten latissimus*, *Flabellipecten caralitanus*, *Ostrea edulis lamellosa*) (Pietra Forte Auct.) (CGI<sub>c</sub>).

Whitish bioclastic calcarenites, sometimes marly, with molluscs (*Pecten benedictus*, *Aequipecten macrotis*, *Paphia vetula*, etc.), echinoids (*Clypeaster altus*, *Echinolampas hemisphericus*, *Schizaster eurinotus*, etc.), bryozoans, crustacean, fishes (*Carcharodon megalodon*), characterized by sin-sedimentary faults, slumps, erosional surfaces and intraformational breccias (Tramezzario Auct.) (CGI<sub>b</sub>).

Yellowish sandy marls developing upwards to white-yellowish marly-arenaceous limestones, often bioturbated, with molluscs (*Conus dujardini*, *Ficus conditus*, *Aequipecten submalvinae*, *Flabellipecten solarium*, *Astraea carinata*, etc.) and echinoids (*Schizaster sardiniensis*, *Spatangus corsicus*). (Pietra Cantone, Auct.) (CGI<sub>a</sub>).

#### **TORTONIAN-MESSINIAN?**

#### **ARENARIE DI PIRRI (ADP)**

Sandstones, marly and/or silty sandstones, gray-greenish siltites, yellowish calcarenites, with molluscs (*Pecten revolutus*, *P. benedictus*, *Flabellipecten fraterculus*, *Anomia (A.) ephippium*, *Turritella (T.) tricarinata*, *Conus mercati*, etc.), echinoids, redalgae (“*Lithothamnium*”), planctonic foraminifers (*Orbulina suturalis*, *O. universona*) and rare calcareous nannoplankton; whitish sands and conglomerates with metamorphic clasts variously elaborated. SERRAVALLIAN

#### **ARGILLE DI FANGARIO (AFA)**

Clayey and/or sandy gray-yellowish marls, developing upward to marly sandstones, with brachiopods, echinoids (*Schizaster desori*, *S. sardiniensis*, *Hemiaster (Trachyaster) lovisatoi*), gasteropods (*Ficus (F.) conditus*, *Xenofora infundibulum*), crustacean, cephalopods (*Aturia aturi*), pteropods (*Vaginella austriaca*, *Clio caralitana*, *C. distefanoi*), thin bivalv shells, ichthyolitic fragments (*Carcharodon megalodon*), foraminifers (*Orbulina suturalis* subzone) and calcareous nannoplankton (MNN5b: *H. walberdorfensis*-*S. heteromorphus* subzone).

#### **MIDDLE LANGHIAN? - SERRAVALLIAN INF.**

#### **MARNE DI GESTURI (GST)**

Arenaceous and silty yellowish marls, interbedded with sandstones and limestones with pteropods (*Clio caralitana*, etc.), molluscal fragments (*Solemya (solemya) doderleini*, *Ostreinella neglecta*, *Lucina (L.) orbicularis*, *Amussiopecten ugolinii*, *Abra (Syndomya) longicallus*), foraminifers (N7: *Globigerinoides trilobus* zone; N7-N8: *G. trilobus e Praeorbulina glomerosa* zone); calcareous nannoplankton (MNN4a: *Helicosphaera ampliaperta*-*Sphenolithus heteromorphus* zone), ichthyolitic and vegetal fragments (GST). UPPER BURDIGALIAN-MIDDLE LANGHIAN  
Pomiceous and cinereous grayish tuffites (GST<sub>a</sub>). UPPER BURDIGALIAN-MIDDLE LANGHIAN

**NURALLAO FORMATION (NLL)*****Arenarie di Serralonga (NLL<sub>2</sub>)***

Primarily coarse sandstones and fine-conglomerates, interbedded to medium-coarse conglomerates, silty-sandstones and silty-arenaceous marls. *UPPER AQUITANIAN-BURDIGALIAN?*

**USSANA FORMATION (USS)**

Polygenetic and heterometric breccias in a coarse arenaceous matrix-supported with metamorphic and magmatic variously altered palaeozoic blocks (M. Sa Frissa); conglomerates, sandstones and yellowish-reddish silty clay (Bau Serra Resu, Bruncu de su Procu, M. Nieddu, Villaggio delle Rose, Cuccuru Dottori) (**USS<sub>a</sub>**).

Conglomerates and sandstones in a fine-grained red-violet to yellow-ocher matrix, stratified in bancs and lenses (Monastir-Ussana: Is Serras, Francischetti, Sa Cenobida) (**USS<sub>b</sub>**).

Coarse conglomerates, poorly stratified, locally interbedded with silty clays, sandstones (**USS<sub>c</sub>**).

Bioclastic and biohermal limestones rich in algae, corals (*Tarbellastrea chevalieri*, *Montastraea*, *Porites*, *Favites*) and molluscs (*Ostrea edulis lamellosa*) (**USS<sub>d</sub>**). (Dolianova: Riu Ciandara-SaColonia).

*UPPER OLIGOCENE-LOWER AQUITANIAN*

**MONASTIR VOLCANIC SUCCESSION****MONTE ZARA ANDESITES (ZAR)**

Porphyritic lava flows, stocks and dikes, displaying pyroxene and olivine phenocrysts (andesites and basaltic andesites). *UPPER OLIGOCENE*

**SU PARDU VOLCANOCLASTITES (SPU)**

Pyroclastic and prevalently epiclastic deposits consisting of volcanogenic sandstones and heterometric polygenic conglomerates with andesitic clasts. *UPPER OLIGOCENE*

**MONTE OLADRI ANDESITES (OLD)**

Porphyritic massive lava-flows, hypoabissal stocks, with amphibole and pyroxene phenocrysts (andesites, dacites); peripheral autobrecciated facies.

*UPPER OLIGOCENE (Chattian: 27.3+/- 1.9 Ma, 28.0 +/- 1.3 Ma)*

**PALEOGENIC SEDIMENTARY SUCCESSION****CIXERRI FORMATION (CIX)**

Quartz-feldspathic sandstones, argillaceous brown marls with grey-greenish plaques, yellowish siltites and yellowish-reddish clays related to iron oxidations.

*MIDDLE EOCENE - ?LOWER OLIGOCENE*

**LATE-PALEOZOIC INTRUSIVE COMPLEX AND DYKE SYSTEM****DYKE SYSTEM**

**Hydrothermal dykes chiefly quartz (fq)**, often baryte-bearing ore.

**Acidic dykes:** rhyolitic quartz-porphyry in dykes and stocks (**fp**),

**Acidic dykes:** aplo-pegmatitic dykes (**fa**).

**Dykes of intermediate to basic composition:** from andesitic to basaltic, undistinguished (**fi**).

*UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

#### **GRANITOIDS AND MAFIC PLUTONITES**

##### **SAN GREGORIO INTRUSIVE UNIT**

###### **Leucocratic biotite microsyenites**

Microporphyric and/or microgranular structure; very rare mafic microgranular enclaves; frequents pegmatitic pockets and veins infilled with quartz and k-feldspar. (**GGO<sub>c</sub>**)

*UPPER CARBONIFEROUS-PERMIAN*

###### **Leucocratic biotite syenogranites**

Medium-coarse grained, equigranular structure, subdecimetric pegmatitic portions; locally microporphyric facies; rare mafic microgranular enclaves; C.I. 5÷7%. (**GGO<sub>b</sub>**)

*UPPER CARBONIFEROUS-PERMIAN*

###### **Biotite monzogranites**

Medium grained, equigranular structure, locally microporphyric, C.I. 10÷15%; frequent granodioritic-tonalitic microgranular enclaves (ø max 40÷50 cm). Porphyric facies on the contact with palaeozoic metamorphic basement. (**GGO<sub>a</sub>**) *UPPER CARBONIFEROUS-PERMIAN*

##### **GEREMEAS INTRUSIVE UNIT**

**Biotite-amphibole granodiorites**, coarse grained, inequigranular structure, locally phaneritic-porphyric for centimetric feldspars, locally with oriented texture, C.I. 20÷30%; very frequent dark microgranular enclaves (amphibole-biotite tonalites) (ø max 40÷50 cm), often elypsoidal and iso-oriented. Accessory minerals allanite e titanite. (**GEA<sub>c</sub>**) *UPPER CARBONIFEROUS-PERMIAN*

**Syenites (GEA<sub>b</sub>)**, medium to fine grained, inequigranular structure for plagioclase (albite) crystal (max size 1 cm), usually altered; mafics in dark-grey polycrystalline aggregates.

**Amphibole and pyroxene-amphibole gabbros (GEA<sub>a</sub>)**, gray to greenish, equigranular structure, medium-fine grained, with nodules and blackish blobs (ø max 15 cm), with feldspar and amphibole.

*UPPER CARBONIFEROUS-PERMIAN*

#### **PALEOZOIC METAMORPHIC BASEMENT**

##### **SARRABUS TECTONIC UNIT**

###### **PALA MANNA FORMATION (PMN),**

Alternations of micaceous metasandstones, quartzites, metasiltstones and metapelites (**PMN**), locally breccias with clasts of lydites, polygenetic and heterometric coarse metaconglomerates (**PMN<sub>a</sub>**); coarse quartzites (**PMN<sub>b</sub>**); metabasalts (**PMN<sub>c</sub>**). Frequently olistolithes of older sedimentary sequences: laminated nodular grayish **metalimestones** (Silurian-Devonian) (**sg<sub>a</sub>**); **lydites**: black jaspers (Silurian) (**sg<sub>b</sub>**); **acid metavolcanic and metavolcanoclastic rocks (pg)**: “porfidi grigi” and metaepiclastic rocks (middle Ordovician). *LOWER CARBONIFEROUS*

**SCISTIA GRAPTOLITI, AUCT. (SGA)**

Black shales, more or less carbonious with black jaspers; sometimes dark-gray metalimestones more or less nodular. *SILURIAN* – ?*LOWER DEVONIAN*

**TUVIOIS FORMATION (TUV)**

Fine-grained micaceous metasandstones, metasiltstones and gray metapelites (**TUV**).

**Calcarei silicizzati Auct. (TUV<sub>a</sub>)** Dark-gray metalimestones usually silicified, with brachiopods (*Nicolella actoniae*; *Dolerorthis maxima*; etc.) and trilobites (*Neseuretinus turcicus*; “*Iliaenus*” *creber*; *Ulugtella angelini*; etc.), thinnely stratified by silty light-brown marls (*Quarziti del Sarrabus Auct.*). *UPPER ORDOVICIAN*: Ashgill

**PUNTA SERPEDDÌ FORMATION (PSR)****Bruncu de Is Mallorus member (PSR<sub>3</sub>)**

Quartzites, fine-grained metasandstones and metasiltstones with sedimentary sheets of heavy minerals (*placers*) and fossiliferous strata (brachiopods: *Iberomena sardoa*, *Leptaena depressa*, etc.; crinoids, bryozoan, trilobites: *Harpidella (H.) dolianoensis n. sp.*; *Sarrabesia teichmulleri*, etc.).

**Sa Murta member (PSR<sub>2</sub>)**

Metaconglomerates alternating with rhythmic thin (millimeters to centimeters) alternations of fine-grained metasandstones and coarse metasiltstones.

**Bruncu Spollittu member (PSR<sub>1</sub>)**

Metarkoses, metasandstones and polygenetic metaconglomerates, with sedimentary sheets of heavy minerals (*placers*).

*UPPER ORDOVICIAN (Caradoc-Ashgill)*

**PORFIDI GRIGI DEL SARRABUS (PGS)**

Dacite to rhyolite porphyritic dark-gray metavolcanic rocks, metatuffs and metaepiclastic rocks variously altered. *MIDDLE ORDOVICIAN*

**MONTE SANTA VITTORIA FORMATION (MSV)**

Rhyolite afyric withish metavolcanic rocks, sometimes with feldspathic and quartz - phenocrysts in microcrystalline ground mass, metaepiclastites with interbedded metatuffs and metasandstones (**MSV**) (“Porfidi bianchi” Auct.). Heterometric polygenetic metaconglomerates, with rounded to sub-rounded pebbles of fine-stratified sandstones, quartzites and minor volcanic rocks; the matrix is usually filladic (**MSV<sub>a</sub>**). *MIDDLE ORDOVICIAN*

**SEDIMENTARY SUCCESSION PRE-“SARRABESE UNCONFORMITY”****ARENARIE DI SAN VITO (SVI)**

**SVI**: Micaceous metasandstones irregularly alternating to decimetric-metric plane-parallel to cross-laminations quartzites and metasiltites, with acritarcs (*Acanthodiacrodium*, *Impluviculus*, *Cymatogalea*, *Stelliferidium*, etc.) and icnofossils (medusae: *Ichnusa cocozzi*; fossil paths: *Palaeophycus*). **SVI<sub>a</sub>**: quartzites and metaconglomerates rich in quartz-pebbles, at the top.

*MIDDLE CAMBRIAN - LOWER ORDOVICIAN*