



# ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

## SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

### NOTE ILLUSTRATIVE

della

### CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

### alla scala 1:50.000

foglio 459

## SASSARI

A cura di:

**G. Oggiano**<sup>(1)</sup>, **A. Aversano**<sup>(2)</sup>, **A. Forci**<sup>(2)</sup>, **M.R. Langiu**<sup>(3)</sup>,  
**E.D. Patta**<sup>(2)</sup>

Hanno collaborato:

*Biostratigrafia del Giurassico e Cretacico:* **A. Cherchi**<sup>(4)</sup>;

*Vulcanismo miocenico:* **M. Rosi**<sup>(5)</sup>, **R. Cioni**<sup>(6)</sup>, **F. Mundula**<sup>(7)</sup>;

*Radiocronologia del vulcanismo cenozoico:* **S. Scaillét**<sup>(8)</sup>;

*Geomorfologia e stratigrafia del Quaternario:* **M. Coltorti**<sup>(9)</sup>;

*Idrogeologia:* **G. Ghiglieri**<sup>(7)</sup>, **A. Carletti**<sup>(10)</sup>, **D. Pittalis**<sup>(11)</sup>;

*Geocronologia del Quaternario:* **M. Frechen**<sup>(12)</sup>.

(1) - Dipartimento di Scienze della Natura e del Territorio, Università di Sassari; (2) - Geologo libero professionista, consulente per la Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Dipartimento Geologico, Cagliari; (3) - Provincia di Sassari, Settore VIII - Ambiente e Agricoltura, Servizio III - Pianificazione e Gestione Rifiuti, Sassari; (4) - Ex Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari; (5) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa; (6) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze; (7) - Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche, Università di Cagliari; (8) - Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement CNRS, Gif sur Yvette, France; (9) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena; (10) - Nucleo Ricerca sulla desertificazione, Università di Sassari; (11) - Dipartimento di Ingegneria del Territorio, Università di Sassari; (12) - Leibniz Institute for Applied Geophysics, Hannover.

Ente realizzatore



**Regione Autonoma della Sardegna**

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

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

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M.T. Lettieri**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione Autonoma della Sardegna: **E.A. Sarria, O. Pilloni**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

*Revisione scientifica:*

**D. Berti, R. Graciotti, C. Muraro, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni,  
R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita** (vulcanico)

*Coordinamento cartografico:*

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

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**L. Battaglini, R. Carta**

**A. Fiorentino** (ASC)

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

**D. Tacchia, F. Pilato**

PER LA REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA

*Allestimento editoriale e cartografico:*

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

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

(ARPAS - Dipartimento Geologico)

*Allestimento informatizzazione dei dati geologici:*

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

(ARPAS - Dipartimento Geologico)

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

**O. Pilloni** (Responsabile della Segreteria Tecnica)

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

## INDICE

<b>I</b>	- <b>INTRODUZIONE</b> .....	Pag. 7
1.	- <b>INQUADRAMENTO GEOGRAFICO</b> .....	» 9
<b>II</b>	- <b>STUDI PRECEDENTI</b> .....	» 11
<b>III</b>	- <b>INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b> .....	» 19
1.	- <b>CARATTERI GENERALI</b> .....	» 19
2.	- <b>CARATTERI GEOLOGICI</b> .....	» 23
2.1.	- <b>COPERTURE MESOZOICHE E LORO QUADRO GEODINAMICO</b> .....	» 23
2.2.	- <b>COPERTURE TERZIARIE E LORO QUADRO GEODINAMICO</b> .....	» 25
2.3.	- <b>VULCANISMO CALCALCALINO IN SARDEGNA E SUO QUADRO GEODINAMICO</b> .....	» 26
2.4.	- <b>SUCCESSIONI SEDIMENTARIE DEL NORD SARDEGNA</b> .....	» 33
2.4.1.	- <i>Mesozoico</i> .....	» 33
2.4.2.	- <i>Cenozoico</i> .....	» 37
2.4.3.	- <i>Bacino del Logudoro</i> .....	» 40
2.4.4.	- <i>Bacino di Porto Torres</i> .....	» 40
2.5.	- <b>COPERTURE PLIO-QUATERNARIE</b> .....	» 43
<b>IV</b>	- <b>STRATIGRAFIA</b> .....	» 45
1.	- <b>SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESOZOICA</b> .....	» 45
1.1.	- “MUSCHELKALK” AUCT. ( <b>MUK</b> ) .....	» 46
1.2.	- “KEUPER” AUCT. ( <b>KEU</b> ) .....	» 47
1.3.	- <b>FORMAZIONE DI MONTE ZIRRA (ZRR)</b> .....	» 48
1.4.	- <b>FORMAZIONE DI GAMBA DI MORO (GDM)</b> .....	» 49
1.5.	- <b>FORMAZIONE DI PUNTA CRISTALLO  (“PORTLANDIANO” AUCT. P.P.) (IST)</b> .....	» 51
1.6.	- <b>FORMAZIONE DI CALA D’INFERNO (“PURBECKIANO” AUCT.) (CIF)</b> ..	» 52
1.7.	- <b>FORMAZIONE DI MAL REPOS (“URGONIANO” AUCT.) (REP)</b> .....	» 54
1.8.	- <b>FORMAZIONE DI GRASCIOLEDDU (GXL)</b> .....	» 55
1.9.	- <b>FORMAZIONE DI CAPO CACCIA (POC)</b> .....	» 56
1.10.	- <b>FORMAZIONE DI BRUNESTICA (BNT)</b> .....	» 58
2.	- <b>SUCCESSIONE VULCANICA OLIGO-MIOCENICA</b> .....	» 60
2.1.	- <b>LAVE DI PALA MANTEDDA (MTD)</b> .....	» 60
2.2.	- <b>LAVE DI OSILO (OSL)</b> .....	» 62
2.3.	- <b>PIROCLASTITI DI OLMEDO (LDO)</b> .....	» 65
2.4.	- <b>PIROCLASTITI DI PUNTA RUJA (PRJ)</b> .....	» 67
2.5.	- <b>PIROCLASTITI DI MONTE SAN PIETRO (UMP)</b> .....	» 68

2.6.	- PIROCLASTITI DI MONTE MIALE ISPINA ( <b>UMM</b> ) .....	Pag. 70
2.7.	- PIROCLASTITI DI MONTE BARANTA ( <b>UBR</b> ) .....	» 71
2.8.	- PIROCLASTITI DI SA TEULA ( <b>TEU</b> ).....	» 71
2.9.	- PIROCLASTITI DI SU SUERZU ( <b>SSU</b> ).....	» 73
2.10.	- PIROCLASTITI DI SA FUNTANEDDA ( <b>FGU</b> ).....	» 74
2.11.	- PIROCLASTITI DEL CUGA ( <b>CUG</b> ).....	» 75
2.12.	- LAVE DI NURAGHE VITTORE ( <b>UNV</b> ) .....	» 76
2.13.	- PIROCLASTITI DI URI ( <b>UII</b> ).....	» 78
2.14.	- PIROCLASTITI DI MONTE LONGOS ( <b>LGS</b> ).....	» 80
2.15.	- PIROCLASTITI DI LOGULENTU ( <b>LGU</b> ).....	» 80
2.16.	- PIROCLASTITI DI MONTE SA SILVA ( <b>ILV</b> ).....	» 81
3.	- SUCCESIONE SEDIMENTARIA MIOCENICA.....	» 82
3.1.	- FORMAZIONE DEL RIO MINORE (“LACUSTRE” AUCT.) ( <b>LRM</b> ) .....	» 82
3.2.	- FORMAZIONE DI OPPIA NUOVA ( <b>OPN</b> ) .....	» 83
3.3.	- FORMAZIONE DI MORES ( <b>RES</b> ) .....	» 84
3.4.	- FORMAZIONE DI BORUTTA ( <b>RTU</b> ) .....	» 90
3.5.	- FORMAZIONE DI FLORINAS ( <b>LNS</b> ) .....	» 92
3.6.	- FORMAZIONE DI MONTE SANTO ( <b>NST</b> ).....	» 93
4.	- VULCANITI QUATERNARIE .....	» 96
4.1.	- BASALTI DEL LOGUDORO ( <b>BGD</b> ) .....	» 96
5.	- DEPOSITI QUATERNARI .....	» 97
5.1.	- DEPOSITI PLEISTOCENICI.....	» 98
5.1.1.	- <i>Sintema di Portovesme</i> ( <b>PVM</b> ).....	» 98
5.1.1.1.	- Subsintema di Portoscuso ( <b>PVM<sub>2</sub></b> ).....	» 99
5.1.1.1.1.	- Ghiaie e sabbie alluvionali ( <b>PVM<sub>2a</sub></b> ).....	» 99
5.1.1.1.2.	- Arenarie e sabbie eoliche ( <b>PVM<sub>2b</sub></b> ).....	» 101
5.1.1.1.3.	- Detriti di versante stratificati tipo “ <i>éboulis ordonnés</i> ” ( <b>PVM<sub>2c</sub></b> ) .....	» 104
5.1.1.1.4.	- Corpi ed accumuli di frane relitte ( <b>PVM<sub>2d</sub></b> ) .....	» 105
5.1.1.1.5.	- Calcarei lacustri con gasteropodi polmonati ( <b>PVM<sub>2e</sub></b> ).....	» 106
5.2.	- DEPOSITI OLOCENICI .....	» 108
5.2.1.	- <i>Depositi di frana</i> ( <b>a<sub>1a</sub></b> , <b>a<sub>1</sub></b> ).....	» 108
5.2.2.	- <i>Travertini</i> ( <b>f<sub>1</sub></b> ).....	» 110
5.2.3.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati</i> ( <b>b<sub>n</sub></b> ) .....	» 111
5.2.4.	- <i>Depositi di versante</i> ( <b>a</b> ) .....	» 111
5.2.5.	- <i>Coltri eluvio-colluviali</i> ( <b>b<sub>2</sub></b> ) .....	» 112
5.2.6.	- <i>Depositi palustri</i> ( <b>e<sub>3</sub></b> ) .....	» 112
5.2.7.	- <i>Depositi alluvionali</i> ( <b>b</b> ) .....	» 113
5.2.8.	- <i>Depositi antropici</i> ( <b>h</b> ).....	» 114
<b>V</b>	- <b>TETTONICA</b> .....	» 115



1.	- TETTONICA MESOZOICA .....	Pag. 115
2.	- TETTONICA CENOZOICA.....	» 120
2.1.	- FASE TETTONICA POST-CRETACICO SUPERIORE E PRE-IGNIMBRITI .....	» 120
2.2.	- FASE TETTONICA OLIGO-AQUITANIANA .....	» 120
2.3.	- FASE TETTONICA DISTENSIVA DEL BURDIGALIANO.....	» 121
2.4.	- FASE TETTONICA DEL SERRAVALLIANO .....	» 122
2.5.	- FASE TETTONICA DEL PLIOCENE .....	» 122
<b>VI</b>	<b>- CENNI DI GEOMORFOLOGIA .....</b>	<b>» 123</b>
<b>VII</b>	<b>- GEOLOGIA APPLICATA .....</b>	<b>» 131</b>
1.	- GEORISORSE .....	» 131
1.1.	- MINIERE .....	» 131
1.1.1.	- <i>Sabbie silicee</i> .....	» 131
1.1.2.	- <i>Bauxiti</i> .....	» 134
1.1.3.	- <i>Bentoniti</i> .....	» 138
1.1.4.	- <i>Manganese</i> .....	» 139
1.2.	- CAVE.....	» 140
2.	- IDROGEOLOGIA.....	» 141
2.1.	- CENNI METEO-CLIMATICI .....	» 145
2.2.	- INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO: UNITÀ E COMPLESSI IDROGEOLOGICI.....	» 145
2.2.1.	- <i>Unità idrogeologica del Mesozoico</i> .....	» 146
2.2.2.	- <i>Unità idrogeologica delle vulcaniti terziarie</i> .....	» 149
2.2.3.	- <i>Unità idrogeologica della successione sedimentaria miocenica</i> »	149
2.2.4.	- <i>Unità idrogeologica del Quaternario</i> .....	» 151
2.3.	- ISOPIEZOMETRICHE DEGLI ACQUIFERI.....	» 151
2.4.	- IDROCHIMICA E QUALITÀ DELLE ACQUE SOTTERRANEE. VULNERABILITÀ ALL'INQUINAMENTO DEGLI ACQUIFERI .....	» 152
3.	- PEDOLOGIA .....	» 154
3.1.	- SUOLI DEI PAESAGGI DELLE SUCCESSIONI VULCANO-SEDIMENTARIE CENOZOICHE .....	» 155
3.1.1.	- <i>Aree con forme aspre e pendenze elevate</i> .....	» 155
3.1.2.	- <i>Aree con forme da aspre a dolci e pendenze da elevate a subpianeggianti</i> .....	» 155
3.1.3.	- <i>Aree a maggiore copertura vegetale arbustiva ed arborea</i> .....	» 156
3.2.	- SUOLI DEI PAESAGGI DELLE COPERTURE QUATERNARIE.....	» 157
3.2.1.	- <i>Suoli sui depositi quaternari antichi terrazzati</i> .....	» 157
3.2.2.	- <i>Suoli su morfologie sub-pianeggianti, a modesto livello di evoluzione</i> .....	» 158

3.2.3.	- <i>Suoli su paesaggi delle sabbie eoliche</i> .....	Pag. 159
3.3.	- SUOLI DEI PAESAGGI DEI CALCARI MESOZOICI E TERZIARI .....	» 159
4.	- DISSESTO IDROGEOLOGICO .....	» 160

<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	» 165
---------------------------	-------

<b>EXTENDED ABSTRACT</b> .....	» 181
--------------------------------	-------

<b>LEGEND GEOLOGICAL MAP</b> .....	» 187
------------------------------------	-------

PROGETTO  
CARG

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio 459 “Sassari” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG (Legge 226/99), tramite convenzione tra Servizio Geologico d’Italia e Regione Autonoma della Sardegna.

La carta geologica ricopre l’intero Foglio per una superficie totale di circa 610 kmq; essa comprende la sez. 459 I “Sassari”, la sez. 459 II “Ossi”, la sez. 459 III “Uri” e la sez. 459 IV “La Crucca” con un’area di 152,5 kmq ciascuna. Il rilevamento è stato compiuto in scala 1:10.000 e riportato sulle nuove basi topografiche ufficiali dell’I.G.M. in scala 1:25.000 (serie 50). In base ai nuovi rilevamenti inediti ed a quelli compiuti in precedenti campagne di rilevamento dell’Istituto di Scienze Geologico-Mineralogiche dell’Università di Sassari, alcune porzioni della carta geologica edita, in scala 1:100.000, sono state profondamente riviste ed aggiornate.

Le aree del rilevamento ricadono nelle carte topografiche esistenti (C.T.R.) alla scala 1.10.000: 459010 “Campanedda”, 459020 “Ottava”, 459030 “Sorso”, 459040 “Sénnori”, 459050 “Monte Nurra”, 459060 “La Landrigga”, 459070 “Sassari”, 459080 “Laghi Bùnnari”, 459090 “Olmedo”, 459100 “Mandra di l’Ainu”, 459110 “Usini”, 459120 “Ossi”, 459130 “Olmedo Sud”, 459140 “Uri”, 459150 “Ittiri Nord”, 459160 “Monte Corona ‘e Teula” (fig.1).

Le precedenti edizioni della Carta Geologica ufficiale in scala 1:100.000 risalgono a più di 40 anni fa; i vecchi Fogli 1:100.000 ricadenti sul nuovo taglio al 1:50.000 sono: Foglio 180 “Sassari”, 193 “Bonorva”, 192 “Alghero” e 179 “Porto Torres”, curati dal Servizio Geologico d’Italia (v. fig.5 cap. II - Studi precedenti).

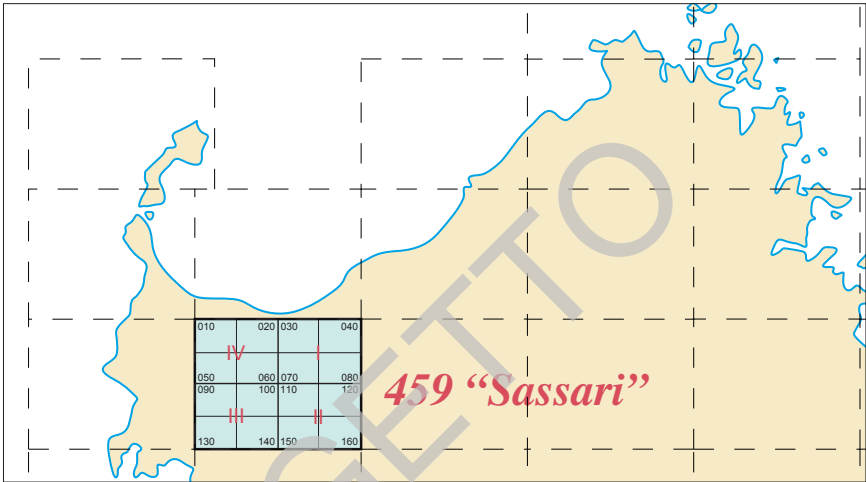


Fig. 1 - Ubicazione del Foglio 459 "Sassari" in scala 1:50.000.

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

Il lavoro di campagna è stato indirizzato allo studio delle caratteristiche composizionali e strutturali delle principali litofacies, alla raccolta dei campioni litologici rappresentativi sui quali eseguire le analisi e gli studi paleontologici, stratigrafici e petrochimici, oltreché alla verifica ed al controllo degli elementi telerilevati.

Il lavoro è stato realizzato attraverso convenzione con la RAS, in particolare il coordinamento scientifico del Foglio è stato svolto dal Prof. Giacomo Oggiano (Univ. Sassari), la direzione di rilevamento dal Dott. Geol. Antonello Aversano, il rilevamento dal Dott. Geol. Alessandro Forci e dalla Dott.ssa Geol. Maria Rita Langiu, il rilevamento per i depositi quaternari dalla Dott.ssa Geol. Elisabetta Danila Patta. Il gruppo di lavoro è completato da specialisti provenienti da varie sedi universitarie italiane ed europee.

Sono stati raccolti 600 campioni, 116 sono stati analizzati presso il laboratorio chimico della Progemisa S.p.A. (ora ARPAS, Dipartimento Geologico, Cagliari) per i principali elementi caratterizzanti. Di questi campioni è stato eseguito anche lo studio petrografico in sezione sottile. Nel totale sono state eseguite analisi petrografiche e paleontologiche su 400 campioni. Come detto, la maggior parte delle analisi sono state eseguite in sezione sottile e mediante analisi chimiche.

## 1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio 459 “Sassari” è ubicato nella Sardegna settentrionale nelle regioni storiche della Nurra, Romangia, Logudoro, Anglona e Mejlogu; ricade interamente nella provincia di Sassari e comprende i territori dei seguenti comuni: Alghero, Banari, Cargeghe, Codrongianos, Florinas, Ittiri, Muros, Olmedo, Osilo, Ossi, Porto Torres, Putifigari, Sassari, Sennori, Sorso, Tissi, Uri, Usini.

Il paesaggio è caratterizzato da una morfologia collinare, in particolare dove affiorano i rilievi del massiccio vulcanico terziario, mentre nella parte centro-settentrionale prevale una morfologia sub-pianeggiante, in corrispondenza delle propaggini meridionali della piana costiera turritana. La quota massima di 557 m s.l.m. si trova nella parte nord-orientale del Foglio in regione “Marralzu”, laddove affiorano i massicci vulcanici andesitici di Osilo. Su tali litologie vulcaniche l'erosione selettiva modella le rocce più tenaci dando luogo a forme particolari tipiche dell'area geografica. La morfologia del settore orientale è spesso aspra ed articolata in contrasto con quella dell'area occidentale, caratterizzata invece dall'estesa pianura della Nurra (figg.2 e 3).

L'areale del Foglio comprende integralmente la seconda città della Sardegna per estensione e abitanti (Sassari) e gran parte del suo vasto *hinterland*.

Le arterie viarie sono ben sviluppate, rappresentate principalmente dalla S.S. 131 “Carlo Felice” e dalle sue diramazioni a scorrimento veloce verso i punti di imbarco marittimo a Porto Torres ed aereo a Fertilia-Alghero.



Fig. 2 - *Morfologia tipica del settore orientale del Foglio 459 “Sassari”.*



Fig. 3 - Settore occidentale del Foglio 459 "Sassari": tratto della pianura della Nurra.

Similmente le zone di espansione urbana sono servite da numerose strade principali e secondarie.

I caratteri climatici dell'area presentano una stagione invernale che si sviluppa da ottobre ad aprile. In questo periodo le precipitazioni mostrano una discreta intensità, insieme con la variabilità delle temperature massime giornaliere. La stagione estiva si estende da maggio a settembre ed è generalmente secca, con temperature molto variabili. In trent'anni di osservazioni le medie dei valori stagionali indicano che:

- il mese più secco è luglio, quelli più piovosi novembre-dicembre;
- la temperatura media dell'area risulta pari a 10°, 17°, 23° e 14°, rispettivamente per inverno, primavera, estate ed autunno;
- il mese più caldo è agosto, il più freddo gennaio;
- il regime dei venti mostra prevalenze dai quadranti settentrionali.

La vegetazione presenta una scarsa variabilità dovuta alla ridotta differenza altimetrica; l'associazione vegetale più rappresentata è la macchia mediterranea costituita prevalentemente da arbusti sempreverdi, talora degradati per espansione urbana, pascolo intensivo ed incendi.

La frammentazione fondiaria, con sistemi particellari complessi, segna non solo dal punto di vista vegetazionale e agronomico il sistema naturale tutto, generando l'attuale tessitura del paesaggio.

## II - STUDI PRECEDENTI

La geologia del Foglio 459 “Sassari” e delle aree limitrofe investe aspetti paleogeografici, stratigrafici e strutturali riconducibili a tre grandi complessi geologici: la piattaforma carbonatica mesozoica, le vulcaniti cenozoiche e i sedimenti carbonatici e clastici del Miocene. Questi complessi sono stati oggetto di studi specifici da parte di specialisti di petrologia e geologia del vulcanico, di sedimentologia sia dei carbonati che dei depositi clastici. Gli ultimi due sono anche stati oggetto di studi paleontologici e micropaleontologici.

Già LA MARMORA (1857) nel suo viaggio in Sardegna (*Voyage en Sardaigne*) descriveva presso la periferia di Sassari, verso Osilo, i rapporti stratigrafici (fig.4) tra le vulcaniti e i calcari miocenici.



T, trachite antica; tp, trachite anfibolica del monte di Osilo; p, puddinga fossilifera a cemento calcareo contenente i ciottoli delle due rocce T e tp; d, banco con Discorbiti (*Heterostogina complanata*); s, banco di Scutelle e Pettini (*Pecten opercularis*, abbondante); c, calcare grossolano bianco, suddiviso in lastre.

Fig. 4 - Schema dei rapporti stratigrafici delle successioni mioceniche affioranti tra Sassari e Osilo in località Fontana del Fico. Da LA MARMORA, 1857.

I primi lineamenti stratigrafici della successione mesozoica si devono ad OOSTERBAAN (1936), il quale riconobbe la lacuna mesocretacica con le bauxiti e individuò e descrisse il Triassico in facies germanica. L'affinamento della stratigrafia mesozoica si deve a MORETTI (1955) con il rilevamento dei Fogli Geologici 1:100.000 (fig.5), ma soprattutto a PECORINI (1965), che confinò la lacuna mesocretacica tra l'Aptiano e il Cenomaniano; un'età simile fu attribuita da CHERCHI *et alii* (1981a).

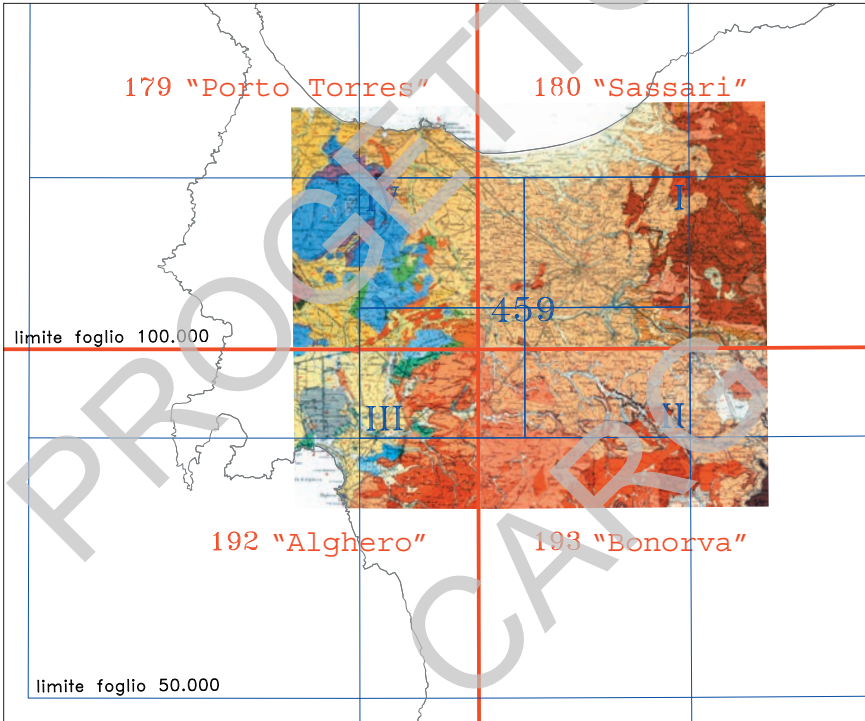


Fig. 5 - Stralcio della Cartografia Geologica Ufficiale in scala 1:100.000, riportante l'area ricadente entro i limiti del nuovo taglio in scala 1:50.000 - Foglio 459 "Sassari".

Gli studi di PHILIP & ALLEMANN (1982) attribuirono al Coniaciano i primi depositi trasgressivi sulla base delle faune a *Biradiolites*, portando la lacuna a comprendere tutto il Turoniano, età confermata da FILIGHEDDU & OGGIANO (1984) sulla base di associazioni a *Normapolles* associate alla bauxite. La stratigrafia del Giurassico e del Cretacico è stata affinata in numerosi lavori di CHERCHI & SCHRÖEDER (1973; 1976a; 1976b) e CHERCHI (1985).



Le bauxiti sono state oggetto di numerosi lavori che ne hanno delineato gli aspetti stratigrafici, tettonici, giacimentologici e geochimici (CECCARINI *et alii*, 1984; OGGIANO *et alii*, 1987; COMBES *et alii*, 1993; MC LEAN *et alii*, 1997; MAMELI *et alii*, 2007).

Il complesso vulcanico terziario e le poche colate di basalti intraplacca dell'area sono stati studiati con minore dettaglio rispetto alle vulcaniti della stessa età che affiorano nel Bosano e nel Mejlogu. Gli studi sugli affioramenti più occidentali si devono a DERIU (1962) e COULON (1977), (fig. 6).

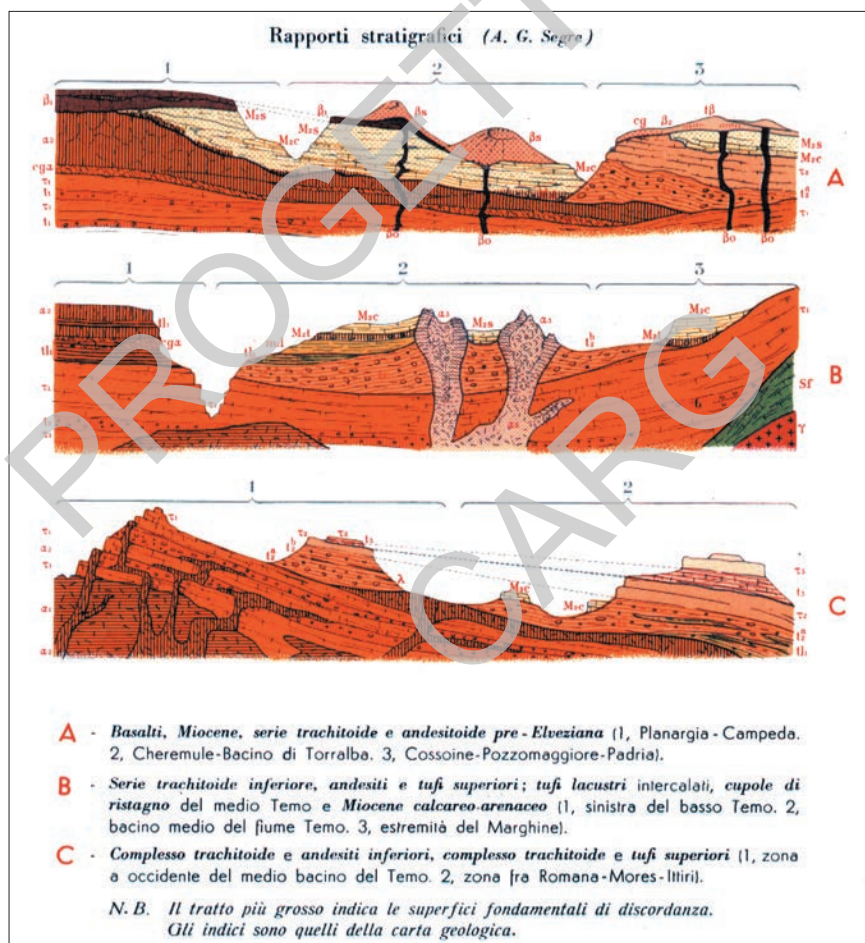


Fig. 6 - Schema dei rapporti stratigrafici nel Foglio 193 "Bonorva" alla scala 1:100.000.

COULON (1977) riconobbe una componente anatectico-crostante nei termini più evoluti, generalmente in facies ignimbratica. Relativamente al Logudoro occidentale (Foglio 193 “Bonorva” in scala 1:100.000), in particolare per l’area di Ittiri-Banari, JACOBACCI (1953) delinse la prima stratigrafia della successione vulcanica distinguendo una serie effusiva inferiore ed una serie effusiva superiore. Successivamente la stratigrafia delle vulcaniti oligo-mioceniche fu perfezionata, per il Logudoro-Bosano, da DERIU (1962) e COULON (1977). DERIU (1962) suddivise la sequenza vulcanica in quattro principali formazioni denominate, a partire dal basso: andesitoide inferiore ( $\alpha_1$ ), trachitoide inferiore ( $\tau_1$ ), andesitoide superiore ( $\alpha_2$ ) e trachitoide superiore ( $\tau_2$ ).

Un buon riferimento per la successione vulcanica della Sardegna nord-occidentale è ancora rappresentato dai lavori di COULON (1977), il quale nell’area del Mejlugu distingue una serie andesitica inferiore ( $SA_1$ ), una serie ignimbratica inferiore ( $SI_1$ ), una serie andesitica superiore ( $SA_2$ ), una serie ignimbratica superiore ( $SI_2$ ) e una serie andesitica terminale sulla quale poggiano in trasgressione i sedimenti marini miocenici. L’elemento stratigraficamente più basso ( $SA_1$ ) è costituito da basalti alluminosi ed andesiti basaltiche aventi tessitura porfirica e/o glomeroporfirica con grossi fenocristalli di minerali femici.

Oltre a questi termini basaltici sono presenti andesiti s.s., macroscopicamente molto simili ai termini precedenti ma dai quali si distinguono per la presenza di fenocristalli di plagioclasio di composizione da andesinica a bytownitica, clinopirosseno, ortopirosseno ed olivina.

Invece, i termini che giacciono stratigraficamente al di sopra, e che in letteratura vengono considerati come appartenenti alla serie  $SA_{2b}$ , sono rappresentati da daciti che all’affioramento si distinguono per il colore rosso-vinaccia, per le strutture di flusso e per la struttura porfirica dovuta a fenocristalli di plagioclasio e di pirosseni, questi ultimi presenti in proporzioni modali decisamente inferiori rispetto a quelle delle rocce precedenti.

Le andesiti e le daciti potrebbero essere legate da rapporti di differenziazione per cristallizzazione frazionata dai prodotti basaltici più antichi.

Su entrambi poggiano vari litotipi, a composizione generalmente più acida, rappresentati da espandimenti ignimbratici (più o meno saldati), complessi epiclastici e da lave in colate o duomi-cupole: tra questi, a S del Foglio, il duomo di M. Frusciu (costituito da riodaciti e daciti), la “costa di Cossoine” (costituita da termini riodacitici, distinguibile per l’andamento della fluidalità magmatica che da verticale si dispone ai bordi dell’estrusione in giaciture sub-orizzontali) e il cumulo riolitico di M. Traessu.

Tra i termini più recenti, denominati genericamente con il termine “Andesitoide Terminale” da DERIU (1962) e COULON (1977), in realtà si distinguono termini prevalentemente dacitici ed in minor misura andesitico-basaltici (M. Larenta).

Questi ultimi sono probabilmente da attribuire al Miocene medio e rappresentano gli episodi più recenti dell'attività vulcanica terziaria in Sardegna.

La successione individuata da COULON (1977) non è rappresentata in modo completo nell'area del Foglio, mancano infatti i termini più recenti riferibili alla serie andesitica terminale e anche le estrusioni di lave riodacitiche tipo M. Frusciu. Tuttavia questa successione costituisce un punto di riferimento utile per la comprensione dell'evoluzione del magmatismo terziario anche in quest'area, per lo meno per ciò che concerne gli affioramenti del Mejlogu. Sensibilmente differenti sembrano essere le vulcaniti che affiorano nella porzione nord-orientale del Foglio confinante con l'Anglona. Qui la successione ricostruita da MAMELI (2000) può essere così sintetizzata:

- i) complesso andesitico di base, nel quale si possono riconoscere diversi episodi effusivi;
- ii) complesso vulcano-sedimentario, di ambiente da continentale a marino, con locali intercalazioni di rocce effusive acide e intermedie;
- iii) colate laviche a composizione intermedia, che sigillano i depositi vulcano-sedimentari;
- iv) depositi di flusso piroclastico, a composizione acida;
- v) depositi vulcano-sedimentari, di ambiente lacustre, con potenti strati selciosi e paleoflore silicizzate;
- vi) deposito di flusso piroclastico a debole saldatura, sul quale poggiano i depositi trasgressivi del Burdigaliano.

Le vulcaniti dell'area orientale, presso l'abitato di Sennori e la località Bunnari, sono state studiate da MAMELI (2000), che ha riconosciuto nel complesso vulcanico di Osilo (appena fuori Foglio) effusioni ad affinità shoshonitica.

La stratigrafia vulcanica delineata da DERIU (1962), applicabile solo parzialmente all'area meridionale del Foglio, non ha riscontri nell'area settentrionale e sud-occidentale. Anche se in generale le andesiti occupano una posizione stratigrafica più bassa, vi sono numerose eccezioni non identificabili come andesiti superiori o terminali come, ad esempio, nel versante meridionale della valle del Riu Mannu. In particolare le ignimbriti mostrano notevole variabilità e i flussi piroclastici del settore occidentale non trovano riscontro con quelli del settore orientale, dove invece sono ben distinguibili due successioni piroclastiche separate da un episodio di epiclastiti lacustri (CERRI & OGGIANO, 2002).

I primi studi sui depositi miocenici si devono a MORETTI (1951) che, pur distinguendo i depositi silicoclastici come una generica "facies molassica", non li ha collocati in una precisa posizione stratigrafica, così come non ha differenziato e datato l'unità costituita da marne arenacee.

Dei molti lavori a carattere paleontologico (CAPELLINI, 1886; 1887; LOVISATO, 1911; 1914; COMASCHI CARIA, 1965; CARBONI & KOTSAKIS, 1983; MARRAS &

VENTURA, 1985a; 1985b; 1991a; 1991b; SPANO, 1985) soltanto alcuni presentano una reale importanza stratigrafica. Tra questi citiamo POMESANO CHERCHI (1971) e CHERCHI (1974) che attribuiscono, sulla base dei foraminiferi planctonici, al Langhiano le marne arenacee affioranti alla base della successione di Scala di Giocca (Sassari), ed al Langhiano-Serravalliano la sequenza prevalentemente arenacea affiorante a Monte Santo (Logudoro, fuori Foglio), sottostante calcari organogeni in strati assimilabili per analogie litologiche e paleontologiche ai calcari delle colline di Cagliari di età tortoniana.

Più recentemente, sulla base di nannofossili calcarei MAZZEI & OGGIANO (1990) e FRANCOLINI (1994), attribuiscono al Langhiano e forse al Burdigaliano superiore le marne arenacee affioranti rispettivamente nei dintorni di Florinas e di Sennori. Una tale attribuzione stratigrafica dell'unità marnoso-arenacea viene confermata anche da BARCA *et alii* (2000; 2002) che riordinano ed integrano i dati stratigrafici e paleontologici dei depositi miocenici del Logudoro e del Sassarese.

I primi lavori di micropaleontologia si devono a CHERCHI (1974), che attribuisce al Messiniano i calcari di Monte Santo (POMESANO CHERCHI, 1971).

La stratigrafia dell'area meridionale si deve a MAZZEI & OGGIANO (1990), i quali riconobbero una discordanza tra i calcari di Sassari (calcari superiori) e le sottostanti marne, attribuite al Langhiano sulla base del nannoplancton. MONLEAU *et alii* (1986) invece riconobbero il Burdigaliano superiore nei calcari al di sotto delle marne langhiane.

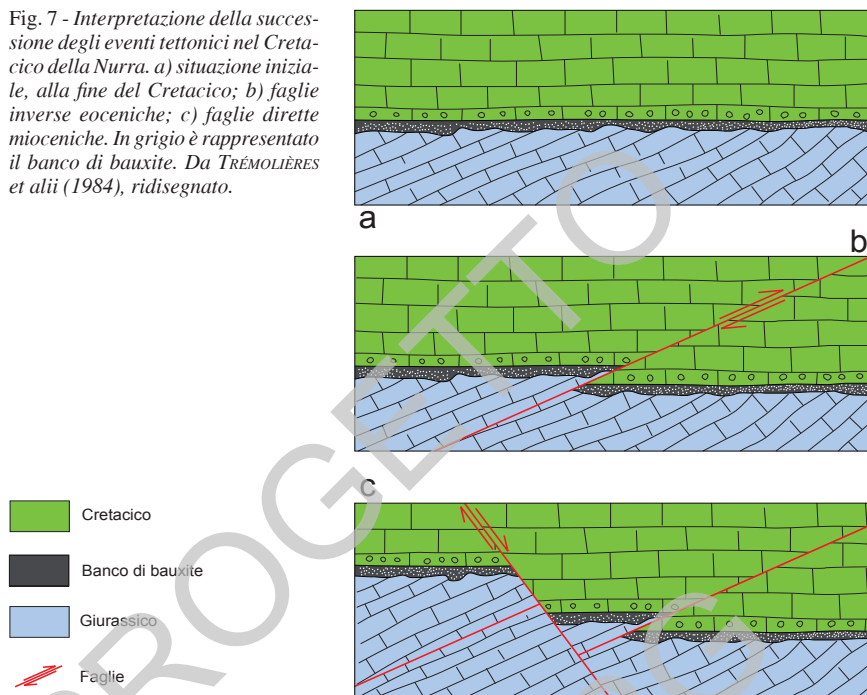
La prima ricostruzione stratigrafica e paleogeografica del Miocene della porzione del Foglio ricadente nel bacino del Logudoro si deve a MARTINI *et alii* (1992), i quali riconobbero diversi livelli di depositi silico-clastici (sabbie di Florinas e di Mores), interpretati come depositi tipo *Gilbert delta*. Una completa ricostruzione del Miocene dell'area, con produzione di una cartografia aggiornata, si deve a FUNEDDA *et alii* (2000). Questi autori individuarono due bacini miocenici: del Logudoro a S, e di Porto Torres a N, definiti come semi-*graben* separati da una zona di trasferimento.

La biostratigrafia della parte del Foglio ricadente nel bacino di Porto Torres è stata effettuata soltanto durante questo rilevamento (BOSSIO *et alii*, 2006).

Gli studi strutturali sull'area sono molto recenti. Nei vecchi fogli 180 "Sassari" e 192 "Alghero" in scala 1:100.000 (v. fig.5) non sono riportate faglie significative. Anche le strutture plicative che interessano il Mesozoico sono appena delineate.

La tettonica mesozoica è stata evidenziata da CHERCHI & TRÉMOLIÈRES (1984), che riconducevano le deformazioni NE-SW alla fase Pirenaica. Più tardi TRÉMOLIÈRES *et alii* (1984) hanno riconosciuto fasi compressive con piegamenti blandi ad assi N50E (fig.7).

Fig. 7 - Interpretazione della successione degli eventi tettonici nel Cretacico della Nurra. a) situazione iniziale, alla fine del Cretacico; b) faglie inverse eoceniche; c) faglie dirette mioceniche. In grigio è rappresentato il banco di bauxite. Da TRÉMOLIÈRES *et alii* (1984), ridisegnato.



I lavori sulla bauxite di OGGIANO *et alii* (1987) hanno individuato per la prima volta l'evidenza di una tettonica trascorrente, prima transtensiva e poi transpressiva, attribuita ai movimenti "bedouliani" *Auct.* (Aptiano superiore). Questa tettonica è responsabile della discordanza angolare già evidenziata da PECORINI (1965).

La tettonica cenozoica è stata delineata da CARMIGNANI *et alii* (1994a; 1995), FUNEDDA *et alii* (2000) e OGGIANO *et alii* (2009). Questi autori individuano una fase trascorrente oligo-aquitana, che attribuiscono alla deformazione del retropaese europeo, ossia del Blocco sardo-corso, in seguito alla collisione tra Europa ed Adria, prima della sua rotazione antioraria.

La prima fase estensionale si manifesta con faglie ad andamento NNW-SSE ed è riferibile al Burdigaliano superiore. Si evidenzia con la strutturazione burdigaliana responsabile dei bacini del Logudoro e di Porto Torres, che si manifesta con faglie normali NNW-SSE, le principali delle quali sono responsabili della strutturazione a semi-graben del bacino di Porto Torres (THOMAS & GENNES-SEAUX, 1986). FUNEDDA *et alii* (2000) individuano una zona di trasferimento orientata E-W, legata a questa fase tettonica, che separa il bacino di Porto Torres dal bacino del Logudoro, caratterizzati da *tilting* opposti l'uno rispetto all'altro.

Sempre questi Autori individuano una tettonica serravalliana, responsabile della discordanza tra il Langhiano e il Tortoniano-Messiniano.

MARINI & MURRU (1983), infine, evidenziano una tettonica pliocenica con direzioni prevalenti N-S, responsabile del sollevamento della zona, che ha determinato inversioni del rilievo in corrispondenza delle colate basaltiche.

Più in generale, per quanto riguarda gli aspetti più propriamente cartografici, è da segnalare il lavoro svolto nei primi anni '90 dalla PROGEMISA S.P.A. (1993a; 1993b; 1993c), società di ricerca dell'Ente Minerario Sardo nell'ambito degli studi e delle ricerche finanziate dalla Legge Mineraria (L.752/82). Viene avviato lo studio di dettaglio della complessa architettura del vulcanismo terziario della Sardegna nord-occidentale, fornendo una prima sintesi cartografica corredata dalla caratterizzazione strutturale, petrografica, geochimica e radiometrica delle unità vulcaniche.

Infine, di particolare rilievo per la cartografia geologica dell'intera Isola, quindi anche del Foglio Sassari, è il lavoro prodotto da PROGEMISA S.P.A. (2009) nell'ambito della collaborazione con l'Assessorato Regionale Urbanistico ed Enti Locali finalizzato allo sviluppo del Piano Paesaggistico Regionale della Sardegna.

### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

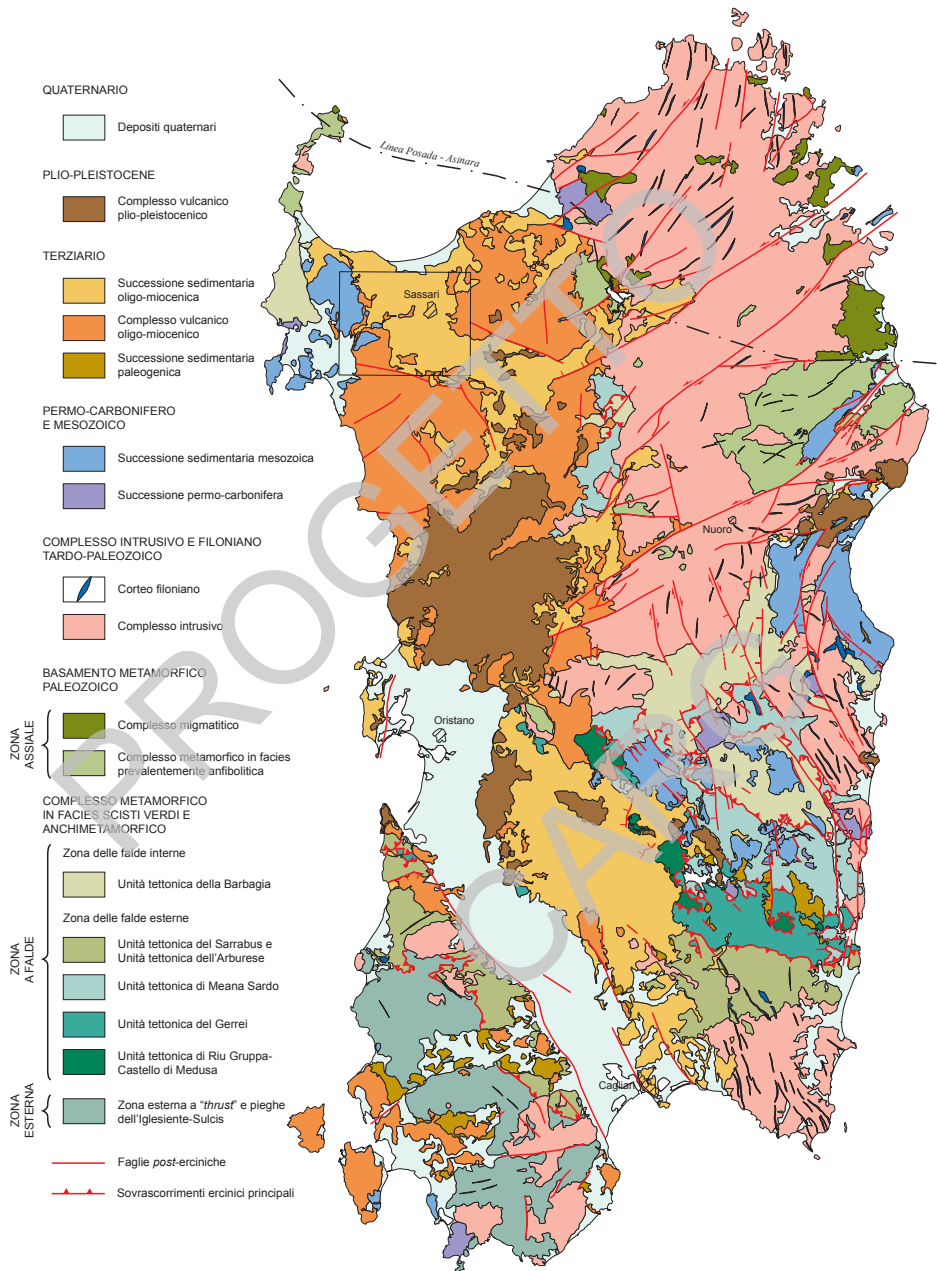
#### 1. - CARATTERI GENERALI

La Sardegna è classicamente divisa in tre complessi geologici che affiorano per estensioni circa equivalenti: il basamento metamorfico ercinico, il complesso intrusivo tardo-ercinico, le coperture sedimentarie e vulcaniche tardo-erciniche, mesozoiche e cenozoiche (tav.1).

Il basamento sardo è un segmento della catena ercinica sud-europea che dalla maggior parte degli Autori è considerata una catena collisionale, con 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, 1986; CARMIGNANI *et alii*, 1994b). In Sardegna la geometria collisionale della catena ercinica è ancora ben riconoscibile. Secondo CARMIGNANI *et alii* (1992a; 1994b) il margine armoricano sovrascorso è rappresentato dal complesso metamorfico di alto grado che affiora nella Sardegna settentrionale (tav.2), mentre il margine del Gondwana subdotto è rappresentato da un complesso metamorfico di basso e medio grado, a sua volta suddiviso in Falde interne e Falde esterne, che affiora nella Sardegna centrale e sud-orientale. I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, lungo la quale si rinvencono relitti di crosta oceanica (CAPPELLI *et alii*, 1992).

Alla strutturazione collisionale segue nel tardo-ercinico un'evoluzione caratterizzata da: collasso gravitativo della catena, rilascio termico (metamorfismo di alto T/P), messa in posto delle plutoniti che formano il Batolite sardo-corso.



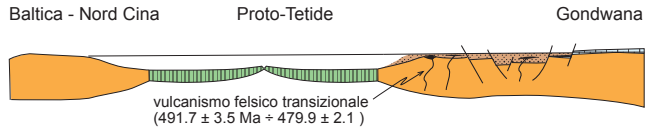


Tav. 1 - Schema strutturale della Sardegna. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 459 "Sassari".  
 Da PROGEMISA S.P.A., 2009.

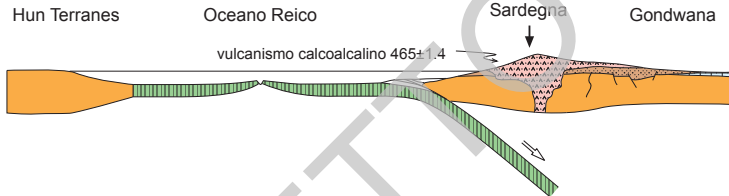


(a) EVOLUZIONE PRE-VARISICA

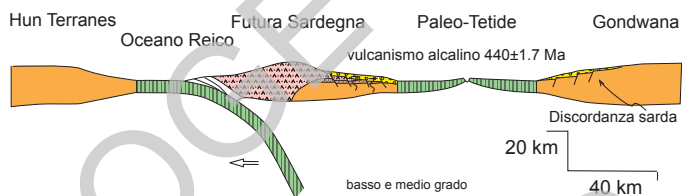
Cambriano - Ordoviciano Inferiore



Ordoviciano Medio-Superiore

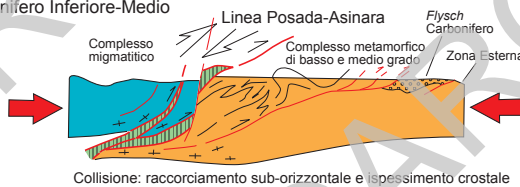


Ordoviciano - Siluriano Inferiore

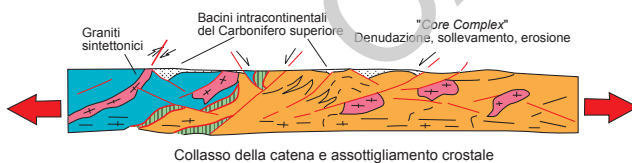


(b) EVOLUZIONE VARISICA

Carbonifero Inferiore-Medio



Carbonifero Medio-Superiore



Tav. 2 - Evoluzione geodinamica del basamento paleozoico sardo: a) prima dell'orogenesi (da GAGGERO et alii, 2012 modificato); b) durante l'orogenesi varisica (da CARMIGNANI et alii, 1992 modificato).

Dopo l'Orogenesi ercinica altri settori di crosta strutturata nell'ercinico sono stati incorporati nella catena pirenaica, nelle Alpi e nell'Appennino, mentre il settore di crosta che attualmente costituisce il Blocco sardo-corso non è stato coinvolto in eventi orogenici di qualche rilevanza. Le deformazioni più importanti sono di carattere trascorrente e si manifestano tra l'Oligocene ed il Miocene.

Il Foglio 459 "Sassari" interessa un'area costituita interamente da terre emerse. Esso comprende buona parte del bacino cenozoico noto come "Fossa di Sassari", e gli alti strutturali che lo delimitano sia ad E che a W. Tale bacino, del quale è nota la prosecuzione *off-shore* verso NNW (bacino di Porto Torres) (THOMAS & GENNESSEAU, 1986), è un *semi-graben* le cui successioni silicoclastiche e carbonatiche poggiano in *onlap* su terreni vulcanici oligomiocenici e carbonatici mesozoici a W, mentre ad E si interrompono contro faglie dirette che hanno sollevato le vulcaniti oligomioceniche (OGGIANO *et alii*, 1987; FUNEDDA *et alii*, 2000).

Nell'area del Foglio la successione stratigrafica attualmente riconosciuta parte dal Mesozoico, con successioni riferite all'intero eratema. Tali successioni appartengono alla piattaforma connessa con l'evoluzione del margine passivo sud-europeo, costituita prevalentemente da calcari e da dolomie. Un importante *marker* stratigrafico è rappresentato dai depositi bauxitici mesocretacici, che affiorano nella porzione centro occidentale del Foglio, nei pressi dell'abitato di Olmedo.

I depositi più diffusi, riferiti al Terziario, sono rappresentati da vulcaniti e da sedimenti clastici e carbonatici. Le vulcaniti sono costituite da lave andesitiche alternate a flussi piroclastici saldati e non saldati a chimismo riolitico-riodacitico. Questi prodotti vulcanici occupano principalmente vaste porzioni del settore sud-occidentale e nord-orientale del Foglio e, con limitati affioramenti, piccole aree della parte centrale. I depositi sedimentari rappresentano la maggior parte dei terreni affioranti nelle porzioni centro-meridionale e settentrionale del Foglio; sono costituiti da facies sedimentarie di ambiente transizionale e marino. Seguono i depositi del Plio-Quaternario; se si eccettuano alcune limitate colate di basalti alcalini del ciclo plio-pleistocenico, essi sono in prevalenza clastici con differenti facies deposizionali principalmente di ambiente continentale, presenti sia nell'entroterra dove marcano la fisiografia della rete idrografica attuale, sia in prossimità dell'area costiera che delimita il foglio a N (Porto Torres) e a SW (zona di Alghero).

All'interno del Foglio sono di notevole interesse alcuni aspetti di geologia applicata. Infatti, è diffusa l'attività estrattiva sia di cava sia di miniera, nell'ambito dei minerali industriali. Nel bacino estrattivo di Florinas si coltivano le sabbie silicee e quarzoso-feldspatiche; nelle successioni del Mesozoico presso Olmedo viene estratta la bauxite, sempre dai calcari mesozoici vengono ricavati granulati per usi civili. Le vulcaniti cenozoiche ospitano giacimenti di bentonite presso Uri e Olmedo. Inoltre sia le successioni mioceniche che quelle mesozoiche ospitano ingenti risorse idriche sotterranee.

## 2. - CARATTERI GEOLOGICI

### 2.1. - COPERTURE MESOZOICHE E LORO QUADRO GEODINAMICO

Le coperture mesozoiche della Sardegna comprendono le formazioni triassiche, trasgressive sulla Catena ercinica peneplanata, e le successioni del Margine continentale sud-europeo instauratosi a partire dal Giurassico medio. In Nurra e nel Sulcis la successione trasgressiva triassica è caratterizzata da “facies germaniche”. Sui depositi continentali (Buntsandstein) poggia una successione carbonatica di ambiente neritico (Muschelkalk) seguita da sedimenti di ambiente evaporitico (Keuper).

Nella Sardegna centro-orientale il Triassico è poco rappresentato; ciò sembra suggerire, in questa zona, l'esistenza di un alto strutturale. In Corsica si rinviene una successione stratigrafica analoga (DURAND DELGA, 1978) come anche più a N nel Dominio Brianzonese, ove un alto strutturale ha separato il Dominio piemontese dal Dominio delfinese tra il Lias medio e il Dogger (Bajociano).

Solo nel Giurassico medio, con l'apertura dell'Oceano ligure-piemontese e l'impostazione del margine passivo sud-europeo, la Sardegna subisce una generale trasgressione che porta all'instaurazione di un'ampia piattaforma carbonatica (FOURCADE *et alii*, 1977; SCHNEIDER, 1978; FAURÉ & PEYBERNÈS, 1983). Tuttavia, tra le successioni mesozoiche della Sardegna occidentale ed orientale esistono importanti differenze che riflettono una paleogeografia complessa ed articolata e che avevano portato a sostenere l'esistenza di due bacini separati da una dorsale ad andamento meridiano (VARDABASSO, 1959).

Le successioni giurassiche e cretache sia nella Sardegna occidentale sia in quella orientale sono rappresentate da potenti spessori di sedimenti calcareo-dolomitici di piattaforma, nei quali è presente un importante episodio marnoso ipoalino e di ambiente paralico (“facies purbeckiana”) che si colloca al limite tra il Giurassico e il Cretacico (Portlandiano-Berriasiano), (PECORINI, 1969; 1972). Sebbene non si possano escludere episodi emersivi o di non deposizione, marcati da *paraconformity* o da diastemi, tra il Triassico e il Cretacico inferiore, l'unica emersione della piattaforma carbonatica documentata da un'importante lacuna stratigrafica e da un'importante discordanza angolare è quella relativa al Cretacico medio; essa è marcata da un orizzonte bauxitico presente in Nurra (PECORINI, 1965; CECCARINI *et alii*, 1984; OGGIANO *et alii*, 1987; COMBES *et alii*, 1993; MAMELI *et alii*, 2007) (fig.8). Tale discordanza è stata messa in relazione alla Fase Austriaca (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984) ed ai movimenti pre-cenomani del dominio pirenaico-provenzale (OGGIANO *et alii*, 1987; COMBES & PEYBERNÈS, 1989) (fig.9).

Nella Sardegna orientale, i depositi bauxitici invece sono totalmente assenti, e la lacuna meso-cretacica non è correlabile con quella della Nurra e, comunque, non è associata a discordanza angolare.

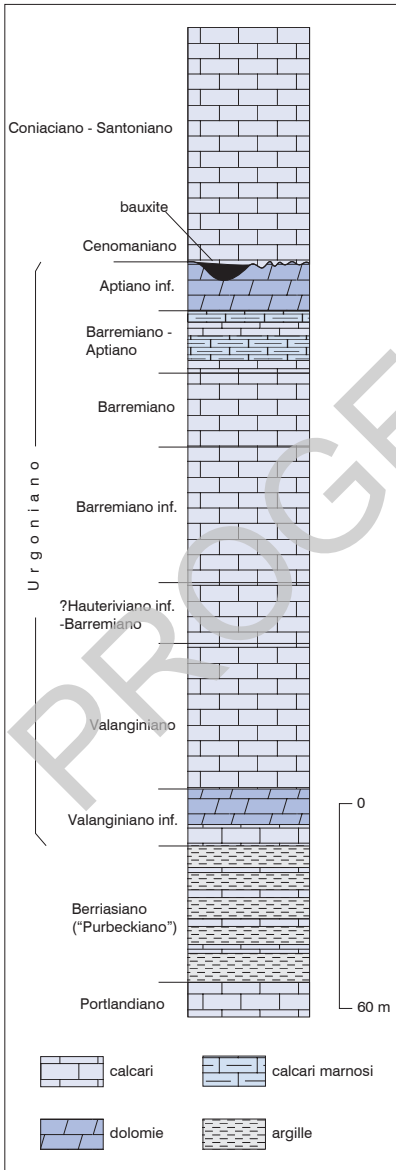


Fig. 8 - Colonna stratigrafica del Cretaceo della Nurra (CHERCHI & SCHROEDER, 1995, modificato).

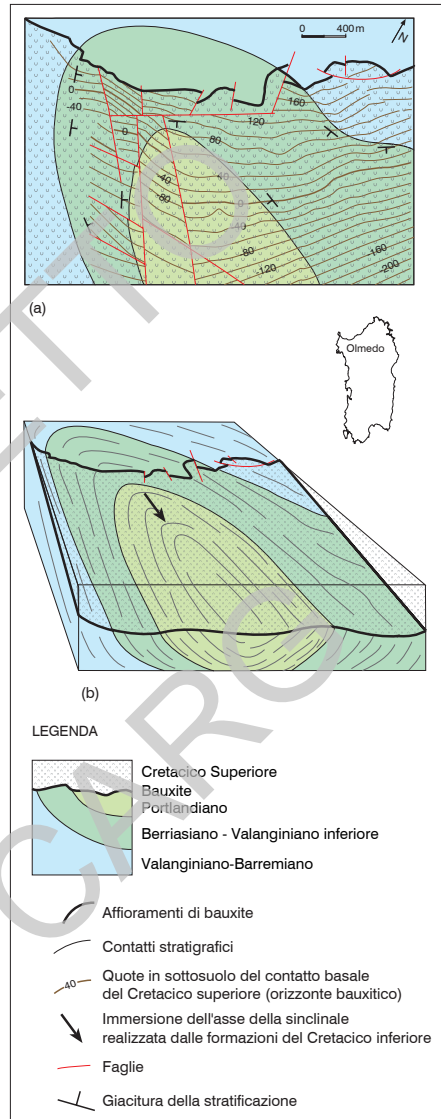


Fig. 9 - (a) Schema geologico dell'affioramento di bauxite di Olmedo (da OGGIANO et alii, 1987). In nero l'orizzonte bauxitico. (b) Rappresentazione tridimensionale della struttura di Olmedo; modificato.

Alla fine del Cretacico superiore, una generale e definitiva emersione (“fase laramica” CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984) interessa tutta l’Isola.

Nel Foglio Sassari i sedimenti mesozoici affiorano nella porzione settentrionale e sud-occidentale presso l’abitato di Olmedo. Il Triassico affiora soltanto nei limiti nord-occidentali del Foglio, al nucleo di un’importante anticlinale, ed è rappresentato da dolomie grigie verdastre con sottili intercalazioni di argilliti sempre verdastre; a nucleo dell’anticlinale, pochi chilometri a SW del podere Donna Ricca, affiorano gessi con intercalazioni argillose rossastre e grigio scure nelle quali sono presenti associazioni polliniche riferibili al Ladinico (PITTAU DEMELIA & FLAVIANI, 1982).

Il Muschelkalk affiora in un’area di un paio di ettari nel limite estremo NW. Si tratta di calcari e dolomie di ambiente di rampa prossimale, attribuiti sulla base di conodonti al Fassaniano-Longobardiano.

Il Giurassico è ben rappresentato da una successione completa potente almeno 500 m che alla base è costituita da calcari ampelitici a *Liogryphaea* Couffon, 1918, del Lias, seguiti da alternanze di calcari e dolomie che terminano con calcari marnosi verdastrati in facies purbeckiana.

Il Cretacico è caratterizzato da calcari in facies urgoniana e presenta un’importante lacuna che abbraccia al completo il Cenomaniano e il Turoniano. Il Cretacico superiore si caratterizza per le bioerme a Rudiste e per la presenza di marne e calcareniti a glauconite.

## 2.2. - COPERTURE TERZIARIE E LORO QUADRO GEODINAMICO

Con l’inizio dell’Eocene il mare torna a sommergere buona parte della Sardegna meridionale; questa trasgressione è stata preceduta da movimenti tettonici, infatti i sedimenti eocenici poggiano su vari termini della successione mesozoica e talora direttamente sul basamento paleozoico. Con l’Eocene medio-superiore si ristabiliscono in tutta l’Isola condizioni di continentalità che perdurano fino a tutto l’Oligocene. Da un punto di vista tettonico, questo intervallo di tempo è caratterizzato da una relativa stabilità marcata anche dalla totale assenza di attività vulcanica fino all’Oligocene superiore.

Nel Foglio Sassari le coperture terziarie sono rappresentate dalle vulcaniti del ciclo calcalcalino oligo-miocenico e dai depositi sia terrigeni sia carbonatici, marini e continentali, del Miocene medio-superiore.

Nell’Oligocene superiore - Miocene inferiore, il Blocco sardo-corso subisce gli effetti attenuati della collisione tra il Margine sud-europeo e la Placca Apula che portano allo sviluppo della catena appenninica, di cui il Blocco sardo-corso rappresenta il retropaese (PRINCIPI & TREVES, 1984; CARMIGNANI *et alii*, 1994a; 1995), (fig.10 e tav.3).

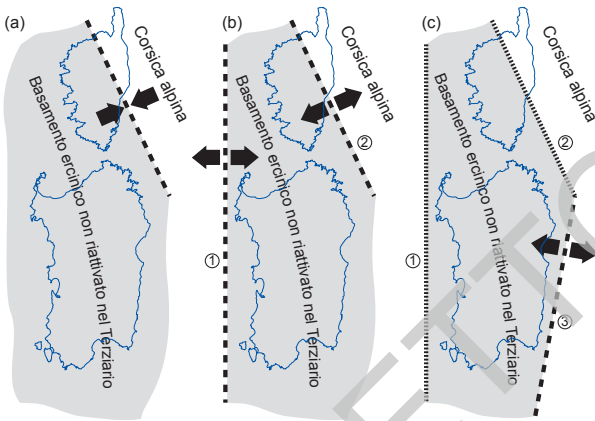


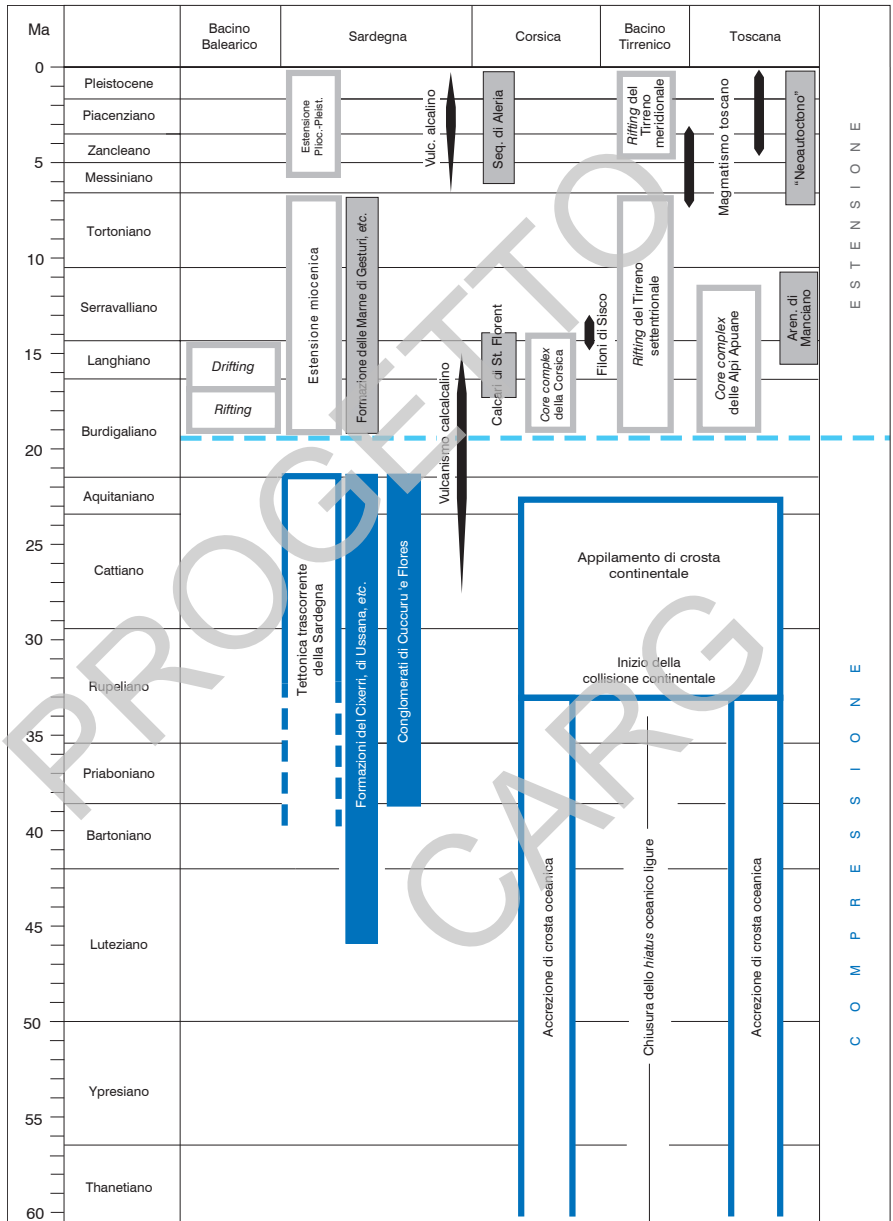
Fig. 10 - Formazione dei tre margini delimitanti il Blocco sardo-corso. a) Un margine compressivo si sviluppa a partire dal Cretacico ed è interessato da collisione continentale nell'Oligocene superiore - Aquitaniano inferiore; b) il margine passivo occidentale (1) si sviluppa nell'Oligocene superiore - Miocene inferiore (2), mentre nella Corsica NE nel Miocene inferiore; c) il margine passivo orientale (3) nel Pliocene.

Nella Sardegna centro-settentrionale, come del resto nella Corsica “ercinica”, è attiva un'importante tettonica trascorrente di età Oligocene superiore - Aquitaniano (PACI, 1997) espressa con faglie a rigetti plurichilometrici. A queste faglie trascorrenti sono associate sia zone di transpressione, sia zone di transtensione; a queste ultime si associano bacini di *pull-apart* con potenti depositi continentali dell'Oligocene superiore - Aquitaniano, coevi con un'importante attività vulcanica (OGGIANO *et alii*, 1995) (fig.11).

Durante il Burdigaliano-Langhiano, contemporaneamente alla rotazione del Blocco sardo-corso e all'apertura del Bacino balearico e del Tirreno settentrionale, una fase estensionale sviluppa, tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara, un sistema di fosse colmate da notevoli spessori di sedimenti prevalentemente marini e da vulcaniti calcocaline (fig.12). Sia la tettonica trascorrente che quella distensiva sono accompagnate dal vulcanismo oligo-miocenico sardo, che rappresenta uno degli eventi geologici terziari più importanti del Mediterraneo occidentale.

### 2.3. - VULCANISMO CALCALCALINO IN SARDEGNA E SUO QUADRO GEODINAMICO

Il Blocco sardo-corso rappresenta un arco magmatico residuo, generatosi in seguito a subduzione di crosta oceanica con trasporto a NW ed all'apertura di un bacino di retroarco (Bacino ligure-provenzale) con conseguente rotazione del Blocco stesso (BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972; 1974). Questo quadro geodinamico è in genere accettato e viene confermato ed integrato nelle sue linee fondamentali da successivi lavori sul vulcanismo oligo-miocenico della Sardegna (BECCALUVA *et alii*, 1987) e dai dati geofisici sul Bacino Ligure-Provenzale (BURRUS, 1984).



Tav. 3 - Schema cronologico relativo ai principali eventi stratigrafico-strutturali cenozoici della Sardegna e nelle aree limitrofe. Da CARMIGNANI et alii, 2001 cum bibl., modificato.

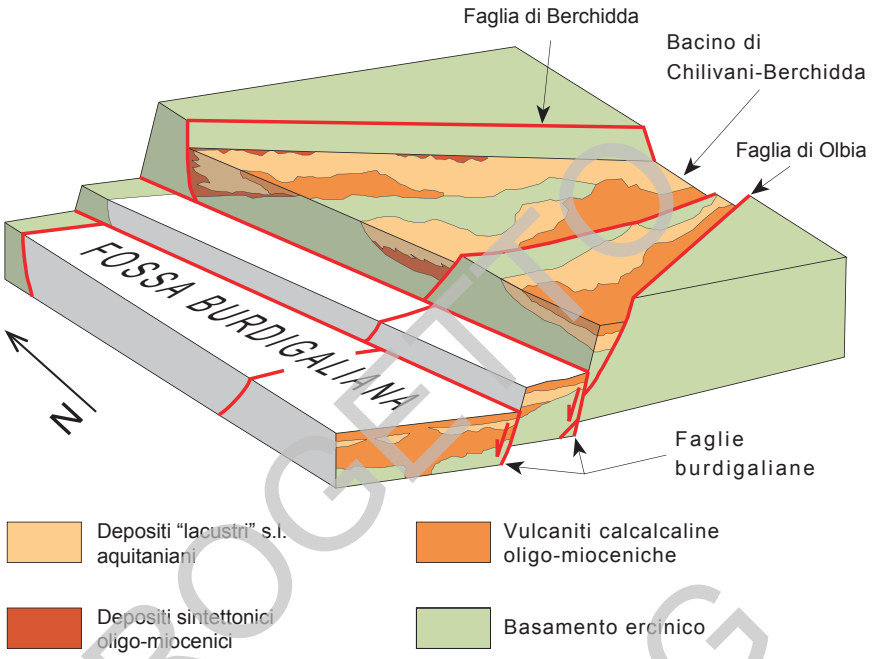


Fig. 11 - Schema dell'intersezione tra il bacino di Chilivani-Berchidda, sviluppato lungo strutture transtensive oligo-aquitaniene, e la parte settentrionale della Fossa Sarda Auct., limitata da faglie dirette del Burdigaliano superiore. Da FUNEDDA et alii, 2000, modificato.

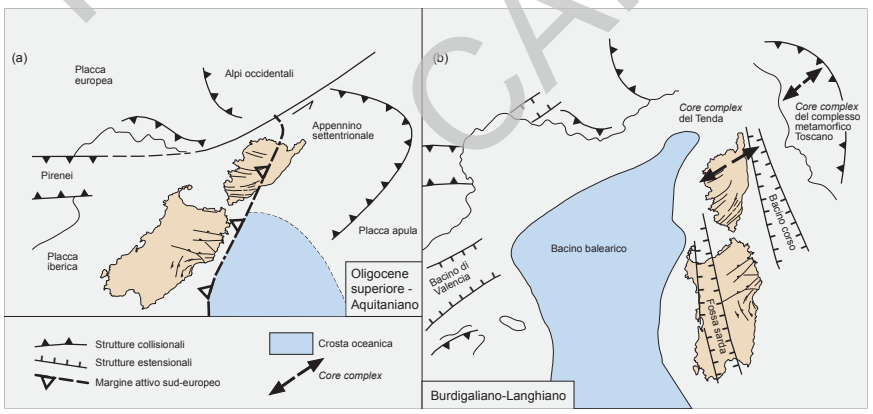


Fig. 12 - Ricostruzione geodinamica della Sardegna e della Corsica: (a) all'Oligocene superiore - Aquitaniano; (b) al Burdigaliano-Langhiano. Da CARMIGNANI et alii, 1995, modificato.

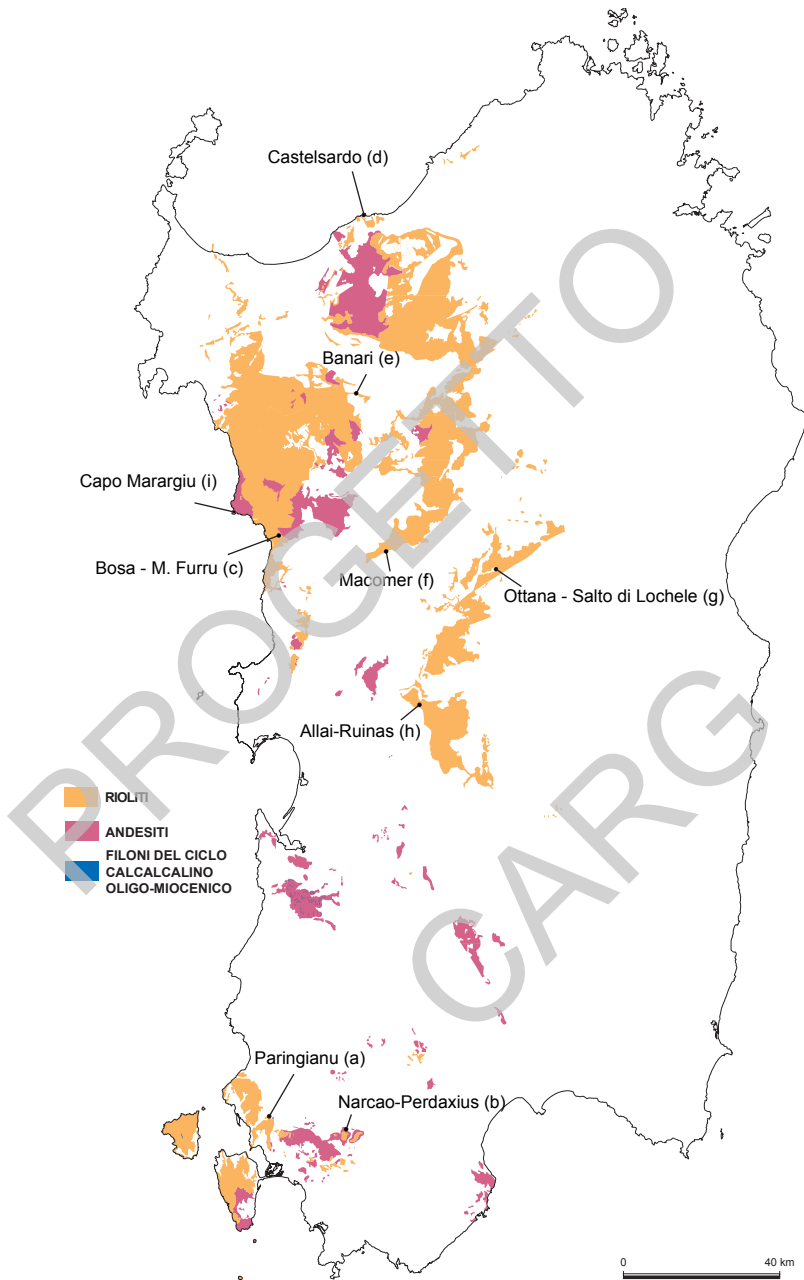


I rapporti del Blocco sardo-corso con la Provenza-Linguadoca sono ormai ben documentati in numerosi lavori. Alcune divergenze riguardano ancora l'età e la durata della rotazione, collocabile tra 24 e 19,5 Ma secondo BURRUS (1984), tra 20,5 e 19 Ma secondo MONTIGNY *et alii* (1981) e THOMAS & GENNESSAUX (1986), e tra 20,5 e 15 Ma secondo VIGLIOTTI & LANGENHEIM (1995) e SPERANZA *et alii* (2002). Meno chiari appaiono dai dati di letteratura i rapporti e le interazioni tra Appennino settentrionale e Sardegna. Alcuni autori considerano la fine della rotazione (burdigaliana o più recente) come conseguenza della collisione del Blocco sardo-corso col Blocco apulo (GIGLIA, 1973; CHERCHI & MONTADERT, 1982).

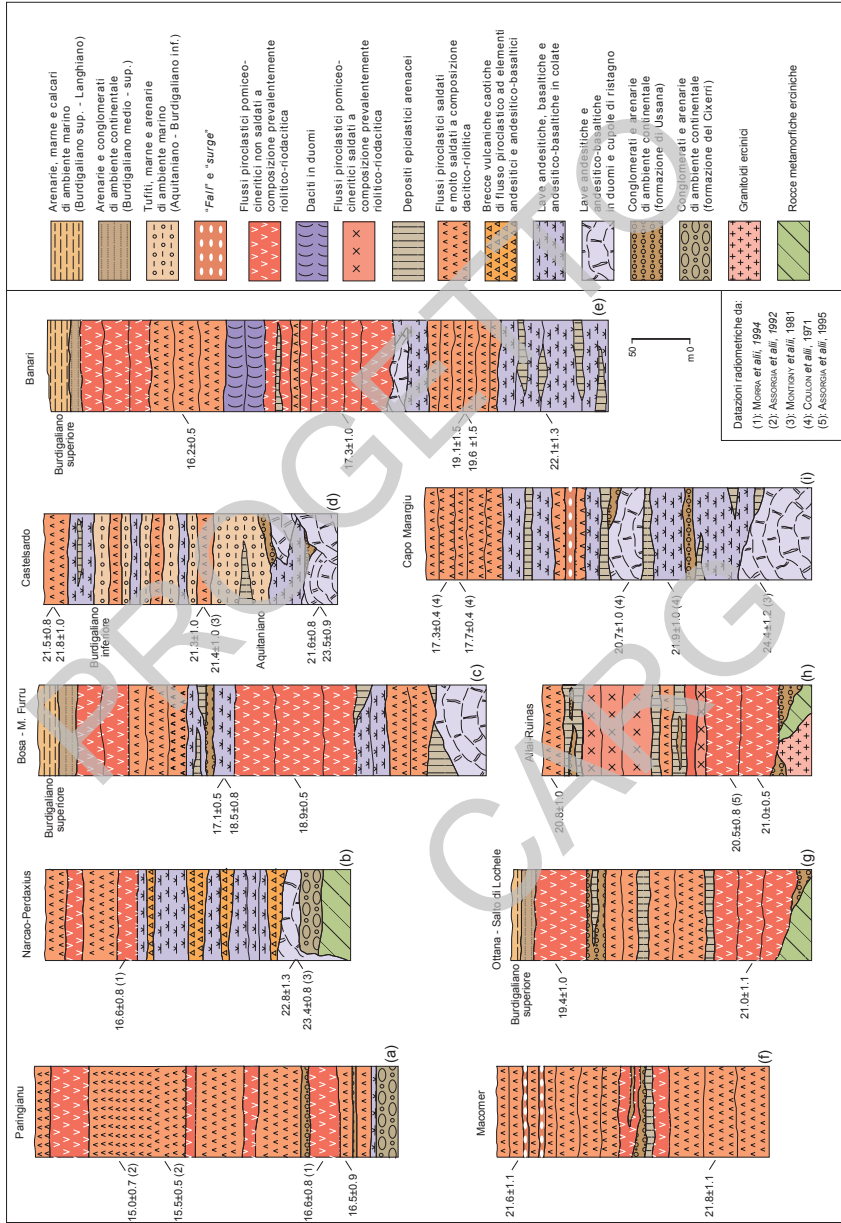
Lavori più recenti dimostrano invece che tale collisione era già cessata al Burdigaliano medio, in quanto il segmento toscano di tale catena in questo periodo era soggetto a estensione e collasso gravitativo (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990), e che la collisione, eventualmente preceduta da subduzione di tipo "b" al disotto della Sardegna, deve essersi sviluppata dall'Oligocene all'Aquitainiano. Le evidenze di tale collisione in Sardegna si sarebbero manifestate con l'importante tettonica trascorrente caratterizzata sia da strutture transpressive (strutture a fiore di M. Albo), sia da importanti bacini di trascorrenza con riempimenti vulcanici e sedimentari di età oligo-aquitainiana (OGGIANO *et alii*, 1995). In un'ipotesi del genere il Blocco sardo-corso avrebbe ruotato insieme all'Appennino settentrionale a collisione avvenuta. La separazione tra i due insiemi sarebbe più recente, legata all'apertura del Tirreno.

Durante l'Oligocene la Sardegna rimase in condizioni di prevalente continentalità, con l'inizio delle prime manifestazioni vulcaniche ad affinità calcocalina che si prolungarono fino al Miocene medio. I prodotti di questo vulcanismo sono concentrati soprattutto lungo la fascia occidentale dell'Isola e coprono un'area di circa 10.000 km<sup>2</sup> estendendosi per circa 69% a N, 17% al centro e il 14% al S. (tavv.4 e 5).

La letteratura sul vulcanismo oligo-miocenico della Sardegna è molto vasta. I primi lavori, che rappresentano un tentativo di sistemazione del vulcanismo terziario nello spazio e nel tempo su basi stratigrafiche, risalgono agli anni '60 e si devono principalmente a DERIU (1962). Più di recente numerosi lavori hanno contribuito ad inquadrare questo vulcanismo in un preciso contesto geodinamico (SELLI, 1974; BECCALUVA *et alii*, 1987; LUSTRINO *et alii*, 2002) stabilendo le affinità seriali dei prodotti vulcanici in diverse aree dell'Isola e in differenti intervalli di tempo. Secondo COULON (1977) esiste una zoneografia chimica e temporale, con prodotti di chiara affinità calcocalina con più alti tenori in K nel Logudoro-Bosano, le cui età sono comprese tra 31 e 24 Ma. I prodotti con affinità tholeiitica affiorano invece nel settore meridionale (Arcuentu, Marmilla) e mostrano età comprese tra i 30 e i 16 Ma. Questa zonazione è conforme con quella osservata negli archi insulari e nei margini continentali attivi (JAKES & WHITE, 1972).



Tav. 4 - Ubicazione degli affioramenti di Rioliti, Andesiti e Filoni del ciclo calcalcalino oligo-miocenico e ubicazione delle colonne stratigrafiche della tav.5. Da CARMIGNANI et alii, 2001, modificato.



Tav. 5 - Schema stratigrafico delle successioni vulcaniche affioranti in Sardegna. L'ubicazione delle sezioni è indicata in tav.4. Da PROGEMISA S.P.A. (1993a; 1993b; 1993c); LECCA et alii (1997); CARMIGNANI et alii (2001); modificato.

Sulla base di tali osservazioni è stata ipotizzata l'esistenza di un piano di subduzione attivo in un periodo di tempo compreso tra 32 e 13 Ma immergente a NW-NNW (COULON, 1977; BECCALUVA *et alii*, 1987). Tuttavia prodotti ad affinità tholeitica di arco si trovano anche nella Sardegna nord-occidentale, come ad Alghero (GIRAUD *et alii*, 1979) e a Montresta (MORRA *et alii*, 1997); inoltre un'evoluzione temporale, e non solo spaziale, da termini calcocalcalini a calcocalcalini alti in potassio fino a shoshonitici sembra esistere anche in Anglona all'interno di uno stesso massiccio andesitico (MAMELI, 2000). Questi dati indicano che la zonazione ipotizzata nel vulcanismo terziario sardo e le direttrici di subduzione con essa coerenti andrebbero reinterpretate.

Anche i meccanismi petrogenetici che danno ragione della diversa natura e serialità dei prodotti vulcanici sono stati interpretati in maniera differente. COULON (1977) propone per i magmi basici una derivazione per fusione parziale del mantello superiore e successivi processi di cristallizzazione frazionata e contaminazione, mentre per i magmi riolitici e riodacitici un'origine per anatessi di crosta continentale favorita dal flusso di calore derivante dalla risalita dei magmi basici. Tali processi genetici sono stati successivamente confermati da DOSTAL *et alii* (1982) e BECCALUVA *et alii* (1987).

Secondo MORRA *et alii* (1994), invece, l'intera successione vulcanica deriverebbe da una progressiva evoluzione petrogenetica per frazionamento di magmi mantellici, fino a liquidi residuali peralcalini.

I prodotti più evoluti in genere sono rappresentati da successioni ignimbritiche che ricoprono vaste aree collocate soprattutto nella Sardegna occidentale. Le caratteristiche petrografiche e geochemiche di queste ignimbriti riolitiche, dacitiche e riodacitiche suggeriscono una derivazione di questi fusi da anatessi di crosta continentale granitoidale, probabilmente favorita da una prolungata risalita di fusi basici derivanti dal mantello. L'attività sia esplosiva sia effusiva del vulcanismo calcocalcalino termina intorno ai

13 Ma; nel periodo compreso tra 21 e 18 Ma l'attività calcocalcalina *s.l.* mostra la maggiore intensità (fig.13).

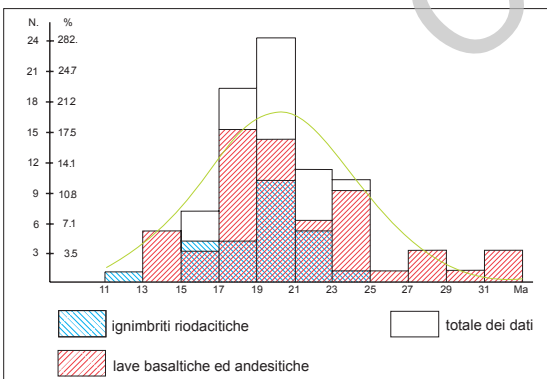


Fig. 13 - Istogramma delle età radiometriche del vulcanismo oligo-miocenico (da BECCALUVA *et alii*, 1985, modificato); N: numero delle determinazioni radiometriche.

## 2.4. - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE DEL NORD SARDEGNA

### 2.4.1. - Mesozoico

La Nurra mesozoica rappresenta un esempio di piattaforma carbonatica sottoposta ad oscillazioni eustatiche e a fasi tettoniche distensive, che hanno favorito l'ingresso di mari epicontinentali alternati a fasi subaeree. Il controllo tettonico, attivo in vari intervalli cronostratigrafici, unitamente al controllo eustatico, ha condizionato l'evoluzione sedimentaria della piattaforma, l'instaurarsi di bacini estensionali e la loro colmata, innescando processi erosivi e la deposizione di flussi silicoclastici e depositi pedogenetici (bauxite).

La tettonica distensiva ha dapprima interessato il settore occidentale della Sardegna (dalla Nurra al Sulcis) favorendo l'ingresso del mare mesotriassico (carbonati in facies di Muschelkalk) e di quello liassico lungo una linea strutturale N-S. Considerando la posizione pre-rotazione del Blocco sardo-corso, situato tra la Provenza e la Catalogna (CASSINIS *et alii*, 2002), si osserva la continuità paleogeografica della piattaforma carbonatica mesotriassica tra la Sardegna occidentale e il margine iberico-provenzale. L'area centro-orientale della Sardegna e della Corsica costituiva, durante il Triassico ed il Giurassico inferiore, un alto morfostrutturale (basamento ercinico) in probabile connessione verso N con l'alto strutturale Vindeliciano (FOURCADE *et alii*, 1977; FAURÉ & PEYBERNÈS, 1983; GAETANI, 2000; COSTAMAGNA & BARCA, 2004).

La successioni carbonatiche della Nurra poggiano generalmente sui depositi continentali permo-triassici, e debuttano con carbonati meso-triassici in facies di Muschelkalk, che talora poggiano direttamente sul basamento metamorfico.

Si tratta di una successione che comprende dolomie e subordinatamente dolomie cariate con lenti di marne gessose, seguite da calcari scuri, marne e calcari marnosi a lamellibranchi, cefalopodi, brachiopodi e crinoidi. Affiora nella sua interezza presso M. S. Giusta, dove è stata suddivisa in quattro unità (BARTUSH, 1985).

Esordisce con una unità dolomitica inferiore, costituita da marne dolomitiche nodulari e da dolomie grigie laminate, con scarsi i resti fossili rappresentati da *Costatoria gr. goldfussi* (GANDIN, 1978).

Segue un'unità calcarea costituita da calcari marnosi, calcari e dolomie con livelli argillosi non fossiliferi, sulla quale poggiano calcari bioclastici anch'essi con livelli argillosi a palinomorfi. Più in alto sono presenti calcari e calcareniti di colore rosato in cui è presente un livello ricco di dasicladacee e foraminiferi. La parte sommitale è ricca di *Rhynchocorallium* e una porzione calcarenitica presenta abbondanti conodonti (*Metapolygnathus truempyi*).

La terza unità e quella dolomitica superiore; si tratta di marne dolomitiche e dolomie con l'intercalazione di calcari micritici e dolomitici talora brecciati.

Chiude la successione l'unità calcarea superiore, costituita da calcari grigi massivi la cui parte basale è ancora dolomitica con frequenti livelli a dadicladacee. Questi calcari massivi, ricchi in alghe e conodonti, verso l'alto sono in alternanza con dolomie cariate non fossilifere (POMESANO CHERCHI, 1968; BARTUSH, 1985).

Il Keuper è rappresentato in Sardegna da dolomie cariate, calcari dolomitici con argille verdi, marne e livelli di gesso.

Nella successione della Nurra, nonostante la difficoltà nella ricostruzione dovuta sia al disturbo tettonico legato al comportamento plastico dei sedimenti evaporitico-dolomitici, sia al contenuto fossilifero molto scarso, è possibile distinguere comunque due unità (OOSTERBAAN, 1936): un'unità inferiore è caratterizzata da argilliti gessose fortemente piegate, con cristalli idiomorfi di quarzo, e da dolomie cariate (questa unità è ben esposta a Ghisciera Mala, a N di M. Timidone); l'unità superiore è costituita da dolomie grigie, talora brecciate, con intercalazioni di *shale* rossastre o verdastre.

Le datazioni palinologiche hanno permesso di attribuire l'unità inferiore al Carnico e quella superiore dubitativamente alla base dell'Hettangiano (PITTAU DEMELIA & FLAVIANI, 1982).

CHERCHI & SCHROEDER (1985; 2002) hanno suddiviso e descritto la successione giurassica della Nurra (Fogli 478 "Alghero" e 458 "Argentiera") in 13 unità litostratigrafiche. A causa delle frequenti sfavorevoli condizioni degli affioramenti è stata proposta da A. Cherchi la stessa suddivisione anche per il Foglio Sassari, riassumendo queste unità in tre formazioni informali (dal basso verso l'alto):

- formazione di Monte Zirra (unità 1-2);
- formazione di Gamba di Moro (unità 3-12);
- formazione di Punta Cristallo (unità 13).

La base della successione giurassica, potente in Nurra quasi 800 m (CHERCHI & SCHROEDER, 1985), è in continuità stratigrafica con il Keuper ed è costituita da dolomie con scarso contenuto fossilifero. Seguono calcari dolomitici, calcari oolitici bioclastici e livelli marnosi, riferibili ad ambienti di piattaforma esterna.

La successione liassica, spesso meno di un centinaio di metri, è localmente ricca in fossili (brachiopodi, ammoniti, foraminiferi, echinidi, gasteropodi) che permettono di attribuirli all'Hettangiano-Toarciano.

Durante il Dogger continua la sedimentazione carbonatica, rappresentata da potenti spessori di calcari oolitici e bioclastici. In questa successione, locali ma frequenti emersioni sono documentate da *hard ground*, da facies a *bird eye*.

La presenza di flussi detritici (grani di quarzo e microconglomerati quarzosi) entro i calcari del Lias-Dogger della Nurra, provenienti dallo smantellamento del basamento paleozoico e presenti in tre livelli ben datati (CHERCHI, 1989; CHERCHI & SCHROEDER, 2002), evidenzia una tettonica distensiva.

Il livello superiore potrebbe corrispondere ai depositi, probabilmente coevi, continentali pre-trasgressivi della Sardegna centro-orientale (formazione di Genna Selole, DIENI & MASSARI, 1985a).

Nel Dogger, l'apertura dell'Oceano ligure-piemontese (THIERRY & BARRIER, 2000) immediatamente ad E del Blocco sardo-corso, in posizione pre-rotazione burdigaliana, ha favorito l'ingressione marina nella Sardegna orientale a partire dal Bathoniano (DIENI & MASSARI, 1985b).

Il passaggio al Malm si colloca probabilmente all'interno di un'alternanza di calcari micritici a "ciottoli neri" ed a carofite (CHABRIER & FOURCADE, 1975; AZEMA *et alii*, 1977). La successione dolomitica del Malm, ben esposta lungo la falesia di Capo Caccia, è costituita da dolomie calcaree a *bird eye*, con cristalli pseudomorfi di gesso, ostracodi e carofite, che testimoniano continue e ripetute emersioni.

Il contenuto fossilifero è molto scarso ma aumenta gradualmente nel Portlandiano (MAXIA & PECORINI, 1963; CHABRIER & FOURCADE, 1975), caratterizzato dalla sedimentazione di calcari micritici con locali intercalazioni di dolomie. Verso l'alto i calcari si alternano invece a livelli marnosi a carofite, finemente laminati, che indicano il graduale cambiamento da ambienti marini verso le successive condizioni lagunari-lacustri del Berriasiano (facies purbeckiana: PECORINI, 1969).

Nel Bajociano della Nurra (CHERCHI & SCHROEDER, 1985; 2002) si registra, come detto, una fase regressiva con l'installazione di condizioni lagunari-lacustri e marine transizionali (*coastal lake system*). La successione presenta sottili livelli carboniosi a palinomorfi (ASHRAF *et alii*, 1984), alternati a marne e argille ad ostracodi dulcicoli-ipoalini (MALZ *et alii*, 1985) e a carofite, in cui sono presenti episodiche intercalazioni marine a macroforaminiferi e molluschi, più frequenti nella parte superiore.

La transizione verso condizioni più francamente marine si realizza nel Bathoniano, caratterizzato da calcari micritici con peloidi e bioclasti, marne a *Pholadomya* con diversificate associazioni a coralli singoli, lamellibranchi, nerinee, terebratule, echinodermi, briozoi.

Il Calloviano è ugualmente ben documentato da macro e microfaune. Segue una potente successione dolomitica sterile, riferibile per posizione stratigrafica all'intervallo Oxfordiano-Kimmeridgiano. Il Titoniano superiore ha una ricca associazione a dasycladacee, cui segue una graduale transizione verso condizioni regressive lagunari-lacustri del Berriasiano (facies purbeckiana).

I depositi del Cretacico inferiore della Nurra possono essere divisi in un'unità di base marnosa, lagunare-lacustre, del Berriasiano - Valanginiano inferiore (facies purbeckiana), sormontata da un'unità calcareo marina del Valanginiano - Aptiano inferiore (facies urgoniana).

Queste facies caratterizzavano nello stesso periodo il Dominio pirenaico-provenzale (CHABRIER & FOURCADE, 1975; CHABRIER *et alii*, 1975; BARBERI & CHERCHI, 1980; MASSE & ALLEMANN, 1982; SANNA & TEMUSSI, 1986; OGGIANO *et alii*, 1987; COMBES *et alii*, 1993; CASSINIS & RONCHI, 2002).

Nella Nurra la facies purbeckiana è costituita da marne e calcari marnosi con intercalazioni di calcari in genere scarsamente fossiliferi ma talvolta ricchi in carofite e ostracodi.

Al di sopra delle marne purbeckiane si passa gradualmente alla successione carbonatica “urgoniana”, ben esposta nell’area di Capo Caccia, costituita da un’alternanza di dolomie e calcari oolitici riferibile al Valanginiano basale, anche se la parte più recente può essere attribuita all’Aptiano inferiore.

L’ambiente di sedimentazione è riferibile a condizioni di mare aperto e poco profondo (intraclasti e bioclasti arrotondati, biofacies bentoniche di mare basso) (D’ARGENIO *et alii*, 1985); localmente sono documentati livelli lacustri (CHERCHI & SCHROEDER, 1995).

Già nel Berriasiano superiore si incontrano, entro la parte superiore lagunare-lacustre della facies purbeckiana, esigue lingue marine a foraminiferi che precedono la trasgressione del Berriasiano sommitale - Valanginiano basale con l’installazione della piattaforma urgoniana.

La sedimentazione urgoniana continua nella Nurra fino all’Aptiano inferiore, troncata dalla superficie di erosione pre-bauxitica. È verosimile che la successione del Cretacico inferiore sia proseguita fino all’Aptiano superiore, ma i processi erosivi sviluppatasi durante la fase continentale seguita alla tettonica compressiva mesocretacica (Albiano; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984) non consentono di documentare la loro originaria presenza.

La generale emersione è sottolineata dalla genesi e deposizione delle bauxiti. Le bauxiti affiorano presso Capo Caccia, M. Pedrosu, M. Doglia, Fertilia, M. Nurra, Olmedo, Uri e poggiano su terreni che vanno dall’Oxfordiano-Kimmeridgiano all’Aptiano inferiore (OGGIANO *et alii*, 1987).

Il letto delle bauxiti è talvolta costituito da argille rosso-giallastre, oppure da breccie carbonatiche rossastre monogeniche a cemento ferruginoso.

Sulle marne “purbeckiane” (a Grascioleddu, presso Olmedo) le bauxiti formano depositi-strato per decalcificazione *in situ* delle marne; sulle litologie calcareo-dolomitiche si sono sviluppati intensi fenomeni carsici, per questo motivo i depositi bauxitici hanno un notevole sviluppo verticale, con estensioni ridotte.

A Brunestica, presso Olmedo, livelli di argille con lignite nella parte alta delle bauxiti contengono ricche e varie palinoflore del Turoniano superiore (FILIGHEDDU & OGGIANO, 1984), che testimoniano la persistenza di un ambiente continentale.



I depositi del Cretacico superiore affiorano diffusamente in Nurra. La successione è sempre discordante su un substrato diacrono di età compresa tra il Triassico (presso Erula, in Anglona, ad E del Foglio) e l'Aptiano inferiore (Capo Caccia) (CHERCHI & SCHROEDER, 1985). La superficie di discordanza è localmente marcata da un orizzonte bauxitico, riconducibile ad una generale emersione e ad un'importante lacuna stratigrafica, riconosciuta in tutta la Sardegna oltrechè nel Dominio pirenaico-provenzale. Successivamente l'ampia trasgressione del Coniaciano inferiore, ben datata da microfaune a foraminiferi e da rudiste, interessa tutta la Sardegna nord-occidentale. Questo evento è generale per tutta l'area mediterranea occidentale, con l'installazione della piattaforma carbonatica in facies *foramol*, che in questa regione sostituisce la piattaforma urgoniana del Cretacico inferiore (CARANNANTE *et alii*, 2008).

In Nurra le condizioni marine permangono almeno fino al Campaniano (sondaggi minerari) e nella penisola di Capo Caccia presso Alghero fino al Santoniano. Una tettonica *sin*-sedimentaria, evidenziata da brecce oltrechè da marni, si imposta durante il Santoniano inferiore secondo una direttrice N-S, sbloccando la piattaforma carbonatica del Cretacico superiore.

L'annegamento della piattaforma carbonatica avviene gradualmente, messo in evidenza dalla deposizione di livelli marnosi santoniani a foraminiferi planctonici e nannoplancton intercalati ai calcari a rudiste e macroforaminiferi (PHILIP *et alii*, 1978).

Il ritorno a condizioni sedimentarie francamente marine è sottolineato dalla deposizione di sequenze carbonatiche neritiche rappresentate da calcari micritici e bioclastici. A Capo Caccia i calcari bioclastici passano a bioerme a rudiste. In alcune località della Nurra orientale (Grascioleddu, Uri) sono documentate condizioni di mare più profondo, marcate da marni localmente glauconitiche, da argille e calcari bioclastici con abbondanti foraminiferi planctonici e bentonici ed echinodermi del Santoniano.

Il massimo spessore della successione del Cretacico superiore riferibile all'intervallo Coniaciano-Santoniano raggiunge i 140 m a Capo Caccia. All'interno di questa successione sono documentate considerevoli affinità con la Provenza e la Spagna nord-orientale (CHERCHI & SCHROEDER, 1995; CASSINIS & RONCHI, 2002).

#### 2.4.2. - Cenozoico

Tra l'Oligocene superiore ed il Tortoniano la Sardegna settentrionale è stata sede, come già detto, di un'importante tettonica e di una diffusa attività vulcano-sedimentaria che si è manifestata in diversi bacini, in parte coalescenti.

Tali bacini, peraltro, si differenziano per essere legati a due differenti orientazioni strutturali e per avere differenti, e successive, evoluzioni tettono-sedimentarie. Questi bacini costituiscono quello che viene tradizionalmente definito come “Fossa sarda” *Auct.* (VARDABASSO, 1962; CHERCHI & MONTADERT, 1982; CASULA *et alii*, 2001), interpretata come un lineamento tettonico orientato N-S che attraversa tutta l’isola, legato ad una estensione crostale orientata E-W (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984).

Secondo un’interpretazione più recente (OGGIANO *et alii*, 1995; CARMIGNANI *et alii*, 2001), i bacini miocenici della Sardegna settentrionale sono contraddistinti da due diverse strutturazioni successive: una con fosse orientate prevalentemente da E-W a N60E (bacini di Chilivani-Berchidda, Anglona, Ottana, di età Oligocene superiore - Aquitaniano; “Bacini transtensivi aquitaniani”), ed una con fosse orientate NNW-SSE (bacini del Logudoro e di Porto Torres) di età Burdigaliano - Tortoniano (?Messiniano).

I depositi sedimentari appartenenti ai bacini transtensivi hanno evidente carattere sintettonico, riconosciuto anche da CHERCHI & MONTADERT (1982). Questi ultimi Autori individuano come *sin-rift* la successione oligo-aquitaniiana e *post-rift* quella burdigaliano-tortoniana, anche se quest’ultima presenta comunque caratteri riconducibili a tettonica sinsedimentaria.

I bacini transtensivi aquitaniani occupano principalmente la parte più orientale dell’isola dove si sviluppano direttamente sul basamento ercinico, caratterizzato prevalentemente da granitoidi intrusi in metamorfiti di medio e basso grado. In genere si impostano in corrispondenza di “*releasing-bend*” lungo faglie trascorrenti sinistre orientate circa N60E, ed hanno una caratteristica forma allungata parallela alle faglie principali.

Le successioni sedimentarie sono di ambiente prevalentemente continentale, in genere depositi lacustri con intercalati prodotti vulcanici e vulcanoclastici alternati a depositi alluvionali, e con associati depositi sintettonici in prossimità delle faglie. Talvolta le successioni evolvono a marine.

Le faglie trascorrenti sinistre di cui sopra sono considerate come la risposta deformativa, nel retropaese europeo, alla collisione che ha originato la catena nord-appenninica (CARMIGNANI *et alii*, 1992b; 1994a). Sono quindi legate ad un quadro geodinamico collisionale, compatibile con un campo di *stress* regionale che in Sardegna settentrionale mostra direzione del  $\sigma_1$  circa NE-SW in coordinate pre-rotazione (PASCI, 1997), e che solo in corrispondenza di *releasing bend* genera estensioni N-S (OGGIANO *et alii*, 1995).

In un’ipotesi alternativa, tale estensione N-S riguarderebbe tutto il Blocco sardo-corso e potrebbe rappresentare una distensione *orogen parallel*, analoga a quella riscontrata in altri contesti geodinamici del Pacifico occidentale (FACCENNA *et alii*, 2002).

I bacini del Burdigaliano sono più recenti, hanno direzioni tra N-S e NNW-SSE, ed interessano la parte occidentale della Sardegna settentrionale, dal Golfo dell'Asinara a N fino all'altipiano di Campeda a S. Strutturalmente si configurano come semi-*graben* con faglie principali che generano *tilting* in direzione opposta, tra due bacini adiacenti (fig.14). I semi-*graben* sono connessi mediante zone di trasferimento ad orientazione E-W.

Questi bacini intersecano quelli transtensivi orientati N60E interrompendo sia la continuità di affioramento della successione stratigrafica sia le faglie trascorrenti che li strutturano (FUNEDDA *et alii*, 2000).

Nella successione stratigrafica di questi bacini è possibile distinguere tre sequenze deposizionali (tav.6); la prima va dal Burdigaliano superiore fino al Langhiano, la seconda dal Serravaliano al Tortoniano (? Messiniano). Ambedue sono caratterizzate da un passaggio da depositi clastici di ambiente fluvio-deltizio a depositi carbonatici francamente marini di piattaforma (MAZZEI & OGGIANO, 1990).

Infine una terza sequenza riferita al Messiniano superiore, di cui rimane testimonianza nella zona a W dell'abitato di Porto Torres, si caratterizza per la presenza di sedimenti clastici grossolani di ambiente alluvionale (CORDY *et alii*, 1995; SAGE *et alii*, 2005). Il campo di *stress* attivo durante la formazione dei bacini NNW-SSE è compatibile con un'estensione circa E-W legata alla rotazione del Blocco sardo-corso, contemporanea con l'apertura del Bacino balearico, la distensione nel Tirreno settentrionale ed il collasso dell'Appennino toscano (CARMIGNANI *et alii*, 1995).

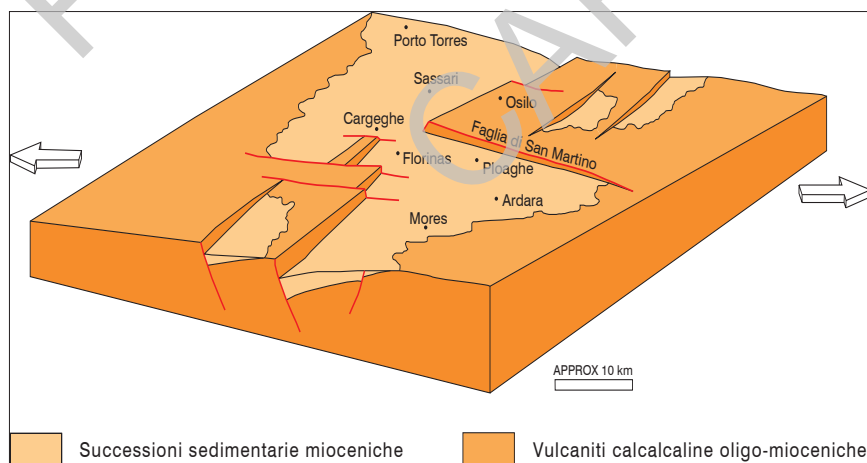


Fig. 14 - *Tilting nei bacini burdigaliani* (da FUNEDDA *et alii*, 2000, modificato).

#### 2.4.3. - Bacino del Logudoro

Il bacino del Logudoro (FUNEDDA *et alii*, 2000) è un semi-*graben* orientato NNW-SSE che si estende dall'altopiano di Campeda a S fino alla zona di Ittiri e Ploaghe a N; più a settentrione si sviluppa il bacino di Porto Torres, di cui è noto il proseguimento a mare (THOMAS & GENNESSEAU, 1986). La strutturazione del bacino del Logudoro avviene tramite una serie di faglie dirette che ne identificano il margine occidentale, mentre quello orientale è caratterizzato dalla trasgressione miocenica su un substrato costituito prevalentemente dalle vulcaniti aquitania-burdigaliane e da sedimenti mesozoici.

I sedimenti miocenici, procedendo da E verso W, mostrano un'evoluzione da ambienti prossimali a distali. La sequenza più antica ha un'età che va dal Burdigaliano superiore al Langhiano. Essa poggia con rapporti di *onlap* sulle sottostanti vulcaniti oligo-aquitani e ed è interrotta superiormente da una superficie erosiva. È caratterizzata da una successione sedimentaria costituita alla base da sedimenti clastici grossolani tipici di ambiente fluvio-deltizio che passano a calcari litorali e sabbie, seguiti da siltiti e marne arenacee tipiche di ambiente marino più profondo.

Su quest'ultima giace la seconda sequenza deposizionale che arriva fino al Tortoniano-(?)Messiniano, costituita da sabbie fluvio-marine alla base, cui seguono calcari di piattaforma interna ricchi in alghe ed episodi hermal (MAZZEI & OGGIANO, 1990).

Movimenti tettonici responsabili di sollevamenti differenziali di settori di piattaforma sono evidenziati sia da strutture deposizionali sintettoniche che dall'erosione di parte della prima sequenza (tav.7).

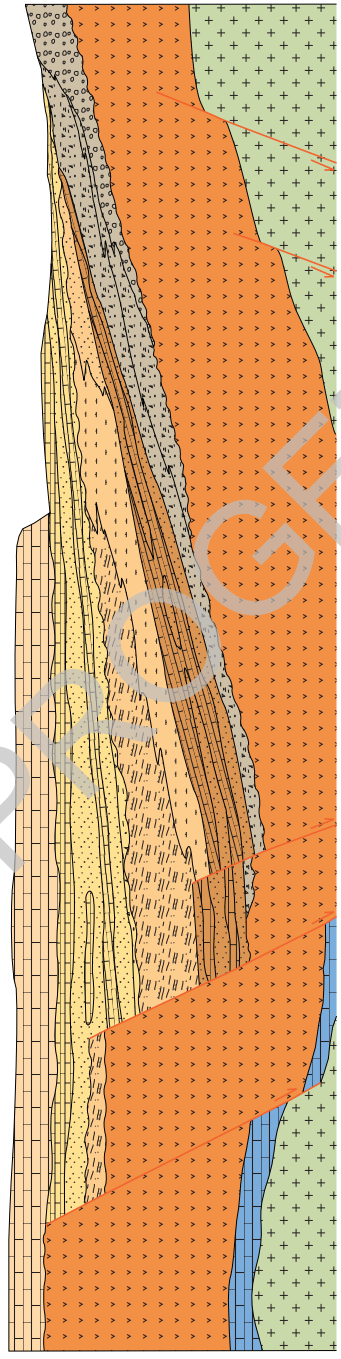
#### 2.4.4. - Bacino di Porto Torres

In questo bacino THOMAS & GENNESSEAU (1986) riconoscono tre sequenze; la prima, riferita all'Aquitaniense "*sin-rift*", non si riscontra sulla terraferma. I primi depositi marini trasgrediscono la piattaforma mesozoica o le vulcaniti aquitaniense-burdigaliane e sono riferibili alla sequenza del Burdigaliano superiore - Langhiano. In questo bacino mancano le evidenze di *unconformity* tra le sequenze burdigaliano-langhiane e quelle tortoniano-?messiniane pre-evaporitiche.

Non si può escludere comunque che tra le due esista una *disconformity* di tipo erosivo. Una terza sequenza, che affiora unicamente in una piccola area in località Scala Erre, è costituita da alternanze di argille e conglomerati continentali. Le argille, di colore rosso-giallastro, sono stratificate, bioturbate e pedogenizzate; al loro interno non è raro trovare noduli di manganese.

SSW

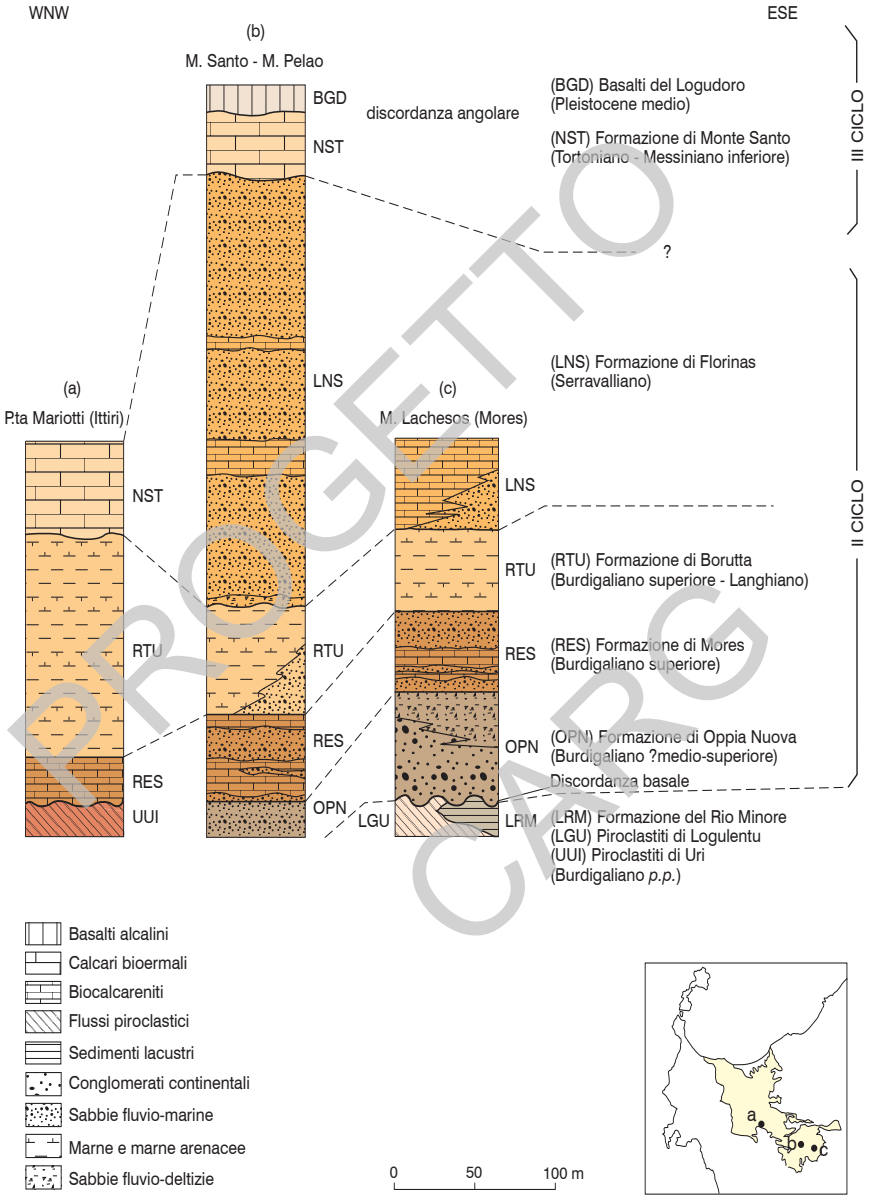
NNE



- III ciclo
  - NST Formazione di Monte Santo (Tortoniano - Messiniano inferiore)
  - LNS Formazione di Florinas (Serravalliano)
- II ciclo
  - RTU Formazione di Borutta (Burdigaliano superiore - Langhiano)
  - RES Formazione di Mores (Burdigaliano superiore)
  - OPN Formazione di Oppia Nuova (Burdigaliano ?medio-superiore)
- I ciclo
  - v v v Successione vulcanica Oligo-Miocenica (Oligo-Miocene)
  - ■ ■ Sedimenti mesozoici
  - + + + Basamento paleozoico

- ■ ■ Calcari organogeni
- ■ ■ Calcari e calcareniti
- ■ ■ Alternanze marnoso-arenacee
- ■ ■ Marne
- ■ ■ Sabbie di ambiente marino
- ■ ■ Sabbie di ambiente continentale
- ■ ■ Conglomerati continentali

Tav. 6 - Schema dei rapporti stratigrafici dei cicli sedimentari miocenici nella Sardegna settentrionale (da FUNEDDA et alii, 2000, modificato).



Tav. 7 - Colonne stratigrafiche delle successioni mioceniche del 2° e 3° ciclo sedimentario affioranti nel Logudoro (FUNEDA et alii, 2000, modificato).

Le argille sono interpretate come depositi di piana alluvionale. I conglomerati, eterometrici, sono organizzati in lenti con strati amalgamati e con strutture di tipo *cut and fill*, e sono costituiti prevalentemente da clasti di rocce metamorfiche appartenenti al basamento della Nurra. Questi conglomerati sono interpretati come depositi fluviali di tipo *braided*.

## 2.5. - COPERTURE PLIO-QUATERNARIE

A partire da circa 5 Ma e fino al Pleistocene (0,14 Ma, BECCALUVA *et alii*, 1977), la Sardegna è interessata da un nuovo ciclo vulcanico, con emissione di basalti e prodotti differenziati, connesso con una tettonica di tipo distensivo, che avrebbe interessato tutto il bacino del Mediterraneo occidentale (SELLI & FABBRI, 1971; FINETTI & MORELLI, 1973) e sarebbe all'origine dell'apertura del Tirreno centro-settentrionale.

Questo vulcanismo è rappresentato da massicci vulcanici, talvolta di grandi dimensioni, e da estesi altopiani che si sono trovati a varie altitudini coprendo formazioni di diverse età. Contemporaneamente all'attività vulcanica si ha la sedimentazione di depositi clastici di ambiente continentale (fluviale, lacustre, di versante) di transizione e marino litorale.

Questa notevole varietà di ambienti va senz'altro ricercata nei mutamenti climatici e conseguenti variazioni del livello del mare (glacio-eustatismo), conosciute e ben documentate durante la fine del Terziario e particolarmente nel Pleistocene, che hanno controllato l'evoluzione delle piattaforme continentali e dei settori emersi costieri, determinandovi la migrazione degli ambienti sedimentari.

PROGETTO

CARG



## IV - STRATIGRAFIA

### 1. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESOZOICA

La successione sedimentaria mesozoica del Foglio 459 "Sassari", appartenente alla successione della Nurra e parzialmente correlabile con quella del Sulcis (Sardegna SW), affiora estesamente ed è molto ben studiata (CHABRIER & FOURCADE, 1975; FAURÉ & PEYBERNÈS, 1983; CHERCHI, 1985; CHERCHI & SCHROEDER, 1985).

In Nurra il Mesozoico affiora tra la costa occidentale ed un allineamento NNW-SSE che delimita il bacino di Porto Torres. Nell'area del Foglio il Mesozoico affiora tra località Nalvonazzos e la base meridionale di M. Miale Ispina, tra Uri e Olmedo, al di sotto delle vulcaniti oligomioceniche, e M. Orzale nel bordo NW.

La successione mesozoica è deformata da una tettonica con tipico stile di copertura. La parte più bassa della successione è stata attribuita da vari autori al Triassico in facies "Germanica" (DENINGER, 1907; OOSTERBAAN, 1936; TORNQUIST, 1902; VARDABASSO, 1959; POMESANO CHERCHI, 1968). L'ambiente di sedimentazione triassico mostra una lenta evoluzione da un bacino ristretto lagunare a sedimentazione in prevalenza terrigena, verso una laguna ristretta ma con maggiori comunicazioni con il mare aperto e con limitati episodi ad alta energia.

Il Giurassico invece presenta depositi di mare basso con frequenti emersioni, specialmente nel Dogger e nel Malm; gli ambienti di sedimentazione sono tipici di una piattaforma carbonatica e vanno dalla laguna protetta con energia estremamente bassa a salinità variabile, ad un ambiente di più alta energia dominato da barre oolitiche o da tempestiti (D'ARGENIO *et alii*, 1985).

Le caratteristiche sedimentologiche, stratigrafiche e paleontologiche di questa successione giurassica sono molto simili a quelle del Dominio pirenaico-provenzale (CHABRIER & MASCLE, 1975; AZEMA *et alii*, 1977; D'ARGENIO *et alii*, 1985).

### 1.1. - “MUSCHELKALK” AUCT. (MUK)

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

Affiora nel lembo settentrionale del Foglio presso la piana a N di Nuraghe Pilotta; la sezione-tipo affiora fuori Foglio nei pressi di Punta del Lavatoio (Alghero), dove si ha il massimo approfondimento e condizioni del mare più aperto di tutta la successione. È costituita da banchi spessi di dolomie grigie listate e calcari dolomitici grigio-bluastri listati, di spessore difficilmente valutabile, così come è arduo discernere l'appoggio con le litologie sottostanti. Sono intercalati sottili livelli marnosi di colore giallastro; talora vi è sporadica presenza, all'interno delle dolomie, di grani di quarzo detritico. Si rinvencono inoltre livelli riccamente fossiliferi contenenti resti di brachiopodi, crinoidi (*Encrinus liliiformis*, Lamarck, 1801), bivalvi (*Lima striata*, Bruguière, 1797), ammoniti, foraminiferi, alghe dasycladacee, rhizocoralli, povere microfaune a foraminiferi (*Aulotortus* sp., *Lamelliconus* sp., *Frondicularia* sp.) nei calcari micritici.

La successione inizia con accumuli di tempeste, depositi in parti profonde della rampa, di specie bentoniche (*Curionia gastrochaena*, Dunker, 1846; *Costatoria goldfussi*, Alberti, 1830) e frammenti di ammonoidi fra le specie neotoniche (POSENATO, 1995; 2002; CITA *et alii*, 2007). Gli accumuli successivi di alghe dasycladacee (*Diplopora*) rappresentano depositi di spiaggia, mentre i calcari scuri fortemente bioturbati (*Rhizocorallium*, *Thalassinoides* e *Spongeliophorm*) un nuovo approfondimento della piattaforma.

Questa formazione si può suddividere in quattro unità in analogia a quanto affiora presso M. S. Giusta. La parte basale è costituita da marne dolomitiche nodulari giallastre e da dolomie grigie laminate; entrambe le litologie presentano bioturbazioni; seguono calcari marnosi e livelli argillosi sterili. Verso l'alto si ritrovano calcari bioclastici fortemente bioturbati con intercalati livelli argillosi a palinomorfi; superiormente sono presenti calcari con intercalati livelli ricchi di dasycladacee e foraminiferi. La successione termina con marne dolomitiche e dolomiti cariate che contengono alcune specie di conodonti (*Hindeodella* sp., Viira, 1983 e *Ozarkodina tortilis*, Tatge, 1956). Questi affioramenti hanno un'importanza storica e paleontologica notevole per la ricchezza del contenuto fossilifero. Rappresenta il massimo approfondimento del bacino in condizioni di mare più aperto; in particolare rappresenterebbe il “*Nodesen Horizont*”.

L'età è attribuita, per analogia litostratigrafica con gli affioramenti di M. S. Giusta (formazione di Monte Santa Giusta: BARTUSH, 1985) poco a W del limite del Foglio, al Fassanico - Longobardico inferiore, piani del Ladinico per la presenza dei conodonti *Budurovignathus truempyi*, Hirsh, 1971 e *Carinella japonica*, Hayashi, 1968 (PITTAU DEMELIA & FLAVIANI, 1982; CARRILLAT *et alii*, 1999).

Si stimano spessori non superiori a 10-15 m.

Triassico medio (Ladinico)

## 1.2. - "KEUPER" AUCT. (KEU)

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

Essa affiora presso il borgo rurale di Campanedda e verso N presso M. Nudo, con una struttura anticlinale ad asse NE-SW. Costituita da due litofacies non sempre affioranti, è rappresentata da argilliti gessose da rossastre a verdastre talora fortemente piegate (POMESANO CHERCHI, 1968), con cristalli idiomorfi di quarzo, e dolomie cariate; a queste litologie seguono dolomie grigie e subordinati calcari dolomitici con livelli intraclastici. In Nurra la presenza di livelli marnosi giallastri e verdastri e di livelli di gesso dà luogo ad una tettonica eiettiva che rende lo spessore della successione difficilmente valutabile.

Intorno alla fine degli anni '60 del XX secolo fu eseguito poco a W del limite occidentale del Foglio un sondaggio (Pozzo Cugiareddu; POMESANO CHERCHI, 1968), profondo circa 600 m, che ha attraversato tutto il Triassico e il Permiano fino ad arrestarsi al basamento della Nurra, costituito da metarenarie e filladi del Paleozoico. Questo sondaggio mostra che la transizione tra le facies marine del "Muschelkalk" e quelle prevalentemente evaporitiche del "Keuper" è graduale. La successione consiste di calcari dolomitici e dolomie laminate con bande e pseudomorfi di solfati; marne dolomitiche giallastre; dolomie varicolori brecciate e cariate; argille verdi e/o rosse intercalate con gessi microcristallini.

L'età complessiva del Keuper sardo è Ladinico *p.p.* (Longobardico superiore), testimoniato dalla presenza di *Enzonalasporites vigenis* (Leschik, 1955) e certamente Carnico per la presenza di *Patinasporites densus* (Leschik, 1955) e *Vallasporites ignacii* (Leschik, 1955). L'ambiente di sedimentazione è riconducibile a condizioni di laguna peritidale in ambiente caldo e arido.

Quest'unità mostra talora analogie con la formazione di Ghisciera Mala (PITTAU DEMELIA & DEL RIO, 1980; PITTAU DEMELIA & FLAVIANI, 1983; PITTAU & DEL RIO, 2002) che è attribuita al Longobardico superiore - Carnico.

Gli spessori in affioramento sono valutati in 40-50 m.

Triassico medio-superiore (Ladinico *p.p.* - Carnico)

### 1.3. - FORMAZIONE DI MONTE ZIRRA (ZRR)

Affiora nella porzione nord-occidentale del Foglio, nella regione di Campaneda e di Tribuna, dove sormonta i depositi evaporitici del Keuper (KEU).

Questi affioramenti sono rappresentati da dolomie e calcareniti dolomitiche bioclastiche con alternanze di livelli marnosi riferibili ad oscillazioni positive del livello del mare. Si rinvencono inoltre calcari oolitici e bioclastici, oospariti ed oncospariti giallastre o grigio brunastre con intercalazioni di dolosparite (*packstone*, più raramente *grainstone* e *wackestone*).

A queste litologie si intercalano livelli di arenarie a stratificazione incrociata con pettinidi e microconglomerati ad elementi di quarzo, riferibili ad ambienti litorali, localmente ricchi in foraminiferi, coralli, gasteropodi, brachiopodi, ammoniti e echinodermi.

Talora alla base delle calcareniti affiorano arenarie a cemento calcareo di debole spessore contenenti granuli di quarzo poco arrotondati. Presso M. Coci affiora invece un'alternanza di calcari compatti e tenaci e calcari oolitici la cui porzione basale è costituita da *grainstone* e *packstone*, talora verso l'alto *wackestone* e *packstone* con abbondanti peloidi. Alla base del livello a clasti di quarzo è presente una forma di brachiopode assai vicina a *Quadratirhynchia cheltonensis*, Richardson & Upton, 1913 che potrebbe suggerire un'età aaleniana (CHERCHI *et alii*, 2010). Verso l'alto la successione passa a prevalenti calcari oolitici mostranti spesso stratificazione incrociata. La parte basale è dolomitizzata mentre superiormente è troncata da una superficie di *hard-ground*.

Nell'area di Alghero (CHERCHI & SCHRÖEDER, 1985; CHERCHI *et alii*, 2010), la parte inferiore di questa formazione (calcareo oolitico e bioclastico: spessore 50 m) ha fornito i foraminiferi *Amijiella amiji* (Henson, 1948), *Vidalina martana* (Farinacci, 1959) e *Trocholina* sp. Al *top* della successione oolitico-bioclastica è presente un'associazione a brachiopodi (FAURÉ & PEYBERNÈS, 1983), costituita da *Zeilleria quaiaiosensis* (Choffat, 1948) e *Gibbirhynchia curviceps* (Quenstedt, 1856), indicante il Sinemuriano sommitale. Seguono arenarie rossastre a laminazione incrociata e calcareniti a pettinidi (12-15 m di spessore).

La parte superiore di questa formazione (70-100 m di spessore) debutta con marne e calcari marnosi (30-40 m), assai ricchi in macrofaune tra cui (alla base) i brachiopodi *Gibbirhynchia curviceps*? (Quenstedt, 1856) e *Zeilleria* (Cincta) *numismalis* (Lamarck, 1819), indicanti il Pliensbachiano inferiore (FAURÉ & PEYBERNÈS, 1983). Superiormente sono presenti le ammoniti *Hammatoceras*? sp., *Dumortieria subundulata* (Branco, 1887), *D. explanata* Buckland, e *D. sparsicostata* Haug, indicanti il Toarciano superiore (CHABRIER & FOURCADE, 1975; FAURÉ & PEYBERNÈS, 1983).

La successione prosegue con calcari a oncoidi (30-40 m), ricchi in molluschi ed echinodermi, a cui seguono calcari oolitici a laminazione incrociata (10-20 m).

Al tetto la superficie di strato mostra un *hard-ground* ben sviluppato.

Nel Foglio Sassari lo spessore della formazione in affioramento è dell'ordine di 10-15 m.

Giurassico inferiore (Sinemuriano - Aaleniano inferiore?)

#### 1.4. - FORMAZIONE DI GAMBA DI MORO (GDM)

Affiora tra il limite NW del Foglio e la frazione di Tottubella a N di Olmedo. L'esposizione migliore è visibile a M. Nurra (v. fig.75), dove la successione è esposta nell'omonima cava per inerti.

Nella piana a N di Olmedo gli affioramenti sono poco evidenti, anche per il rimaneggiamento agricolo, e si passa gradualmente alla successiva formazione di Punta Cristallo (IST).

Nella Nurra questa formazione può essere suddivisa, dal basso in alto, nelle seguenti unità litologiche (CHERCHI & SCHRÖEDER, 1985; CHERCHI *et alii*, 2010):

- Unità A (Aaleniano - Bajociano inferiore). La parte inferiore (25 m) è costituita da un'alternanza di marne giallastre, calcari marnosi e bioclastici che contengono una ricca microfauna costituita soprattutto da *Timidonella sarda* (Bassoullet *et alii*, 1974), *Spiraloconulus giganteus* (Cherchi & Schröder, 1982) e la dasycladacea *Sarfatiella dubari* (Conrad & Peybernès, 1973). Quest'associazione indica l'Aaleniano. La parte superiore (25 m) è caratterizzata da calcari micritici, spesso dolomitizzati, con sottili intercalazioni marnose, che contengono tra i foraminiferi *Pseudocyclammina ukrainica* (Dain, 1958), *Ammobaculites* sp. e *Haurania* sp. Un orizzonte marnoso a ostracodi di ambiente ipoalino (circa 15 m dal top dell'unità) suggerisce un età bajociana per la presenza di *Cloughtonella* e *Leoneyella?* (MALZ *et alii*, 1985).
- Unità B (Bajociano). Alternanza di calcari oolitici, mostranti sovente laminazione incrociata, e marne giallastre (50-75m). Nella parte superiore dell'unità si trova un importante livello di calcari a grano di quarzo. L'unità è poco fossilifera. Presso M. Timidone (fuori Foglio) un orizzonte marnoso, situato circa al top dell'unità, contiene ostracodi lagunari appartenenti ai generi *Ektyphocythere* e *Kirtonella* (MALZ *et alii*, 1985) che suggeriscono il Bajociano.
- Unità C (Bajociano ? - Bathoniano). Calcari micritici grigio-beige (*mud* e *wackestones* con peloidi, intraclasti e bioclasti), ben stratificati (60-80 m). Soprattutto nella porzione inferiore e media sono presenti sottili livelli marnosi ricchi in *Pholadomya* sp. Nella porzione superiore i calcari sono oncolitici e diventano più massivi; la porzione sommitale è dolomitizzata. Questa unità è riccamente fossilifera: spicole di spugne, coralli ermatipici, lamellibranchi, gasteropodi (nerineidi), brachiopodi (terebratulidi), echinodermi, briozoi.

I foraminiferi sono rappresentati da *Mesoendothyra croatica* Gušić e *Amijella amiji* (Henson, 1948). Nella porzione mediana di questa unità (M. Zirra) è presente *Alzonella cuvillieri* (Bernier & Neumann, 1970), che indica un'età bathoniana.

- Unità D (Bathoniano). Monotona successione (30-40 m) di dolomie massive scure, sterili. Viene attribuita al Bathoniano per posizione stratigrafica.
- Unità E (Bathoniano medio-superiore). Calcari micritici grigio-beige (*mudstone* e *wackestones*), molto finestrati (10-20 m), con un livello oolitico nella porzione mediana. Mentre la parte inferiore è sterile, nella parte sommitale si incontrano due orizzonti significativi: il primo caratterizzato dalla presenza del lituolide *Alzonella cuvillieri* (Bernier & Neumann, 1970), forma ristretta al Bathoniano, e il secondo, al top dell'unità, contenente numerosi esemplari del brachiopode *Burmihynchia turgida* (= *Sardorhynchia crassa*, Taddei Ruggero & Ungaro, 1983) che indica un'età Bathoniano medio-sommitale base del Bathoniano superiore (ALMERAS *et alii*, 1997).
- Unità F (Bathoniano). Dolomie sterili (20-40 m) scure, attribuite al Bathoniano per posizione stratigrafica.
- Unità G (Bathoniano superiore). Questa unità (25-50 m) mostra nella porzione inferiore (8-10 m) calcareniti finemente stratificate, ad oncoidi, bioclasti, intraclasti, contenenti una ricca associazione caratterizzata dai foraminiferi *Orbitammina elliptica* (D'Archiac, 1843), *Trocholina palastiniensis* (Henson, 1948) e dal cianobatterio coloniale *Koskinobullina socialis* (Cherchi & Schröder, 1979). La presenza di *O. elliptica* indica il Bathoniano superiore.
- Unità H (?Bathoniano-?Calloviano). Dolomie scure o giallo-brune (20-40 m), ben stratificate alla base e massive nella parte superiore, sterili, rappresentano questa unità di incerta posizione stratigrafica, compresa tra il Bathoniano superiore alla base (unità G) e il Calloviano (unità I).
- Unità I (Calloviano). Calcari micritici (*mud* e *wackestones*) (55 m). Soprattutto la porzione inferiore, ben stratificata e riccamente fossilifera, contiene *Cladocoropsis mirabilis* (Felix, 1907), frammenti di coralli e bivalvi, spesso incrostati da *Tubiphytes morronensis* (Crescenti, 1969). È presente una ricca microfauna rappresentata da *Valvulina lugeoni* (Septfontaine, 1977), *Praekurnubia crusei* (Redmond, 1964), *Kurnubia palastiniensis* (Henson, 1948), *Nautiloculina oolitica* (Mohler, 1938), *Trocholina gigantea* (Pelissié & Peybernès, 1982) e *Chablaisia chablaisensis* (Septfontaine, 1977). *K. palastiniensis* fa la sua prima comparsa nel Calloviano medio, sviluppandosi da *P. crusei*, già presente nella porzione inferiore. Queste considerazioni permettono di assegnare l'unità al Calloviano.
- Unità J (?Oxfordiano-?Kimmeridgiano). Dolomie grigie o scure, spesso brecciate, esposte nella falesia occidentale di Capo Caccia (Cala d'Inferno, Torre



della Pegna, Cala della Puntetta, fuori Foglio). Alcuni sottili intercalazioni calcaree lenticolari a *black pebbles*, carofite e *Munieria baconica* (Deecke, 1883) sono state segnalate da AZÉMA *et alii* (1977).

Nel Foglio Sassari (M. Nurra) sono spesso intercalati nella formazione Gamba di Moro (GDM) livelli poco potenti di marne ed argille bituminose, che potrebbero corrispondere ai livelli esposti nel M. Istiddu presso Fertilia (Foglio 478 “Alghero”, Unità C), contenenti una ricca microflora di età Bajociano-Bathoniano (ASHRAF *et alii*, 1984).

Talvolta si rinvencono potenti livelli di arenarie quarzose e siltiti arenacee (GDM<sub>a</sub>) come ad esempio nei pressi di M. Orzale.

Gli spessori totali della formazione sono circa 150-200 m.  
Giurassico medio-superiore (Aaleniano - ?Kimmeridgiano)

#### 1.5. - FORMAZIONE DI PUNTA CRISTALLO (“PORTLANDIANO” AUCT. P.P.) (IST)

Affiora in regione Sa Mandrachina e Corrias presso Olmedo. È costituita da calcari micritici, ben stratificati, a dasycladacee, con locali intercalazioni di dolomie sterili grigiastre (fig.15) spesso brecciate. Qualche livello si presenta finemente laminato.



Fig. 15 - Loc. Sa Mandrachina. Spessi strati di calcari dolomitici della formazione di Punta Cristallo (IST) fortemente inclinati verso SSW.

Sono presenti anche calcari marnosi e calcari micritici con litoclasti, peloidi, talora a *bird-eye*, di piattaforma interna di bassa profondità; spesso i calcari mostrano letti di selce. Nella parte inferiore prevalgono calcareniti stratificate e laminare e dolomie secondarie talora brecciate, spesso a *bird-eye*, con lenti calcaree e carofite di ambiente lagunare. Verso l'alto i calcari si alternano a livelli marnosi a carofite finemente laminati che indicano il graduale cambiamento ad ambienti lagunari-lacustri del Berriasiano (facies purbeckiana, PECORINI, 1969; CHERCHI *et alii*, 2010).

L'età è definita in base al contenuto fossilifero, caratterizzato nella parte superiore da una ricca associazione di alghe dasycladacee; viene riferita al Totoniano soprattutto per la presenza di *Chypena jurassica* (Favre, 1927), *C. solkani* (Conrad & Radoicic, 1972), *Salpingoporella annulata* (Carozzi, 1953), *Actinoporella podolica* (Bernier, 1984) e *Heteroporella lemmensis* (Bernier, 1971).

Lo spessore della formazione è di circa 130-150 m.

Giurassico superiore (?Kimmeridgiano - Totoniano)

#### 1.6. - FORMAZIONE DI CALA D'INFERNO ("PURBECKIANO" AUCT.) (CIF)

La formazione di Cala d'Inferno affiora tra Olmedo e Uri nella regione di Graxioleddu, ad W di Su Sassu Mannu e in località Nalvonazzos (PECORINI, 1965). Trattasi di marne e calcari marnosi verdastri (fig.16) con livelli calcarei intercalati, talora ricchi di carofite ed ostracodi (PECORINI, 1969; CHABRIER & FOURCADE, 1975; AZÉMA *et alii*, 1977; CHERCHI & SCHRÖEDER, 1985; 1987; CHERCHI *et alii*, 2010).

In affioramento lo spessore di questa formazione è assai variabile, da pochi metri fino a circa 25 m.

A Cala d'Inferno (Foglio 478 "Alghero") la formazione è più completa mostrando spessori maggiori (circa 80 m). Per una più esaustiva interpretazione paleoambientale e stratigrafica, il riferimento alla sezione di Cala d'Inferno si rende indispensabile. La successione può essere suddivisa in due parti, rappresentate rispettivamente da: (a) unità inferiore (circa 35 m), prevalentemente lacustre; (b) unità superiore (circa 45 m), caratterizzata da episodiche intercalazioni marine e lagunari.

a) Marne verdi-grigiastre, siltiti chiare e calcari marnosi spesso ricchissimi in carofite ed ostracodi d'acqua dolce. Le carofite, studiate per la prima volta da PECORINI (1972), secondo M. Feist & N. Grambast-Fessard (in COLIN *et alii*, 1985) sono rappresentate dalle seguenti specie: *Musacchiella sardiniae* (Feist & Grambast-Fessard, 1984), *M. maxima* (Donze, 1985) Feist & Grambast-Fessard, *Flabellochara aff. grovesi* (Harris, 1939), *Perimneste micrandra* (Grambast, 1967), *Globator nurrensis* (Pecorini, 1969) Grambast.





Fig. 16 - Loc. Grascioledda. Successione di marne e calcari marnosi intercalati nella formazione di Cala d'Inferno (CIF).

Nella "European Mesozoic - Cenozoic Zonation" *Globator maillardi nurrensis* appartiene al Berriasiano superiore, datata radiometricamente 141,5-142,5 Ma (RIVELINE *et alii*, 1996). La microfauna a ostracodi, determinata per la prima volta da PECORINI (1965; 1969) è composta, secondo J.P. Colin (in COLIN *et alii*, 1985), da *Cypridea tumescens meridionalis* (Colin, 1988), *C. cf. vidrana* (Wohlburg, 1959), *C. cf. protogranulosa* (Anderson, 1971), *C. dorsoinclinata* (Colin, 1988), *Theriosynoecum sardum* (Colin, 1984), *Dictyocythere gr. mediostriata* (Sylvester-Bradley, 1956), *Protocythere cf. divisa* (Oertli, 1966). Le associazioni a ostracodi indicano un'età berriasiana in accordo con i dati ottenuti dallo studio delle carofite.

- b) Calcari marnosi talora compatti, marne calcaree di colore da grigio a grigio verdastro. Questa unità è caratterizzata da episodiche intercalazioni lagunari (contenenti ostreidi) e marine, che diventano più frequenti nella parte superiore di questa unità. Nella parte basale questi sottili livelli marini contengono numerosi intraclasti di facies purbeckiana. Le intercalazioni marine mostrano numerose alghe dasycladacee e foraminiferi bentonici. In particolare un livello situato a circa 6,50 m sotto il *top* dell'unità (b) ha fornito la seguente associazione (Cherchi & Schröder in CHERCHI, 1985):

*Arabicodium cf. jurassicum* (Dragastan, 1972), *Sarfatiella sarda* (Pecorini, 1972) Cherchi & Schröder, 1984, *Actinoporella durandelgai* (Jaffrezo & Fourcade, 1973), *Salpingoporella* sp. I foraminiferi sono rappresentati da *Feurtilia frequens* (Maync, 1958), *Nautiloculina brönnimanni* (Arnaud-Vanneau & Peybernès, 1978), *Trocholina* sp. Tra questi microfossili citati nessun *taxon* è in grado di fornire una datazione precisa, ma considerando l'attribuzione stratigrafica della parte basale della sovrastante formazione di Mal Repos (REP) si potrebbe ipotizzare un'età Berriasiano superiore - Valanginiano inferiore basale per la parte terminale della successione purbeckiana.

Cretacico inferiore (Berriasiano - ?Valanginiano inferiore basale)

### 1.7. - FORMAZIONE DI MAL REPOS (“URGONIANO” AUCT.) (REP)

Nel Foglio Sassari, questa formazione affiora solamente presso Uri in località Nalvonazzos (PECORINI, 1965), dove dalle marne e dai calcari marnosi in facies purbeckiana (CIF) si passa gradualmente alla successione carbonatica in facies “urgoniana”, costituita da *grainstone* bioclastici con alla base dolomie e *grainstone* oolitici. Gli spessori presso Nalvonazzos variano da 10 a 30 m. Il limite superiore è erosivo, marcato da depositi bauxitici (formazione di Graxioleddu: GXL), che evidenziano la lacuna stratigrafica mesocretacica. In questa località la parte inferiore della formazione Mal Repos contiene l'orbitolinide *Valdanchella miliani* (Schröder, 1968) indicante un'età Valanginiano inferiore. Nel Foglio 478 “Alghero” questa specie, presente nella stessa posizione stratigrafica, era stata segnalata da CHABRIER & FOURCADE (1975).

Nel Foglio Alghero i calcari in tipica facies urgoniana affiorano presso Capo Caccia, a Cala Dragonara ed a Tramariglio. Si tratta di *grainstone* oolitici, bioclastici massivi e grossolanamente stratificati, banchi di calcare biancastro, spesso micritici a rudiste (*Toucasia* sp.), alghe dasycladacee (*Salpingoporella muehlbergii*, Lorenz, 1902) e abbondanti macroforaminiferi (soprattutto orbitolinidi) (CHERCHI & SCHRÖEDER, 1985; 1987; 1995; 2002; 2010; CHERCHI *et alii*, 2010). L'ambiente di piattaforma carbonatica marca un approfondimento del bacino rispetto alla formazione Cala d'Inferno (CIF).

A Capo Caccia (Foglio 478 “Alghero”), la piattaforma urgoniana (circa 380 m di spessore) si installa nel Valanginiano inferiore basale e permane fino all'Aptiano inferiore. La successione comincia con un'alternanza di dolomie rosate e calcari oolitici-pseudoolitici (circa 35 m), ricchi in *Trocholina cherchiaie* (Arnaud-Vanneau, 1988) nella porzione basale. Sono presenti inoltre altri foraminiferi: *Feurtilia frequens* (Maync, 1958), *Nautiloculina broennimanni* (Arnaud-Vanneau & Peybernès, 1978), *Pseudotextulariella salevensis* (Charollais *et alii*, 1966).

Seguono calcari di colore beige-chiaro, leggermente dolomitizzati alla base (circa 85 m), a bioclasti in una matrice micritica. Nella porzione inferiore di questi calcari la microfauna è rappresentata dai foraminiferi *Pseudocyclamina lituus* (Yokoyama, 1890), *Pseudotextulariella salevensis* (Charollais *et alii*, 1966), *P. courtionensis* (Broennimann, 1967), *Pfenderina neocomiensis* (Pfender, 1938) e *Valdanchella miliani* (Schröder, 1968). L'ultima specie, eccellente fossile guida indicante il Valanginiano inferiore, rende possibile un confronto diretto con il livello contenente *V. miliani* di Nalvonazzos.

La successione prosegue con calcari chiari di cui la prima parte (circa 65 m) contiene idrozoi e rudiste (*Pachytraga tubiconcha*, Astre, 1961) del Hauteriviano inferiore (MASSE & ALLEMANN, 1980), mentre la parte successiva (circa 80 m) è caratterizzata da una microflora (alghie dasycladacee) e soprattutto da una microfauna a foraminiferi bentonici (vedi lista in CHERCHI & SCHRÖEDER, 1985; 1987).

La seguente successione carbonatica può essere documentata fino all'Aptiano inferiore per la presenza concomitante di *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach, 1805) e di *Paracoskinolina arcuata*, Arnaud-Vanneau, 1976 (CHERCHI *et alii*, 2010). Anche in questa regione una superficie erosiva indica la lacuna stratigrafica mescretacica.

Gli spessori presso Nalvonazzos variano da 10 a 30 m.

Cretacico inferiore (Hauteriviano superiore - Aptiano inferiore)

### 1.8. - FORMAZIONE DI GRASCIOLEDDU (GXL)

È costituita da un orizzonte bauxitico di potenza variabile. Affiora nella regione di Grascioleddu, dove è presente un'importante attività estrattiva in sottoterraneo. La formazione bauxitica, vero e proprio giacimento, corrisponde alla lacuna di sedimentazione mescretacica. In affioramento di colore da bianco a rossastro (fig.17), mostra spessori variabili da nulli ai 4 m. Il letto delle bauxiti è talvolta costituito da argille rosso-giallastre, oppure da breccie carbonatiche rossastre monogeniche a cemento ferruginoso bauxitico, alle quali seguono argille con lignite e bauxiti argillose oolitiche pisolitiche e conglomeratiche.

Essa deriva dall'evoluzione pedogenetica di tipo ferralitico di depositi alluvionali. La sua genesi può essere definita come un deposito di alteriti trasportate, che in un clima caldo-umido hanno subito una pedogenesi di tipo ferralitico fino ad una bauxitizzazione totale o parziale, come attualmente si rinviene nelle fasce tropicali o subtropicali, contesto questo riconducibile alle condizioni climatiche della Nurra al limite tra il Cretacico inferiore e superiore.

Il limite inferiore, sempre visibile, è discordante sulla successione giurassico-cretacica inferiore.



Fig. 17 - Loc. Grascioleddu. Orizzonte bauxitico tipico, in affioramento presso la miniera di Grascioleddu (GXL).

Il limite superiore, osservabile solo in sotterraneo (miniera di Olmedo) a causa della cattiva condizione di affioramento, è marcato da calcari compatti micritici a Characeae (*Munieria grambasti sarda*, CHERCHI *et alii*, 1981b), di spessore variabile, che segnano l'avvio della trasgressione marina del Cretacico superiore, e per i quali è stata attribuita un'età turoniana superiore (MEDUS, 1992; cfr. comunicazione epistolare in CHERCHI & SCHRÖEDER, 1987, p. 48). Questi livelli in precedenza erano stati attribuiti

al Coniaciano inferiore da FILIGHEDDU & OGGIANO (1984).

Numerosi fattori quali la paleomorfologia, il carsismo, *etc.* concorrono a determinare la differente tipologia delle alteriti, ed a controllarne l'estensione laterale e gli spessori (SANNA & TEMUSSI, 1986; OGGIANO *et alii*, 1987; COMBES *et alii*, 1993; MC LEAN *et alii*, 1997; MAMELI *et alii*, 2007).

L'età è definita in base al letto e al tetto della formazione.

Lo spessore complessivo della formazione, estremamente variabile, può arrivare in alcuni casi a circa 17 m (misurati in tasche carsiche).

Cretacico inferiore-superiore (Albiano-Turoniano)

### 1.9. - FORMAZIONE DI CAPO CACCIA (POC)

Affiora al tetto dei livelli bauxitici (formazione di Grascioleddu, GXL) in regione Sos Labidazzos, a Brunestica, presso l'abitato di Olmedo e nei dintorni di M. Nurra. È costituita da una successione carbonatica rappresentata principalmente da *wackstone* e bioclasti. Il *wackstone* di colore avana chiaro, riconducibile ad ambienti protetti a bassa energia, contiene abbondanti miliolidi mentre il *grainstone* (calcareniti, calciruditi) rappresenta ambienti a maggiore energia e contiene abbondanti frammenti di rudiste (*boundstone* a rudiste: fig.18), echinodermi e colonie di chetetidi. Nella Nurra questa formazione affiora sopra un basamento eterocrono (Giurassico, Cretacico inferiore) a causa dell'erosione legata alla lacuna stratigrafica mesocretacica.





Fig. 18 - Loc. Brunestica. Calcari con bioerme a rudiste della formazione di Capo Caccia (POC).

A Capo Caccia (Foglio 478 “Alghero”) la successione stratigrafica è stata studiata da vari autori, tra cui PECORINI, 1965; CHERCHI & SCHRÖEDER, 1985, 1987; CHERCHI *et alii*, 2010; PHILIP & ALLEMANN, 1982; CARANNANTE & SIMONE, 2002; CARANNANTE *et alii*, 1995.

Sopra un basamento del Barremiano inferiore (formazione di Mal Repos), mostrante un *paleokarst* con tasche riempite di bauxite (formazione di Graxioleddu), segue in netta discordanza la breccia basale della formazione di Capo Caccia (POC), comprendente frammenti di calcari a *Munieria* e di pisoliti bauxitiche. Questi elementi sono contenuti in micriti a milioliti e *Dicyclina* sp. Un livello situato circa 5 m sopra la base della formazione di Capo Caccia, caratterizzato da *Orbitolinopsis senonicus* (Gendrot, 1968) può essere attribuito al Coniaciano. La successione prosegue con calcari micritici e bioclastici del Coniaciano-Santoniano. Le microfaune attribuite al Coniaciano contengono: *Flabellocyclolina laevigata* (Gendrot, 1964), *Martiguesia cyclamminiformis* (Maync, 1959), “*Chofatella*” *rugoretis* (Gendrot, 1968), *Dictyopsella kiliani* (Schlumberger, 1889), *Rotalia reicheli* (Hottinger, 1966).

Superiormente si incontrano associazioni microfaunistiche indicanti il Santoniano: *Pseudocyclammina sphaeroidea* (Gendrot, 1968), *Broeckinella neumanae* (Gendrot, 1968), *Lamarmorella sarda* (Cherchi & Schröder, 1973), *Vidalina hispanica* (Schlumberger, 1900), *Nummofallotia cretacea* (Schlumberger, 1900), *Rotalia reicheli* (Hottinger, 1966). La successione termina con calcari bioclastici e bioerme a rudiste: *Hippurites canaliculatus* (Rolland Du Roquand, 1841), *Vaccinites fortisi* (Catullo, 1834) e radiolitidi. La presenza di *Vaccinites chaperi* (Douvillé, 1879), presente negli ultimi metri, permette di confermare il Santoniano.

Lo spessore è di circa 40-50 m.

Cretacico superiore (Coniaciano-Santoniano)

#### 1.10. - FORMAZIONE DI BRUNESTICA (BNT)

Questa formazione oltre che nella regione omonima affiora presso Graxioleddu, Binzas Bezzas e lungo il Riu Sassu.

A Graxioleddu (presso l'abitato di Olmedo) si distingue sopra la formazione di Graxioleddu la seguente successione (BNT<sub>a</sub>: fig.19), dal basso verso l'alto:

a) Alternanza di calcari bioclastici a rudiste e foraminiferi bentonici (circa 30 m).

Alla base di questa successione si rinviene un conglomerato rimaneggiante elementi bauxitici e purbeckiani (fino a 1,5 m di spessore). Tra le rudiste è stato possibile determinare (PHILIP *et alii*, 1978; ALLEMANN, 1978): *Vaccinites praegiganteus* (Toucas, 1904), *V. giganteus* (D'Hombres Firmas, 1838), *Hippurites gr. canaliculatus* (Rolland Du Roquand, 1841), *Biradiolites lumbricalis* (D'Orbigny, 1842), *B. cf. angulosus* (D'Orbigny, 1842), *Radiolites* sp. Le rudiste presenti indicano un'età compresa tra il Turoniano superiore (?) ed il Coniaciano.

b) Calcari bioclastici nocciola, micriti e biocalcareni grossolani (circa 10 m). Alla sommità ALLEMANN (1978) ha rinvenuto *Vaccinites giganteus*. La ricca microfauna a foraminiferi di questi due livelli (a e b) è rappresentata da *Choffatella rugoretis* (Gendrot, 1968),



Fig. 19 - Loc. Grascioleddu. Contatto tra la formazione di Grascioleddu (GXL) e le calcareniti della formazione di Brunestica (BNT<sub>a</sub>).

*Flabellocyclolina laevigata* (Gendrot, 1964), *Pseudocyclamina sphaeroidea* (Gendrot, 1968), *Valvulamina picardi* (Henson, 1948), *Pseudolituonella mariae* (Gendrot, 1968), *Dictyopsella kiliani* (Schlumberger, 1900), *Orbitolinopsis senonicus* (Gendrot, 1968), *Cuneolina conica* (D'Orbigny, 1850), *Nummuloculina irregularis* (Decrouez & Radoicic, 1977), *Dicyclina schlumbergeri* (Munier-Chalmas, 1887). Le faune a macroforaminiferi (soprattutto *Orbitolinopsis senonicus* nell'unità (b), e la presenza di *Vaccinites giganteus* nei primi metri della stessa unità) permettono di attribuire un'età coniaciana.

- c) Calcareniti marnose glauconitiche giallo-verdastre a foraminiferi planctonici e bentonici (circa 30 m). J. Sigal (in PHILIP *et alii*, 1978) e G. Tronchetti (in ALLEMANN, 1978) avevano determinato: *Globotruncana canaliculata* (Reuss, 1854), *G. concavata* (Brotzen, 1934, forma primitiva), *G. gr. linneana* (D'Orbigny, 1839), *G. mariei* (Gandolfi, 1955), *G. marginata* (Reuss, 1845), *G. longilocula* (Gandolfi, 1955), *Planomalina cf. ehrenbergi* (Barr, 1962), *Heterohelix reussi* (Cushman, 1938), *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg, 1854), *Hedbergella delrioensis* (Carsey, 1926), *H. cf. flandrini* (Porthault, 1970), *Whiteinella archaeocretacea* (Pessagno, 1967), *Rugoglobigerina pilula* (Belford, 1960), *Marginotruncana gr. lapparenti* (Brotzen, 1936), *M. coronata* (Bolli, 1945), *Gavelinella pugetensis* (Porthault, 1970), *Bolivinita eleyi* (Cushman, 1927), *Sigalia deflaensis* (Sigal, 1952).

L'elenco dei foraminiferi planctonici determinati da J. Sigal è da revisionare. La distribuzione di *Dicarinella concavata* (Brotzen, 1934), (= ex *Globotruncana concavata*) arriva sino al Santoniano inferiore. La presenza di *Sigalia deflaensis* conferma comunque l'età santoniana. A Graxioleddu la successione stratigrafica BNT<sub>1</sub> è ricoperta dalle ignimbriti oligo-mioceniche.

In direzione ENE, in località Brunestica, la successione mostra livelli superiori appartenenti all'unità BNT<sub>1b</sub>. Si tratta di calcari biosparitici biancastri, talora nodulari (circa 30 m di spessore), mostranti un ambiente deposizionale più aperto caratterizzato da elevata energia, con ricche faune a rudiste. PHILIP *et alii* (1978) avevano riconosciuto *Vaccinites giganteus* var. *major* (Toucas, 1904), cf. *Hippuritella toucasi* (D'Orbigny, 1847), cf. *H. praetoucasi* (Toucas, 1903), *Hippurites socialis* var. *irregularis* (Toucas, 1903). Questa associazione, in particolare *V. giganteus* var. *major*, indica il Santoniano.

Notevole è l'interesse paleogeografico di questa successione in quanto mostra l'approfondimento del bacino sedimentario da W (formazione di Capo Caccia: POC) verso E (formazione di Brunestica: BNT).

In sondaggi effettuati nella Nurra orientale, sotto la coltre ignimbratica è stata riconosciuta una successione emipelagica del Santoniano-Campaniano (SANNA & TEMUSSI, 1986).

Cretacico superiore (Coniaciano-Campaniano)

## 2. - SUCCESSIONE VULCANICA OLIGO-MIOCENICA

La successione vulcanica oligo-miocenica affiorante nell'area del Foglio 459 "Sassari" è costituita da ammassi lavici, duomi e piroclastiti messi in posto in condizioni subaeree e da subordinate epiclastiti.

Le distinzioni tra le diverse unità vulcaniche si basano principalmente su caratteri macroscopici osservabili in campagna quali litologia, giacitura, caratteristiche stratigrafiche e petrografiche, privilegiando per quanto possibile le distinzioni basate su discordanze angolari e paleosuoli.

Le vulcaniti affiorano estesamente nella porzione meridionale e nord-orientale del Foglio, con limitati affioramenti nella parte centrale. Il quadro dei rapporti stratigrafici tra le varie vulcaniti è evidenziato in tav.8.

### 2.1. - LAVE DI PALA MANTEDDA (MTD)

Affiorano a S di Florinas e sono costituite da un'alternanza, potente un centinaio di metri, di colate e duomi, a chimismo da andesitico a dacitico, che costituiscono il rilievo di Pala Mantedda. Le colate, di colore grigio-rossastro, sono tiltate verso ESE e presentano verso il basso le classiche porzioni autoclastiche; le parti centrali dei corpi lavici hanno anche fitte laminazioni di flusso. In affioramento presentano basso indice di porfiricità, con fenocristalli di plagioclasio e pirosseni e rara olivina immersi in una pasta di fondo vetrosa. Sulla base delle evidenze stratigrafiche e mineralogiche, le lave sarebbero ascrivibili alla serie andesitica inferiore (COULON, 1977).

Le analisi in microscopia ottica indicano un contenuto di An del 60% nei plagioclasii e rivelano il diopside come fase dei clinopirosseni (fig.20). La mesostasi presenta un contenuto di An del 50% nei plagioclasii e resti di olivina in parte serpentinizzata e sostituita da una massa microcristallina con presenza di calcite. La composizione chimica di queste lave è rappresentata dai campioni AA013 e AA014 in tab.1.

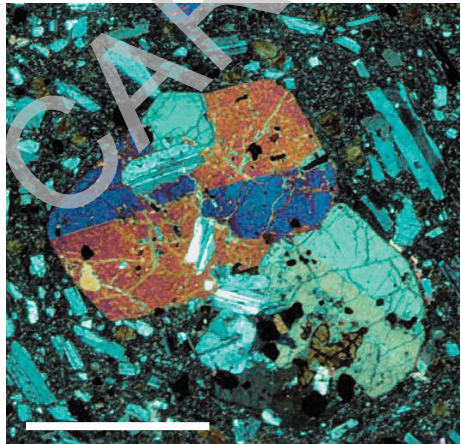


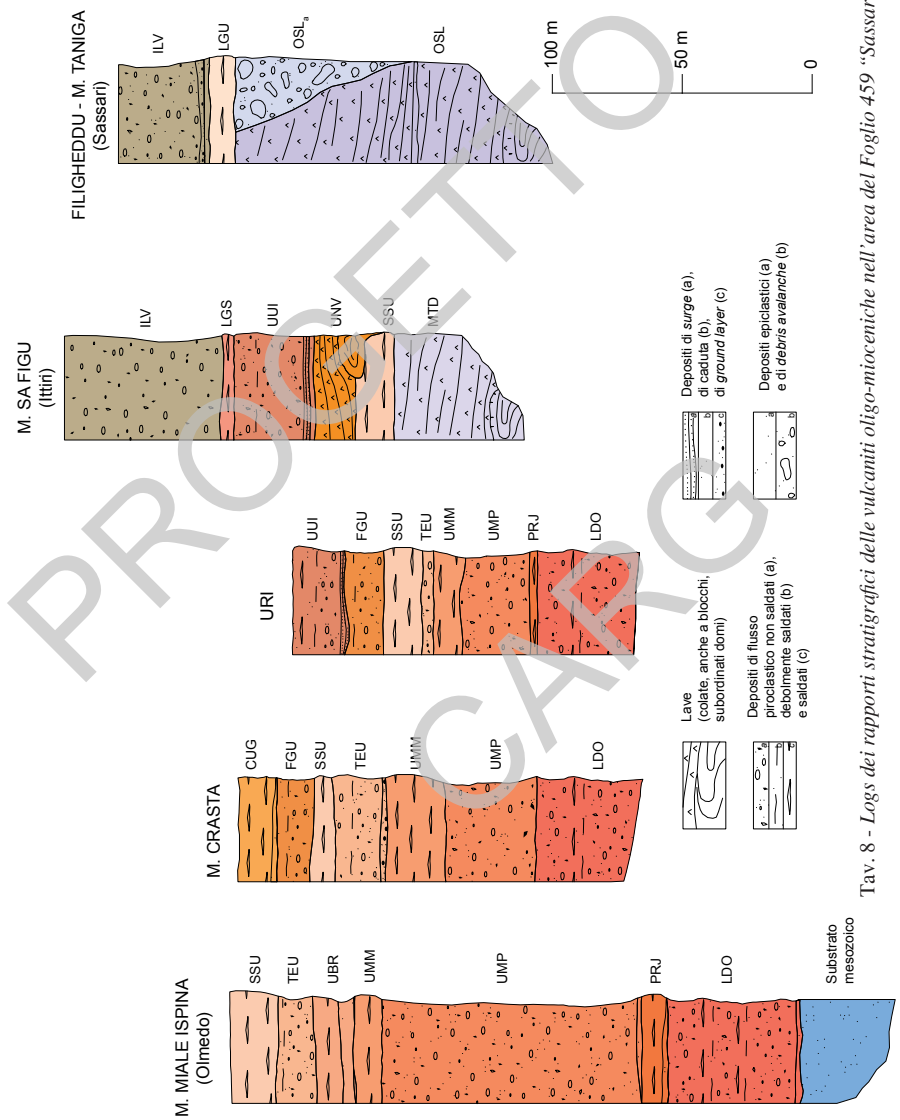
Fig. 20 - Particolare di clinopirosseno immerso in una pasta di fondo microcristallina. Lave di Pala Mantedda (MTD). Barra = 0,5 mm.



W

E

NE



Tav. 8 - Logs dei rapporti stratigrafici delle vulcaniti oligo-mioceniche nell'area del Foglio 459 "Sassari".

Il campione AA013, di composizione dacitica, testimonia un'evoluzione delle parti sommitali delle lave, mentre il campione AA014, rappresentativo del corpo lavico basale, mostra chimismo andesitico.

Nuove datazioni col metodo  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  eseguite nell'ambito del Progetto CARG hanno fornito, per queste rocce (camp. AA117), un'età di  $22,35 \pm 9,66$  Ma, in accordo con LECCA *et alii*, 1997 ( $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ :  $22,1 \pm 1,3$  Ma), che permette di considerare queste vulcaniti come le più antiche dell'area. Altre datazioni effettuate da PROGEMISA S.P.A. (1993d) suggeriscono un'età più antica ( $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ :  $26,1 \pm 1,5$  Ma) che le farebbe risalire al Chattiano.

?Chattiano-Aquitano

## 2.2. - LAVE DI OSILO (OSL)

Gli affioramenti di questa unità caratterizzano una vasta zona del bordo orientale del Foglio (S'Abba Ruja, M. Crastu Muradu e M. Orolacche in corrispondenza di Osilo appena fuori Foglio; M. Pira, ad E di Sennori), estendendosi ben oltre verso E per buona parte dell'Anglona. A questa unità sono stati attribuiti limitati affioramenti nella zona di Caniga (borgata di Sassari).

Gli affioramenti sono costituiti essenzialmente da lave di tipo andesitico di colore grigio scuro in colate e duomi, spesso porfiriche per plagioclasio e pirosseno che talvolta (M. Ozzastru di Osilo) raggiungono i 3-4 mm, in genere massive ma qualche volta caratterizzate da foliazione da flusso marcata da fratturazione *platy jointing*. Le caratteristiche delle lave andesitiche sono però osservabili in settori limitati in quanto sono quasi sempre interessate da importanti alterazioni idrotermali, con vaste zone di silicizzazione (zona del lago di Bunnari), che rendono difficoltoso il riconoscimento del protolite (fig.21).

In settori esterni al Foglio, grazie ad importanti scavi per opere stradali, si è potuta osservare la presenza di depositi piroclastici di caduta intercalati alle lave, con spessori di alcuni metri.

L'area ad E di Sennori fino alla zona di San Lorenzo (frazione di Osilo) si caratterizza per gli affioramenti della litofacies **OSL<sub>a</sub>**. Si tratta di "brecce" costituite da elementi poliedrici, eterometrici (da pochi centimetri a 0,7-1 m) e non vescicolati, di andesite di colore da nero a rossastro, a seconda dell'alterazione, immersi in una matrice con la granulometria della sabbia grossa, a cui sporadicamente si intercalano, con contatti netti, banchi di lave massive di debole spessore. Le brecce in generale sono prevalentemente matrice-sostenute ma in qualche caso, se si ha concentrazione di blocchi di maggiori dimensioni, risultano clasto-sostenute; raramente si è osservata una sorta di grossolana stratificazione evidenziata da livelli a diversa granulometria.

Tab. 1 - *Analisi chimiche su campioni della successione vulcanica oligo-miocenica del Foglio 459 "Sassari"*.

Sigla	SUCCESIONE VULCANICA MIOCENICA										LGU	
	MTD	OSL	LDO	PRJ	UMP	UMM	SSU	FGU	UUI	UUI		
<b>Campioni</b>	AA013	AA014	ML034	ML053	ML052	ML055	ML051	ML031	ML050	ML032	ML036	AA017
SiO <sub>2</sub>	63,19	53,29	67,83	66,68	70,99	68,15	72,99	67,78	66,40	67,84	68,11	69,89
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,70	0,41	0,50	0,47	0,47	0,26	0,31	0,51	0,45	0,34	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,35	17,95	14,53	13,15	12,85	13,03	12,36	13,33	14,80	13,00	14,39	11,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,53	9,72	3,97	4,09	3,89	4,62	2,98	3,64	5,07	4,37	3,20	3,05
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	-0,10	0,16	-0,10	0,10	-0,10	-0,10	0,14	-0,10	0,10	-0,10	-0,10	-0,10
MgO	0,21	2,69	0,33	0,96	0,68	0,52	0,78	1,09	0,59	0,91	0,77	1,48
CaO	0,39	9,52	1,50	2,52	2,12	1,67	1,94	2,26	1,91	2,07	2,65	1,32
Na <sub>2</sub> O	1,17	2,39	3,78	2,58	3,49	3,18	3,16	2,84	3,59	2,79	3,09	0,96
K <sub>2</sub> O	4,61	0,94	5,93	4,10	3,32	5,06	3,69	4,00	5,26	5,31	3,60	4,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0,10	0,12	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	0,10	0,14	-0,10	-0,10
<i>L.O.I.</i>	4,43	2,41	1,16	4,63	1,49	2,51	1,63	4,25	1,60	2,84	3,36	6,24
<b>Totale</b>	<b>99,13</b>	<b>99,89</b>	<b>99,24</b>	<b>99,21</b>	<b>99,10</b>	<b>99,01</b>	<b>99,83</b>	<b>99,30</b>	<b>99,93</b>	<b>99,62</b>	<b>99,31</b>	<b>99,32</b>



Fig. 21 - Loc. *Bunnari*. Alterazione idrotermale nelle andesiti delle lave di Osilo (OSL).

I notevoli spessori (fino a 100 m), le caratteristiche litologiche e tessiture e la marcata delimitazione areale di tali “brecce” hanno portato a classificarle come *debris avalanches*, derivanti quindi dal parziale franamento di un apparato vulcanico, con limitate intercalazioni di depositi tipo *lahar* (fig.22).

Dal punto di vista petrografico le lave andesitiche presentano tessitura porfirica, isotropa, ipoalaina, con fenocristalli di plagioclasio ( $An_{50-55}\%$ ), ortopirosseno, clinopirosseno, olivina e ossidi; nella massa di fondo si riconoscono plagioclasio, pirosseno e ossidi. L’indice di porfiricità è variabile da 3% a 35%. I femici, essenzialmente ortopirosseni, sono spesso uniti in glomerofiri. La massa di fondo presenta tessitura fluidale (trachitoide). Tra i minerali secondari si individuano clorite, serpentino e iddingsite.

Lo spessore delle lave in affioramento è dell’ordine dei 500 m; secondo PECORINI *et alii* (1988) lo spessore del complesso andesitico, stimato su base geofisica, è superiore al migliaio di metri.

Le lave di Osilo sono sormontate dalle piroclastiti di Logulentu (LGU) e, nell’area di Caniga, dalle piroclastiti di Punta Ruja (PRJ). Nell’area di Sennori le litologie della litofacies  $OSL_a$  sono frequentemente sormontate da depositi clastici marini della formazione di Mores (litofacies  $RES_d$ ). La composizione chimica delle lave di Osilo è rappresentata dal campione AA019 in tab.1.



Fig. 22 - Loc. San Lorenzo. Depositi epiclastici tipo lahar nelle lave di Osilo (OSL<sub>d</sub>).

L'età delle lave, basata su datazioni  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ , varia da  $31,2 \pm 1,1$  a  $17,7 \pm 0,8$  Ma (MONTIGNY *et alii*, 1981) a  $22,3 \pm 1,1$  Ma (LECCA *et alii*, 1997).

Nuove determinazioni radiometriche eseguite nell'ambito del Progetto CARG (camp. AA120) col metodo  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  su plagioclasio hanno fornito un'età di  $19,35 \pm 0,24$  Ma.

Burdigaliano *p.p.*

### 2.3. - PIROCLASTITI DI OLMEDO (LDO)

Gli affioramenti sono formati da una serie di depositi piroclastici di flusso che affiorano soprattutto lungo tutto il bordo della depressione valliva del Riu su Català (W di Uri) e ad E e a N di Olmedo.

Le ignimbriti hanno una tipica colorazione grigio-viola e sono generalmente composte da litici di ignimbrite e più raramente di andesite di 1-2 cm, pomici biancastre da millimetriche a 2-3 cm, cristalli di plagioclasio e pirosseno, immersi in una matrice cineritica medio-fine.

Localmente (base M. Crasta) questi prodotti sono interessati da alterazione idrotermale, con frequenti seppur limitate silicizzazioni.



I depositi piroclastici sono prevalentemente poco o nulla saldati (fig.23) ma comunque sempre litificati (forse per effetto di devettrificazione degli *shard* della matrice, ben osservabile in sezione sottile); non sono rare le facies con grado di saldatura elevato e tessitura eutassitica, di colore viola più marcato. In generale le ignimbriti sono organizzate in diverse unità di raffreddamento, ciascuna di spessore variabile da 2 a 8-10 m, ben osservabili ad esempio nei tagli della linea ferroviaria Sassari-Alghero all'altezza della fermata Arcone.

In sezione sottile si osservano cristalli liberi di plagioclasio, clinopirosseno, orneblenda e ossidi, litici di andesiti e altre ignimbriti, in matrice vitroclastica con *shard* più o meno deformati in rapporto al grado di saldatura, caratterizzata da devettrificazione a vari stadi con sferuliti di morfologia sferica e assiolitica. Dal punto di vista composizionale si tratta di rioliti.

Lo spessore delle piroclastiti è variabile da pochi ad alcune decine di metri. Nella zona tra Uri e Olmedo, dove non sono presenti unità di lave andesitiche, quella di Olmedo rappresenta la vulcanite più antica e poggia direttamente su litologie mesozoiche. Ciò si può osservare nell'area della miniera di bauxite di Olmedo, dove il contatto è caratterizzato da livelli cineritici dall'aspetto brecciato e interessati da parziali argillificazioni e silicizzazioni. Al tetto questa unità è quasi sempre sormontata, con rapporti paraconcordanti, dalle piroclastiti di Punta Ruja (PRJ), come si può osservare lungo il taglio stradale della S.S. 127 bis all'altezza del Km 24.

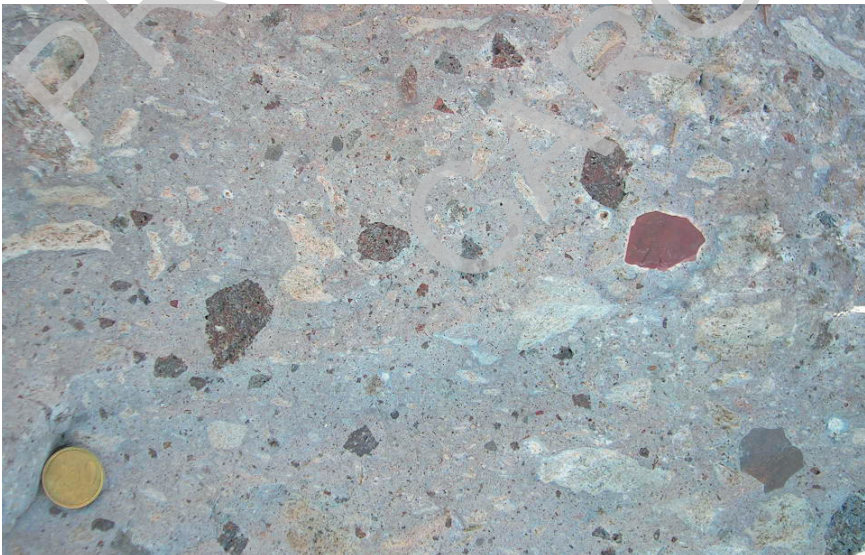


Fig. 23 - Loc. Candelazzos. Tipico aspetto delle piroclastiti di Olmedo (LDO).

La composizione riolitica delle piroclastiti è rappresentata in tab.1 dal campione ML034.

In assenza di datazioni assolute l'età, basata su rapporti stratigrafici e considerazioni generali sui prodotti di vulcanismo esplosivo della Sardegna settentrionale, è riferita al Burdigaliano *p.p.*

Burdigaliano *p.p.*

#### 2.4. - PIROCLASTITI DI PUNTA RUJA (PRJ)

Affiorano in maniera alquanto discontinua nel settore occidentale del Foglio tra M. S'Incantu e N.ghè Pilotta; altri affioramenti si rinvennero poi a W della città di Sassari presso la borgata di Caniga, costituendo quasi un *marker* stratigrafico grazie anche alle peculiari caratteristiche litologiche. Infatti in genere si osserva una chiara zonizzazione della saldatura a partire da una porzione basale non saldata, di solito di colore beige-ocra, il cui grado di saldatura tende gradualmente ad aumentare verso l'alto in concomitanza con variazioni di colore dal rosato al nerastro (quest'ultimo relativo alle porzioni più saldate), seguite ancora verso l'alto da una parte meno saldata rosata. Spesso le ignimbriti sono precedute da depositi di caduta costituiti da ceneri fini biancastre.

Nelle porzioni non saldate di solito si osservano litici di ignimbriti e andesiti da millimetrici a centimetrici, pomici giallastre da millimetriche a 4-5 cm, cristalli di plagioclasio; le parti saldate hanno tessitura paratassitica, caratterizzata da fiamme di colore da grigio a nerastro e dimensioni al massimo di 20-30 cm, litici dell'ordine del centimetro e numerosi cristalli di plagioclasio e più rari pirosseni. I passaggi tra le diverse facies delle piroclastiti di Punta Ruja sono facilmente osservabili nel taglio stradale della S.S.127 bis all'altezza del km 24, dove si osservano anche i contatti con le piroclastiti di tetto (UMP) e di letto (LDO), marcati da paleosuoli (fig.24).

In sezione sottile si osservano cristalli liberi di plagioclasio e pirosseno spesso alterati, litici di andesiti e altre ignimbriti. Nelle facies saldate la matrice mostra marcata tessitura eutassitica. Sia nelle porzioni saldate che in quelle non saldate, la matrice è solo parzialmente devetrificata, talvolta le porzioni ancora vetrose mostrano accenni di strutture perlitiche. La composizione chimica, ben rappresentata dal campione ML053 in tab.1, le classifica riolitiche e dacitiche.

Lo spessore delle piroclastiti si aggira in genere intorno a una decina di metri ma raggiunge i 20 m nella zona di P.ta Ruja e M. Palmas.

L'età radiometrica effettuata nell'ambito del Progetto CARG ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  su plagioclasio, camp. ML134) è di  $19,00 \pm 0,23$  Ma.

Burdigaliano *p.p.*

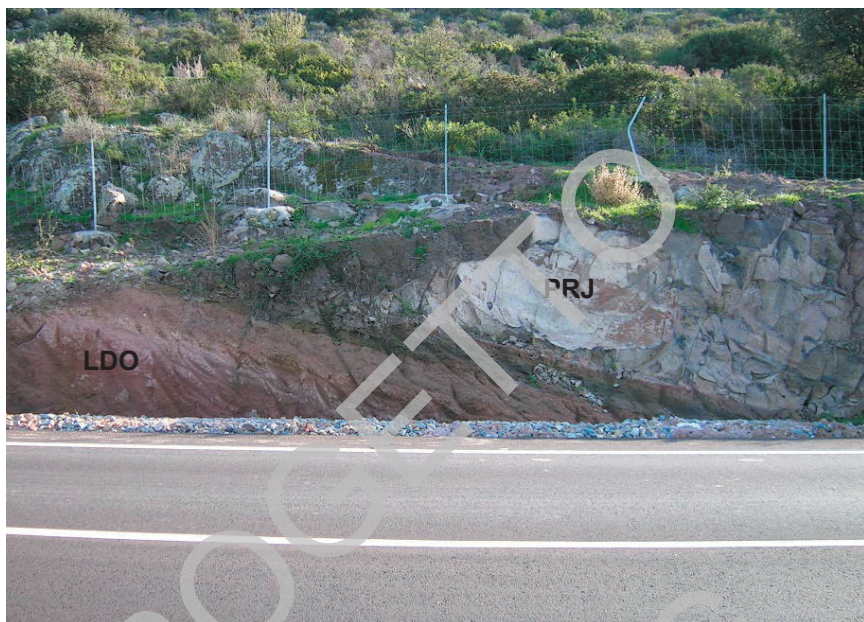


Fig. 24 - Loc. S.S.127 bis, km 24,00. Depositi delle piroclastiti di Olmedo (LDO) a contatto con le sovrastanti piroclastiti di Punta Ruja (PRJ).

## 2.5. - PIROCLASTITI DI MONTE SAN PIETRO (UMP)

Affiorano soprattutto lungo i versanti del rilievo di M. Miale Ispina (E e SE di Olmedo) e altri limitrofi quali il piccolo rilievo di M. S. Pietro. L'affioramento è formato da ignimbriti non saldate di colore prevalentemente grigio-biancastro, rosate se debolmente alterate nella matrice. Si presentano massive, con litici di dimensioni fino a 10-15 cm di ignimbriti e subordinatamente andesiti e ancora più raramente di litotipi del basamento paleozoico, in percentuale stimabile intorno a 1%, pomici fino a 20-30 cm e cristalli di plagioclasio e biotite (che a volte raggiungono i 5 mm di dimensione), immersi in matrice cineritica (fig.25a e 25b).

Lungo il bordo meridionale del lago del Cuga si osserva una concentrazione di litici mediamente di 7-8 cm, ma anche la presenza di alcuni blocchi di 20-30 cm, verosimilmente interpretabili come relativi a *ground layer*. Qualche volta (zona di M. S. Pietro e, più a S, di M. S'incantu) alla base del prodotto di flusso si sono osservati depositi di caduta di spessore metrico, contenenti frustoli carboniosi; più raramente sono state riscontrate strutture di degassazione.



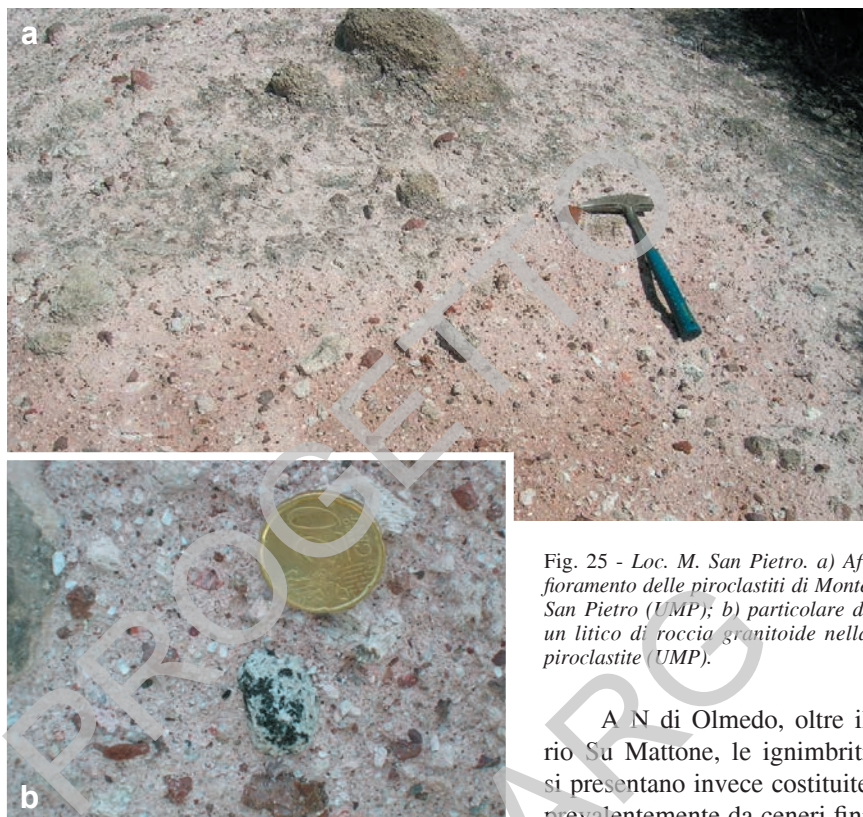


Fig. 25 - Loc. M. San Pietro. a) Affioramento delle piroclastiti di Monte San Pietro (UMP); b) particolare di un litico di roccia granitoida nella piroclastite (UMP).

A N di Olmedo, oltre il rio Su Mattone, le ignimbriti si presentano invece costituite prevalentemente da ceneri fini con pomici e litici di piccole dimensioni, massive e litificate per effetto di feldspatizzazione, come determinato su base diffrattometrica; poiché non si osservano affioramenti più a N di questa zona, tali depositi possono essere interpretati derivanti da *ash-cloud*.

In sezione sottile mostrano cristalli liberi di plagioclasio, biotite e ossidi, litici di andesiti, ignimbriti e metamorfiti, in matrice a tessitura vitroclastica con frammenti vetrosi delle tre principali morfologie (cuspidate, piatte, *pumice*), poco o nulla devetrificata. In tab.1 la composizione riolitica delle piroclastiti è rappresentata dai campioni ML052 e ML055.

Lo spessore dei depositi è variabile, raggiungendo il centinaio di metri a M. Miale Ispina (SE di Olmedo).

L'età radiometrica determinata nell'ambito del Progetto CARG con il metodo  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  su plagioclasio (camp. AA118) è di  $19,13 \pm 0,48$  Ma.

Burdigaliano *p.p.*



Fig. 26 - Affioramenti di piroclastiti di Monte Miale Ispina (UMM), alla sommità di M. Su Bandito.

## 2.6. - PIROCLASTITI DI MONTE MIALE ISPINA (UMM)

Sono depositi vulcanici che si ritrovano verso la sommità di una serie di rilievi tra Uri e Olmedo (M. Miale Ispina, M. Su Bandito e, più a S, M. Crasta, fig.26), costituiti da ignimbriti saldate caratterizzate da affioramenti di colore tipicamente rossastro e da una sorta di peculiare “cariatatura”. Al taglio fresco le ignimbriti hanno colore violaceo e più raramente nerastro, mostrano marcata tessitura eutassitica evidenziata da fiamme chiare che raggiungono i 20-30 cm (all’erosione delle quali è probabilmente connessa la “cariatatura”); gli altri componenti sono litici in genere di piccole dimensioni (2-3 cm al massimo) e numerosi cristalli di plagioclasio e più raramente di pirosseno.

Localmente le ignimbriti mostrano strutture reomorfiche, come si può osservare nei fronti di scavo del serbatoio del sistema irriguo della Nurra di Olmedo (loc. Padru Salari, sull’altopiano di M. Miale Ispina). In sezione sottile si osservano cristalli liberi di plagioclasio, biotite, clinopirosseno (quasi sempre molto alterato) e ossidi, litici di andesiti e ignimbriti; la tessitura è più o meno marcatamente eutassitica. La devettrificazione della componente juvenile è più o meno avanzata, caratterizzata da sferuliti o, più raramente, da porzioni a tessitura granofirica.

Rispetto alle sottostanti piroclastiti di Monte San Pietro i rapporti stratigrafici sono di evidente disconformità, come si può osservare lungo i versanti del rilievo di M. Miale Ispina - M. Su Suerzu. Lo spessore varia da 10 a circa 30 m.

In tabella 1 la composizione riolitica dei flussi piroclastici è rappresentata dal campione ML051.

Burdigaliano *p.p.*

## 2.7. - PIROCLASTITI DI MONTE BARANTA (UBR)

Affiorano quasi esclusivamente alla sommità dell'altopiano di M. Miale Ispina - M. Su Suerzu (Olmedo). Sono composte da ignimbriti saldate bruno-rossastre, con tessitura eutassitica poco evidente e generale aspetto vetroso. Le fiamme sono in genere chiare e centimetriche, raramente si sono osservati affioramenti con pomici di 5-10 cm, i litici sono piuttosto rari e solitamente sub-centimetrici; i fenoclasti sono prevalentemente di plagioclasio, disposti secondo la pseudofluidalità, e più rari pirosseni. In sezione sottile si osservano cristalli liberi di plagioclasio, pirosseno molto alterato e ossidi, i litici sono quasi esclusivamente di andesite; la tessitura eutassitica è più o meno marcata. Le pomici e gli *shard* della matrice appaiono più o meno devetrificati, con cristallizzazione di sferuliti, di forma sferica o, più raramente, a ventaglio.

Alla base di questo deposito, a contatto con le sottostanti piroclastiti di Monte Miale Ispina (UMM), sono frequenti depositi epiclastici e piroclastici di caduta, osservabili soprattutto sul versante occidentale del M. Miale Ispina. Depositi epiclastici di debole spessore (inferiore al metro) si osservano nell'area di parcheggio del villaggio nuragico di Monte Baranta, costituiti da elementi di vulcanite poco o nulla elaborati, da qualche centimetro a 30-40 cm, immersi in matrice argillosa rossastra; analogo deposito affiora un pò più a N separando la cornice ignimbritica di questa unità da quella dell'unità sottostante. Nelle pareti dei fronti di scavo del serbatoio della rete irrigua di Olmedo si osservano circa 10 m di depositi epiclastici e soprattutto piroclastici di caduta, di colore dal bianco al rosato, costituiti da ceneri fini. Il chimismo è riodacitico.

Lo spessore dell'unità non supera i 15-20 m.

Burdigaliano *p.p.*

## 2.8. - PIROCLASTITI DI SA TEULA (TEU)

Le piroclastiti di Sa Teula (TEU) affiorano estesamente alla sommità dell'altopiano di M. Miale Ispina - M. Su Suerzu e di M. Crasta (a S del lago del Cuga).

Sono costituite da ignimbriti in genere poco o nulla saldate ma comunque litificate, di colore grigiastro, con pomici brunastre di 2-4 cm con massimi di 20 cm, litici fra 1-3 cm di altre ignimbriti e subordinatamente di andesiti, fenoclasti di plagioclasio e pirosseno; la matrice è costituita da ceneri medio-grossolane.

Sovente (diga del Cuga, taglio SP12 km 3) i depositi di flusso sono preceduti, con contatto netto, da ceneri di caduta a volte massive a volte con una certa stratificazione, con pomici e litici centimetrici e rari cristalli di plagioclasio.

All'interno di questi depositi si osservano (M. Sisieri e presso M. Crasta, a SSW di Uri) livelli di breccie, dello spessore di alcuni metri (fig.27), costituite da elementi di ignimbrite eterometrici (fino a 20-25 cm) e probabili litici *cognate*, di colore grigio scuro, piuttosto vescicolati; tali breccie sono state interpretate come depositi tipo *ground layer* associati alle ignimbriti. In sezione sottile i depositi piroclastici di Sa Teula presentano cristalli liberi di plagioclasio, clinopirosseno, biotite di piccole dimensioni (circa 300  $\mu\text{m}$ ) e ossidi; i litici sono di andesiti e in minore misura di metamorfiti; la matrice ha tessitura vitroclastica e nelle facies debolmente saldate si osserva una incipiente deformazione dei piroclasti.

La matrice e le pomici si presentano più o meno estesamente devettrificate spesso con tessitura granofirica. I contatti con le sottostanti piroclastiti di Monte Baranta (UBR) sono caratterizzati da disconformità. Il chimismo è riodacitico.

Lo spessore del deposito piroclastico di Sa Teula può raggiungere i 50 m. Burdigaliano *p.p.*



Fig. 27 - Loc. M. Sisieri. Livelli di breccie nelle piroclastiti di Sa Teula (TEU).



## 2.9. - PIROCLASTITI DI SU SUERZU (SSU)

Le piroclastiti di Su Suerzu affiorano alla sommità dell'altopiano di M. Miale Ispina - M. Su Suerzu e in maniera discontinua più a E e a S-SE, da M. Ozzastru e M. Sisieri fino all'intorno di Ittiri.

Si tratta di ignimbriti saldate di colore variabile dal violaceo al marroncino, con evidente tessitura paratassitica, caratterizzate da fiamme grigiastre di dimensioni in genere intorno a 2 cm, ma che talvolta possono arrivare a 15-20 cm, litici prevalentemente centimetrici di altre ignimbriti, di andesiti e, molto raramente, di calcari mesozoici. I fenoclasti sono costituiti prevalentemente da plagioclasti millimetrici (spesso disposti secondo la pseudofluidalità) e pirosseni. Talvolta si osserva una sorta di pseudostratificazione parallela alla foliazione, marcata da fratturazione.

In sezione sottile la vulcanite mostra cristalli liberi di plagioclasio, clinopirosseno alterato, biotite e ossidi; i plagioclasti sono sovente di piccola taglia (400-500  $\mu\text{m}$ ) e allineati secondo la pseudofluidalità. I litici sono di andesite, rocce carbonatiche e altre rocce non decifrabili a causa di alterazione.

La matrice ha tessitura marcatamente eutassitica, che tende ad avvolgere i cristalli (fig.28). La devettrificazione di pomici e matrice è allo stadio sferulitico, con sferuliti sferiche e assialitiche; la colorazione rossastra della matrice per effetto di ossidi di ferro finemente dispersi è conseguenza dei processi di devettrificazione.

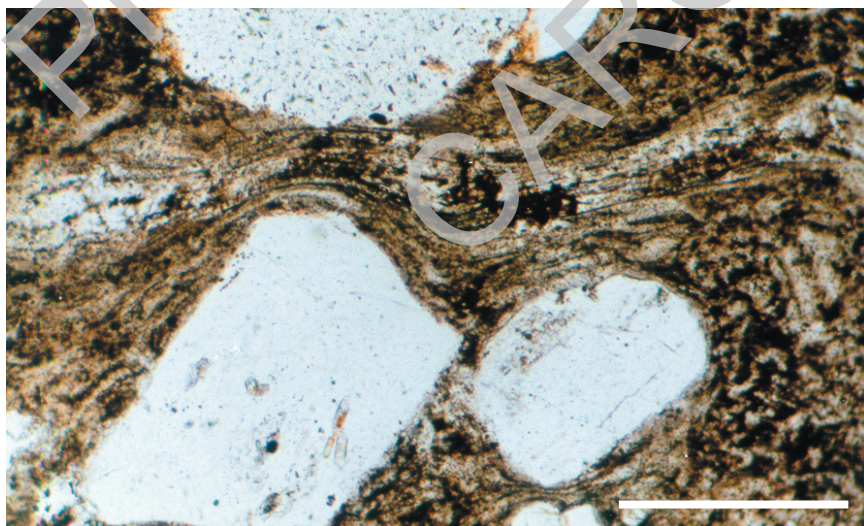


Fig. 28 - Particolare di tessitura eutassitica nelle piroclastiti di Su Suerzu (SSU). Barra= 1 mm.

Le piroclastiti di Su Suerzu comprendono un prodotto di origine incerta di aspetto ossidiano, colore grigio da chiaro a scuro, rossastro per alterazione, caratterizzato da foliazione secondo la pseudofluidalità, che si osserva nei dintorni della chiesa campestre di S. Maurizio, a E di Ittiri, con spessore piuttosto limitato (7-8 m). È preceduto da livelli cineritici biancastri, contenenti frustoli carboniosi, localmente ricchi in litici e lapilli accrezionali. La vulcanite di San Maurizio potrebbe pertanto non essere un prodotto primario ma derivare dall'intensa silicizzazione di una piroclastite. In sezione sottile la roccia appare quasi completamente devetrificata. In particolare a *nicols* paralleli si osservano aree di forma rotondeggiante di colore beige, separate da zone omogeneamente incolori, che sembrerebbero indicare un'originaria tessitura vitroclastica; a *nicols* incrociati le prime sono caratterizzate da tessitura granofrica a grana più fine rispetto alle seconde. Sono inoltre presenti numerose sferuliti alcune formanti un mosaico regolare, cavità bordate da aggregati radiali, microfratture riempite da minerali di alterazione, rari cristalli (plagioclasti e feni non determinabili).

A S del lago del Cuga i depositi di Su Suerzu sovrastano le piroclastiti di Sa Teula (TEU) mentre sono sovrastati dalle piroclastiti di Sa Funtaneda (FGU), in entrambi i casi con rapporti di paraconcordanza.

Nell'area di Ittiri invece sono delimitati da due corpi lavici, quello di Pala Mantedda (MTD) a letto, e di Nuraghe Vittore (UNV) a tetto, con rapporti di disconformità.

La composizione chimica colloca le ignimbriti di Su Suerzu nel campo delle riocaciti, rappresentate dal campione ML031 in tab.1.

Lo spessore dei depositi è in genere dell'ordine dei 15-20 m, ma può arrivare anche a 70 m (Ittiri).

Burdigaliano *p.p.*

## 2.10. - PIROCLASTITI DI SA FUNTANEDA (FGU)

Il deposito affiora abbastanza limitatamente nell'intorno dell'abitato di Uri, dove è ricoperta dalle piroclastiti di Uri (UUI), e verso la sommità di M. Crasta. Gli affioramenti inoltre non presentano condizioni morfologiche che ne consentano una buona osservazione in quanto prevalgono superfici topografiche debolmente inclinate, dove peraltro le ignimbriti si presentano alterate e coperte da muschi.

Si tratta in generale di ignimbriti prevalentemente poco o nulla saldate, anche se raramente si osservano limitate porzioni a saldatura elevata; i componenti sono litici di ignimbriti di dimensioni di 4-5 cm, grosse pomice ossidianece (10-15 cm) del tipo *tube pumice* (fig.29) e pomice bianche centimetriche, immersi in matrice cineritica grigiastrea o rosata se alterata.

Le porzioni saldate hanno colore nerastro e debole spessore (2 m) e sono precedute da livelli di ceneri rosate probabilmente di caduta.

In sezione sottile la vulcanite mostra cristalli liberi di plagioclasio, biotite, sanidino e ossidi, litici di andesite e ignimbriti in matrice a tessitura vitroclastica; nelle facies con un certo grado di saldatura si osserva una forte orientazione e deformazione dei piroclasti. Matrice e pomici sono variamente devetrificate. Dal punto di vista composizionale si collocano nel campo delle trachiti e/o trachidaciti; la composizione delle piroclastiti è rappresentata dal campione ML050 in tab.1.

Lo spessore in affioramento è di 10-15 m.

Burdigaliano *p.p.*



Fig. 29 - Loc. Sa Untulzera. Pomici ossidiane che caratterizzano le piroclastiti di Sa Funtaneda.

## 2.11. - PIROCLASTITI DEL CUGA (CUG)

Affiorano limitatamente all'estremità meridionale del Foglio, alla sommità di M. Crasta. Si tratta di ignimbriti saldate di colore da nerastro a marroncino, con fiamme nere di dimensioni fino a 5-6 cm, litici sub-centimetrici. Le ignimbriti sono precedute da spessi depositi di ceneri di caduta.

In sezione sottile la roccia mostra cristalli liberi di plagioclasio, clinopiroseno e ossidi, litici di andesiti; la tessitura è marcatamente eutassitica, la matrice ancora vetrosa con tracce di strutture perlitiche. Il chimismo è riolitico.

Lo spessore non supera i 10 m.

Burdigaliano *p.p.*

## 2.12. - LAVE DI NURAGHE VITTORE (UNV)

Esse affiorano in forma limitata in prossimità della chiesa campestre di S. Maurizio (E di Ittiri). Si tratta di prodotti effusivi costituiti da andesiti basaltiche e basalti, con caratteristiche prevalenti di autobrecce (fig.30).

Le lave coerenti hanno colorazione grigio-scuro, tessitura marcatamente porfirica con fenocristalli di plagioclasio e/o pirosseno in pasta di fondo microcristallina; presentano frequentemente una fratturazione tipo *platy jointing* secondo la foliazione da flusso (fig.31).



Fig. 30 - Contatto tra lave coerenti e lave a blocchi nelle andesiti della zona di S. Maurizio. Lave di Nuraghe Vittore (UNV).





Fig. 31 - *Strutture platy jointing nelle lave andesitiche della zona di S. Maurizio (UNV).*

Le lave a blocchi sono costituite da blocchi irregolari e eterometrici di lava, talvolta debolmente vescicolati, in genere a tessitura clasto-sostenuta ma che localmente appare matrice-sostenuta; sono sovente arrossate sia nella matrice che nei blocchi per effetto di alterazione idrotermale. I contatti tra lave coerenti e breccie autoclastiche sono estremamente irregolari.

In sezione sottile le lave coerenti mostrano una tessitura isotropa marcatamente porfirica (indice di porfiricità intorno al 30%) con fenocristalli di clinopirosseno, plagioclasio zonato ( $An_{60}\%$  al nucleo) e subordinato ortopirosseno; nei termini basaltici è presente l'olivina. La massa di fondo, da microcristallina a emialina, è costituita da microliti di plagioclasio.

I rapporti con le piroclastiti a contatto, quelle di Su Suerzu (SSU) a letto e di Uri (UII) a tetto, per quanto è possibile osservare, sono caratterizzati da discontinuità. Lo spessore è variabile con massimi di 20-25 m.

L'età dei prodotti effusivi, in assenza di datazioni dirette, è assegnata sulla base di rapporti stratigrafici con l'unità di tetto, di cui invece si conosce l'età radiometrica, ed è riferita al Burdigaliano inferiore.

Burdigaliano *p.p.*

### 2.13. - PIROCLASTITI DI URI (UUI)

Si tratta di piroclastiti i cui affioramenti si osservano dalla zona ad E di Ittiri fino a W di Uri con una certa continuità. I depositi di flusso piroclastico che la costituiscono risultano nettamente discordanti rispetto alle ignimbriti delle unità prima descritte. Infatti in alcuni casi (parte alta della valle del Cuga e dintorni della Cantoniera Scala Cavalli) si osservano in questi prodotti repentine variazioni di spessore e di giacitura delle bancate, che rilevano una messa in posto su morfologie articolate impostate sulle unità più antiche, in depressioni vallive che venivano riempite dal deposito di flusso e che nella zona di M. Ozzastru (W di Uri) sono ancora leggibili. Questa unità inoltre ha permesso di precisare meglio la correlazione tra l'area di Ittiri, dove sono presenti prodotti lavici, e quella di Uri-Olmedo caratterizzata da soli prodotti di vulcanismo esplosivo.

Le ignimbriti hanno colore in genere grigiastro e subordinatamente rosato, ocra se molto alterate, e sono caratterizzate dalla presenza costante di numerosi litici e cristalli e da variazioni del grado di saldatura.

I caratteri litologici dei depositi piroclastici sono facilmente osservabili in corrispondenza di un fronte di scavo vicino alla miniera di manganese di Uri e, più a W, a M. Sa Figù, lungo la stradina che conduce alla chiesa campestre di S. Maurizio, poco oltre Ittiri (fig.32).

Si osserva un primo deposito fine, argillificato, di colore marroncino, presumibilmente un paleosuolo, dello spessore di circa 1 m, seguito da uno strato decimetrico di pomici e litici ben classati (intorno a 1 mm) di *fall out*; con passaggio netto si passa ad un deposito di 50 cm di ceneri, stratificato con stratificazione piano-parallela, interpretato come *ground surge*, cui segue con contatto netto il deposito di flusso massivo. Dal punto di vista dei componenti la piroclastite è caratterizzata da pomici biancastre, anche di grosse dimensioni, e litici eterometrici in matrice cineritica grossolana. I litici, in particolare, hanno dimensioni variabili da qualche millimetro fino a 4-5 cm, sono di natura sia andesitica che ignimbritica. La roccia è inoltre ricca di cristalli soprattutto di plagioclasio, di pirosseno e biotite. La piroclastite mostra gradi di saldatura variabili, da nullo ad elevato: normalmente si osserva, soprattutto lungo i rilievi intorno a Uri (es. M. S. Elia), come le variazioni del grado di saldatura siano gradualità; infatti si passa da porzioni non saldate alla base a porzioni via via più saldate verso l'alto, fino ad arrivare alle facies fortemente vetrose che costituiscono le cornici dei rilievi (fig.33).

In sezione sottile la piroclastite mostra cristalli liberi di plagioclasio, biotite, clinopirosseno e ossidi, litici di andesiti e ignimbriti.

La tessitura varia a seconda del grado di saldatura, nei termini poco o nulla saldati si osserva una debole isorientazione dei componenti (piroclasti, cristalli) mentre nei termini saldati la tessitura è marcatamente eutassitica.



Fig. 32 - Loc. M. Sa Figù. Depositi di caduta alla base delle piroclastiti di Uri (UII).



Fig. 33 - Rilievo di M. S. Elia. È evidente morfologicamente la differenza di saldatura tra la parte basale e la zona della cornice. Piroclastiti di Uri (UII).

La devettrificazione della componente juvenile è incipiente; la composizione riolitica delle piroclastici di Uri è rappresentata dai campioni ML032 e ML036 in tab.1.

Lo spessore è variabile da pochi m a circa 30 m.

L'età radiometrica delle piroclastiti di Uri, determinata nell'ambito del Progetto CARG con metodo  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  su plagioclasio e biotite (camp. ML138), è di  $18,80 \pm 0,26$  Ma.

Burdigaliano *p.p.*

#### 2.14. - PIROCLASTITI DI MONTE LONGOS (LGS)

Questi depositi affiorano nel Foglio molto limitatamente, soltanto al limite meridionale nella zona di M. Sa Figu e vicino Ittiri, mentre si estendono nella zona più a S all'interno dell'adiacente Foglio 479 "Ittiri".

Le piroclastiti di flusso si caratterizzano per la colorazione prevalentemente nerastra, talvolta violacea alla base, e per l'elevato grado di saldatura; l'aspetto è infatti generalmente vetroso, con presenza di numerosi cristalli di plagioclasio, di pirosseno e biotite, e talvolta con piccole fiamme sempre di colore nero.

Dove è possibile osservare il contatto con le piroclastiti sottostanti (UUI) si rileva che i depositi di flusso sono preceduti da livelli di ceneri di caduta dello spessore di qualche centimetro, talvolta con pomici e litici centimetrici, e che alla base sono caratterizzati da scarsa saldatura e da una forte concentrazione di litici e fenoclasti (*ground layer*); il grado di saldatura aumenta rapidamente verso l'alto del deposito e, in taluni casi, macroscopicamente non si ha evidenza di tessitura vitroclastica per effetto della devettrificazione della matrice visibile in sezione sottile. Il chimismo di questi depositi è riolitico.

Lo spessore di questa unità è in genere ridotto a 3-5 m.

Burdigaliano *p.p.*

#### 2.15. - PIROCLASTITI DI LOGULENTU (LGU)

Affiorano lungo la valle omonima presso la regione Barambola in comune di Sennori. Si tratta di ignimbriti saldate, interessate da intensa fratturazione talora ad angolo retto che consente una separazione lungo diedri le cui superfici esposte sono ornate da dendriti di manganese.

La struttura è porfirica per fenocristalli di plagioclasio e biotite; la tessitura è macroeutattica per la presenza di fiamme deformate plasticamente che raggiungono il metro di lunghezza lungo i tagli di una cava di prestito sulla ferrovia



Sassari-Tempio; verso l'alto la tessitura perde la sua caratteristica peculiare pur mantenendo un aspetto chiaramente eutaxitico. La composizione riolitica delle piroclastiti è rappresentata dal campione AA017 in tab.1. Gli spessori di questi depositi sono variabili da qualche metro fino a 20-25 m. Su queste vulcaniti poggiano in *onlap* i calcari della formazione di Mores (RES<sub>a</sub>) appartenenti al I ciclo trasgressivo burdigaliano, mentre gli affioramenti presso il Lago Bunnari mostrano una persistente alterazione idrotermale.

L'età radiometrica, determinata nell'ambito del Progetto CARG con metodo  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  su plagioclasio e biotite (camp. FA125), è di  $18,54 \pm 0,22$  Ma.

Lo spessore arriva fino a 25 m.

Burdigaliano *p.p.*

## 2.16. - PIROCLASTITI DI MONTE SA SILVA (ILV)

I prodotti del vulcanismo miocenico più recenti presenti nell'area del Foglio affiorano molto limitatamente nei dintorni di Ittiri e un po' più estesamente a E di Sassari, dove poggiano direttamente con contatto discordante sulle lave di Osilo (OSL). Sono costituiti da piroclastiti di flusso pomiceo-cineritiche, di colore grigio-biancastro, non saldate, ricche di fenoclasti (plagioclasio, quarzo, biotite), con litici di vulcaniti prevalentemente centimetrici ma che localmente raggiungono i 3-4 e a volte i 10 cm, pomici mediamente centimetriche e fino a 4-5 cm.

Le piroclastiti si presentano per lo più massive, solo occasionalmente mostrano livelli grossolanamente stratificati per effetto di concentrazione di litici ma senza evidente *sorting* o gradazione. In particolare in un affioramento nella zona di M. Enittu (NW di Osilo, località fuori Foglio, ricadente nel Foglio 460 "Ploaghe") al di sopra delle andesiti si osserva alla base un livello epiclastico di 1,5 m (più precisamente un'arenite conglomeratica a tratti laminata), seguito senza stacco netto da cineriti rosate, massive, probabilmente di caduta, a loro volta sormontate con contatto netto dal deposito di flusso; questo deposito per i primi 2 m è caratterizzato da litici al massimo di 4 cm, sparsi in matrice cineritica, e superiormente da un livello molto ricco in grossi litici clasto-sostenuto (con un blocco che arriva alla dimensione di 2 m), che può essere interpretato come *ground-layer*. Il chimismo è riolitico.

Gli spessori in affioramento sono in genere di 10-20 m ma localmente possono arrivare a quasi 100 m.

L'età radiometrica delle piroclastiti di Monte Sa Silva, determinata nell'ambito del Progetto CARG con metodo  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  su plagioclasio e biotite (camp. AA022), è di  $18,61 \pm 0,23$  Ma.

Burdigaliano *p.p.*

### 3. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MIOCENICA

La successione sedimentaria miocenica affiorante nell'area del Foglio è caratterizzata dalla presenza di due sequenze deposizionali delimitate da discordanze riconoscibili a scala bacinale. Il substrato di questi depositi è costituito da vulcaniti ed epiclastiti di età compresa tra i 23 (dubitativamente 26) e i 18 Ma.

La prima sequenza deposizionale è costituita da depositi continentali fluviali e di piana alluvionale, deltizi e marini di piattaforma; la seconda sequenza è costituita da depositi fluvio-marini e carbonatici di piattaforma (MAZZEI & OGGIANO, 1990). Affiorano estesamente in tutto il Foglio tranne l'area nord-occidentale.

Dal basso verso l'alto, sono stati cartografati i seguenti depositi, già in parte oggetto di precedenti lavori di rilevamento (PROGEMISA S.p.A., 1993d; 1994; FUNNEDA *et alii*, 2000).

#### 3.1. - FORMAZIONE DEL RIO MINORE ("LACUSTRE" AUCT.) (LRM)

Affiora lungo buona parte della valle del Riu Mannu, lungo la valle del Riu Mascari e tributari, tra gli abitati di Muros e Cargeghe, dove in parte è eteropica con le piroclastiti di Monte Sa Silva (ILV). Nel Foglio Geologico 180 "Sassari" in scala 1:100.000 questa formazione, seppure oggetto di discussione circa l'attribuzione stratigrafica viene giustamente collocata a tetto delle unità piroclastiche precedentemente descritte (MORETTI, 1951). Si tratta prevalentemente di un deposito epiclastico costituito da cineriti stratificate, biancastre o verdastre per alterazione a cui si associano conglomerati, arenarie, calcari silicizzati e selci grigio-nerastre in livelli e lenti di spessore variabile (fig.34). Le facies cineritiche contengono talvolta resti di palme del Burdigaliano (FILIGHEDDU *et alii*, 1996) oltre ad alghe e ostracodi (TILOCCA, 2003). L'ambiente è tipicamente lacustre con spessori che possono superare i 100 m.

Burdigaliano *p.p.*

Fig. 34 - Loc. Riu Mannu. Livelli di selce entro i depositi cineritici della formazione del Rio Minore (LRM).



### 3.2. - FORMAZIONE DI OPIA NUOVA (OPN)

È costituita da depositi continentali analoghi a quelli che affiorano nella località Oppia Nuova (Logudoro), dove questa formazione è stata descritta da FUNEDDA *et alii* (2000).

Nella Carta Geologica 179 “Alghero”, in scala 1:100.000, tale unità non era distinta dai depositi marini miocenici.

Nel Foglio Sassari affiora estesamente quasi senza interruzioni tra Olmedo, nella parte occidentale del Foglio, e Nuraghe Pilotta, sul bordo settentrionale. Inoltre alcuni piccoli affioramenti sono presenti nel margine nord-orientale (valle del Riu Mascari), mal distinguibili sul terreno per la presenza di estese coperture detritiche quaternarie. Si tratta di arenarie e depositi conglomeratici in matrice sabbiosa e argillosa (fig.35), massivi o con strutture tipo *cut-and-fill* (FUNEDDA *et alii*, 2003); localmente prevalgono depositi limoso-argillosi senza evidenze di stratificazione.

I ciottoli, in genere ben elaborati, di dimensioni sino a decimetriche, sono rappresentati soprattutto da calcari della serie mesozoica della Nurra e da vulcaniti terziarie, con evidenti apporti dai quadranti occidentali, mentre negli scarsi affioramenti della valle del Riu Mascari la natura granitica dei ciottoli indica un'alimentazione dai rilievi granitici presenti negli alti strutturali tra la Gallura e Alà dei Sardi.



Fig. 35 - Loc. S.S.291 Sassari-Alghero. Depositi fluviali della formazione di Oppia Nuova (OPN) con evidente contatto erosivo tra il livello conglomeratico, in alto, e le sottostanti sabbie.



Nella matrice sono evidenti miche e caolinite dovuta all'alterazione del feldspato.

Il letto della formazione è costituito da calcari mesozoici o da ignimbriti burdigaliane, mentre a tetto sono presenti in genere facies ad elevata componente clastica della formazione di Mores (RES<sub>b</sub>). L'ambiente di sedimentazione è da ricollegare ad una vasta conoide alluvionale con canali intrecciati tipo *braided*. Sovrastando i depositi ignimbritici, che anche in altri settori della Sardegna settentrionale non sono mai più antichi del Burdigaliano inferiore-medio (GATTACCECA *et alii*, 2007; OUDET *et alii*, 2010), questi depositi continentali sono da collocare nel Burdigaliano medio e precedono la trasgressione del Burdigaliano superiore.

Gli spessori in affioramento sono limitati ad alcune decine di metri.

Burdigaliano ?medio-superiore

### 3.3. - FORMAZIONE DI MORES (RES)

È la formazione miocenica che affiora con maggiori estensioni ed una notevole varietà di facies in relazione ai diversi contesti deposizionali che accompagnano l'evoluzione del bacino di sedimentazione (*Rift sardo Auct.*).

Gli affioramenti più importanti occupano la parte centrale del Foglio, attraversandolo in senso meridiano da Ittiri sin'oltre il Riu di Ottava, sul bordo N del Foglio, per passare poi nel limitrofo Foglio 441 "Porto Torres". Altri affioramenti minori si rinvennero nei dintorni di Sennori, Florinas, P.ta Mariotti e nella valle del Riu Mannu.

Delle quattro litofacies distinte in carta, quella più diffusa (RES<sub>a</sub>), che caratterizza in maniera evidente il paesaggio dell'area sassarese (fig.36), è costituita da biocalcareni e calcari bioclastici a banchi di ostrie ed altri bivalvi, ed echinidi (*Amphiope*, *Scutella*, *Clypeaster*) (SP Sassari-Ittiri, SS. 127 bis, località Rocca su Sale), spesso con evidenti clinostratificazioni (Riu Mannu, M. Cuga, Valle dei Ciclamini), più raramente si vedono strutture tipo dune sottomarine come ad esempio a Badde Mulinu presso Ponte Zunchi (fig.37).

La litofacies RES<sub>b</sub>, prevalentemente costituita da conglomerati (fig.38), presenta invece un contenuto principalmente silicoclastico con cemento carbonatico da abbondante a scarso; i clasti, in genere ben arrotondati, presentano dimensioni variabili da millimetriche a centimetriche talvolta decimetriche, e sono principalmente costituiti da quarzo e localmente da vulcaniti terziarie e rocce del basamento paleozoico. Affiora principalmente a W di Uri, lungo il Riu Mannu e in località Saccheddu. In genere la litofacies RES<sub>b</sub> affiora in posizione sottostante alla litofacies RES<sub>a</sub> (Riu Mannu, M. Minudo, Sas Monzas), mentre più a S (Sas Giorras, Campagnuzzu) è la litofacies carbonatica (RES<sub>a</sub>) che precede stratigraficamente quella terrigena (RES<sub>b</sub>).



Fig. 36 - Loc. Valle Bunnari. Evidente stratificazione incrociata nei calcari della formazione di Mores (RES<sub>a</sub>) sovrastanti le piroclastiti di Sa Silva (ILV). Sulla sinistra e sullo sfondo i simili calcari della formazione di Monte Santo (NST).



Fig. 37 - Struttura tipo duna sottomarina nelle calcareniti della facies RES<sub>a</sub> presso Ponte Zunchi.



Fig. 38 - Conglomerato a ciottoli di quarzo in matrice arenacea con abbondante cemento carbonatico ( $RES_b$ ), loc. Saccheddu.

Presso Uri la litofacies è costituita da arenarie di colore grigio o beige, che affiorano secondo una fascia ad andamento NNW-SSE che segna la linea di costa miocenica. Le arenarie sono in genere medio-fini, abbastanza classate (grani intorno a 1 mm) costituite da elementi di quarzo, metamorfiti, vulcaniti, biotite e muscovite, con una componente carbonatica importante.

Si presentano più o meno cementate ed in genere sono scarsamente fossilifere, solo qualche bioclasto; localmente però si osservano livelli più grossolani, conglomeratici (ciottoli fino a 4-5 cm di quarzo e subordinate vulcaniti, metamorfiti e calcari mesozoici), particolarmente fossiliferi con bivalvi e echinidi. Le arenarie si presentano sia massive che stratificate in strati generalmente decimetrici; localmente si osservano stratificazioni incrociate e strutture tipo *slumping* (fig.39). Lo spessore può raggiungere i 30-40 m.

Più a N, ad esempio in località Mattiuzzu, poco a S di Nuraghe Pilotta, prevalgono le litofacies grossolane, costituite prevalentemente da blocchi e ciottoli del sottostante substrato vulcanico miocenico con tentativi di impianto di bioerme. Alcune volte i depositi clastici alla base della facies  $RES_a$  sono rappresentati da deboli spessori, in genere non superiori ad alcuni metri, di depositi conglomeratici quarzosi di trasgressione (tratto superiore del Riu Mannu, Caniga) o rimaneggiati del substrato vulcanico terziario ( $RES_c$ ) contenenti talvolta con-





Fig. 39 - Arenarie a cemento carbonatico ( $RES_b$ ) con strutture gravitative tipo slumping. Loc. Riu Mannu, ad E di Usini.

centrazioni di ossidi di manganese (fig.40), oggetto in passato di una modesta attività estrattiva (M. Jorzi, Uri).

Nella zona tra Sennori e San Lorenzo affiora una litofacies particolare, non riscontrata in altre aree del Foglio, costituita da arenarie e conglomerati ad elementi quasi esclusivamente vulcanici (fig.41), con intercalazioni di livelli francamente carbonatici ( $RES_d$ ).

Lo spessore è abbastanza variabile, da poche decine di centimetri a 30-40 m, in relazione alla paleomorfologia delle sottostanti vulcaniti: sembra infatti trattarsi di depositi accumulatisi in corrispondenza di scarpate di faglie normali, su blocchi di tetto tiltati.

Le arenarie hanno generalmente colore grigiastro, granulometria grossolana, talvolta sterili ma più spesso molto fossilifere: si rinvencono echinidi, bivalvi e spesso macroforaminiferi, in veri e propri accumuli. I conglomerati sono formati da ciottolotti, ciottoli e blocchi fino a 1-1,5 m di andesite a volte in matrice sabbiosa (sempre di natura vulcanica), a volte legati da cemento carbonatico; molto raramente si sono osservati ciottoli di calcare verosimilmente mesozoico. La presenza di blocchi, in genere poco elaborati e di discrete dimensioni, supporta l'ipotesi di una provenienza da una falesia in frana impostata su scarpata di faglia. Anche i conglomerati presentano fossili tra cui ostreidi, coralli, gasteropodi.



Fig. 40 - Conglomerato a ciottoli di vulcaniti contenente concentrazioni di ossidi di manganese ( $RES_c$ ). Svincolo per Uri S.P. 41 Sassari-Ittiri.



Fig. 41 - Conglomerato a blocchi di andesite ( $RES_d$ ) lungo il Riu de su Goffu, a NE di Sennori.

I livelli carbonatici che si rinvencono localmente sono costituiti da calcari e calcareniti spesso con componente vulcanica e spessore di 1,5-2 m.

In località Filigheddu la formazione di Mores è chiaramente trasgressiva sulle piroclastiti di Sa Silva (fig.42), con un ambiente di sedimentazione da riferire ad una piattaforma carbonatico-terrigena a debole profondità, con apporti simmetrici dai settori emersi rappresentati dai rilievi granitici ad E e da quelli metamorfici della Nurra a W.



Fig. 42 - Loc. Regione Filigheddu. Calcari della formazione di Mores ( $RES_a$ ) trasgressivi sulle piroclastiti di Sa Silva (ILV).

Il passaggio alla soprastante formazione di Borutta (RTU) è talvolta ben apprezzabile a scala di versante (fig.43) anche se talvolta presenta caratteri eteropici, come si può ben osservare a Sassari, Sennori e Li Punti.

Nell'area di Florinas (M. Mannu) si assiste al passaggio diretto, di tipo erosivo, con la formazione di Florinas (LNS), la quale però, per i suoi caratteri deposizionali, può anche essere assente. In alcuni casi, sugli alti strutturali ad E di Sassari, le facies carbonatiche della formazione di Mores ( $RES_a$ ) vengono sormontate direttamente da quelle simili della formazione di Monte Santo (NST).

Su base stratigrafica, e per i rapporti con la soprastante formazione di Borutta, datata paleontologicamente, l'età è da riferire al Burdigaliano superiore.

Burdigaliano superiore





Fig. 43 - *Panoramica del basso corso del Riu Minore mostrante i calcari della formazione di Mores (RES<sub>4</sub>) sormontati dalle arenarie marnose stratificate della formazione di Borutta (RTU).*

### 3.4. - FORMAZIONE DI BORUTTA (RTU)

La formazione, conosciuta in passato anche come unità marnoso-arenacea (MAZZEI & OGGIANO, 1990), affiora diffusamente tra Sorso e Ittiri nella parte centro-orientale del Foglio. È costituita da una fitta alternanza di marne, marne arenacee e siltiti di colore da grigio-bruno a biancastro-giallastro (fig.44).

Nella parte alta della formazione sono presenti anche livelli più francamente carbonatici, osservabili soprattutto nella valle del Riu Mascari e presso Usini; negli strati marnosi si osservano talvolta nuclei più compatti e duri che presumibilmente rappresentano prodotti da diagenesi differenziata. Le facies più arenacee contengono elementi di quarzo e muscovite e sono molto ricche in bioturbazioni, sia sui singoli piani di strato che ortogonalmente a questi, come è particolarmente evidente lungo la ferrovia Sassari-Sorso ed a Scala di Giocca (fig.45).

Il contenuto fossilifero è abbondante ed è rappresentato soprattutto da echinidi (*Opissaster* sp., *Echinometra* sp., *Spatangus* sp., *Schizaster* sp.) in prevalenza spatangoidi, bivalvi (*Chlamys* e *Amusium*), gasteropodi (*Conus* sp.), pteropodi, foraminiferi planctonici e ostracodi.





Fig. 44 - Tipico aspetto delle alternanze arenaceo-marnose della formazione di Borutta (RTU), affiorante lungo la SP 41 Sassari-Ittiri al km 4,5.



Fig. 45 - Marne arenacee bioturbate della formazione di Borutta (RTU), affioranti alla base dei tornanti di Scala di Giocca.

In base alla associazione faunistica l'ambiente deposizionale è da riferire alla piattaforma esterna.

Gli spessori in affioramento, osservabili nelle profonde valli a S di Sassari, possono superare i 100 m anche se sondaggi per ricerche idriche effettuate tra Sassari e Sorso, disponibili presso gli uffici del Genio Civile di Sassari, indicano spessori di marne superiori a 200 m.

Verso l'alto si passa alle arenarie quarzoso-feldspatiche della formazione di Florinas (M. Mannu, Scala di Giocca), o direttamente ai calcari della formazione di Monte Santo come evidente nell'area tra Tissi, Ossi e Usini. In base al *nannoplancton* calcareo della zona a *Sphenolithus heteromorphus* - *Helicosphaera ampliaperta*, MAZZEI & OGGIANO (1990) riconoscono il Langhiano basale e probabilmente il Burdigaliano superiore nell'area di Florinas. La datazione è confermata da FRANCOLINI (1994) che individua nelle marne e nelle marne arenacee presso Sennori, il Langhiano basale (parte basale della zona a *Sphenolithus heteromorphus*) e forse il Burdigaliano superiore (parte superiore della zona a *Sphenolithus heteromorphus* - *Helicosphaera ampliaperta*). BOSSIO *et alii* (2006), utilizzando i foraminiferi planconici, attribuiscono, in base al ritrovamento della zona a *Globigerinoides trilobus*, la sequenza marnosa affiorante sempre nei dintorni di Sennori al Burdigaliano superiore.

Burdigaliano superiore - Langhiano

### 3.5. - FORMAZIONE DI FLORINAS (LNS)

Questa unità affiora in un'area compresa fra Ossi e Florinas e a SE di Sassari. È costituita da arenarie silicee di colore bianco, poco o nulla cementate, con siltiti scure alla base, di ambiente fluvio-marino, organizzate sovente in strutture tipo *Gilbert* (MARTINI *et alii*, 1992). La loro geometria quindi presenta chiusure laterali tipo *pinch out*.

La composizione mineralogica di queste sabbie è formata esclusivamente da quarzo, feldspato potassico e da una matrice caolinica derivata probabilmente dall'alterazione dei feldspati in clima caldo ed in ambiente ben drenato. I clasti sono generalmente rappresentati da granuli monofasici con rare inclusioni. Per questi motivi questi depositi sono coltivati come materia prima per l'industria vetraria e ceramica. Come le sabbie della formazione di Oppia Nuova, anche queste sono prive di fossili; solamente nelle porzioni sommitali dei depositi nelle sabbie si intercalano strati decimetrici di microconglomerati a cemento carbonatico in cui si rinven-gono fossili mal conservati (ostree, pettinidi, echinidi) e bioturbazioni (fig.46).

L'unità poggia sulle marne della formazione di Borutta (RTU) ed è ricoperta in concordanza, talora con passaggi eteropici, dalla formazione di Monte Santo (NST).

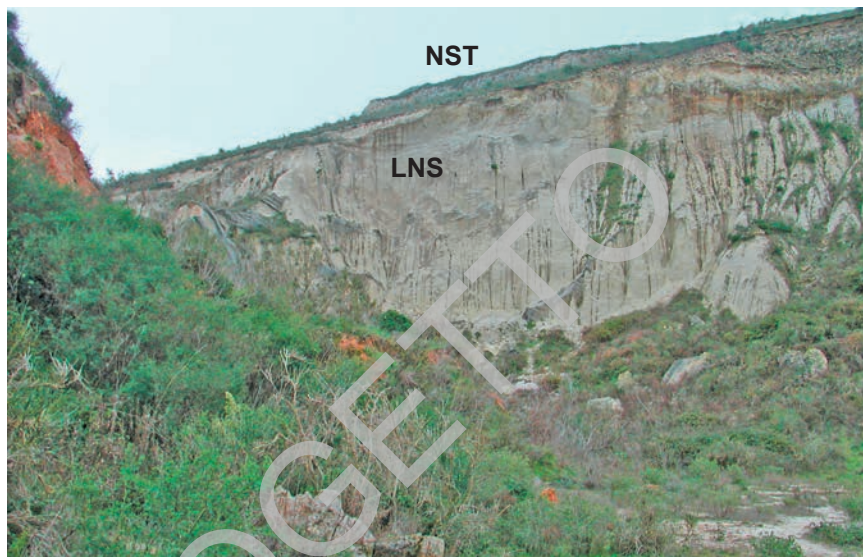


Fig. 46 - Loc. M. Sa Pria. Sabbie della formazione di Florinas (LNS) ricoperte da calcari della formazione di Monte Santo (NST).

Lo spessore è variabile e raggiunge il suo massimo nel versante orientale della dorsale orientata N-S formata da M. Mannu e M. Mamas, con spessori fino a 80 m. Per la loro posizione stratigrafica, analoga a quella delle “arenarie di Pirri” del Foglio 557 “Cagliari” (BARCA *et alii*, 2005) datate paleontologicamente in accordo con POMESANO CHERCHI (1971), MAZZEI & OGGIANO (1990), FUNEDDA *et alii* (2000), BARCA *et alii* (2002), la formazione di Florinas viene attribuita al Serravalliano.

Serravalliano

### 3.6. - FORMAZIONE DI MONTE SANTO (NST)

Si tratta di calcari che mostrano una larga variabilità di facies e giaciture; poggiano, talora in eteropia, sia sulle marne della formazione di Borutta (RTU) (fig.47) che sulle sabbie della formazione di Florinas (LNS) (v. fig.46), mentre a Ittiri poggiano direttamente sulle vulcaniti. In genere gli affioramenti sovrastanti la formazione di Florinas sono *grainstone* che denotano elevata energia, presentano stratificazione incrociata o cliniformi, presenza di abbondanti alghe calcaree (*Rodophyllum* e *Lithophyllum*) talvolta in accumuli di *algal ball*, oltre a coralli del genere *Tarbellastrea* e *Porites* (NST).





Fig. 47 - Contatto tra le marne della formazione di Borutta (RTU) e i calcari della formazione di Monte Santo (NST). Località Monte Santo.

Tra i componenti dell'abbondante paleofauna si rilevano gasteropodi, lamellibranchi, resti di echinidi, macroforaminiferi dei generi *Heterostegina* e *Amphistegina*.

Generalmente questi calcari poggiano sulle sottostanti marne della formazione di Borutta (RTU) in giacitura caotica ed erosiva con la presenza di *slumping* e megabrecce, come ad esempio a Sennori dove il passaggio avviene attraverso l'interposizione di livelli caotici a blocchi di calcare (olistostromi), la cui matrice marnosa ha fornito foraminiferi ancora del Burdigaliano superiore (Bossio *et alii*, 2006) a denotare un rimaneggiamento dei sottostanti sedimenti marnosi burdigaliani. Megabrecce e *slump* sono presenti anche alla base della formazione presso Scala di Giocca, dove sono stati interpretati da VIGORITO *et alii* (2006) come depositi canalizzati. Nella città di Sassari questo passaggio non è sempre ben definito in quanto la formazione di Monte Santo (NST) è talora costituita da calcareniti giallastre che si distinguono solo per una meno marcata stratificazione (fig.48).

Localmente si rinvencono all'interno dei calcari di Monte Santo delle intercalazioni silico-clastiche più o meno potenti costituite da sabbie quarzoso-feldspatiche (NST<sub>a</sub>).

Lo spessore è variabile, fino ad un massimo di 50 m in località Scala di Giocca (fig.49).



Fig. 48 - Contatto sfumato tra le marne della formazione di Borutta (RTU) e i calcari della formazione di Monte Santo (NST). Sassari, Emiciclo Garibaldi.

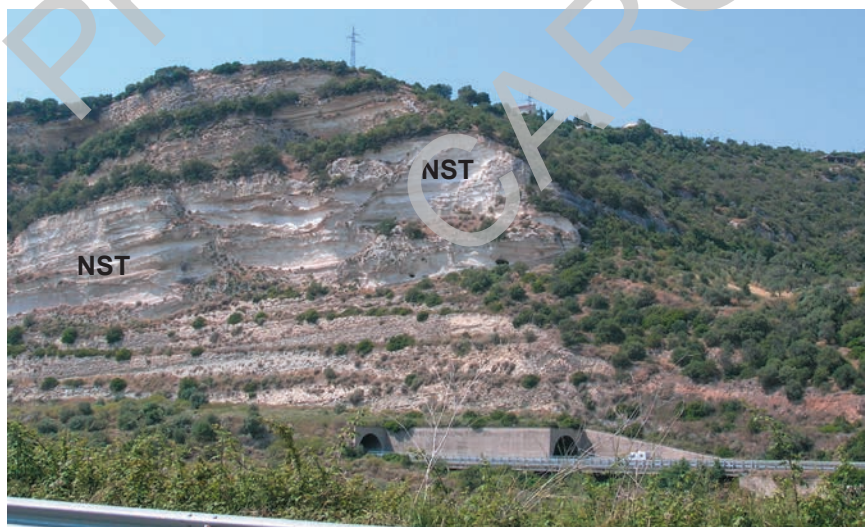


Fig. 49 - Potenti affioramenti della formazione di Monte Santo (NST) in località Chighizzu (SS).

I foraminiferi rinvenuti in questi calcari, che presentano una giacitura caotica (olistostromi) all'ingresso di Sennori, hanno fornito associazioni a *Globigerinoides trilobus*, Reuss, 1850, *Globigerinoides quadrilobatus*, D'Orbigny, 1846 e *Globigerinoides sacculifer*, Brady, 1877, che BOSSIO *et alii* (2006) riferiscono alla N7 zone e quindi al Burdigaliano superiore, facendo supporre un rimaneggiamento a spese della più antica formazione di Mores affiorante negli alti strutturali.

Non essendo datata paleontologicamente, la formazione di Monte Santo viene attribuita, su basi stratigrafiche e per analogia litologica, con i depositi sommitali affioranti nelle colline di Cagliari (calcari di Cagliari, BARCA *et alii*, 2005).

POMESANO CHERCHI (1971) e MAZZEI & OGGIANO (1990) attribuiscono dubitativamente la parte alta della formazione di Monte Santo al Tortoniano-Messiniano pre-evaporitico.

Tortoniano - Messiniano inferiore

#### 4. - VULCANITI QUATERNARIE

Il II ciclo vulcanico cenozoico sardo inizia dopo un periodo di inattività tettonica e vulcanica protrattosi per un lasso di tempo compreso fra 13 e 5 Ma. La ripresa dell'attività vulcanica plio-pleistocenica è successiva alla trasgressione marina burdigaliano-langhiana, che ha colmato la depressione strutturale oligomiocenica (*Rift sardo Auct.*), e concomitante alle strutturazioni ed al vulcanismo intraplacca del bacino tirrenico (SAVELLI, 1984). Secondo i dati paleomagnetici, la Sardegna in questo periodo aveva ormai raggiunto l'attuale posizione rispetto al margine continentale europeo (DE JONG *et alii*, 1969; 1973; MANZONI *et alii*, 1972; ALVAREZ *et alii*, 1974; COULON *et alii*, 1974). La messa in posto di un vulcanismo recente (più giovane di 5 Ma), di natura essenzialmente fissurale, è relazionata ad una tettonica intraplacca di tipo estensionale (BECCALUVA *et alii*, 1983). Nel Foglio 459 "Sassari" sono presenti solamente prodotti basaltici di età quaternaria.

##### 4.1. - BASALTI DEL LOGUDORO (BGD)

Nel Foglio 459 "Sassari" le vulcaniti di questo ciclo affiorano lungo il Riu Coloru e il N.ghe S. Maria di Codrongianus, presso la stazione di Campomela e in regione Torria a W di Usini. Il primo, e più importante dei due affioramenti, è costituito da alcalibasalti in giacitura di colata che caratterizzano il rilievo che sovrasta il rio omonimo. La potenza media delle colate è intorno ai 5 m (fig.50); si osservano le tipiche porzioni basali autobrecciate scoriacee che sfumano a parti centrali caratterizzate da lava bollosa.

La roccia si presenta porfirica per cristalli di plagioclasio, olivina e raro pirosseno in massa di fondo microcristallina. Talora si rinvencono piccoli noduli peridotitici. Mostra la fessurazione colonnare tipica di effusioni laviche tipo *plateau* (v. fig.50), legata a sistemi eruttivi indipendenti che talvolta vanno a colmare paleodepressioni dando luogo poi, con l'intervento degli agenti erosivi, ad evidenti fenomeni di inversione del rilievo. Su queste vulcaniti dalla letteratura scientifica sono note datazioni con il metodo  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  (BECCALUVA *et alii*, 1977) che rivelano età di  $0,6\pm 0,1$  Ma. Nell'ambito del Progetto CARG su campioni (camp. FA124) prelevati nell'altopiano del Coloru sono state eseguite datazioni con il metodo  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  presso laboratori francesi, che hanno fornito un'età di  $373,96\pm 52,76$  ka.

Pleistocene medio



Fig. 50 - Particolare della fessurazione colonnare nelle colate basaltiche (BGD). Sullo sfondo il plateau basaltico di Su Paris de Coloru.

## 5. - DEPOSITI QUATERNARI

Il rilevamento dei depositi quaternari nel Foglio 459 "Sassari" è stato effettuato inquadrando le unità lito-, morfo- e pedo-stratigrafiche in unità *UBSU* (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*: AA.VV., 1983; SALVADOR, 1987), ossia in "Unità stratigrafiche a limiti inconformi", come proposto dal Servizio Geologico d'Italia (ISPRA).



Nel Foglio 459 “Sassari” sono state distinte due principali unità deposizionali, separate da un’importante superficie di erosione corrispondente ad una fase di incisione e terrazzamento: il sintema di Portovesme (PVM), attribuito al Pleistocene superiore, e i depositi olocenici, questi ultimi considerati come unità informali, perché le litofacies mancano di continuità geometrica e sono di difficile correlazione stratigrafica (PASQUARÉ *et alii*, 1992). Le distinzioni all’interno dell’unità olocenica corrispondono a diversi ambienti deposizionali e i depositi sono distinti in “antichi” e “attuali”, questi ultimi legati a dinamiche di sedimentazione ed erosione ancora in atto. Sono inoltre compresi tra questi i depositi di origine antropica. La presenza di unità alluvionali terrazzate ha reso agevole l’utilizzo del criterio morfo-stratigrafico. La fotointerpretazione è stata di ausilio nella suddivisione delle facies; infatti le tessiture fini (limo e argilla), ricche di materia organica e con elevata umidità, sono facilmente evidenziabili rispetto a quelle costituite da sedimenti più grossolani.

Seguendo le indicazioni del Servizio Geologico d’Italia sono state inoltre rappresentate le caratteristiche di facies dei depositi; in particolare le sezioni affioranti sono state descritte seguendo la classificazione dei depositi fluviali proposta da MIALI (1985; 1995), così da offrire un quadro paleo-ambientale articolato e completo nell’ambito delle diverse unità.

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

## 5.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI

### 5.1.1. - Sintema di Portovesme (PVM)

Seguendo le norme proposte in ambito CARG, i depositi del Pleistocene superiore sono stati raggruppati in una unità *UBSU*. Questo sintema è costituito da sedimenti marini e continentali depositati dopo la fine della penultima fase fredda pleistocenica (stadio 6 dei *record* oceanici e glaciali, DANSGAARD *et alii*, 1993; LOWE *et alii*, 2004; RASMUSSEN *et alii*, 2006). Esso comprende i depositi marino-costieri del subsintema di Calamosca (**PVM<sub>1</sub>**) (“panchina tirreniana” *Auct.*), mai affiorante nell’area del Foglio ma presente in numerose località della Sardegna (HEARTHY *et alii*, 1986a; 1986b; ULZEGA & HEARTHY, 1986;

FERRANTI *et alii*, 2006), come anche a pochi chilometri fuori Foglio nei pressi di Alghero (ANDREUCCI *et alii*, 2006; 2009), ed i sovrastanti depositi continentali del subsistema di Portoscuso (**PVM<sub>2</sub>**).

Le superfici di discontinuità che delimitano il sistema rispettivamente alla base e alla sommità hanno carattere regionale. La superficie basale a contatto con il substrato pre-Quaternario nell'area continentale è una discordanza angolare originata durante il massimo approfondimento delle valli fluviali, iniziato durante l'ultimo glaciale e proseguito sino a che il reticolo fluviale non è stato sovraccaricato di detrito.

Nell'Italia peninsulare questo evento sembra coincidere con la parte finale del MIS 4 (circa 50 ka) dato che i depositi fluviali più antichi del riempimento delle valli sono di poco inferiori al limite del radiocarbonio (COLTORTI & DRAMIS, 1995). In altri settori dell'Isola (p.e. Foglio 564 "Carbonia", PASCÌ *et alii*, in stampa) sotto i depositi clastici sono presenti spessi profili di alterazione di suoli lisciviati e ricchi di ossidi e sesquiossidi di ferro, che possono costituire variazioni regionali di quelli segnalati in Italia peninsulare durante l'ultimo interglaciale (COLTORTI & PIERUCCINI, 2006).

Nell'area marina questa discordanza corrisponde alla *ravinement* della traggione "tirreniana". La natura della discordanza che marca al tetto questa unità ha caratteristiche differenti in base alle diverse litofacies.

Su tutti i depositi la fine della deposizione clastica corrisponde all'interruzione della sedimentazione, cui corrisponde l'inizio della pedogenesi e di una ulteriore fase di incisione.

Depositi molto porosi quali detriti di versante e depositi eolici possono essere stati interessati in maniera limitata. Alla sommità delle superfici più stabili i sedimenti evolvono in suoli lisciviati, talora ricchi in ossidi di ferro, che però non raggiungono mai il grado di evoluzione dei suoli dell'ultimo interglaciale.

#### 5.1.1.1. - Subsistema di Portoscuso (**PVM<sub>2</sub>**)

Sono compresi in questo subsistema le ghiaie e sabbie alluvionali (**PVM<sub>2a</sub>**), le arenarie e sabbie eoliche (**PVM<sub>2b</sub>**), i detriti di versante stratificati tipo "*éboulis ordonnés*" (**PVM<sub>2c</sub>**), i corpi ed accumuli di frane relitte (**PVM<sub>2d</sub>**) e i calcri lacustri con gasteropodi polmonati (**PVM<sub>2e</sub>**).

##### 5.1.1.1.1. - Ghiaie e sabbie alluvionali (**PVM<sub>2a</sub>**)

Le ghiaie e sabbie alluvionali (**PVM<sub>2a</sub>**), talvolta terrazzate, affiorano nelle parti sud-occidentale e settentrionale del Foglio.

Sul bordo occidentale, nell'area compresa tra Tuttubella e Mamuntanas, i depositi sono riconducibili alla porzione distale di un sistema di conoidi ed all'antica pianura alluvionale ben individuabile a W del Foglio, alla base dei rilievi paleozoici della Nurra (Foglio 458 "Argentiera").

Questi depositi poggiano sul substrato pre-Quaternario costituito dai calcari e dolomie mesozoici e dalle vulcaniti oligo-mioceniche; in alcuni casi formano terrazzi alluvionali sospesi sui fondi vallivi attuali in genere di qualche metro di altezza.

Sono costituiti prevalentemente da ghiaie fini subangolose e subarrotondate e sabbie grossolane, con elementi di vulcaniti terziarie, calcari mesozoici, quarzo e metamorfiti paleozoiche (fig.51).

Sulla sponda destra del Riu Sa Cafala quasi alla confluenza con il Riu Sassu (lat. 40°36'25"N, long. 8°20'56"E: tav.9A), in una sezione di circa 4 m, sono chiari i rapporti stratigrafici con la litofacies delle arenarie e sabbie eoliche ( $PVM_{2b}$ ).

Alla base affiorano ghiaie medio-fini con stratificazione incrociata concava (Gt, St) che riempiono canali poco profondi, alternate a limi argillosi pedogenizzati (vertisuoli), seguono ghiaie a stratificazione incrociata concava (Gt) alla base massive in matrice limo-sabbiosa.



Fig. 51 - Ghiaie e sabbie alluvionali ( $PVM_{2a}$ ). Loc. Olmedo.

Al di sopra, con evidente riduzione della granulometria e con contatto netto erosivo, corrispondente al fondo di canali sottili ed ampi, poggiano le sabbie eoliche. La variazione di granulometria e di facies suggerisce che si è verificata una modificazione repentina negli apporti sedimentari, probabilmente in seguito ad un deterioramento delle condizioni climatiche.

La materia organica dei suoli sepolti della sezione di Riu Sa Cafala è stata datata con il radiocarbonio al *Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA-Institute)* di Hannover (Manfred Frechen). Il suolo inferiore ha dato un'età convenzionale di  $17.380 \pm 390$  yr BP (cal. BC 19.280-18.175) mentre quello superiore di  $13.260 \pm 265$  yr BP (cal. BC 14.440-13.545). Le datazioni assegnano questo momento alla parte finale dell'ultima glaciazione ed in particolare allo *Younger Dryas*.

Una sezione presso il ponte sul Riu Sassu (tav.9B) evidenzia una identica evoluzione ambientale. Alla base sono presenti calcari mesozoici sui quali poggiano, in discordanza stratigrafica, sabbie e ghiaie fini a stratificazione incrociata concava (St, Gt) con canali molto piatti; segue un paleosuolo (Alfisuolo), costituito da un orizzonte Bt franco sabbioso, troncato superiormente da sabbie eoliche a stratificazione incrociata concava (St) cementate da carbonato di calcio.

L'analisi delle facies e delle strutture, assieme all'utilizzo della morfostratigrafia anche al di fuori dell'area del Foglio, fanno ritenere che questi depositi siano da associare ad un sistema di conoidi fluviali che passavano a depositi di pianura alluvionale a canali intrecciati. I suoli marcherebbero una stasi della sedimentazione classica associata ad una rapida ricolonizzazione del versante da parte della vegetazione erbacea, come anche segnalato in Appennino centrale (COLTORTI & DRAMIS, 1995; GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997).

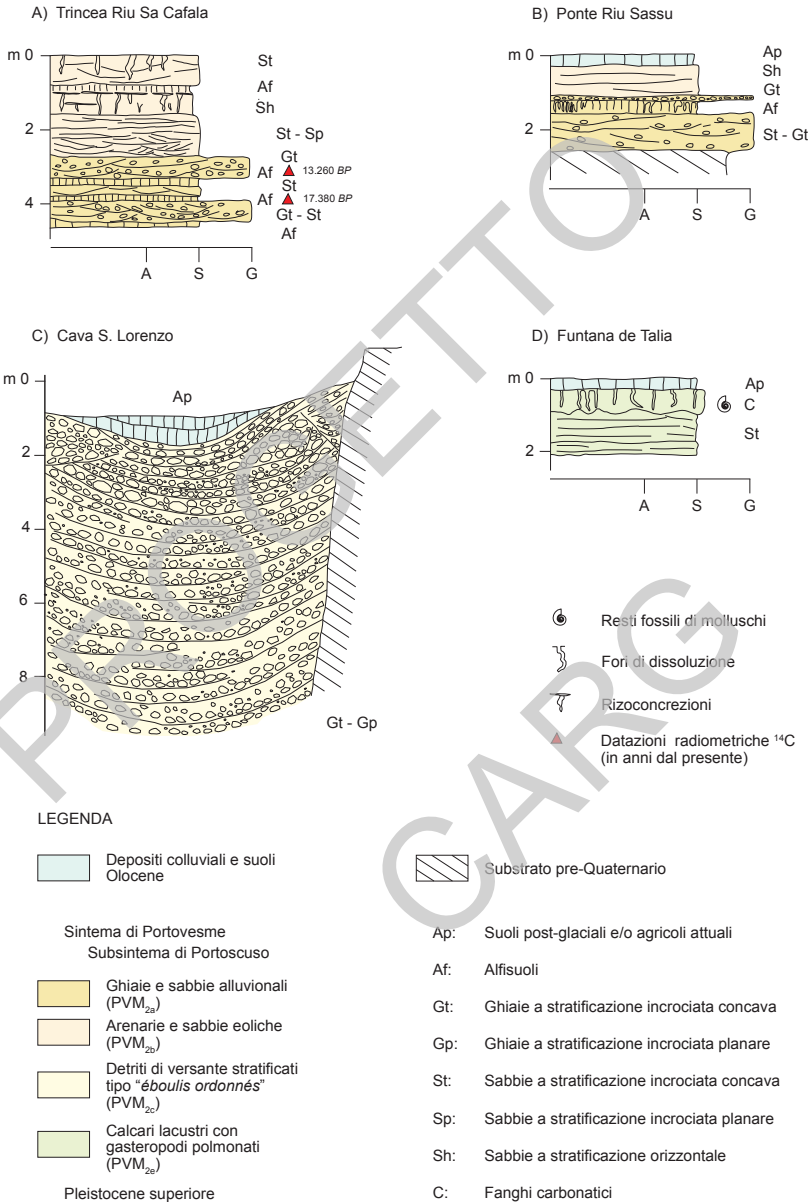
Lo spessore massimo è circa 5 m.

Pleistocene superiore

#### 5.1.1.1.2. - Arenarie e sabbie eoliche (PVM<sub>2b</sub>)

Le arenarie e sabbie eoliche (PVM<sub>2b</sub>) occupano la parte sud-occidentale del Foglio, nella porzione compresa tra Tenuta Sella & Mosca, Malamorrer e Mamuntanas, e la parte settentrionale a Lu Tuvaraggiu e Fiascheri.

La sezione di Riu Sa Cafala (tav.9A) mostra nella parte alta, sabbie ben classate con stratificazione incrociata concava (St) per riempimento di canali, e con tendenza alla migrazione laterale evidenziata dalla stratificazione planare (Sp). Seguono sabbie massive o mal stratificate per evidenti bioturbazioni, messe in risalto da rizoconcrezioni reticolari formate dalla ricircolazione di carbonato di calcio lungo gli apparati radicali.



Tav. 9 - Log di alcune sezioni sui depositi quaternari del Foglio 459 "Sassari".



Le strutture sedimentarie (St, Sp) presenti alla base della sezione suggeriscono un rimaneggiamento in ambiente fluviale di sedimenti di origine dunare, che evolve in ambiente eolico s.s..

Anche la sezione del ponte sul Riu Sassu (v. tav.9B) evidenzia nella parte superiore arenarie eoliche ben cementate (fig.52). I set progradanti da SW indicano un apporto di sabbie dalla piattaforma continentale in quel momento emersa, perchè la linea di costa era posizionata a oltre 5 km da quella attuale (ANDREUCCI *et alii*, 2010) e sottoposta a condizioni di estrema aridità.

Depositi eolici del Pleistocene superiore sono ampiamente documentati e ben esposti, poco a W, lungo la fascia costiera di Alghero.

In alcune aree come Su Mattone e Tenuta Sella & Mosca le arenarie eoliche sono intercalate e in eteropia di facies con i calcari lacustri a gasteropodi polmonati (PVM<sub>2e</sub>). Secondo PECORINI (1963) e OPPES (1973) le arenarie eoliche di questo settore appartengono a tre fasi distinte comprese tra il glaciale Riss, l'interglaciale Riss-Würm e l'ultimo glaciale Würm.

Spessore massimo 5 m.

Pleistocene superiore

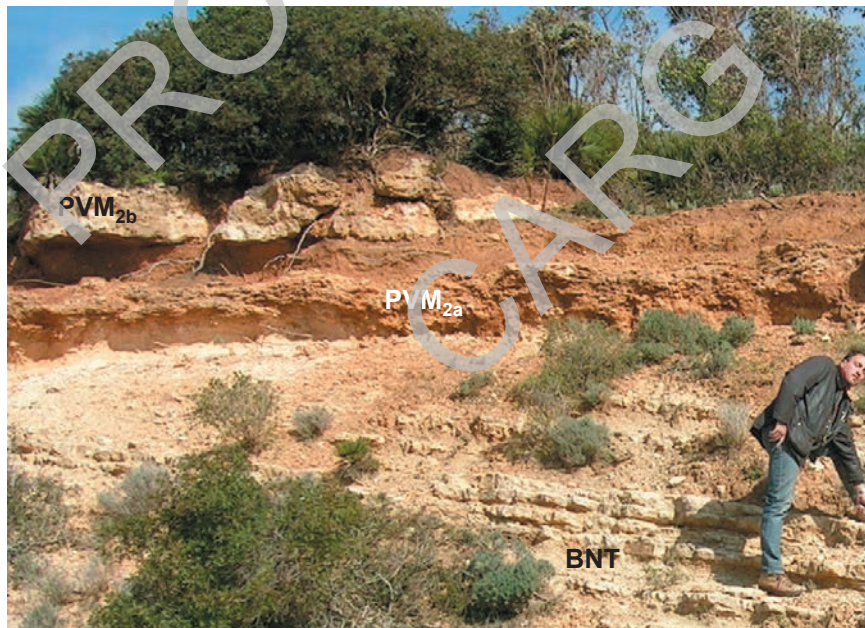


Fig. 52 - Loc. Riu Sassu. Depositi alluvionali ed eolici pleistocenici (PVM<sub>2a</sub>, PVM<sub>2b</sub>) discordanti sulle marni cretatiche della formazione di Brunestica (BNT).



### 5.1.1.1.3. - Detriti di versante stratificati tipo “*éboulis ordonnés*” (PVM<sub>2c</sub>)

Detriti di versante stratificati tipo *éboulis ordonnés* (PVM<sub>2c</sub>) affiorano presso il borgo di San Lorenzo (v. tav.9C), in alcuni fronti di cava.

Si tratta di detriti medio-fini, talora anche grossolani, variamente alternati, in strati decimetrici e centimetrici. Sono presenti sia livelli a supporto clastico che a supporto di matrice (fig.53). Questo tipo di depositi, studiati in diverse aree della Sardegna, si formano in ambiente crionivale e sono attribuiti al Pleistocene superiore (OZER & ULZEGA, 1981).



Fig. 53 - Loc. S. Lorenzo. Detriti di versante tipo “*éboulis ordonnés*” (PVM<sub>2c</sub>).

Nel Foglio 459 “Sassari” si registrano spessori fino a 10 m.

Depositi di cospicuo spessore sono stati segnalati in particolare nel Foglio 556 “Assemini” (FUNEDDA *et alii*, 2009) e soprattutto nei Fogli 500 “Nuoro Est” (FUNEDDA *et alii*, in allestimento) e 501 “Orosei” (FUNEDDA *et alii*, in allestimento), dove inoltre l’attribuzione al Pleistocene superiore è stata confermata.

Pleistocene superiore

#### 5.1.1.1.4. - Corpi ed accumuli di frane relitte (**PVM<sub>2d</sub>**)

Per ciò che riguarda i corpi ed accumuli di frane relitte (**PVM<sub>2d</sub>**), sono stati attribuiti a tale litofacies estesi depositi di frana che sono ricoperti da depositi di versante, in genere *talus* o coni detritici, e nella parte mediana distale sono fortemente incisi dal reticolo idrografico attuale. Depositati con tali caratteristiche sono presenti nella zona di S. Lorenzo (frazione di Osilo), a N di Ossi in regione Campu Mannu ad E di Cargeghe (S'Elighe Entosu, fig.54) e più a S, nella valle del Riu Mannu (Sos Crastos Rutos, Salto Don Nicola).

I depositi di frane relitte sono formati principalmente da elementi di rocce carbonatiche mioceniche (prevalentemente appartenenti alla litofacies RES<sub>a</sub>); nel caso dei depositi di Salto Don Nicola sono coinvolte anche le vulcaniti delle piroclastiti di Uri e di Monte Longos.

Depositati di frana sicuramente riferibili al Pleistocene superiore si rinven- gono anche poco a S della frazione di S. Lorenzo (GINESU & COSSU, 1993), dove un corpo di frana, esteso oltre 600 ha, è ricoperto dagli *éboulis ordonnés* della litofacies PVM<sub>2c</sub>. È inoltre verosimile che quest'ultima unità sia in parte contemporanea al movimento franoso, perché sono evidenti strati in contropendenza e discordanze angolari altrimenti non giustificabili (v. tav.9C).



Fig. 54 - Loc. S'Elighe Entosu. In primo piano corpo di frana relitta coinvolgente i calcari della formazione di Mores (RES<sub>a</sub>) e i sottostanti depositi della formazione del Rio Minore (LRM).

Le caratteristiche dei depositi dipendono dalla tipologia del fenomeno franoso che li ha generati e dalla sua entità. Nel caso degli affioramenti di Sos Crastos Rutos, Salto Don Nicola, S'Elighe Entosu, sembra trattarsi dei prodotti di frane complesse, dovute alla combinazione di diversi tipi di movimento (espansioni laterali, scivolamenti, crolli, *etc.*), che hanno interessato i calcari delle formazioni di Mores e Monte Santo e le sottostanti epiclastiti della formazione del Riu Minore o il substrato vulcanico alterato. Tali affioramenti presentano ammassi rocciosi suddivisi in larghi prismi più o meno sub-paralleli tra loro, separati da fratture e trincee, che risultano sempre più scompaginati e caotici man mano che ci si allontana dalla zona di distacco; i blocchi di roccia che li compongono sono di dimensioni molto variabili, fino a diverse decine di metri cubi. Tale configurazione è ben evidente nei depositi di Sos Crastos Rutos.

Nel caso di Su Campu Mannu, a N di Ossi, sono coinvolte le calcareniti marine della formazione di Borutta ed i sovrastanti calcari della formazione di Monte Santo: morfologicamente è evidente un'estesa area depressa caratterizzata da una superficie estremamente articolata, con numerose contropendenze connesse allo scompaginamento degli strati. L'estensione areale dei depositi di frana è, per ciascun caso, dell'ordine del chilometro quadrato, mentre non si hanno elementi per definirne gli spessori, che comunque dovrebbero attestarsi sull'ordine delle decine di metri. È inoltre possibile, data la scarsità di affioramenti, che l'estensione dei depositi in frana sia maggiore di quella riportata in carta e si suggerisce dunque, nel caso di interventi in queste aree, di svolgere analisi specifiche più approfondite.

Nella cartografia geologica in scala 1:100.000 del Servizio Geologico d'Italia, Fogli 180 "Sassari" e 193 "Bonorva", tali depositi sono stati spesso cartografati come affioramenti delle formazioni carbonatiche mioceniche o di vulcaniti, soprattutto nei casi in cui i corpi di frana hanno mantenuto un assetto omogeneo ed una stratificazione coerente con le rocce in posto.

Pleistocene superiore

#### 5.1.1.1.5. - Calcari lacustri con gasteropodi polmonati (PVM<sub>2c</sub>)

Affiorano lungo le sponde del Riu Sardino e nelle località comprese tra Azienda Bonassai fino a Su Mattone e presso Case Mattearghentù.

Sono costituiti da calcari micritici, fitoclastici, fitostromali e fitoermali e subordinatamente da sabbie e limi calcarei (fig.55). I calcari sono ben cementati, in strati spessi fino a 1 m, contengono resti di molluschi come *Planorbis* sp., *Limnea* sp. e altri gasteropodi di acqua dolce. Spesso le varie facies sopra menzionate si alternano a sabbie calcaree fitoclastiche, con noduli e tubuli di incrostazione sui vegetali rimaneggiati (fig.56).





Fig. 55 - *Affioramento di calcari lacustri pleistocenici (PVM<sub>2e</sub>), Loc. Bonassai.*



Fig. 56 - *Particolare dei calcari fitostromali in facies di cascata, pleistocenici (PVM<sub>2e</sub>), affioranti nella frazione di S. Lorenzo (Osilo).*

Una sezione artificiale presso la Funtana de Talia (v. tav.9D), sulla strada tra Olmedo e Tottubella, mostra dal basso verso l'alto: sabbie fitoclastiche a stratificazione incrociata concava in canali molto piatti, contenenti noduli di carbonato di calcio diffusi in tutti gli strati (spessore 2 m), *grainstone* con piccoli fori di dissoluzione distribuiti a reticolo e concrezionati all'interno da calcite spatica; sono inoltre presenti gusci di molluschi di acqua dolce (spessore 0,5 m) e l'intero deposito è ricoperto da suolo agricolo spesso 0,3 m. Si tratta di facies associate alla formazione di tufi calcarei (*calcareous tufa*) (GOLUBIC *et alii*, 1993; FORD & PEDLEY, 1996; ALONZO ZARZA & TANNER, 2010) che si originano a valle di sorgenti carsiche in seguito alla precipitazione del carbonato di calcio, principalmente ad opera di alghe e batteri. Le diverse litofacies si formano in corrispondenza di particolari contesti morfologici (cascate e laghi) e idrodinamici, e di associazioni vegetali differenti.

Questi depositi sono stati attribuiti al Pleistocene superiore perchè in prossimità del Riu Sa Cafala è stato osservato che sono sottostanti ai depositi eolici pleistocenici e sono sempre dissecati e terrazzati dai corsi d'acqua attuali.

Dato che la precipitazione di questi sedimenti è favorita da alghe calcaree e muschi, che necessitano di acque limpide per sopravvivere, essi sono tentativamente attribuiti all'ultimo interglaciale, però la loro deposizione può essere continuata sino a quando il deterioramento delle condizioni climatiche non ha prodotto un'intensa erosione dei versanti. In Italia meridionale, alle sorgenti del Volturno, la deposizione è proseguita sino al MIS 3 (COLTORTI *et alii*, 2006).

Spessore complessivo circa 15 m.

Pleistocene superiore

## 5.2. - DEPOSITI OLOCENICI

Questi depositi comprendono sia i sedimenti attuali sia quelli messi in posto nell'Olocene durante le complesse modificazioni dell'ambiente fisico, caratterizzate essenzialmente da gradi variabili di inattività e seppellimento.

Si tratta principalmente di depositi connessi alla gravità (depositi di frana e di versante, coltri eluvio-colluviali), depositi alluvionali e di precipitazione chimica (travertini). Sono rappresentati anche i depositi legati alle attività antropiche.

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

Si tratta nella quasi totalità dei casi di accumuli di blocchi derivanti dall'arretramento di cornici rocciose, carbonatiche o di vulcaniti, per frane di crollo e/o ribaltamento, che si rinvencono diffusamente in tutti i settori del Foglio 459 "Sas-



sari”, ad eccezione di quello nord-occidentale (sez. IV “La Crucca”) dove sono praticamente assenti. I blocchi hanno dimensioni variabili da pochi decimetri cubi ad alcune decine di metri cubi e sono sovente parzialmente immersi in una matrice fine pedogenizzata che include detriti angolosi di varia granulometria. La presenza di una fitta copertura vegetale in alcuni casi ha impedito di determinare con precisione l’estensione dei depositi (es. sito archeologico Monte Baranta, M. Miale Ispina), ma nella maggior parte dei casi essi si estendono fino alla base dei versanti.

Nella frana di Muros una sezione artificiale (fig.57) ha permesso di osservare la superficie di scivolamento nell’area di corona, coperta da depositi di versante prodotti dall’erosione delle formazioni affioranti topograficamente più in alto.

L’erosione successiva ha livellato il dislivello generato dal movimento e la superficie di scivolamento si presenta completamente sigillata dai depositi di versante (fig.57). La mancanza di una scarpata anche di piccole dimensioni indica che si tratta di un movimento quiescente da lungo tempo.

Un piccolo corpo di frana a S di Ossi, coinvolge le calcareniti marnose della formazione di Borutta.

Si tratta di una frana di ribaltamento che si riattiva periodicamente a causa della presenza di giunti di trazione sub-verticali, paralleli ad un versante fortemente acclive, associati ad una stratificazione sub-orizzontale.



Fig. 57 - Corpo di frana antica ( $a_{1a}$ ) con superficie di scivolamento sulle arenarie della formazione di Mores ( $RES_b$ ). Abitato di Muros.

Un'altro piccolo corpo di frana ubicato lungo la SP Ittiri-Banari è associabile ad un movimento per scivolamento; esso è stato recentemente interessato da interventi di consolidamento.

Lo spessore dei corpi di frana è condizionato dalle dimensioni dei blocchi ma non dovrebbe superare i 10 m.

Olocene

### 5.2.2. - Travertini ( $f_1$ )

I travertini si rinvencono in corrispondenza o nei pressi degli affioramenti delle formazioni carbonatiche del Mesozoico e del Terziario, quasi esclusivamente nel settore occidentale del Foglio.

A N di Olmedo sono presenti alcuni importanti affioramenti (a Tottubella presso N.ghe Ziu Santona, a N.ghe Fruscittu, a C. Pilo), mentre uno più piccolo è stato cartografato in località Lughiedda, sulla sponda di un piccolo affluente del Riu Ertas. Sul lato E del Foglio è presente un affioramento piuttosto esteso a S di M. Mannu, sul Riu Mannu.



Fig. 58 - Travertini appartenenti a facies fitoermali ( $f_1$ ). Loc. Riu Mannu.

Si tratta di depositi carbonatici fitoclastici, fitoermali (fig.58) e subordinatamente fitostromali concrezionati, di colore biancastro, spesso compatti oppure con una sottile stratificazione e talvolta ricchi di pori e vacuoli, assimilabili a *calcareous tufa*.

Questi depositi si originano a valle di sorgenti carsiche in seguito alla precipitazione del carbonato di calcio, principalmente ad opera di alghe e batteri. I travertini costituiscono incrostazioni massicce su apparati vegetali, in genere per l'accrescimento del fronte di rapide e di piccole cascate.

Spessore massimo circa 10 m.

Olocene

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

Questi depositi affiorano solo lungo la valle del Riu Mannu nel tratto medio del suo corso, a SE del Foglio.

Si tratta di depositi alluvionali generalmente sabbiosi (**b<sub>nb</sub>**), con limitate lenti e livelli di ghiaie fini. Essi sono incisi e terrazzati dai corsi d'acqua attuali, solitamente non sono interessati dalle dinamiche in atto, possono essere raggiunti dalle piene solo durante gli eventi idrometeorologici eccezionali.

La loro formazione in parte deriva dagli apporti sedimentari di alcune valli laterali che hanno dato luogo a piccole conoidi.

Lo spessore di questi depositi è nella maggior parte dei casi difficilmente valutabile, ma in alcune sezioni può raggiungere qualche metro.

Olocene

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

Gli affioramenti più estesi si rinvergono a ridosso dei rilievi carbonatici e vulcanici (Lago del Cuga), soprattutto quando il substrato è costituito da flussi piroclastici o epiclastiti (tra Florinas e Cargeghe).

Si tratta di depositi in genere monogenici ed eterometrici, con clasti spigolosi o scarsamente elaborati ed una notevole matrice fine, accumulati essenzialmente per gravità alla base dei versanti. Di solito la cementazione è scarsa e sono in parte fissati da vegetazione.

Talvolta al loro interno si rinvergono resti di ceramiche protostoriche (fig.59) che confermano l'età olocenica.

Lo spessore è in genere limitato ad alcuni metri.

Olocene



Fig. 59 - Resti di ceramica entro i depositi di versante (a). Loc. Giuncheddu.

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

Sono distribuite uniformemente su tutta l'area del Foglio.

Si tratta di depositi sabbiosi e siltosi in cui sono presenti percentuali variabili di detriti da fini a medi, con porzioni arricchite di frazione organica e, talora, suoli sepolti in genere a profilo poco differenziato. L'elevata presenza della frazione organica indica che si tratta di sedimenti derivati dall'erosione del suolo durante l'Olocene, mescolati a sedimenti provenienti, per degradazione fisica, direttamente dal substrato. Il locale rinvenimento di frammenti di resti ceramici al loro interno conferma questa attribuzione. Lo spessore in genere esiguo, di solito inferiore al metro, localmente può arrivare fino a qualche metro.

Olocene

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

I depositi palustri affiorano a S dell'abitato di Olmedo, presso C. Chessa. Sono costituiti da limi e argille limose ricche in materia organica, che occu-



pano il bordo e il fondo di uno stagno bonificato (Sa Pischina). Lo stagno è stato bonificato in tempi molto recenti perciò i sedimenti sono cartografati tra i depositi attuali. Lo spessore dei depositi osservati è in genere esiguo ed inferiore al metro, ma non si esclude che localmente si possano raggiungere spessori più elevati.

Olocene

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

L'area è solcata da numerosi corsi d'acqua; tra i maggiori il Riu Mannu, che attraversa tutto il Foglio con andamento diagonale, ed i suoi numerosi tributari: il Riu Mascari, il Riu d'Ottava, il Riu su Mattone-Sardino e il Riu Sa Cafala.

L'alveo di questi corsi d'acqua, come la maggior parte dei torrenti dell'area, è interessato durante la maggior parte dell'anno da scorrimento idrico estremamente esiguo, che viene fortemente attivato durante gli eventi piovosi eccezionali.

Nei piccoli corsi d'acqua affluenti di quelli sopraccitati, i depositi alluvionali sono sempre di modesto spessore e spesso affiora il substrato roccioso.

I depositi sono costituiti da ghiaie e sabbie grossolane (**b<sub>a</sub>**). Verso valle gli alvei sono più ampi, e sulla pianura di esondazione prevalgono i sedimenti fini, costituiti da sabbie con rare ghiaie (**b<sub>b</sub>**). Le strutture sono rappresentate da stratificazione piano parallela o incrociata concava, con riempimento di canali a bassa profondità e interessati localmente da migrazione laterale.

Lungo l'alveo di alcuni corsi d'acqua, come Riu Sardino, in località Tuttubella e Riu Ertas, sono presenti limi sabbiosi (**b<sub>c</sub>**); i sedimenti sono stati depositati dove il deflusso è ostacolato per la scarsa pendenza o per l'affioramento del substrato (fig.60). Lo spessore di questi sedimenti, difficilmente valutabile, è nella maggior parte dei casi intorno a qualche metro, ma nel Riu Mannu può raggiungere i 15 m.

Olocene



Fig. 60 - Tratto del Riu Ertas alla confluenza con il Riu Mannu oggetto di passati interventi di bonifica.



### 5.2.8. - Depositi antropici (h)

Appartengono a questa unità tutti i depositi la cui origine è imputabile all'attività umana. I depositi antropici presenti nell'area del Foglio non hanno sviluppo notevole e sono ascrivibili principalmente a discariche minerarie ( $h_{1m}$ ), materiali di riporto ed aree bonificate ( $h_{1r}$ ), discariche per rifiuti solidi urbani ( $h_{1u}$ ).

Le discariche legate all'attività mineraria sono ubicate presso Florinas e M. Coci (limite W del Foglio), e derivano dall'attività estrattiva rispettivamente di sabbie silicee e di rocce calcaree. I depositi sono costituiti da materiali litoidi più o meno grossolani e formano cumuli di modesta estensione.

I materiali di riporto e aree bonificate sono localizzati nelle zone industriali e nelle cave dismesse e bonificate, come nei pressi di Ottava, Sennori, Ossi e Florinas.

Le discariche per rifiuti solidi urbani sono presenti ad E di Sassari in località Calancui.

Lo spessore massimo si attesta fino a 15-20 m.

Olocene

## V - TETTONICA

I principali lineamenti strutturali del Foglio 459 “Sassari” derivano dall’evoluzione stratigrafica e tettonica oligo-miocenica, responsabile dello sviluppo dei bacini del Logudoro e di Porto Torres (cfr. § III - 2.) e dell’intenso vulcanismo calcalalino. Solo nel settore occidentale acquistano rilevanza anche strutture riconducibili a tettonica di età mesozoica. Tuttavia gran parte delle strutture tettoniche presenti nel Foglio sono difficilmente rilevabili in campagna poiché in prevalenza sono sigillate dalle coperture vulcaniche e soprattutto sedimentarie mioceniche (tav.10). Ad esempio, faglie di discreta importanza, come quella presso la località Nalvonazzos che isola presumibilmente un alto strutturale, per la gran parte sono state sepolte dai flussi piroclastici terziari.

Pertanto, se da un lato la comprensione dei modelli cinematici e la loro collocazione in un corretto quadro geodinamico è da considerarsi soddisfacente (cfr. § III - 2.), rimane difficile documentare e descrivere le singole strutture per via dei vincoli suddetti.

### 1. - TETTONICA MESOZOICA

Nel Foglio 459 “Sassari” la tettonica mesozoica è difficilmente riscontrabile in affioramento mentre è ben riconoscibile in sotterraneo nella miniera di Bauxite di Olmedo. Infatti, tramite lo studio dei sondaggi eseguiti per la prospezione della bauxite (OGGIANO *et alii*, 1987; COMBES *et alii*, 1993) è stato possibile riconoscere le fasi tettoniche mesozoiche riportate in tab.2.

Movimenti tettonici in regime distensivo, ai quali è legata l'emersione della piattaforma carbonatica, sono riferiti all'Albiano anche sulla base di correlazioni con i movimenti tettonici della Provenza (movimenti bedouliani).

Sono caratterizzati da faglie normali con direzione principale ENE-WSW che hanno riattivato discontinuità tardo-varisiche del basamento.

Tali faglie hanno sollevato il settore nord-occidentale della piattaforma carbonatica mesozoica causandovi, alla fine del Cretacico superiore, la formazione di alti strutturali e l'erosione dei depositi del Giurassico superiore e del Cretacico inferiore. In questo modo la successione carbonatica mesozoica ha iniziato a presentare spessori via via decrescenti verso NW fin dalla fase emersiva mesocretacica.

In miniera sono attribuite a questa fase tettonica le faglie sigillate dall'orizzonte bauxitico (cfr. § VII, tav.12); in questo modo l'età della deformazione viene confinata alla parte terminale del Cretacico inferiore (Aptiano terminale).

Nel Cretacico superiore sono descritte due fasi tettoniche, di cui la più antica a carattere transpressivo, caratterizzata da faglie trascorrenti sinistre con associate pieghe blande a direzione NNW-SSE e faglie normali orientate NE-SW.

Una struttura importante legata a questa tettonica è la faglia di Nalvonazzos (FNS in tav.10), nota anche come "accidente tettonico di Su Zumbaru - Mamuntanas" (SANNA & TEMUSSI, 1986). La faglia decorre da località Nalvonazzos di Uri sino ad oltre Mamuntanas nei quadranti sud-occidentali del Foglio, sebbene, come accennato in precedenza, gran parte di essa non affiora in quanto sigillata dai flussi piroclastici miocenici (fig.61).

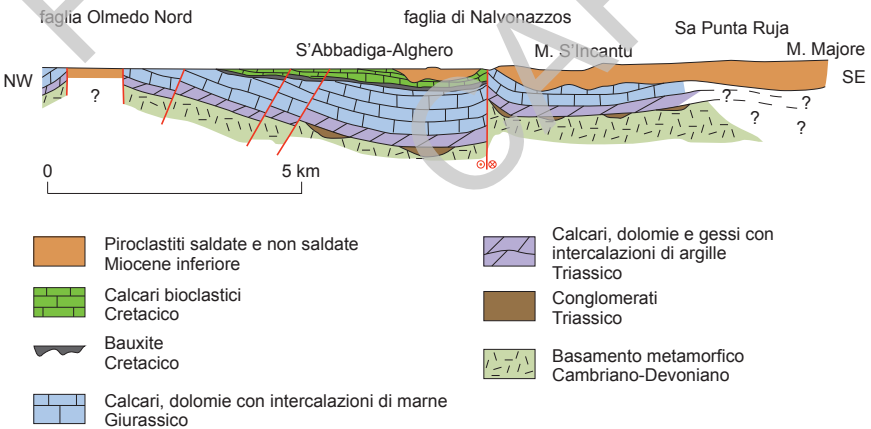


Fig. 61 - Profilo geologico attraverso la Faglia di Nalvonazzos (Su Zumbaru). Da GHIGLIERI et alii, 2009, modificato.



Questa struttura ha prevalente componente trascorrente sinistra, cui si associa una componente secondaria normale con rigetti verticali dell'ordine del centinaio di metri. È responsabile del sollevamento della piattaforma carbonatica posta a SE, che probabilmente è rimasta emersa anche durante il Cretacico superiore; infatti a S della faglia di Nalvonazzos non si trovano mai sedimenti trasgressivi di tale epoca.

Completa il quadro della tettonica mesozoica una fase tettonica distensiva del Cretacico terminale.

Strutture riferibili a questa tettonica sono alcune faglie dirette ad alto angolo, di direzione NE-SW ed immersione verso NW (FBR: faglie di Brunestica, v. tav.10), che si osservano in affioramento per circa 2 km nell'intorno della miniera di bauxite di Olmedo (fig.62). Queste faglie presentano disposizione a gradinata, con rigetti verticali di alcune decine di metri (come messo in evidenza dalla geometria degli affioramenti della formazione di Grascioleddu). Le faglie di Brunestica, dirette NE-SW, si interrompono su strutture coniugate dirette circa N-S; entrambi i sistemi di faglie sono sigillati dai flussi piroclastici miocenici.

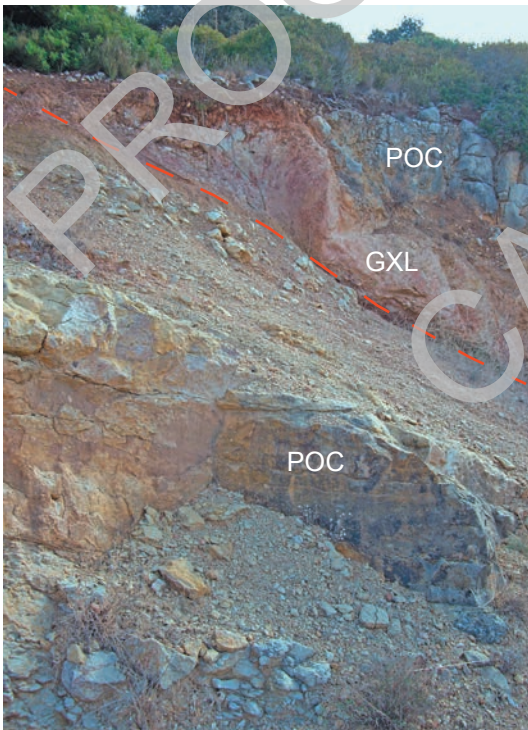


Fig. 62 - Faglia diretta con rigetto metrico nel settore di Brunestica presso Olmedo.



Tab. 2 - Fasi tettoniche meso-cenozoiche e relative strutture nel Foglio 459 "Sassari".

PERIODO	FASE TETTONICA	DIREZIONI DELLE STRUTTURE	STRUTTURE PRINCIPALI	EVENTI GEODINAMICI ASSOCIATI
Pliocene	Regime distensivo	NS, NE-SW	Faglie dirette verticali ad immersione variabile e riattivazione di strutture precedenti. Faglia del Rio Barca, Faglia di Su Vincoladu, Faglia di Serra Orzù.	Sollevaramento generale della regione, attivo fino al Pleistocene.
Serravalliano	Regime distensivo	E-W	Faglie normali verticali e immersione verso N, Faglia di Itrini.	Creazione di alti strutturali a S del Bacino del Logudoro. Riattivazione delle faglie nelle zone di trasferimento fra il Bacino del Logudoro e il Bacino di Porto Torres.
Burdigaliano	Regime distensivo	E-W, WNW-WSE	Faglie dirette ad alto angolo e immersione verso N, Faglia del Cuga, Faglia di Cantoniera Rudas.	Apertura del Bacino Balearico, rotazione del Blocco sardo-corso, formazione della "Fossa Sarda". <i>Auct.</i> . Strutturazione dei bacini del Logudoro e di Porto Torres. <i>Tifting</i> generale del blocco della Nurra verso NE.
Oligo - Aquitaniano	Regime trascorrente	ENE-WSW	-----	Strutturazione dei bacini transensivi di Chilivani-Berchidda, Anglona, Ottana e dei <i>flower-structure</i> e sovrascorimenti del M. Albo e del Supramonte.
Cretacico superiore	Regime compressivo	NE-SW	Pieghe: Anticlinale di Campanedda, Sineclinali di Serralonga.	Tettonica "Laramica", provoca piegamenti di grande ampiezza con assi N-E-SW.
Cretacico superiore	Regime transpressivo	NNE-SSW	Faglie trascorrenti sinistre (Nalvonzas - Su Zuhòrtu); pieghe blande ad assi che indicano le direzioni delle strutture.	
Albiano - Aptiano	Regime distensivo	ENE-WSW	Faglie normali che riattivano discontinuità tardo-erciniche nel basamento metamorfico; la piattaforma carbonatica viene sollevata; creazione di alti strutturali.	Movimenti "bedouliani": movimenti differenziali, a componente verticale, dei blocchi del reticolo tardo-ercinico, con suddivisione della Nurra in due blocchi.

## 2. - TETTONICA CENOZOICA

### 2.1. - FASE TETTONICA POST-CRETACICO SUPERIORE E PRE-IGNIMBRITI

Tra il Cretacico superiore e il Miocene medio si sono sviluppate diverse fasi tettoniche che tradizionalmente vengono riferite genericamente alla fase "Pirenaica" (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984).

Le pieghe principali generate da tale tettonica hanno direzione assiale circa NE-SW e mostrano un raccorciamento con direzione circa N140E, differente da quello riferito alla fase pirenaica nella Sardegna sud-occidentale (BARCA & COSTAMAGNA, 1997; CARMIGNANI *et alii*, 2004).

Non essendoci *marker* stratigrafici che possano vincolarla, sia inferiormente sia superiormente, tale tettonica, oltre che alla fase Pirenaica, potrebbe essere attribuita al Cretacico superiore o anche all'Oligocene-Aquitano.

In questo secondo caso sarebbe riferibile alla collisione appenninica, che nella Sardegna orientale ha generato importanti faglie trascorrenti sinistre con associate fasce transpressive (CARMIGNANI *et alii*, 1994a; 1995; OGGIANO *et alii*, 2009).

A questa fase tettonica sono attribuibili le pieghe che interessano le successioni mesozoiche. Particolarmente evidenti sono l'anticlinale di Campanedda (ACP in tav. 10), nel settore nord-occidentale del Foglio e la sinclinale di Serralonga (SSN in tav. 10), presente nella stessa area, ad E di M. Nurra tra casa Migheli e Casa Bazzoni. Si tratta di strutture a piano assiale verticale ed asse sub-orizzontale orientato da NE-SW a NNE-SSW con debole immersione assiale verso NE.

L'anticlinale di Campanedda non mostra alcuna espressione morfologica, in quanto l'area risulta completamente peneplanata, presenta al nucleo i sedimenti triassici del Keuper, attraversati in sondaggio per circa 300 m (POMESANO CHERCHI, 1968), sovrastati da calcari e dolomie giurassici della formazione di Monte Zirra. Verso NE l'anticlinale viene intersecata da una faglia diretta, ad andamento N-S, che interrompe la continuità dei depositi triassici e di quelli giurassici più antichi.

Anche la sinclinale di Serralonga, a causa della peneplanazione dell'area non ha evidenze morfologiche; presenta un'estensione complessiva in affioramento di circa 3 km. È ben cartografabile per la presenza del livello-guida costituito dalla formazione di Grascioleddu, che separa la formazione di Punta Cristallo dalla formazione di Capo Caccia.

### 2.2. - FASE TETTONICA OLIGO-AQUITANA

Questa fase tettonica si manifesta con faglie trascorrenti sinistre di direzione ENE-WSW. Ad essa sono legati i bacini transtensivi (CARMIGNANI *et alii*, 1994a;

OGGIANO *et alii*, 1995; PASCÌ *et alii*, 1998), le strutture transpressive e quelle ad esse correlate (cfr. § III - 2.4.2.).

Nell'area rilevata le manifestazioni legate a tale tettonica sono mascherate sia dai flussi piroclastici successivi, sia dai sedimenti trasgressivi *post-burdigaliani*. Tuttavia non si può escludere che alcune faglie con direzione ENE-WSW rappresentino la riattivazione di faglie precedenti e siano legate a tale tettonica.

### 2.3. - FASE TETTONICA DISTENSIVA DEL BURDIGALIANO

Questa fase tettonica distensiva riveste notevole importanza nella strutturazione definitiva di questo settore dell'Isola. Infatti ad essa è riferibile il generale *tilting* verso NE del blocco crostale della Nurra, ben deducibile dall'immersione orientale sia delle strutture planari e lineari del basamento che degli assi delle pieghe che interessano le successioni mesozoiche nel settore occidentale del Foglio.

Le strutture più importanti legate a tale fase distensiva sono rappresentate dalle faglie ad orientazione NNW-SSE che generano l'approfondimento del bacino di Porto Torres verso E.

Sempre durante questa fase devono essersi attivate le faglie coniugate ad orientazione E-W o WNW-ESE, come la Faglia di San Martino (fuori Foglio) e altre faglie ad orientazione E-W che affiorano nel settore meridionale del Foglio, responsabili del trasferimento dell'estensione dal Bacino di Porto Torres al Bacino del Logudoro. Come accennato gran parte di queste strutture sono sepolte al di sotto delle successioni sedimentarie mioceniche.

Nel Foglio 459 "Sassari" le strutture più evidenti (tab.2) appartenenti a questa fase tettonica sono rappresentate dalla coppia di faglie dirette che, con direzione WNW-ESE ed immersione ad alto angolo verso N, dislocano a gradinata le unità ignimbritiche mioceniche all'altezza del Lago del Cuga e lungo il corso del Riu su Català poco più a W.

La Faglia del Cuga (FCG in tav.10) presenta uno sviluppo cartografico di circa 5 km. Ribassa verso N le vulcaniti mioceniche con rigetti verticali non inferiori a circa 150 m.

La Faglia di Cantoniera Rudas (FCR in tav.10), più meridionale, è stata cartografata per circa 7 km. Ribassa verso N le vulcaniti mioceniche, con rigetti verticali di ordine ettometrico, isolando a S un blocco di calcari del Coniaciano (formazione di Capo Caccia).

L'età delle dislocazioni può essere attribuita ad un intervallo tra il Burdigaliano medio ed il Burdigaliano superiore in quanto le strutture sono sigillate, lungo il bordo meridionale del Lago del Cuga, dai sedimenti marini della formazione di Mores.

#### 2.4. - FASE TETTONICA DEL SERRAVALLIANO

Durante il Serravalliano una fase tettonica distensiva si è manifestata con l'attivazione di faglie ad orientazione prevalente E-W.

Tale tettonica ha generato alti strutturali collocati a S del Bacino del Logudoro ed in parte ha riattivato le faglie della zona di trasferimento tra i due bacini (cfr. § III - 2.4.3. e 2.4.4. di queste note illustrative).

La manifestazione più evidente di tale tettonica è la discordanza tra la formazione di Monte Santo (NST) e le marne della formazione di Borutta (RTU), ben osservabile in località Badde Sant'Andria.

La struttura cartograficamente più significativa è la Faglia di Ittiri (FUNEDDA *et alii*, 2000; FIT in tav.10), una faglia normale, di direzione circa E-W, subverticale, immergente verso N, con rigetti verticali di ordine ettometrico.

#### 2.5. - FASE TETTONICA DEL PLIOCENE

Questa fase tettonica, a carattere distensivo, è responsabile del sollevamento recente della regione compresa nel Foglio e si manifesta con faglie dirette e sollevamenti in blocco.

Le faglie hanno spesso andamento meridiano ed in genere agiscono riattivando faglie precedenti con differenti direzioni, e generando depressioni ad andamento N-S ed ENE-WSW all'interno delle quali si conservano vulcaniti mioceniche e depositi clastici del Miocene superiore.

Queste faglie controllano anche il sollevamento *post*-Messiniano di questo settore dell'Isola, che deve essere stato attivo fino al Pleistocene, come documentato dall'inversione del rilievo determinata dalle colate basaltiche pleistoceniche nell'area del Rio Coloru (MARINI & MURRU, 1983).

Nel Foglio tale fase tettonica è testimoniata da una faglia diretta subverticale di direzione N-S (Faglia del Rio Barca, FRB in tav.10), che ad E di Sassari mette in parte a contatto, presumibilmente riattivando una struttura più antica, i depositi carbonatici delle formazioni di Mores e di Monte Santo lungo Valle Barca.

Alla stessa fase tettonica appartengono, inoltre, le faglie ad andamento NW-SE presenti tra Ittiri e Usini con immersione ad alto angolo verso NE (Faglie di Serra Orzu e Su Vincoladu, rispettivamente Fso e Fsv in tav.10) e la faglia che con immersione verso W disloca le unità vulcaniche ad E di Uri (Faglia di Monte Ladu, FML in tav.10).

## VI - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

Il Foglio 459 “Sassari” occupa un settore della Sardegna nord-occidentale posto a cavallo tra il Golfo di Alghero e quello dell’Asinara. Si tratta di un’area dalla morfologia collinare articolata, le cui quote più elevate si raggiungono nel settore nord-orientale (M. Uttari a 469 m, M. Crastivosu a 469 m, M. Crastu Muradu a 521 m, M. Ozzastru a 471 m, M. Crastuala a 503 m e M. Orolacche a 517 m) ed in quello SE (M. Corona ‘e Teula a 504 m e il N.ghe Giorgi Massone a 517 m).

La maggior parte di questi rilievi sono modellati sulle calcareniti e calciruditi della formazione di Mores (Burdigaliano sup.) o sui calcari bioclastici della formazione di Monte Santo (Serravalliano - ?Tortoniano-Messiniano), più resistenti delle formazioni circostanti, spesso costituite da formazioni marnose o dalle varie unità andesitiche e da depositi di flusso piroclastico o epiclastici talora non saldati (lave di Osilo, piroclastiti di Sa Funtanedda, di Su Suerzu, di Sa Teula, *etc.*). Talora i rilievi sono modellati anche su litologie vulcaniche, mettendo in evidenza le porzioni saldate da quelle non saldate (fig.63).

La relativa uniformità dell’altezza dei rilievi, che aumenta gradatamente verso E, ed il fatto che alla medesima quota si rinvengono formazioni di età differente, suggeriscono che in passato questo settore sia stato caratterizzato da un’estesa superficie di spianamento. La morfologia attuale sarebbe il risultato della progressiva dissezione di questo altopiano da parte delle acque dilavanti e dei corsi d’acqua. I corsi d’acqua principali ed in particolare il Riu d’Ottava a N, il Riu Mascari al centro e il Riu Mannu (fig.64) nel settore meridionale hanno disseccato profondamente il rilievo, generando in corrispondenza delle formazioni calcaree profonde gole delimitate da pareti verticali e sub-verticali.





Fig. 63 - Loc. M. Su Bandito. Erosione selettiva nelle litologie vulcaniche alla base di depositi piroclastici non saldati sigillati da un flusso piroclastico saldato.



Fig. 64 - Loc. Riu Mannu a S di Usini. Incisione del rilievo nelle successioni carbonatiche mioceniche della formazione di Mores ( $RES_m$ ).

Sui terreni più erodibili le valli si ampliano e originano un paesaggio collinare con versanti più dolci e piccoli dossi isolati. Il dilavamento e l'erosione dei corsi d'acqua minori sarebbe invece responsabile dell'erosione della parte alta dell'antico rilievo spianato che è oggigiorno conservato con "cime di uguale altezza".

Questo paesaggio secondo DAVIS (1899; 1922) corrisponderebbe alla fase terminale dello smantellamento di un altopiano durante la fase di giovinezza e suggerirebbe processi di sollevamento pleistocenici in questo settore. Le cause dei movimenti di sollevamento in Sardegna sono di più difficile inquadramento sebbene movimenti *post-Miocenici* siano già stati segnalati (MARINI & MURRU, 1983; OLLIER *et alii*, 2006). Sebbene ENGLAND & MOLNAR (1990) asseriscano che il sollevamento di estese aree possa essere associato a compensazione isostatica dei volumi erosi, altri autori confutano tale asserzione richiamando l'importanza dei processi tettonici (GILCHRIST *et alii*, 1994). Una possibile causa potrebbe essere ricercata nelle conseguenze di un *mantle plume* nel mediterraneo occidentale come suggerito da BELL *et alii* (2006) e da LAVECCHIA & CREATI (2006). Movimenti di sollevamento in altre parti dell'Isola sono segnalati nel Golfo di Orosei dove MARIANI *et alii* (2009) associano il maggior sollevamento del solco di battente tirreniano rispetto all'altezza media di 6 m ( $\pm 3$  m) desunta nel resto del Mediterraneo (FERRANTI *et alii*, 2006) ad effetti locali associati ad intrusioni magmatiche, sebbene le intrusioni magmatiche siano molto più antiche della formazione dei solchi (BECCALUVA *et alii*, 1977). I movimenti recenti desunti da misurazioni *GPS* di precisione effettuati nel sud della Sardegna hanno dato risultati contrastanti e probabilmente legati a movimenti locali (FERRANTI *et alii*, 2009) malgrado l'elevata incertezza dei dati riguardanti i movimenti verticali (BENNET & HREINSDÓTTIR, 2007), DEVOTI *et alii* (2011) riportano movimenti negativi in atto per tre località poste nei pressi del livello del mare in una località non lontana dall'area di studio. Più recentemente però SERPELLONI *et alii* (2013) riportano valori neutri o positivi proprio nel settore in esame.

Il reticolo idrografico nella parte orientale del Foglio è angolare ed angoloso, secondo direttrici principalmente orientate N-S, NNE-SSW e E-W che seguono verosimilmente faglie minori e soprattutto il campo di fratture.

La differente resistenza all'erosione dei terreni affioranti sui fianchi delle valli ha condotto localmente alla formazione di *mesas* e di versanti a gradini. Questi ultimi sono particolarmente evidenti al contatto tra le formazioni piroclastiche ed i calcari di Mores e di Monte Santo.

Lungo la valle del Riu Mannu si può inoltre seguire per chilometri la cornice generata al contatto tra i calcari e le marne della formazione di Borutta (fig.65).

Questi contrasti litologici sono inoltre quelli che hanno favorito la genesi e lo sviluppo di fenomeni franosi (fig.66) di varia tipologia, i cui depositi sono stati descritti nella parte stratigrafica.



Fig. 65 - Loc. Riu Minore. Contrasti morfologici che marcano il contatto fra i calcari della formazione di Mores ( $RES_q$ ) e le marne della formazione di Borutta (RTU).



Fig. 66 - Fenomeni franosi alla base delle cornici carbonatiche in località Rocca'e su Sale: particolari delle frane di crollo.



Nel lato centro-orientale del Foglio, tra il Riu de Montes e il Riu Murrone, il crinale su cui sorge il N. ghe S. Maria è un classico esempio di inversione del rilievo. La sommità del crinale sub-pianeggiante e debolmente inclinata verso NW, tra quota 233 m e 219 m, corrisponde alla superficie deposizionale di una estesa colata dei basalti del Logudoro, nota con il toponimo locale “Su Coloru”, datata a circa 370 ka. Il crinale, posto a circa 50-60 m sul fondovalle attuale e dissecato su entrambi i lati, costituisce i resti dell’antico fondo vallivo al cui interno si era incanalata la colata basaltica (fig.67).



Fig. 67 - Fenomeni di inversione del rilievo in loc. Campomela. Al centro della foto il plateau basaltico denominato “Su Coloru”, allungato in direzione WNW-ESE.

L’inversione del rilievo, già segnalata nell’area ed in altri settori della Sardegna (MARINI & MURRU, 1983; GINESU, 1990), confermerebbe non solo i fenomeni di sollevamento in atto ma anche la velocità dei processi di incisione durante il Pleistocene medio e superiore.

I corsi d’acqua hanno un regime fortemente contrastato, con un tracciato irregolare solo localmente interrotto da meandri. Sui fianchi delle valli sono presenti piccole conoidi alluvionali, piccole placche di tufi calcarei e lembi, in genere limitati, di terrazzi alluvionali olocenici e/o del Pleistocene superiore.

Sulla destra idrografica del Riu Mascari presso M. Frundas si osservano fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV, cfr. § VII - 4.).

Spostandosi verso la piana settentrionale, una lunga scarpata orientata NNE-SSW, a tratti discretamente ripida, a tratti smussata ed a bassa inclinazione, si segue dai pressi di Sennori fino a Tissi (fig.68); verso S risulta meno evidente. Essa raccorda la sommità del rilievo al Golfo dell'Asinara tramite una ulteriore estesa superficie di spianamento con caratteri pedimentari, che taglia indipendentemente i calcari della formazione di Mores (RES<sub>a</sub>) e le marne della formazione di Borutta (RTU).

L'approfondimento del reticolo idrografico e l'incisione di valli scavate anche per oltre 20 m nelle formazioni sopra citate hanno generato uno spettacolare reticolo parallelo sovrapposto, orientato NW-SE, che si estende sin quasi ai limiti nord-occidentali del Foglio.

Nel settore sud-occidentale la situazione è complicata dalla presenza della estesa *mesa* di M. Su Suerzu (219 m), anch'essa orientata NNE-SSW come la scarpata di Sennori. I versanti sono modellati su una serie di depositi di flusso piroclastico che localmente originano anch'essi versanti a gradini.



Fig. 68 - Scarpata con sottostante superficie di spianamento presso Sennori.



Il settore occidentale dell'area è caratterizzato da una estesa pianura, che a S si presenta ricoperta dai depositi pleistocenici, in genere di ridotto spessore, mentre a N è modellata direttamente sui calcari più o meno marnosi delle formazioni di Mores, Gamba di Moro, M. Zirra e Capo Caccia, sui calcari della formazione di Punta Cristallo, sui calcari e dolomie del Keuper e del Muschelkalk e persino sulle arenarie e conglomerati della formazione di Oppia Nuova. Questa superficie nettamente spianata presenta una quota di circa 52 m al N.ghe Bonassai, nella parte più meridionale di rocce carbonatiche affioranti, fino a quasi quota 70 m nella parte centrale dell'area ad E di M. Casteddu, per tornare a quote di circa 50 m nel settore settentrionale (Piano Darideri).

Si tratta ancora una volta di un'evidente superficie spianata, della quale è difficile stabilire l'origine. Si potrebbe trattare della parte distale della lunga superficie pedimentaria prima descritta, dato che tra le due non esistono cesure morfologiche. Non si può però escludere che si tratti di una superficie di abrasione marina, cioè un vero e proprio terrazzo, ben conservato proprio per la natura calcarea del substrato.

Peculiare è la presenza di rilievi più o meno elevati sulla pianura (M. Uccari a 123 m, M. Nurra a 133 m e M. Casteddu a 99 m), anch'essi modellati sui medesimi litotipi calcarei e dunque non originati da processi di erosione selettiva. Non si può inoltre escludere che spostandosi verso i versanti si tratti di una superficie sedimentaria mentre sul fondo valle rappresenti una superficie di abrasione marina.

Terrazzi erosivi più o meno estesi, attribuiti all'azione erosiva del mare e posti a quote elevate sul livello del mare attuale, sono inoltre stati segnalati nella Sardegna settentrionale (OZER, 1976). La mancanza di sedimenti costieri su queste superfici non dovrebbe sorprendere perché gli eventuali sedimenti trasgressivi sarebbero stati di ridotto spessore, dunque facilmente alterati ed erosi proprio per la loro collocazione sopra rocce molto resistenti. La pianura si presenta solo parzialmente incisa dalle valli attuali.

PROGETTO

CARG

## VII - GEOLOGIA APPLICATA

### 1. - GEORISORSE

L'attività mineraria principale dell'area del Foglio 459 "Sassari" è legata all'estrazione di minerali industriali; in particolare le sabbie quarzoso-feldspatiche e la bauxite. Notevole inoltre è la produzione di granulati ed inerti di calcari e dolomie legata all'attività di cava soprattutto in Nurra (tav.14).

Già negli anni '30 furono fatti studi di carattere esplorativo per la ricerca di carbone, tramite esecuzione di sondaggi profondi nell'attuale Tenuta "Sella & Mosca" (LORTI, 1931: fig.69). Questo sondaggio conferma la stratigrafia affiorante nella porzione di Foglio ricadente nella Nurra.

#### 1.1. - MINIERE

##### 1.1.1. - Sabbie silicee

Le sabbie quarzoso-feldspatiche coltivate affiorano nel settore SE del Foglio ed appartengono alla formazione di Florinas. Sono sabbie quarzoso-feldspatiche (70% quarzo e 15-20% feldspato alcalino) con una matrice (10-15%) caolitica, note con il nome commerciale "sabbie di Florinas".

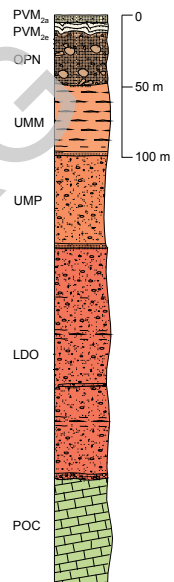


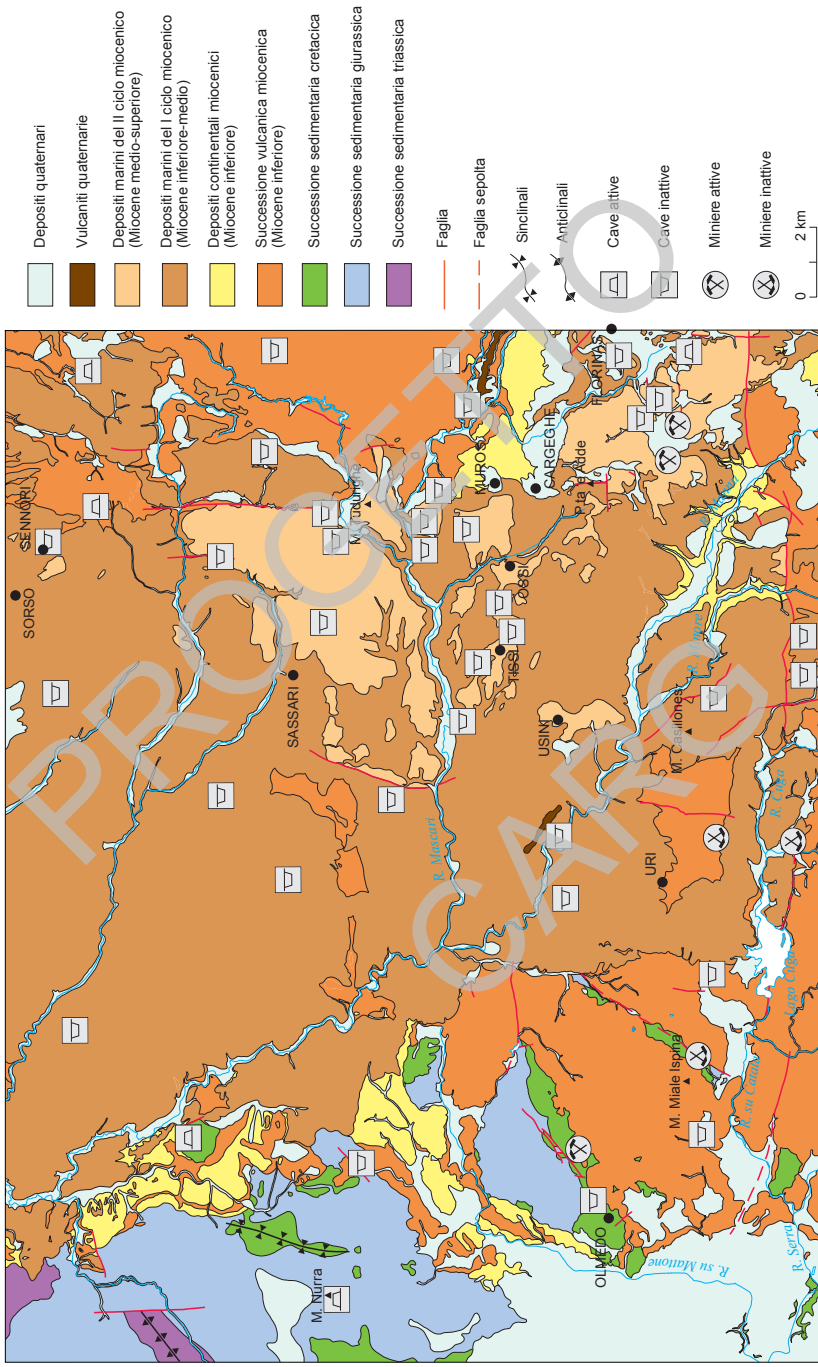
Fig. 69 - Colonna stratigrafica sulla base dei dati del sondaggio condotto da Lorti (1931, modificato).

Queste sabbie sono intensamente coltivate ed utilizzate per la produzione di ceramiche e vetreria di pregio dalla Sarda Silicati S.p.A. che fa capo al Gruppo Minerali S.p.A. La produzione attuale della miniera a cielo aperto (*open pit*) di Monte Mamas (fig.70) si aggira intorno alle 700.000 t annue di materiale lavorato e semilavorato nello stabilimento di pertinenza della miniera stessa. La produzione si differenzia in sabbie feldspatiche per vetro bianco e cristallino, feldspati per vetreria ceramica e argille caolinitiche per ceramica.



Fig. 70 - Panoramica della miniera di Monte Mamas.

Gli scavi effettuati per la miniera di Monte Mamas consentono di osservare la struttura interna delle sabbie mioceniche. Sono costituite dalla base al tetto da canali molto ampi che passano verso l'alto a *set di foreset* a larga scala immergenti verso NW. I canali sono stati interpretati come sistemi fluviali di tipo *braided*, mentre i corpi progradanti come delta di tipo *Gilbert* (MARTINI *et alii*, 1992). Dal punto di vista giacimentologico l'area di Florinas e Ossi probabilmente rappresenta la frazione più distale di una deposizione fluvio-deltizia che ha dato origine ai depositi sabbiosi provenienti da E. In quest'ottica è giustificabile anche il grado di maturità mineralogica del sedimento e l'assenza di evidenti strutture tipiche dell'ambiente fluviale. Caratteristica di questo giacimento è il grado di generale omogeneità sia chimica sia granulometrica rilevata negli affioramenti.



Tav. 11 - Carta delle attività estrattive nell'area del Foglio 459 "Sassari", aggiornata al 2012.



### 1.1.2. - *Bauxiti*

Oltre alle citate sabbie, nell'area del Sassarese la bauxite è uno dei minerali industriali che suscita grande interesse per le sue possibilità applicative.

La bauxite è un materiale eterogeneo che comprende uno o più idrossidi di alluminio, come gibbsite ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ), bohemite ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) e diasporo ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), con vari livelli di impurità di ossidi di ferro, argilla, silice e titanio; in genere la maggior parte delle bauxiti in commercio ha un contenuto in  $\text{Al}_2\text{O}_3$  con un minimo di circa il 50-55%.

Nell'area del Foglio, il giacimento di bauxite si trova presso Olmedo (fig.71). Tale giacimento è stato oggetto di ricerche minerarie, studi e sperimentazioni sin dal 1979 da parte di Progemisa S.p.A. in Joint-Venture con Alumina (EFIM), che si è avvalsa inoltre della consulenza principale della Sogerem (Pechiney), della Mining Italiana (AGIP Miniere) e dell'Università degli Studi di Cagliari, che hanno consentito la verifica e l'aggiornamento dello studio di fattibilità del giacimento di Olmedo (PROGEMISA S.P.A., 1983; 1985). Il giacimento di Olmedo occupa un piccolo settore nella regione della Nurra caratterizzata dalla presenza della formazione bauxitica, la cui collocazione cronostratigrafica è da riportare al limite tra il Cretacico inferiore e superiore (Albiano-Turoniano).



Fig. 71 - Ingresso della discenderia della miniera di Olmedo.

La formazione bauxitica può essere definita come un deposito di alteriti residuali e/o trasportate che, in un clima caldo-umido, hanno subito una pedogenesi di tipo ferralitico fino alla bauxitizzazione parziale o totale.

Attualmente, la formazione di suoli lateritici, con evoluzione fino alla bauxitizzazione, si rileva nelle fasce tropicali o subtropicali, caratterizzate da un clima caldo-umido con intense precipitazioni, alte temperature medie ed un'alternanza di mesi aridi e piovosi.

Le ricostruzioni paleogeografiche dell'area mediterranea durante il Cretaceo collocano la Nurra proprio all'interno di questa fascia climatica. La bauxitizzazione dei depositi alteritici, alloctoni e autoctoni, è il risultato di una successione di fenomeni evolutivi fisico-chimici. Inizialmente si è verificata una mobilitazione del ferro e della silice con formazione di aggregati ricchi in allumina e poveri di ferro, seguita da una lisciviazione intensa della silice, con arricchimento relativo in idrossidi di ferro e alluminio, organizzati in ooliti e pisoliti.

Le bauxiti della Nurra sono essenzialmente di tipo bohemitico, in rari casi si è rilevata la gibbsite. Nel deposito lenticolare, su letto dolomitico, dal basso verso l'alto si distinguono diverse litofacies:

- argilla bauxitica rosso-brunastra, consolidata, con incipiente strutturazione pisolitica e bauxite argillosa con pisoliti bohemitico-ferriferi;
- bauxite ferrosa, poco compatta, con tessitura pisolitica più accentuata in una matrice bohemitico-ferrifera;
- bauxite compatta pisolitica, in parte deferrificata;
- bauxite pisolitica ad alta deferrificazione, a macchie ferrose e matrice bohemitica;
- bauxite pseudo-conglomeratica e/o detritica, che rappresenta il prodotto di una "brecciazione" del litotipo sottostante, oppure il prodotto di una risedimentazione in seguito ad un breve trasporto.

Dell'intera area della Nurra bauxitica, quella fra Olmedo e Fertilia con una superficie di 64 kmq rappresenta l'area più interessante.

Nel giacimento di Olmedo la formazione bauxitica si presenta stratiforme con rare chiusure laterali, ha uno spessore medio di 2,60 m e si estende per una superficie di 24 kmq; in particolare, nel settore di Olmedo, il banco affiora per 3 km. Dal punto di vista geologico, la successione stratigrafica strettamente legata alla formazione bauxitica nell'area del giacimento di Olmedo è estesa dal Giurassico fino al Cretaceo Superiore. In particolare i litotipi a letto della formazione bauxitica sono:

- calcari e dolomie del Giurassico (formazione di Punta Cristallo: IST);
- alternanza di marne e calcari in facies purbeckiana del Cretaceo inferiore (formazione di Cala d'Inferno: CIF);
- calcari oolitici del Barremiano (formazione di Mal Repos: REP).

I litotipi a tetto della formazione bauxitica sono rappresentati da calcari bioclastici del Cretacico superiore con spessori variabili da 0 a 30 m circa (formazione di Capo Caccia: POC).

La tettonica *post*-bauxite ha strutturato il giacimento in pannelli con rigetti verticali anche importanti (80 m).

Il giacimento, attualmente sfruttato esclusivamente in sotterraneo con il metodo di coltivazione a “camere e pilastri lunghi abbandonati” (fig.72), è strutturato in una vasta anticlinale ad asse circa N60E, con il fianco settentrionale immergente verso SE mediamente di 10-15°, affiorante lungo l’allineamento Brunestica - Olmedo - Sos Labidazzos, e con il fianco meridionale immergente a NW di circa 30-25°, affiorante solo nell’area di Nalvonazzos.

Nel settore meridionale il giacimento si interrompe lungo un’importante direttrice tettonica denominata “accidente di Su Zumbaru - Mamuntanas” (SANNA & TEMUSSI, 1986), che costituisce il limite a S del quale non si rinvergono più terreni della piattaforma carbonatica mesozoica. All’interno del giacimento di Olmedo le ricerche intensive di dettaglio, operate tramite l’effettuazione di una maglia di sondaggi con lato di 100 m, hanno interessato una superficie di circa 388 ettari (PROGEMISA S.p.A., 1983; 1985).

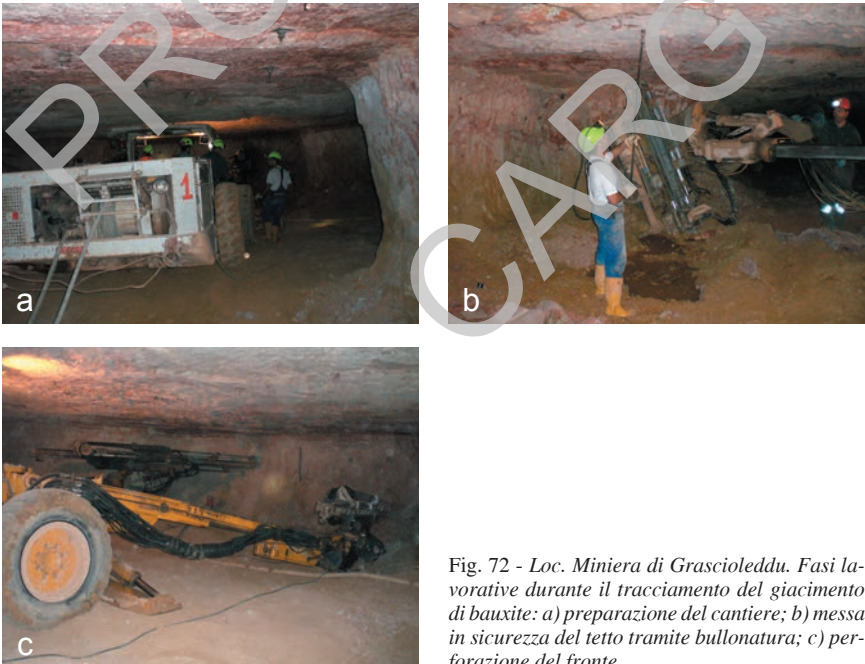
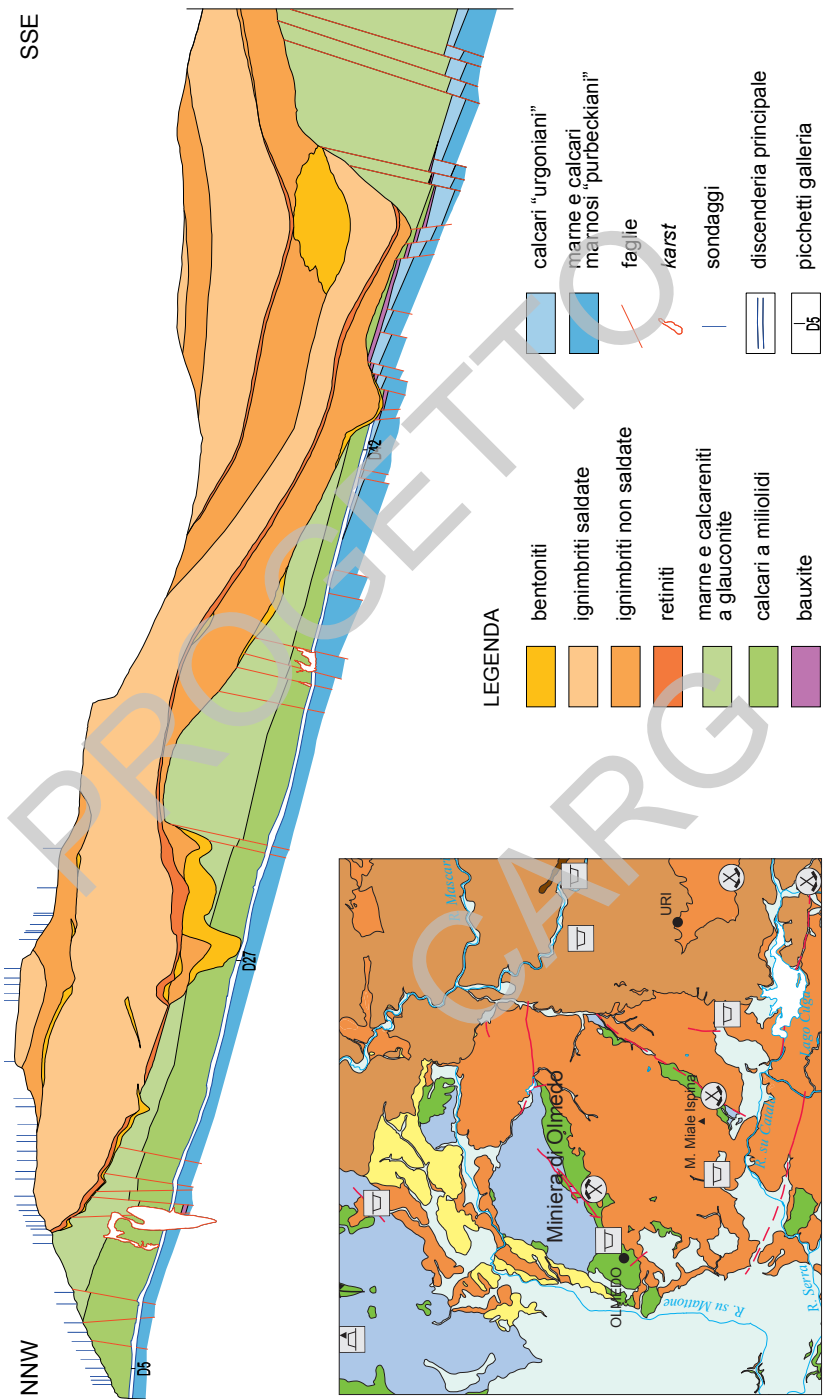


Fig. 72 - Loc. Miniera di Grascioleddu. Fasi lavorative durante il tracciamento del giacimento di bauxite: a) preparazione del cantiere; b) messa in sicurezza del tetto tramite bullonatura; c) perforazione del fronte.



Tav. 12 - Sezione della discenderia principale della miniera di Olmedo (da Progemisa, 1985, modificato).

La bauxite affiora in continuità e si estende, sotto le coperture, con direzione circa N65E e con pendenza media di 13° verso SE, con minimo di 3° ed un massimo di 25°. Lo spessore medio della formazione bauxitica è di 277 cm. Lo strato ha una configurazione a monoclinale immergente verso SE, complicata da una blanda anticlinale ad asse circa N-S (tav.12).

Nel settore occidentale, un complesso reticolo di faglie disloca il giacimento in numerosi pannelli con rigetti importanti che assumono anche ordini di grandezza di varie decine di metri fino, come detto, a 80 m.

Le riserve estraibili della miniera di Olmedo sono valutate in circa 2,70 Mton; lo spessore medio del giacimento è di circa 2,77 m, il tenore medio di SiO<sub>2</sub> è del 7,54%, di Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> del 63,81% e di Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> del 10,47%. Al momento, la bauxite di Olmedo ha come clienti l'industria dei cementi alluminosi, l'industria per la produzione di "Proppants" e per gli abrasivi.

### 1.1.3. - *Bentoniti*

Con il termine bentonite si intende una roccia costituita da minerali argillosi appartenenti al gruppo delle smectiti (di cui il più diffuso e prevalente è la montmorillonite) e accompagnati da silicati colloidaliformati per devettrificazione e/o alterazione chimica di allumo-silicati, preferibilmente alcalini. Tra i minerali industriali esistenti nell'area del Foglio le bentoniti hanno rappresentato nel passato una delle risorse di maggior interesse. I giacimenti, con spessori non superiori ai 10 m, hanno giacitura sub-orizzontale e forma prevalentemente lenticolare, con estensioni che possono raggiungere le centinaia di metri.

Il sito più importante, oramai dismesso, è quello di Nalvonazzos (fig.73) a S di Olmedo, dove una bentonite grigio-biancastra si è formata per alterazione delle piroclastiti terziarie (piroclastiti di Su Suerzu). In generale le bentoniti presenti nell'area del Foglio si sono formate per l'azione di fluidi idrotermali a bassa temperatura su piroclastiti di composizione da riolitica a riocacitica di età miocenica.

L'argillificazione è avvenuta attraverso una serie di reazioni d'idratazione dei silicati, iniziando dalle porzioni più vetrose per estendersi poi a tutto il livello piroclastico. Questo processo si realizza quando la piroclastite rimane in condizioni di idrotermalismo per tempi sufficientemente lunghi e possiede adeguata permeabilità.

Nell'area del Foglio sono presenti alcuni altri giacimenti di limitate dimensioni e perciò attualmente con scarso interesse industriale, come ad es. quello nei pressi di Sa Bòvula ad E di M. Nurra. Poco oltre il limite W del Foglio è presente invece l'importante giacimento di S'Aliderru (GINESU & PIETRA-CAPRINA, 1985).





Fig. 73 - Loc. Nalvonazzos. Discariche minerarie su fronti abbandonati della miniera di bentonite.

#### 1.1.4. - *Manganese*

Nell'area del Foglio sono presenti diverse aree mineralizzate a manganese dove fino alla metà degli anni '50 si svilupparono siti minerari per l'estrazione del minerale, che viene utilizzato nelle leghe in siderurgia. I depositi di manganese presenti in quest'area derivano da genesi sedimentaria e non idrotermale, al contrario di quelli dell'Isola di San Pietro, i più importanti della Sardegna (TARICCO, 1939; URAS, 1965; SINISI *et alii*, 2012).

Questi depositi manganesiferi miocenici sono costituiti da pirolusite, biossido di manganese ( $MnO_2$ ) che si presenta come cemento di un conglomerato a ciottoli di prevalenti vulcaniti. In genere si trovano interposti tra le vulcaniti mioceniche al letto e i depositi carbonatici miocenici trasgressivi al tetto.

In particolare i siti mineralizzati a manganese nell'area del Foglio si trovano presso la località N.ghe Sos Aghedos, vicino ad Uri, ed a M. S. Jorzi (fig.74); in entrambi i siti sono presenti strutture minerarie abbandonate.

In particolare presso M. S. Jorzi la vecchia miniera, aperta negli anni dell'autarchia, dopo numerosi lavori di esplorazione da parte della società Ferromin sospese l'attività nel 1954, in conseguenza della povertà del minerale estratto ed dagli elevati costi di arricchimento. La miniera è costituita da una discenderia principale lunga circa 150 m da cui si dipartono tre gallerie perpendicolari.



Fig. 74 - Particolare della mineralizzazione a manganese nel sito di M. S. Jorzi.

## 1.2. - CAVE

Nel Foglio 459 “Sassari” sono cavate rocce principalmente per uso industriale e in subordine per materiale da costruzione. Le principali cave attive sono situate in Nurra ed impostate su litologie dolomitico-calcaree mesozoiche. Le più importanti sono quelle di La Crucca e M. Nurra (fig.75); entrambe sono di notevoli dimensioni. Sfruttano rispettivamente i calcari della formazione di Capo Caccia ed i calcari e le dolomie della formazione di Monte Uccari; tuttora attive, i loro prodotti trovano utilizzo nel mercato degli inerti.

Altre importanti cave, dismesse da breve tempo, sono quelle alle porte di Sassari in località P.ta Cane Chervu (sabbie e calcari delle formazioni di Florinas e Monte Santo) e presso Ossi in regione Rocca Ruja (calcari della formazione di Monte Santo), ambedue di proprietà della Italcementi S.p.A., al servizio prevalentemente dello stabilimento di Scala di Giocca per la produzione di cemento.

Sono presenti inoltre numerose piccole cave (v. tav.11) soprattutto nei dintorni di Sassari, Tissi, Ossi e Florinas, ormai da lungo tempo dismesse, che coltivavano, come materiali per l’edilizia per vari impieghi, i litotipi vulcano-sedimentari della successione miocenica.



Fig. 75 - Vista del fronte di coltivazione della cava per inerti di M. Nurra.

## 2.- IDROGEOLOGIA

Nel Foglio 459 “Sassari” affiorano litologie che vanno dal Mesozoico al Quaternario. Schematicamente possono ricondursi a: marne, calcari, gessi, argille, dolomie, *etc.* della successione sedimentaria mesozoica; lave, piroclastiti saldate e sciolte, calcari, marne, arenarie della successione vulcano-sedimentaria terziaria; sabbie, alluvioni, argille, limi, *etc.* dei depositi quaternari (tav.13).

L’area di interesse idrogeologico è costituita da diversi contesti morfologici rappresentati dai rilievi collinari variamente articolati della successione vulcano-sedimentaria miocenica e dal settore, essenzialmente pianeggiante, della Nurra di Sassari e Alghero, dove affiorano le rocce della successione mesozoica talvolta ricoperte da depositi quaternari di varia natura.

La disponibilità idrica per i differenti usi deriva principalmente da risorse idriche superficiali, regolamentate da alcuni sbarramenti artificiali; le acque sotterranee rappresentano parimenti una fondamentale risorsa alternativa e di importanza strategica, soprattutto se considerate in relazione all’incremento evolutivo dell’uso antropico ed agli eventi climatici estremi, quali siccità e/o alluvioni, che hanno caratterizzato questo territorio negli ultimi quindici anni.

Negli anni recenti l'area è stata oggetto di una tematica di ricerca approfondita, che ha messo in relazione i processi di desertificazione e le risorse idriche (GHIGLIERI *et alii*, 2006; 2009). Lo studio rientra tra le attività previste dal progetto RIADE (Ricerca Integrata per l'Applicazione di tecnologie e processi innovativi per la lotta alla Desertificazione: <http://www.riade.net>), cofinanziato dal MIUR (Ministero dell'Istruzione, dell'Università e della Ricerca) nell'ambito del Programma Operativo Nazionale "Ricerca, Sviluppo Tecnologico e Alta Formazione" 2000-2006. In particolare è stato sviluppato con una *partnership* composta da: ACS (*Advanced Computer System*), ENEA (Ente per le Nuove Tecnologie, l'Energia e l'Ambiente), NRD - Università di Sassari (Nucleo Ricerca Desertificazione).

In seguito ai risultati del progetto RIADE, nel 2007 il MATTM (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare), con coordinamento ARPAS, ha finanziato NRD-UNISS per una ricerca sulle strategie di salvaguardia e tutela delle risorse idriche sotterranee attraverso approcci innovativi (GHIGLIERI *et alii*, 2010).

Tutte queste ricerche hanno consentito di caratterizzare gli acquiferi presenti, da sempre sfruttati soprattutto per usi agricoli, ormai anche per usi civili e industriali.

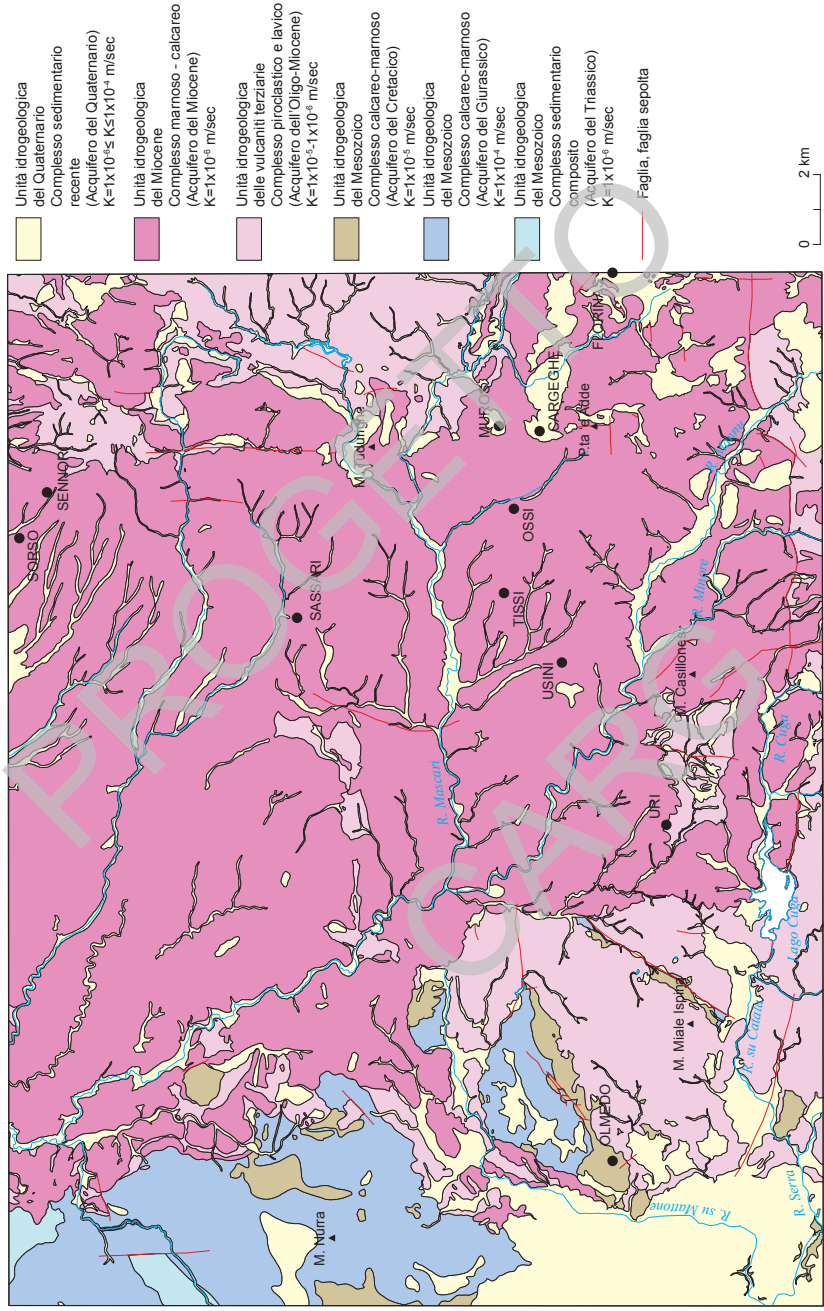
A parte il modesto acquifero ospitato nei sedimenti quaternari, che possiede una permeabilità prevalentemente per porosità, gli altri hanno permeabilità secondarie per fessurazione e per carsismo che in alcuni casi coesistono. Nell'area sussistono anche circuiti sotterranei estremamente condizionati da strutture tettoniche, le quali talvolta costituiscono zone preferenziali di drenaggio e talaltra costituiscono limiti laterali stagni.

Gli acquiferi presenti nella Nurra di Alghero sono una risorsa strategica in termini quantitativi: sulla base delle valutazioni eseguite sono state calcolate disponibilità, in termini di riserve regolatrici immagazzinate medie annue, pari a circa 37 milioni di metri cubi (GHIGLIERI *et alii*, 2006; 2009).

La circolazione idrica superficiale e sotterranea è, inoltre, caratterizzata da importanti spartiacque morfologici e bacini idrogeologici.

La trasformazione delle attività economiche rispetto a quelle più tradizionali, quali le pratiche agricole estensive, ha favorito un'agricoltura tipicamente di tipo intensivo, particolarmente sviluppata nella parte centrale e più pianeggiante, o ha condotto verso settori specifici quali quello turistico ed industriale, specie nella zona costiera, contribuendo all'incremento di fabbisogni idrici, alla concentrazione dei consumi in aree ben delimitate ed alla presenza di centri di pericolo (CDP) puntuali e diffusi.

L'assetto dell'area è condizionato, oltre che dalle dinamiche esogene, anche dalle condizioni geolitologiche e strutturali.



Tav. 13 - Schema idrogeologico del Foglio 459 "Sassari".



La parte W e SW del Foglio è caratterizzata da prevalenti calcari mesozoici, deformati in ampie pieghe (anticlinali e sinclinali aperte) talvolta interrotte da sistemi di faglie. Questi calcari costituiscono i rilievi che rompono la monotonia del paesaggio pianeggiante della Nurra.

Procedendo verso E la morfologia del paesaggio del Sassarese è caratterizzata da una serie di pianori in lieve pendenza verso NNW che definiscono un'area ad andamento tabulare solcata da valli più o meno incise. Verso N sono presenti rilievi che non raggiungono altezze superiori ai 100 m e che degradano fuori Foglio verso le aree costiere, decisamente pianeggianti e ricoperte da depositi eolici della piana di Sorso dove sono stati individuati numerosi acquiferi (BARROCCU *et alii*, 2011; GHIGLIERI *et alii*, 2012).

Nel settore NW l'area, per lo più pianeggiante, è rappresentata dal tavolato miocenico inciso dalla valle del Riu Mannu ed affluenti. Il Riu Mannu è il corso d'acqua più importante del Foglio, ha un bacino di 674 kmq prende origine nel Mejlogu, in particolare nel territorio di Thiesi (fuori Foglio a S), grazie all'apporto di numerosi rivoli le cui sorgenti sono situate presso aree limitrofe (M. Santo, M. Pelao e M. Correddu). Il fiume, lungo circa 65 km, sfocia a W di Porto Torres. È un corso d'acqua perenne che raggiunge la piena nei periodi di massima piovosità. Gli affluenti che concorrono alla sua portata in modo consistente sono il Riu Ertas, il Riu Faineri e il Riu d'Ottava.

Verso Portotorres, fuori Foglio, l'area ha subito una profonda modificazione a causa dell'azione dell'uomo, soprattutto in prossimità del mare, con la realizzazione di estesi insediamenti industriali le cui esigenze hanno richiesto interventi di sbancamento e di riporto per livellare il terreno, apporto di materiali sciolti per piani di appoggio di strade e impianti, nonché cavidotti, fognature e canalizzazioni varie.

Nella Nurra di Alghero il reticolo idrografico è impostato con un orientamento prevalente verso il Golfo di Fertilia (a W del limite occidentale del Foglio 459 "Sassari"). Le linee principali di deflusso sono a raggiera e solo in parte legate a direttrici tettoniche. Il corso d'acqua più importante, il Riu Barca, sfocia nello stagno costiero del Calich (anch'esso appena fuori il limite occidentale del Foglio). Tutti i corsi d'acqua hanno regime torrentizio e coefficiente di deflusso del 28-30%, che rientra nei valori medi calcolati per i bacini idrografici della Sardegna (che normalmente chiudono il bilancio idrologico con una evapotraspirazione del 65% ed un'infiltrazione del 5-10%).

Inoltre sono presenti i due invasi artificiali del Cuga e di Surigheddu; il primo, gestito dal Consorzio di bonifica della Nurra, raccoglie le acque superficiali utilizzate attualmente in gran parte per scopi irrigui e, in minima parte, per scopi idropotabili; il secondo, gestito dall'ex ERSAT ora LAORE, è attualmente poco utilizzato.

## 2.1. - CENNI METEO-CLIMATICI

Da un punto di vista climatico l'area del Foglio è fortemente influenzata dalla vicinanza del mare e dalla varia morfologia. Il clima è riconducibile al tipo mediterraneo secco - sub-umido, con precipitazioni prevalenti nei mesi autunnali ed invernali e valori minimi nei mesi estivi, in concomitanza con i massimi termici annui. Le precipitazioni medie annue variano tra 475 e 900 mm nelle aree a quota più elevata (MOTRONI *et alii*, 2003). I venti predominanti sono il maestrale ed il grecale.

## 2.2. - INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO: UNITÀ E COMPLESSI IDROGEOLOGICI

L'acquifero più importante è costituito dalla successione carbonatica mesozoica. Il suo spessore non è ben conosciuto tuttavia, a meno di elisioni erosive recenti e antiche, può raggiungere i 1000 m di spessore. Il serbatoio principale deve essere ricondotto alle zone in cui l'assetto e la storia strutturale della regione ha consentito la conservazione del massimo spessore.

Le vulcaniti terziarie, che affiorano con grandi spessori nella parte meridionale dell'area, poggiano anch'esse sui carbonati mesozoici. La profondità non è conosciuta, e sicuramente verso S deve essere molto elevata. Lo spessore massimo esposto è di 720 m a Pedra Etori; considerando che tutta la successione vulcanica, costituita da flussi piroclastici sovrapposti, immerge verso NE, non si può escludere che lo spessore delle vulcaniti superi il chilometro di spessore, quantomeno nei limiti sud-orientali dell'area di studio.

I due sistemi, carbonatico e vulcanico, hanno potenzialità di immagazzinamento molto diverse. Soprattutto le vulcaniti mostrano un maggior numero di acquiferi sovrapposti, anche se l'immersione verso NE porta le piezometriche ad abbassarsi notevolmente in questa direzione e, verosimilmente, a far confluire i flussi nel sistema dei carbonati mesozoici.

Nel distretto della Nurra, in particolare nelle formazioni vulcaniche, poco fuori Foglio, sono riconosciute manifestazioni idrotermali riferibili al Miocene, che possono essere descritte come prodotti di interazione acqua-roccia. Queste hanno generato estesi depositi di bentonite, zeolite e caolinite, che attualmente vengono coltivati: tali fenomeni influenzano le caratteristiche chimiche delle acque sotterranee in alcune zone dell'acquifero delle vulcaniti.

I calcari organogeni miocenici del Sassarese possiedono una permeabilità secondaria, per fessurazione o per carsismo, da buona a mediocre. Le marne con intercalazioni calcaree hanno permeabilità da media a bassa, mentre le marne arenacee e le argille prevalenti risultano poco permeabili.

Le informazioni di carattere geologico-strutturale, unitamente a quelle idrogeologiche ed idrochimiche, hanno permesso di elaborare il modello concettuale degli acquiferi presenti nell'area occidentale del Foglio. L'insieme di tali elaborazioni ha inoltre consentito di ricostruire il bacino idrogeologico che in alcune zone si discosta da quello idrografico superficiale. Il bacino idrogeologico, rappresentato in tav.14, è condizionato nelle parti settentrionale, meridionale e parzialmente occidentale, da strutture quali anticlinali e faglie, e nella porzione orientale da spartiacque sotterranei individuati dalle piezometriche. In particolare, nella zona S del Foglio, il bacino idrogeologico si estende fino alla linea di costa, mentre a W coincide con il bacino idrografico, ad eccezione della zona di M. Doglia (al limite settentrionale fuori Foglio), dove il suo andamento è condizionato da una faglia con direzione N-S.

Nella parte N, dall'analisi delle curve isopiezometriche, si è riconosciuto uno spartiacque sotterraneo: questo segue in gran parte l'asse dell'anticlinale che presenta a nucleo il complesso sedimentario del Triassico.

A S il limite del bacino idrogeologico, non compreso nel Foglio 459 "Sassari", è determinato da una faglia, a carattere regionale, che si estende in direzione NE-SW (GHIGLIERI *et alii*, 2009).

Ad E il bacino idrogeologico della Nurra si estende verso il Sassarese: questo andamento è dovuto, secondo GHIGLIERI *et alii* (2009), alla presenza di un bacino di *pull-apart* che comporta il richiamo di flussi idrici sotterranei dall'unità idrogeologica del Miocene.

Da un punto di vista idrogeologico le formazioni litostratigrafiche sono state raggruppate in 4 unità idrogeologiche principali, che a loro volta sono state suddivise in 6 complessi idrogeologici o acquiferi. Agli acquiferi individuati sono stati attribuiti i valori di permeabilità desunti dalla letteratura scientifica e verificati con prove di pompaggio in regime transitorio (GHIGLIERI *et alii*, 2006; 2009).

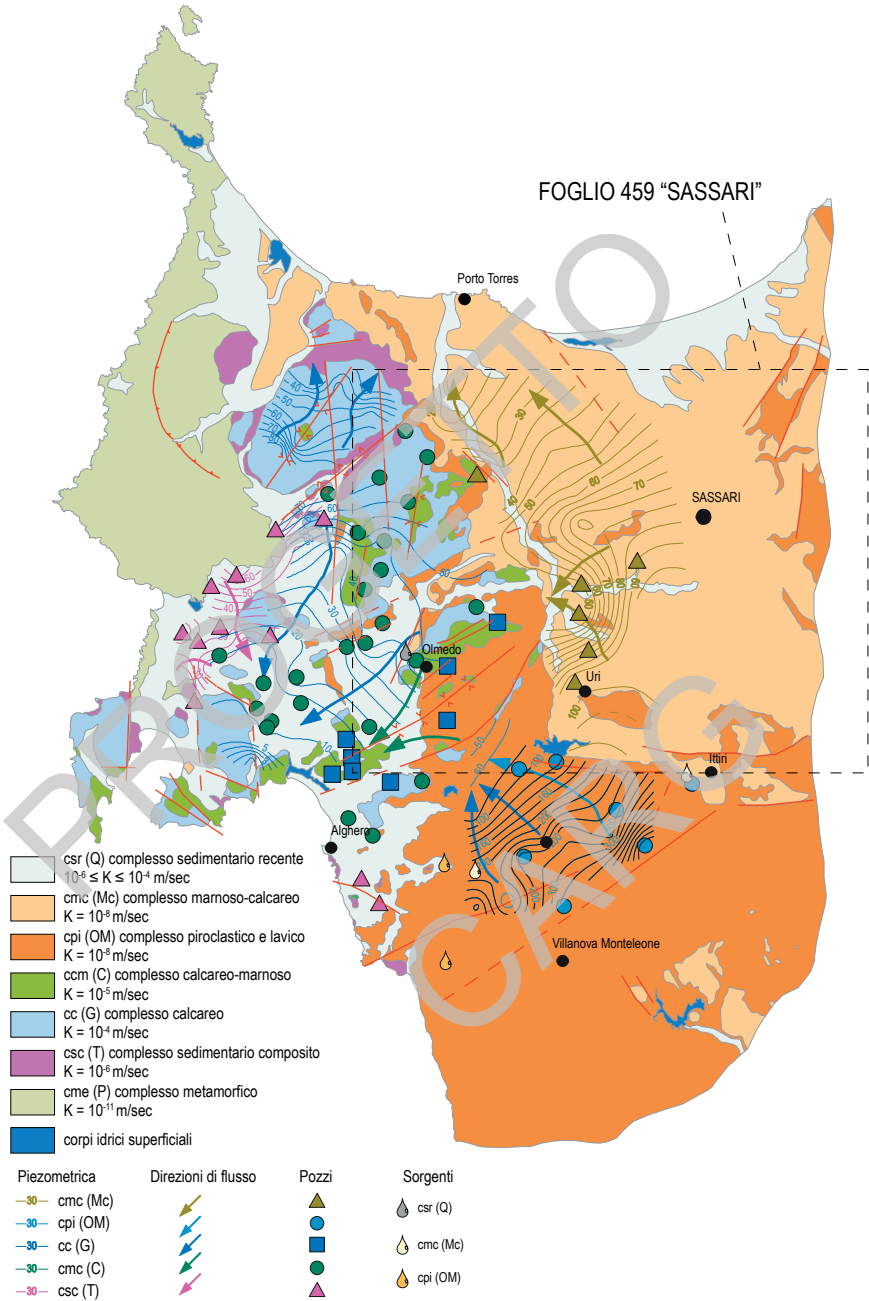
Vengono di seguito elencate e brevemente descritte le unità ed i complessi idrogeologici riconosciuti nell'area del Foglio.

### 2.2.1. - Unità idrogeologica del Mesozoico

Tale unità è stata suddivisa nei seguenti complessi idrogeologici (da GHIGLIERI *et alii*, 2009):

- Csc (T) - Complesso sedimentario composito del Triassico (Acquifero del Triassico):  $K=1 \times 10^{-6}$  m/sec;
- Cc (G) - Complesso calcareo del Giurassico (Acquifero del Giurassico):  $K=1 \times 10^{-4}$  m/sec;
- Ccm (C) - Complesso calcareo marnoso del Cretacico (Acquifero del Cretacico):  $K=1 \times 10^{-5}$  m/sec.

FOGLIO 459 "SASSARI"



Tav. 14 - Sistemi idrogeologici nell'area occidentale del Foglio 459 "Sassari" (da GHIGLIERI et alii, 2009).

La copertura carbonatica mesozoica è stata deformata a più riprese da fasi tettoniche che hanno comportato:

- l'emersione e l'erosione, condizionando così gli spessori in aree differenti;
- la generazione di geometrie e strutture che possano aver consentito la formazione di falde sospese, la conservazione degli spessori primari e/o il loro ispessimento legato a raccorciamenti;
- la formazione di diaframmi impermeabili al flusso laterale, dovuti a faglie.

D'altra parte faglie e bassi strutturali (*graben* e fosse tettoniche di modesta estensione) possono aver avuto, al contrario, il ruolo di dreni. Inoltre le *damage zones* legate alle principali faglie trascorrenti possono essere sede di circolazione profonda che ha dato luogo a circuiti termo-minerali, come ad esempio a S'Abbalughente a Romana (fuori Foglio), ai limiti sud-orientali del bacino idrogeologico, e nel Riu Sette Ortas dove un circuito idrotermale è stato intercettato dal collegamento Temo-Cuga.

Lo spessore delle successioni carbonatiche diminuisce verso NW a causa di un primo evento erosivo legato alla tettonica mesocretacica, che ha generato un alto strutturale in questa direzione. Infatti in più punti intorno a M. Nurra i calcari del Cretacico superiore poggiano direttamente sui calcari e le dolomie del Giurassico superiore.

La tettonica plicativa ad assi N50E ha generato un'ampia sinforme tra Totubella e M. Sa Figù, dove si conserva gran parte del Cretacico superiore. In quest'area quindi gli spessori della successione carbonatica sono molto elevati anche se in gran parte ricoperti dalle vulcaniti mioceniche.

Un'altra importante sinforme si conserva tra Brunestica e Fertilia, bordata verso S dalla faglia di Su Zumarù-Mamuntanas. È questa l'area in cui lo spessore del sistema carbonatico è da ritenersi massimo e quindi massima è la capacità del serbatoio. Tale sistema carbonatico può essere suddiviso nelle seguenti zone:

- un'area nord-occidentale, costituita da terreni del Giurassico ripiegati da una coppia di anticlinali (Campanedda, anticlinale di Cugiareddu *Auct.*) e sinclinali (Monte Alvaro, fuori Foglio) con immersioni assiali a NE, e che quindi drenano i flussi verso Porto Torres al di sotto delle successioni carbonatiche mioceniche;
- un'area di basso strutturale, costituita dalle sinformi di Monte Nurra - Sa Ginestra e dalla sinclinale Olmedo-Calich, dove si concentra la maggior possibilità di immagazzinamento con valori di portata riscontrati su singolo pozzo che arrivano fino a 146 l/sec (Tenuta Sella & Mosca, presso Alghero);
- un *graben* (bacino di *pull-apart* in GHIGLIERI *et alii*, 2009) interposto tra queste due sinclinali, riempito da successioni clastiche del Miocene superiore e vulcaniti, che può rappresentare una zona di accumulo;



- un'area a S della faglia di Su Zumarù (GHIGLIERI *et alii*, 2009), dove il sistema carbonatico diminuisce di spessore per erosione (lacuna mesoretacica) ed è sepolto sotto modesti spessori di vulcaniti (area tra Surigheddu e Valverde, fuori Foglio), dove lo spessore degli acquiferi e la capacità di immagazzinamento è limitata.

### 2.2.2. - Unità idrogeologica delle vulcaniti terziarie

Cpi (OM) - Complesso piroclastico e lavico (Acquifero del Miocene inferiore):  $K=1 \times 10^{-6}$  m/sec.

Le vulcaniti terziarie sono costituite essenzialmente da lave andesitiche nella parte NW del Foglio e da una successione di flussi piroclastici (ignimbriti) con sottili intercalazioni di depositi di *surge* e *fall*, e da limitate colate andesitiche nella parte S e SW del Foglio.

L'immersione generale delle coltri ignimbritiche è verso i quadranti nord-orientali. Tale giacitura non condiziona l'andamento generale del deflusso sotterraneo, come evidenziato dalle isopieze relative a questo sistema. L'andamento delle isopieze (v. tav.14) sembra seguire il massimo gradiente topografico, che ha orientazione NNW-SSE, e lungo il quale si realizza il passaggio in affioramento dalle vulcaniti al sottostante sistema carbonatico mesozoico.

Localmente, in corrispondenza di faglie, in particolare nel settore nord-orientale di questo sistema (tra Putifigari, a W del limite del Foglio, ed il Cuga), possono essere presenti circuiti preferenziali con elevata portata.

### 2.2.3. - Unità idrogeologica della successione sedimentaria miocenica

Cmc (Mc) - Complesso marnoso-calcareo e arenaceo (Acquifero della successione sedimentaria del Miocene):  $K=2 \times 10^{-4}$  a  $q \times 10^{-6}$  m/sec.

Questo acquifero interessa tutto il settore centro orientale del Foglio, all'interno della successione sedimentaria miocenica.

I livelli più permeabili sono costituiti dai litotipi francamente carbonatici delle formazioni di Mores (RES<sub>a</sub>) e di Monte Santo (NST), interessati da fessurazione e carsismo.

La formazione di Borutta (RTU), pur caratterizzata da elevati spessori e cospicui affioramenti, presenta una permeabilità molto modesta essendo costituita da litotipi prevalentemente marnosi, ma assume comunque una certa importanza idrogeologica in quanto funge da *aquiclude/aquitarde* rispetto alla sottostante falda ospitata nei livelli carbonatici basali (RES<sub>a</sub>).

Le altre unità mioceniche presentano nell'area un'importanza idrogeologica praticamente irrilevante, solo le sabbie della formazione di Florinas sono caratterizzate da permeabilità elevate ma la loro scarsa continuità laterale fa sì che non siano sede di falde acquifere di una certa rilevanza.

L'acquifero miocenico rappresenta un acquifero strategico per utilizzi di tipo idropotabile, civile ed irriguo. Le portate assicurate da alcuni pozzi presenti nei dintorni di Sassari e di Porto Torres e monitorati o realizzati nel Progetto Speciale n. 25 (CAS.MEZ., 1984a; 1984b) arrivano sino a 20 l/s, anche se il più delle volte le portate di esercizio si attestano intorno a 10 l/s. Questi valori si raggiungono però ammettendo di attraversare interamente l'acquifero miocenico dove questo presenta gli spessori maggiori, arrivando sino alle vulcaniti che costituiscono in genere il letto della successione sedimentaria miocenica, come per esempio il pozzo di Li Punti (perforazione Cas.Mez. n. 4) dove il substrato vulcanico è stato intercettato a 204 m di profondità.

Pozzi incompleti, di profondità in genere inferiore a 100 m, permettono di assicurare inoltre l'approvvigionamento idrico all'elevato numero di abitazioni monofamiliari edificate nell'agro intorno alla città di Sassari che risultano sprovviste di rete idrica pubblica.

Il gran numero di pozzi trivellati presenti in tutto l'areale dell'acquifero miocenico ha fortemente impoverito il numero e la produttività delle sorgenti, che in molti casi marcano il contatto tra i calcari di Monte Santo (NST) e le litologie marnose della formazione di Borutta (RTU), come ad esempio in regione Setti Funtani e presso la vecchia stazione di Scala di Giocca a S di Sassari.

Simili piccole sorgenti di contatto sono presenti costantemente alla base dei calcari della formazione di Monte Santo presso Tissi, Ossi e Usini.

Sorgenti per limiti di permeabilità sono presenti anche lungo il contatto, in parte eteropico, tra i calcari di Mores (RES<sub>a</sub>) e le marne della formazione di Borutta nelle alture a N di Sassari; da alcune risorgive localizzate nella valle di Eba Giara provengono le acque che alimentano la fontana monumentale del Rosello, situata all'interno della città di Sassari, che mostra valori di portata medi intorno a 10 l/s e che deve la sua conformazione attuale (fig.76) ai lavori realizzati nei primi anni del 1600 (PORCU GAIAS, 1996).

Altre sorgenti importanti si rinvencono nella vallata di Badde Olia, subito ad E di Sassari, al contatto tra le litologie carbonatiche e le piroclastiti di Monte sa Silva (ILV), con portate di 15 l/s che vengono immesse nell'acquedotto cittadino.

Sempre a Sassari, tra le tante sorgenti e sorgentelle ancora presenti, si segnalano la fontana delle Conce con portate nell'ordine di 3-4 l/s, la sorgente di Caniga con portate in genere superiori a 5 l/s, le sorgenti di Rizzeddu con portate complessive maggiori di 5 l/s.

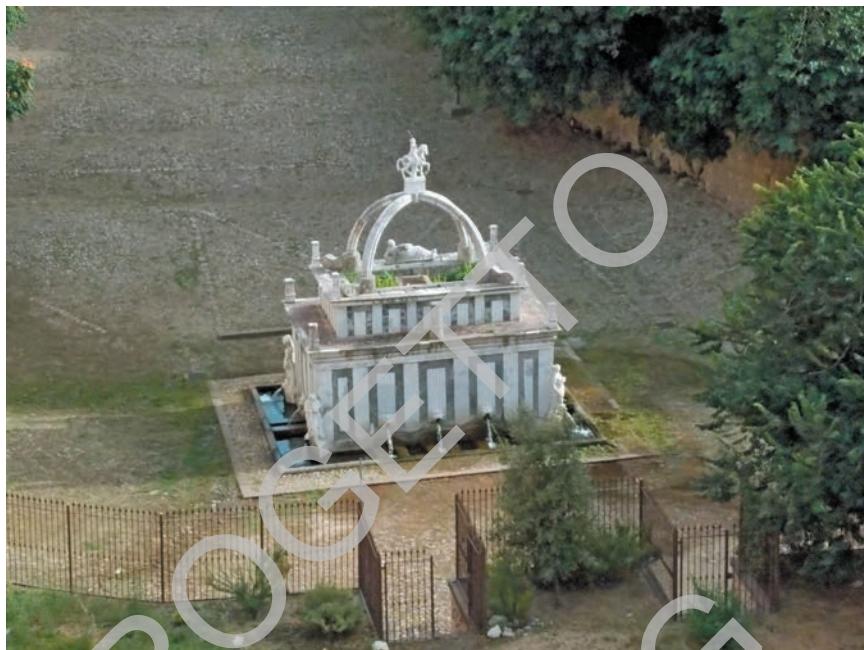


Fig. 76 - Fontana del Rosello, del XVI-XVII secolo. Ponte del Rosello, Sassari.

Tra Florinas e Ittiri la sorgente Briai fornisce acqua all'abitato di Ittiri con una portata di 15 l/s.

Altre svariate sorgenti (S'Abbaiara, Badolu Dosu, Sa Pedraia, Norajalvu, Banzos, Sa Cannija, Funtana Fritta, alcune fuori Foglio), sono sorgenti poste al contatto tra i termini permeabili dei calcari di Monte Santo (NST) o delle sabbie di Florinas (LNS) e le marne di Borutta (RTU), oppure sono risorgive carsiche all'interno dei litotipi più carsificati. Tali sorgenti vengono utilizzate per l'acquedotto comunale di Florinas con una portata complessiva di circa 10 l/s.

Alcuni pozzi comunali vengono inoltre utilizzati per integrare le risorse idriche dei centri abitati di Tissi, Ossi e Uri anche se le portate sono limitate ad alcuni litri al secondo.

#### 2.2.4. - Unità idrogeologica del Quaternario

Csr (Q) - Complesso sedimentario recente (Acquifero del Quaternario):  
 $K=1 \times 10^{-6} \leq K \leq 1 \times 10^{-4}$  m/sec.

I depositi travertinosi e alluvionali, con le loro notevoli permeabilità, consentono ai flussi di passare al di sotto del sistema carbonatico. Qualora alla base di questi depositi si trovino paleosuoli o livelli ricchi di argille, possono raccogliersi falde non molto produttive che, laddove incisioni fluviali mettono a nudo il contatto stratigrafico che rappresenta il letto impermeabile di queste falde, alimentano sorgenti di contatto (es. Fontana di Riu su Mattone).

Queste falde, molto superficiali in virtù del modesto spessore degli acquiferi, sono spesso sfruttate con pozzi scavati; alcune volte (regione I Piani) questi pozzi hanno intersecato sistemi carsici che interessano le facies carbonatiche quaternarie (PVM<sub>2e</sub>) con portate considerevoli superiori a 20 l/sec.

Nella zona costiera di Sorso, che lambisce il limite settentrionale del Foglio, le sabbie pleistoceniche hanno permeabilità elevata con pozzi e sorgenti con portata superiore a 5-6 l/sec per porosità. I depositi alluvionali olocenici sono poco rappresentati e sono trascurabili dal punto di vista idrogeologico.

### 2.3. - ISOPIEZOMETRICHE DEGLI ACQUIFERI

I dati relativi alle quote piezometriche sono stati utilizzati per l'elaborazione delle isopiezometriche (v. tav.14). In generale si può affermare che, durante le varie fasi di studio, non si sono evidenziate sostanziali modifiche sull'andamento generale delle linee preferenziali di flusso e sulle cadenti piezometriche. In tavola 14 sono riportate le elaborazioni relative al monitoraggio eseguito nel dicembre 2004, dove sono rappresentate le direzioni di flusso principali relative ai complessi idrogeologici identificati.

Nell'area della Nurra le direzioni di flusso preferenziali hanno un andamento che tende a convergere verso il golfo di Fertilia, nella zona costiera immediatamente a W del limite del Foglio. Per quanto riguarda la piana verso Porto Torres, dalla lettura delle isopieze e delle linee di flusso è possibile ricostruire il deflusso delle acque sotterranee, che risulta diretto verso il mare, il gradiente piezometrico decresce verso N.

### 2.4. - IDROCHIMICA E QUALITÀ DELLE ACQUE SOTTERRANEE.

#### VULNERABILITÀ ALL'INQUINAMENTO DEGLI ACQUIFERI

I processi che determinano la qualità delle acque sotterranee circolanti nei diversi acquiferi che costituiscono il sistema idrogeologico (con distinta natura litologica e differenti caratteristiche idrauliche) sono numerosi ed in buona parte dei casi agiscono in sovrapposizione.

L'interpretazione del chimismo delle acque sotterranee ed il modello idrogeochimico hanno permesso di meglio identificare gli acquiferi dell'area in studio; in particolare, sono stati utilizzati come indicatori i contenuti in solfati (acquifero gessoso e dolomitico del Triassico), in bicarbonati (acquiferi carbonatici del Giurassico e del Cretacico) e in silice (acquifero piroclastico del Miocene: GHIGLIERI *et alii*, 2006; 2009).

La principale caratteristica delle acque sotterranee esaminate è che sono interessate da una diffusa salinizzazione, la cui origine non è, nella gran parte dei casi, ricollegabile all'azione di acque di mare d'invasione continentale. I processi idrogeochimici sono influenzati dalla litologia e dall'assetto strutturale del territorio, che determinano un arricchimento in cationi e anioni, causandone in alcuni casi, una degradazione qualitativa. Il problema sostanziale nello studio di tali acque, come accade nella maggior parte degli ambienti aridi o semi-aridi delle latitudini mediterranee, è il riconoscimento dell'origine della salinità e l'identificazione dei processi che determinano l'abbondanza di ciascun costituente in soluzione. In sintesi, i processi di salinizzazione delle acque sotterranee presenti nell'area hanno diverse origini, anche se la maggior parte di essi è dovuta ad apporti di sodio e cloruri.

L'acquifero del Triassico è caratterizzato da acque di scarsa qualità per l'elevata concentrazione di solfati che rimangono costanti, ovvero non vengono diluiti, durante tutto l'anno idrologico. Inoltre, quando prevalgono le rocce dolomitiche e carbonatiche, sono stati rilevati elevati contenuti in bicarbonati. La dissoluzione di grossi quantitativi di solfato di calcio, derivanti dai livelli gessosi, determina gli eccessi di calcio e magnesio dovuti alla dedolomitizzazione. La presenza di marne causa più evidenti fenomeni di scambio ionico solo in corrispondenza di elevati eccessi positivi di sodio, altrimenti mascherati dal gesso in soluzione. Le facies tipiche sono:  $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$  (salinizzazione) e  $\text{CaSO}_4$ .

Le acque circolanti nei calcari del Giurassico sono prevalentemente bicarbonato-calciche e contengono sino al 20% di solfati. La maggior parte delle acque con elevata salinità (1-1,5 g/l) hanno una facies  $\text{CaCl}_2$ . La presenza delle marne favorisce i processi di scambio ionico (diretto e inverso) con la maggior parte delle acque. Nella Nurra l'acquifero ospitato nelle formazioni del Giurassico rappresenta la più importante riserva idrica sotterranea, con buone caratteristiche qualitative naturali. Peraltro l'attività agricola praticata nella zona apporta notevoli quantitativi di sostanze azotate. Sarebbe quindi necessario regolamentare le pratiche agricole per limitare i fenomeni di inquinamento di tale risorsa.

La maggior parte delle acque dell'acquifero del Cretacico mostrano uno scambio ionico evidenziato da facies tipo  $\text{NaHCO}_3$ ,  $\text{MgCl}_2$  e  $\text{CaCl}_2$ . I contenuti in silice, più alti rispetto alle acque degli altri acquiferi della piana, sono possibili a causa della presenza di depositi glauconitici.



Le acque del complesso piroclastico del Miocene sono interessate da diversi processi che ne hanno determinato l'evoluzione chimica: interazioni acqua-roccia con tufi più o meno alterati, accumulo di sali e prodotti di alterazione derivanti da attività idrotermale e processi di scambio ionico con zeoliti, caolini, bentonite.

L'acidità dell'acqua sotterranea favorisce la dissoluzione dei silicati e l'aumento dell'alcalinità che accresce il contenuto in anidride carbonica, la cui origine non è ben chiara, in assenza di specifici traccianti. Tuttavia, le acque sono caratterizzate da una pressione parziale dell'anidride carbonica moderatamente alta e da elevate temperature; questo fa pensare che l'anidride carbonica provenga da circuiti profondi appartenenti ad un campo termale anomalo.

Inoltre, è interessante notare che gli acquiferi dei complessi vulcanico e carbonatico mesozoico hanno la possibilità di interconnessione: infatti alcuni campioni di acque sotterranee prelevati nella piana indicano un possibile *inter-mixing*.

L'acquifero costituito dai sedimenti del Miocene mostra valori modesti di salinità in genere compresi tra 0,5 e 1 g/l, le acque hanno un chimismo che varia da cloruro-alcalino a bicarbonato-alcalino terroso e talvolta cloruro-solfato-alcalino terroso.

Quasi tutte le acque hanno caratteristiche chimiche tali che ne consentono l'uso sia per scopi irrigui sia potabili.

La qualità delle acque di falda nel settore che comprende il vasto agro della città di Sassari è però talvolta compromessa dagli scarichi di acque reflue provenienti da case di civile abitazione edificate in aree non servite dalla pubblica fognatura, tenuto anche conto che raramente tali scarichi rispettano le modalità di rilascio al suolo ed i parametri chimico-fisici e microbiologici previsti dal D.Lgs 152/2006.

Le acque dell'acquifero del Quaternario appartengono alle facies NaCl e CaCl<sub>2</sub>.

### 3. - PEDOLOGIA

Il territorio del Foglio 459 "Sassari" è caratterizzato in prevalenza dalle litologie delle successioni carbonatiche mesozoiche e vulcano-sedimentarie cenozoiche.

Le coperture quaternarie, localizzate lungo i corsi d'acqua o, come depositi, lungo i versanti ed alla loro base, oppure rappresentate principalmente da ghiaia e sabbia, costituiscono aree di un certo interesse sotto il profilo sociale ed economico anche in riferimento all'utilizzazione agricola dei suoli.

Nel seguito sono sinteticamente descritte, in ordine secondo il criterio della dimensione areale, le principali caratteristiche dei suoli dei diversi paesaggi.

### 3.1. - SUOLI DEI PAESAGGI DELLE SUCCESSIONI VULCANO-SEDIMENTARIE CENOZOICHE

Il grande paesaggio è caratterizzato da almeno tre rilevanti tipologie pedologiche:

- nella prima, in cui prevalgono le forme aspre e con pendenze elevate, si ha roccia affiorante e suoli a minimo spessore;
- nella seconda, in cui accanto a forme aspre si riscontrano ampie superfici subpianeggianti, i suoli presentano gradi diversi di evoluzione, ma si hanno associati tratti più o meno ampi di roccia affiorante;
- nella terza, in zone a minore pendenza, i suoli evoluti rappresentano la parte più rilevante, con qualche tratto di roccia affiorante.

#### 3.1.1. - Aree con forme aspre e pendenze elevate

Predominano roccia affiorante e suoli con profondità generalmente inferiore ai 30-40 cm: la tessitura varia da sabbioso-franca a franco-sabbiosa; la struttura è poliedrica subangolare debole; la permeabilità è normale o elevata; la capacità di ritenuta idrica è modesta, mentre è elevata la facilità a raggiungere la saturazione idrica, e ciò facilita l'asportazione delle particelle fini; l'erodibilità è perciò elevata. La reazione è acida; il contenuto di sostanza organica va da medio a scarso; bassa è la capacità di scambio cationico; medio-bassa la saturazione in basi.

Il profilo è di tipo A-R o A-Cr ed i suoli sono inquadrati secondo *Soil Taxonomy* (USDA, 1999) come associazione di *Rock outcrop* e *Lithic Xerortents*.

Gli usi attuali dei suoli sono rappresentati dal pascolo naturale; le limitazioni d'uso riguardano la rocciosità e pietrosità elevate, la scarsa profondità e l'eccesso di scheletro nel profilo, oltre al forte pericolo di erosione, cui consegue che questi suoli sono soggetti ad un continuo ringiovanimento del profilo.

L'attitudine prevalente è per la conservazione ed il ripristino della vegetazione naturale, anche attraverso l'eliminazione del pascolamento. Classe di Capacità d'uso: VIII (Mc KENEY, 1974).

#### 3.1.2. - Aree con forme da aspre a dolci e pendenze da elevate a subpianeggianti

I suoli sono caratterizzati da profondità generalmente superiori ai 30/40 cm; si hanno tuttavia tratti di roccia affiorante. La tessitura varia da sabbioso-franca a franco-sabbioso-argillosa; la struttura è poliedrica subangolare debole; la permeabilità è generalmente normale; l'erodibilità è elevata.

Per quanto riguarda i caratteri chimico-nutrizionali, la reazione varia da subacida ad acida; il contenuto di sostanza organica varia da medio sotto copertura boschiva e negli orizzonti di superficie, a scarso nella generalità dei casi; bassa è la capacità di scambio cationico; medio-bassa è la saturazione in basi, che tuttavia può raggiungere il 50-60% negli orizzonti profondi; i carbonati sono del tutto assenti. Nel complesso la fertilità è scarsa o debole.

Il profilo è di tipo A-Cr ed A-Bw-Cr ed i suoli sono inquadrati nel sistema di classificazione *Soil Taxonomy* come associazione di *Dystric* e *Lithic Xerorthents* e di *Typic Dystraxerepts* oppure, laddove si riscontrano suoli più profondi alla base dei versanti, si hanno profili di tipo A-Bw-C, associazioni di *Typic Dystraxerepts* e di *Typic Palexeralfs* (profilo A-Bt-C). Gli usi attuali di questi suoli sono rappresentati dal pascolo naturale; pochi lembi di copertura vegetale si riscontrano nei versanti esposti a N e lungo gli impluvi. Le limitazioni d'uso riguardano, a tratti, rocciosità e pietrosità elevate, la scarsa profondità e l'eccesso di scheletro nel profilo, oltre al forte pericolo d'erosione (suoli soggetti ad un continuo ringiovanimento del profilo). L'attitudine è per la conservazione ed il ripristino della vegetazione naturale, anche attraverso la forte regimazione del pascolamento; a tratti sono possibili colture erbacee ed arboree, previa sistemazione dei versanti e realizzazione di opere per la regimazione dei deflussi. L'erosione può essere mitigata con un'opportuna regimazione delle acque e con la conservazione ed il miglioramento della copertura vegetale.

Classi di Capacità d'uso: VII-VI-IV.

### 3.1.3. - Aree a maggiore copertura vegetale arbustiva ed arborea

Sono presenti, a tratti, formazioni colluviali che risentono tuttora di un certo apporto detritico. Si tratta di aree che presentano forme da aspre a dolci e pendenze da elevate a subpianeggianti.

I suoli sono da poco profondi (<30/40 cm) a profondi (>50-60 cm), tuttavia con tratti di roccia affiorante.

La tessitura varia da sabbioso-franca a franco-sabbioso-argillosa; la struttura è poliedrica subangolare e grumosa; la permeabilità è generalmente normale; l'erodibilità è elevata.

Per quanto riguarda i caratteri chimico-nutrizionali, la reazione varia da subacida ad acida; il contenuto di sostanza organica varia da elevato sotto copertura boschiva o della macchia e negli orizzonti di superficie, a medio nelle aree a pascolo e coltivate; bassa è la capacità di scambio cationico; medio-bassa è la saturazione in basi, che tuttavia può raggiungere il 50-60% negli orizzonti profondi; i carbonati sono assenti. Nel complesso la fertilità è debole o scarsa.

Il profilo è di tipo A-Bw-Cr ed A-Cr ed i suoli sono inquadrati nel sistema di classificazione *Soil Taxonomy* come associazione di *Typic Dystraxepts* e *Dystric* e *Lithic Xerorthents*; laddove si riscontrano suoli più profondi alla base dei versanti e soprattutto sulle formazioni colluviali, si hanno profili di tipo A-Bw-C e A-Bt-C, associazioni di *Typic Dystraxepts* e di *Typic Palexeralfs*. Gli usi attuali dei suoli sono rappresentati da bosco, macchia mediterranea, pascolo naturale e coltivazioni agrarie; molto importanti sono le coltivazioni della sughera. Come per la precedente unità, le limitazioni d'uso riguardano, a tratti, rocciosità e pietrosità elevate, la scarsa profondità e l'eccesso di scheletro nel profilo, oltre al forte pericolo d'erosione (i suoli sono soggetti ad un continuo ringiovanimento del profilo).

L'attitudine è per la conservazione e l'infittimento della vegetazione naturale, anche attraverso la forte riduzione del carico di pascolamento; a tratti sono possibili colture erbacee ed arboree, previa sistemazione dei versanti ed opere per la regimazione dei deflussi. L'erosione può essere mitigata con un'opportuna regimazione delle acque e con la conservazione ed il miglioramento della copertura vegetale. Classi di Capacità d'uso: VII-VI-IV.

### 3.2. - SUOLI DEI PAESAGGI DELLE COPERTURE QUATERNARIE

I paesaggi delle coperture quaternarie presentano tre principali tipologie pedologiche, differenziabili in relazione alla natura dei substrati, all'età, alle morfologie prevalenti, oltre alle forme di utilizzazione.

Le prime due tipologie pedologiche sono riconducibili ai depositi alluvionali dei principali corsi d'acqua nei quali, in relazione al momento deposizionale, si riscontrano suoli ad alto grado di evoluzione pedogenetica sui substrati quaternari antichi (Pleistocene), mentre sui depositi alluvionali recenti, con particolare diffusione in ampie superfici in prossimità delle foci e lungo la parte finale dei corsi d'acqua, si hanno suoli a basso grado di evoluzione.

#### 3.2.1. - Suoli sui depositi quaternari antichi terrazzati

L'evoluzione dei suoli è molto spinta, con formazione di profili A-Bt-C, A-Btc-C e A-Btg-Cg, con tessitura generalmente franco-sabbiosa in superficie e da franco-sabbio-argillosa ad argillosa in profondità; questi suoli presentano orizzonti argillici ben evidenziati (associazione di *Typic*, *Ultic* e *Aquic Palexeralfs*). Gli orizzonti profondi possono essere cementati per la presenza di ferro, alluminio e silice in relazione alla maggiore o minore età del suolo stesso.

Nonostante l'abbondanza di scheletro, questi suoli presentano difetti più o meno rilevanti di drenaggio, che costituiscono una delle principali limitazioni all'uso agricolo, in relazione al grado di lisciviazione ed illuviazione delle argille, in conseguenza dell'età e delle vicende paleoclimatiche.

Tra i caratteri chimico nutrizionali, la reazione va da subacida ad acida; la capacità di scambio cationico va da media a bassa; pure da media a bassa è la saturazione in basi. La stessa destinazione d'uso è condizionata da questi caratteri, talvolta difficilmente modificabili. La messa a coltura e l'irrigazione comportano necessariamente studi approfonditi e cartografie di dettaglio per la scelta, caso per caso, degli interventi e degli ordinamenti produttivi.

### 3.2.2. - Suoli su morfologie sub-pianeggianti, a modesto livello di evoluzione

Si tratta di suoli che, pur avendo una scarsa diffusione nel territorio del Foglio 459 "Sassari", rappresentano l'espressione più significativa della risorsa suolo ad alta attitudine per l'agricoltura intensiva e di grande redditività.

I profili sono di tipo A-C o, in maniera molto subordinata, A-Bw-C (associazione di *Fluventic Haploxerepts* e *Typic Xerofluvents*).

Questi suoli sono caratterizzati da una profondità notevole (spesso superiore a 100 cm) e da una tessitura assai varia. Si passa infatti da classi sabbioso-franche a franco-argillose. Lo scheletro può essere presente in quantità modeste oppure raggiungere valori superiori al 50-60% dell'intero suolo. Pertanto 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 a subalcalino, una capacità di scambio cationico generalmente elevata, come pure una elevata saturazione in basi. La loro fertilità è talvolta elevata. Questi suoli, pur con la loro notevole variabilità pedologica, hanno una elevata attitudine all'agricoltura, soprattutto per quella intensiva, adattandosi, di volta in volta, ad una ampia gamma di colture erbacee ed arboree di maggior interesse economico e più adatte all'ambiente, o possono comunque essere convenientemente irrigati.

Si tratta quindi di aree a produttività generalmente elevata e con notevole capacità d'uso, in quanto quasi prive di fattori limitanti. Localmente possono richiedere opere di drenaggio e di sistemazione idraulica; in qualche caso saranno necessari interventi per evitare inondazioni; potranno rendersi necessarie fertilizzazioni di fondo più intense quando lo scheletro è eccessivo.

In tutti i casi l'unità andrà difesa dalla urbanizzazione disordinata o dalle escavazioni di inerti, poiché si tratta di risorse di valore strategico nel contesto socio-economico sardo.



### 3.2.3. - Suoli su paesaggi delle sabbie eoliche

Si riscontrano tipicamente in talune aree costiere e nelle aree immediatamente esposte ai venti di maestrale, ad elevato valore paesaggistico e naturalistico, con tipica vegetazione (psammofite); sono spesso sede di diffusi rimboschimenti (prevalentemente a conifere) a scopo protettivo. All'interno di questa unità nel corso degli ultimi decenni si sono sviluppati processi insediativi a carattere turistico-residenziale con un conseguente grave impatto ambientale rispetto alla conservazione del suolo, che presenta solo livelli iniziali di evoluzione, e della vegetazione, con gravi episodi di erosione eolica e idrica.

Le aree attualmente libere da insediamenti devono essere pertanto protette e gestite come aree naturalistiche importanti (riserve naturali), di grande valore scientifico, paesistico e culturale.

### 3.3. - SUOLI DEI PAESAGGI DEI CALCARI MESOZOICI E TERZIARI

I paesaggi dei calcari e dolomie della Nurra presentano forme aspre, solo a tratti subpianeggianti. Attualmente i suoli predominanti sono rappresentati da *Rock Outcrop* e da *Lithic Xerorthents*. La profondità dei suoli è estremamente ridotta; tuttavia nelle diaclasi possono riscontrarsi suoli relitti profondi. La tessitura è argillosa e la struttura grumosa, poliedrica subangolare ed angolare. La permeabilità è bassa; molto alta è l'erodibilità.

Sotto il profilo chimico-nutrizionale, la reazione è neutra; i carbonati sono assenti per gli intensi processi di lisciviazione subiti; la sostanza organica è scarsa; la capacità di scambio cationico è elevata, come pure elevata è la saturazione in basi. Gli usi sono rappresentati dal pascolo. Le limitazioni d'uso riguardano la pietrosità e la rocciosità elevate, la scarsa profondità ed il forte pericolo d'erosione. L'attitudine è unicamente riferita alla conservazione ed al ripristino della vegetazione naturale, anche attraverso l'eliminazione totale del pascolo. Classi di capacità d'uso VIII-VII.

Questa unità caratterizza paesaggi tra i più suggestivi dell'isola. Il colore chiaro, con il verde delle residue macchie, insieme alle forme, rappresentano un quadro di rara bellezza, anche per la posizione sulla costa. Per questi motivi non hanno più alcun interesse economico, mentre notevole risulta quello percettivo e scientifico. Si riscontrano infatti i relitti dell'antica copertura di suoli e spesso di specie vegetali endemiche della Sardegna. In passato certamente una parte di queste aree erano coperte da boschi di leccio e roverella, sostenuti da suoli evoluti ed appartenenti ai sottogruppi di *Rhodoxeralfs* e, a tratti, *Mollisols*. Futura utilizzazione ed interesse sono soltanto scientifici e paesaggistici.

#### 4. - DISSESTO IDROGEOLOGICO

Le caratteristiche litologico-strutturali delle formazioni del Foglio 459 “Sassari”, unite alla conformazione morfologica del territorio dovuta principalmente alla sua recente evoluzione testimoniata dall’approfondimento delle valli principali (Mascari e Mannu) dopo la messa in posto delle lave basaltiche pleistoceniche, rendono i rilievi soggetti ad evoluzione anche per movimenti gravitativi.

Tali movimenti gravitativi interessano principalmente le formazioni terziarie e quaternarie mentre ne sono esenti quelle carbonatiche mesozoiche, in relazione soprattutto alla morfologia debolmente ondulata della Nurra di Sassari.

La diffusione dei fenomeni di dissesto idrogeologico sul territorio del Foglio è documentata nel PAI (Piano per l’Assetto Idrogeologico: RAS, 2002; 2005) e nell’IFFI (Inventario Fenomeni Franosi d’Italia: APAT & RAS, 2006).

Per quanto concerne i fenomeni franosi si tratta, nella quasi totalità dei casi, di frane di crollo e/o ribaltamento presenti soprattutto nel settore orientale e meridionale, come anche evidenziato dalla distribuzione dei depositi di frana in evoluzione (a<sub>1</sub>).

I fenomeni sono connessi all’arretramento delle cornici formate dalle bancate di vulcaniti o di calcari terziari in giacitura sub-orizzontale alla sommità di rilievi tabulari, come ad esempio nei settori tra Ittiri e Uri, tra Florinas e Tissi, ed i dintorni di Sennori; analogo fenomeno caratterizza l’evoluzione del rilievo del Coloru, costituito però da basalti pleistocenici su depositi epiclastici della formazione del Riu Minore.

Estremamente subordinate appaiono altre tipologie di frana, come scivolamenti e colamenti.

Limitati scivolamenti, sia rotazionali che traslativi, hanno coinvolto le epiclastiti della formazione del Riu Minore affioranti lungo le valli del Riu Minore - Riu Mannu, come ad esempio la frana di scivolamento rotazionale che ha interessato la strada provinciale Ittiri-Banari (fig.77) nel dicembre 1998 (attualmente consolidata), e altri episodi di tipo traslativo di piccole dimensioni alla base di Su Montigheddu. Scivolamenti e colamenti hanno interessato, inoltre, le coperture detritiche recenti, lungo la S.S. 131 nella zona di Scala di Giocca, in particolare agli inizi degli anni ‘70, quando fu realizzata la variante con le gallerie della valle del Mascari.

Come si evince dalle pur scarse informazioni dell’archivio AVI (Aree Vulnerate Italiane da frane e inondazioni) del CNR (SICI - Sistema Informativo sulle Catastrofi Idrogeologiche, <http://sici.irpi.cnr.it>), tali fenomeni gravitativi hanno storicamente creato in particolar modo danni al sistema viario, soprattutto nell’area di Florinas-Muros-Cargeghe e di Scala di Giocca.

Fig. 77 - Punti di vista opposti del cedimento della sede stradale S.P. Ittiri-Banari a causa di una frana di scivolamento.



Un evento che ha interessato l'abitato di Sennori nel 1966 ha invece determinato la morte di due persone che si trovavano all'interno di una casa distrutta da un blocco di calcare franato, ma già l'anno precedente era stato necessario lo sgombero precauzionale di una serie di caseggiati per un fenomeno analogo. Una vittima si è registrata anche nella zona del Lago del Cuga per il distacco di un blocco di vulcanite da una cornice.

Più di recente, nell'inverno del 1998, un grosso blocco di calcare staccatosi dalla sommità del versante settentrionale di M. Istoccu (Ossi) ha creato danni al sottostante tratto della ferrovia Sassari-Cagliari, con notevoli disagi alla circolazione dei treni per un lungo periodo. Lo stesso tratto ferroviario è stato nuovamente interessato da una frana che ha avuto conseguenze ben più gravi poiché ha causato la morte di una persona. Infatti, nella notte tra il 18 e il 19 dicembre 2009 un blocco delle dimensioni di circa 250 mc si è staccato dal rilievo di P.ta Cane Chervu (Muros), smembrandosi in più elementi di varie dimensioni durante gli impatti al suolo lungo il ripido versante.

Fig. 78 - Frana di crollo della parete carbonatica nel versante orientale di P.ta Canechervu: a) nicchia di distacco e corpo di frana; b) effetti dell'impatto contro le opere di contenimento a protezione della ferrovia.

Tre grossi elementi hanno raggiunto la sottostante ferrovia abbattendo le barriere di protezione: uno di questi, assestandosi a ridosso del binario (fig.78), ha causato il deragliamento del primo treno del mattino proveniente da Sassari e, come conseguenza, la morte del macchinista. La zona di distacco coincide con una cornice costituita da arenarie a cemento carbonatico della formazione di Florinas, irregolarmente stratificate con debole immersione verso SW e interessate da discontinuità subverticali orientate



intorno a N170E e N60E ampiamente spaziate, condizioni che hanno determinato il ribaltamento di un diedro alto circa 10 m; l'impatto al suolo ha provocato il collasso del materiale in vari frammenti eterometrici (alcuni di qualche decina di metri cubi) che hanno poi proseguito la corsa con cinematisimo di crollo o di scivolamento secondo due traiettorie principali creando due corridoi tra la vegetazione. La presenza sul versante di una coltre detritica e di una copertura vegetale (comprendente pini di rimboschimento) ha contribuito alla riduzione dell'energia cinetica e successivo arresto lungo il pendio di buona parte degli elementi di arenaria.

Nell'area del Foglio sono state anche riconosciute numerose frane senza indizi di evoluzione e frane relitte, evidenziate dai depositi  $a_{1a}$  le prime e  $PVM_{2d}$  le seconde. Per quanto riguarda le frane del primo tipo, per le quali sono ancora riconoscibili alcuni elementi morfologici quali coronamento e superfici di scivolamento/scorrimento, occorrerebbero indagini specifiche per comprenderne la dinamica in dettaglio e lunghi periodi di osservazione per stabilire se si tratta di fenomeni quiescenti o relitti.

È importante però sottolineare che tali depositi, comprendendo anche quelli relativi ai fenomeni relitti, derivando da dislocazioni, spesso ripetute, di materiali litoidi, hanno insite caratteristiche di caoticità che possono essere predisponenti a dissesti localizzati in coincidenza con operazioni di sbancamento, come si è registrato con la realizzazione di reti infrastrutturali coinvolgenti depositi analoghi in altre zone della Sardegna settentrionale (TILOCCA *et alii*, 2008).

Discorso a parte merita il fenomeno gravitativo profondo (DGPV) riconosciuto sul versante destro della valle del Riu Mascari nell'area di M. Terras - M. Rasu - M. Frundas (fig.79). Come tipico di tali deformazioni di versante, il fenomeno si manifesta essenzialmente per gli effetti morfologici sulla superficie topografica come la concavità nella parte alta, contropendenze alternate a tratti a profilo convesso verso la parte bassa del versante; la valle del Riu Mascari alla base sembrerebbe aver subito un seppur debole spostamento del tracciato verso S presumibilmente a causa del movimento franoso. Una precisa delimitazione della massa coinvolta non è agevole in questo tipo di fenomeni gravitativi ma è comunque riferibile ad una superficie di circa 1,5 kmq delimitata a E e a W da due piccoli corsi d'acqua; la massa comprende una parte di successione terziaria che va dalle piroclastiti di Monte Sa Silva ai calcari della formazione di Monte Santo, comprendendo le formazioni di Mores e di Borutta.



Fig. 79 - Fenomeni di deformazione gravitativa profonda del versante presso M. Frundas.



Non si hanno elementi per definire l'età della deformazione gravitativa di versante, che però non mostra evidenze di riattivazione recente: sono necessarie analisi di dettaglio e accurati monitoraggi nel tempo per definirne lo stato di attività (quiescente o relitto).

Per quanto concerne la pericolosità idraulica il PAI individua alcuni tratti critici negli alvei del Riu Mascari - Riu Mannu, del Riu di Ottava (Sassari) e nel reticolo del Riu Serra (Olmedo). Storicamente gli eventi alluvionali del Riu Mascari e del Riu Mannu (novembre 1929, novembre 1949, giugno e novembre 1961, settembre 1973 e novembre 1991) hanno determinato seri danni alle infrastrutture, alle colture e al bestiame e, più raramente, alle persone.

La zona di Campo Mela - Scala di Giocca è stata ripetutamente interessata da erosioni del rilevato ferroviario per tratti di qualche centinaio di metri e allagamenti dei binari mentre la vecchia S.S. 131 e le strade secondarie hanno subito il crollo di ponti; nei tratti fluviali più a valle si registra il crollo di ponti sulla S.S. 127bis (con una vittima nel giugno 1961) e la sommersione del ponte Zunchi sulla S.P.18.

Da non sottovalutare la pericolosità idraulica dei canali minori, se non addirittura effimeri, del reticolo idrografico che spesso insistono su centri abitati, anche se in tali contesti l'entità dell'evento naturale può essere considerevolmente amplificata da elementi legati alla pianificazione urbanistica.

Il recente aggiornamento del PAI predisposto dall'amministrazione comunale di Sassari ha infatti aumentato notevolmente le aree a pericolosità idraulica molto elevata inizialmente individuate nelle sole zone di Bancali, Caniga e Sant'Orsola (borgate di Sassari). Tale necessità è emersa soprattutto dall'esame storico degli eventi alluvionali che hanno interessato la città di Sassari, l'archivio AVI riporta ad esempio le piene conseguenti all'evento meteorico del novembre 1949 che hanno causato la distruzione delle colture nelle valli della città di Sassari e danni ad abitazioni a Sorso e Sennori, paesi che sono stati colpiti più duramente nel settembre 1967 quando, oltre ai danni a costruzioni e colture, si registrò anche una vittima.

## BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1983) - *North American Stratigraphic Code*. A.A.P.G. Bull., **67** (5): 841-875, Tulsa.
- ALLEMANN J. (1978) - *Contribution à l'étude stratigraphique, paléontologique et sédimentologique du Crétacé de l'Ouest de la Sardaigne*. Thèse Doct. de Spécialité, 186 pp., Marseille.
- ALMÉRAS Y., BOULLIER A. & LAURIN B. (1997) - *Brachiopodes*. In: E. CARIOU & C. HANTZPERGUE (Eds.): «*Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles*». Bull. C.R.E.E.P., Mém., **17**: 169-195, Pau (FR).
- ALONZO ZARZA A.M. & TANNER L.H. (2010) - *Carbonate in continental setting: facies, environment and processes*. In: VAN LOON A.J. (Ed.): «*Development in Sedimentology*», **61**: 381 pp., Oxford.
- ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL FORESE C. (1974) - *Fragmentation of the alpine orogenic belt by microplate dispersal*. Nature, **248**: 309-314, London.
- ANDREUCCI S., CLEMMERSEN L.B., MURRAY A.S. & PASCUCCI V. (2009) - *Middle to Late Pleistocene coastal deposits of Alghero, northwest Sardinia (Italy): chronology and evolution*. Quat. Int., **222** (1-2): 3-16, Oxford.
- ANDREUCCI S., CLEMMERSEN L.B., MURRAY A.S. & PASCUCCI V. (2010) - *Transgressive dune formation along a cliffed coast at 75 ka in Sardinia, Western Mediterranean: a record of sea-level fall and increased windiness*. Terra Nova, **22** (6): 424-433, Oxford.
- ANDREUCCI S., PASCUCCI V. & CLEMMERSEN L.B. (2006) - *Upper Pleistocene coastal deposits of West Sardinia: a record of sea-level and climate change*. GeoActa (2006), **5**: 79-96, Bologna.
- APAT & RAS (2006) - *Progetto IFFI. Inventario dei fenomeni franosi in Italia*. [http://www.mais.sinanet.apat.it/cartanetiffi/default\\_nosso.asp](http://www.mais.sinanet.apat.it/cartanetiffi/default_nosso.asp), Roma.
- ASHRAF A.A., CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (1984) - *Pollen und Sporen aus dem mittleren Dogger von NW Sardinien (Italien)*. Palaeontographica (B), **192**: 1-15, Stuttgart.
- ASSORGIA A., BALOGH K., LECCA L., IBBA A., PORCU A., SECCHI F. & TILOCCA G. (1995) - *Volcanological characters and structural context of Oligo-Miocene volcanic succession from Central Sardinia (Italy)*. In: R. POLINO & R. SACCHI (Eds.): «*Rapporti Alpi-Appennino*». Peveragno 31 maggio-1 giugno 1994. Acc. Naz. Sci. Torino, Scritti e Documenti, **14**: 397-424, Torino.
- ASSORGIA A., FADDA A., GIMENO D., MORRA V., OTTELLI L., PUJOLRIU L.L. & SECCHI F.A. (1992) - *Tectono-sedimentary evolution of the Upper Tertiary volcanic succession of Sulcis area (SW Sardinia, Italy)*. Paleontologia y Evolució, **24**: 307-319, Barcelona.

- AZEMA J., CHABRIER G., FOURCADE E. & JAFFREZO M. (1977) - *Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne*. Rev. Micropaleont., **20**: 125-139, 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, **345**: 115 pp., Cagliari.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997) - *Compressive "Alpine" tectonics in Western Sardinia: geodynamic consequences*. C.R. Acad. Sci. Paris, **325**: 791-797, Paris.
- BARCA S., MELIS E., ANNINO E., CINCOTTI F., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2005) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 557 "Cagliari"*. Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, S.EL.CA., 240 pp., Firenze.
- BARCA S., SPANO C., CAU A., COTTONE L., DEIDDA D. & SANNA G. (2000) - *Inquadramento cronobiostratigrafico ed evoluzione del bacino di sedimentazione del territorio compreso fra Bonorva e Codrongianus (Sardegna settentrionale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **70** (1): 375-390, Cagliari.
- BARCA S., SPANO C. & TICCA T. (2002) - *Nuova classificazione biostratigrafica e geocronologica delle unità formazionali oligoceniche e neogeniche della Sardegna (Italia) e correlazioni con le omologhe unità in Corsica (Francia)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **72** (1): 109-120, Cagliari.
- BARROCU G., GHIGLIERI G., VERNIER A. & SODDE M. (2011) - *Rapporto sullo stato dell'arte nello studio del fenomeno salinizzazione delle falde nella regione Sardegna*. In: R. NAPOLI & S. VANINO (Eds.): «Valutazione del rischio di salinizzazione dei suoli e di intrusione marina nelle aree costiere delle regioni meridionali in relazione agli usi irrigui». INEA, Istituto Nazionale di Economia Agraria, Rapporto di Progetto, 9-79, Roma.
- BARTUSH M. (1985) - *Geologie des Monte S.ta Giusta (Nurra, NW Sardinien)*. PhD Thesis, Universtat Frankfurt, 225 pp., Frankfurt.
- BECCALUVA L., BROTZU P., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1987) - *Caenozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Thyrrhenian Area*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): «*The Lithosphere in Italy, advances in Earth Science research*». Atti Acc. Naz. Lincei, **80**: 229-248, Roma.
- BECCALUVA L., CAMPREDON R., FERAUD G. & MACCIOTTA G. (1983) - *Etude des relations entre volcanisme plio-quatenaire et tectonique en Sardaigne à l'aide de l'analyse structurale des dykes*. Bull. Volcan., **46**: 365-379, Heidelberg.
- 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. (1977) - *Geochronology and Magmatic character of the Pliocene-Pleistocene Volcanism in Sardinia (Italy)*. Bull. Volcanol., **40** (3): 1-16, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- BELL K., CASTORINA F., ROSATELLI G. & STOPPA F. (2006) - *Plume activity, magmatism, and the geodynamic evolution of the Central Mediterranean*. Ann. Geoph., **49** (Suppl. 1): 357-373, Paris.
- BENNETT R. & HREINSDÓTTIR S. (2007) - *Constraints on vertical crustal motion for long baselines in the central Mediterranean region using continuous GPS*. Earth Planet. Sc. Lett., **257** (3-4): 419-434, Amsterdam.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini di retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 201-216, Roma.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1974) - *Il microcontinente sardo-corso come un arco residuo di un sistema arco-fossa miocenico*. In: A. CHERCHI POMESANO (Ed.): «*Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*», Cagliari, 23-27 Luglio 1973. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **43**: 57-68, Cagliari.
- BOSSIO A., DALL'ANTONA B., DA PRATO S., FORESI L.M. & OGGIANO G. (2006) - *Preliminary stratigraphical investigations on the Miocene successions of the Porto Torres basin (Northern Sardinia, Italy)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A, **111**: 67-74, Siena.
- BRIDGLAND D.R. & WESTAWAY R. (2008) - *Climatically controlled river terrace staircases: a world-wide quaternary phenomenon*. Geomorphology, **98** (3-4): 285-315, Amsterdam.

- BURRUS J. (1984) - *Contribution to a geodynamic synthesis of the provencal basin (north-western Mediterranean)*. Mar. Geol., **55**: 247-269, Amsterdam.
- 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. degli Studi di Ancona, pp. 171-190, Ancona.
- CAPELLINI G. (1886) - *Sopra i resti di un Sirenio fossile (Metaxyterium lovisati Cap.) raccolti a Monte Fiocca presso Sassari in Sardegna*. Mem. Reale Acc. Sc. Ist. Bologna, s. **4** (7): 38-53, Bologna.
- CAPELLINI G. (1887) - *Delfinorinco fossile dei dintorni di Sassari*. Mem. R. Acc. Sc. Ist. di Bologna, s. **4** (8): 103-110, Bologna.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1992) - *A variscan suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence*. In: «*Palaeozoic orogenies in Europe*». Geodinamica Acta, numero Speciale, **5** (1-2): 101-118, Paris.
- CARANNANTE G., CHERCHI A., GRAZIANO R., RUPERTI D. & SIMONE L. (2008) - *Post-Turonian rudist-bearing limestones of the peri-Tethyan Region: evolution of the sedimentary patterns and lithofacies in the frame of global vs regional controls*. In: J. LUKASIK & A. SIMO (Eds.): «*Controls on carbonate platform and reef development*». Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **89**: 255-270, Tulsa.
- CARANNANTE G., CHERCHI A. & SIMONE L. (1995) - *Chlorozoan versus foramol lithofacies in Upper Cretaceous rudist limestones*. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **119**: 137-154, Amsterdam.
- CARANNANTE G. & SIMONE L. (2002) - *Late Cretaceous Faramol Carbonate factories of the Nurra region (North - Western Sardinia, Italy)*. Rend. Soc. Paleont. Ital., **1**: 135-139, Modena.
- CARBONI M.G. & KOTSAKIS T. (1983) - *Nuovi resti di Sirenide (Mammalia) nel Miocene della Sardegna settentrionale*. Boll. Soc. Sarda Sci. Nat., **22**: 129-138, Sassari.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992a) - *A tentative geodynamic model for the hercynian basement of Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*». I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 61-82, Siena.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCIS S. (1994a) - *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36** (141-144): 45-62, Trieste.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1994b) - *The Hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodin. Acta, **7** (1): 31-47, Paris.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DISPERATI L., FUNEDDA A., MUSUMECI G., PASCIS S. & PERTUSATI P.C. (1992b) - *Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*». I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 83-96, Siena.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) - *Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provencal domain and Northern Apennines*. Terra Nova, **7** (2): 123-137, Oxford.
- CARMIGNANI L., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCIS S. (2004) - *Tectono-sedimentary evolution of south-west Sardinia in the Paleogene: Pyrenaic or Apenninic Dynamic?* Geodinamica Acta, **17** (4): 275-287, Paris.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9**: 1275-1303, Washington.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & PASCIS S. (2001) - *Geologia della Sardegna, Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna alla scala 1:200.000*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. It., **60**: 283 pp., Ist. Poligr. Zecca dello Stato, Roma.
- CARRILLAT A., MARTINI R., ZANINETTI L., CIRILLI S., GANDIN A. & VRIELYNCK B. (1999) - *The Muschelkalk (Middle to Upper Triassic) of the Monte di Santa Giusta (NW Sardinia): sedimentology and biostratigraphy*. Eclogae Geol. Helv., **92** (1): 81-95, Basel.

- CAS.MEZ. & SASSARI U.D.S.D (1984a) - *Studio organico delle risorse idriche sotterranee della Sardegna - Sassarese*. II fase (prog. 25/96), Relazione idrogeologica, **3**: 1-112, Sassari.
- CAS.MEZ. & SASSARI U.D.S.D (1984b) - *Studio organico delle risorse idriche sotterranee della Sardegna - Sassarese*. II fase (prog. 25/96), Relazione idrogeologica, **3**: All. 5/III, Sassari.
- CASSINIS G., DURAND M. & RONCHI A. (2002) - *The Permian and Triassic continental framework of Nurra (NW Sardinia)*. Rend. Soc. Paleont. Ital., **1**: 297-305, Modena.
- CASSINIS G. & RONCHI A. (2002) - *The (Late-) Post-Variscan continental succession of Sardinia*. In: A. CHERCHI, C. CORRADINI & M.T. PUTZU (Eds.): «*Sardinia Field Trip - Paleontology and Stratigraphy*». Rend. Soc. Paleont. It., **1**: 77-92, Modena.
- 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*. Mar. Petrol. Geol., **18**: 863-888, Amsterdam.
- CECCARINI C., OGGIANO G. & SALVADORI I. (1984) - *Nurra (Sardinia, Italy) bauxite deposit*. In: JR. JACOB LEONARD (Ed.): «*Bauxite (Bauxite Symposium Los Angeles, Calif, 1984, Proceedings)*». American Institute of Mining, Metall. Petrol. Engineers, 525-538, New York.
- CERRI G. & OGGIANO G. (2002) - *Le epiclastiti zeolitizzate del Logudoro orientale: un livello guida all'interno della successione vulcano-sedimentaria della Sardegna centro-settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **121**: 3-10, Roma.
- CHABRIER G. & FOURCADE E. (1975) - *Sur le Jurassique du Nord-Ouest de la Sardaigne*. C.R. Acad. Sci. Paris, **280**: 493-496, Paris.
- CHABRIER G., FOURCADE E. & JAFFREZO M. (1975) - *Sur le Crétacé du Sud-Ouest de la Sardaigne*. C.R. Somm. Séanc. Soc. Géol. Fr., **15**: 131-134, Paris.
- CHABRIER G. & MASCLE G. (1975) - *Comparaison des évolutions géologiques de la Provence et de la Sardaigne (a partir d'exemples de la Région Toulonnaise et de la Nurra Sarde)*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., **17** (2): 121-136, Paris.
- CHERCHI A. (1974) - *Appunti biostratigrafici sul Miocene della Sardegna (Italia)*. Int. Néogène Médit., Lyon 1971, Mem. B.R.G.M., **78**: 433-445, Lyon.
- CHERCHI A. (1985) - *Mesozoic of Northwestern Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*19th European Micropaleontological Colloquium, Guide Book*». AGIP, Sardinia, October 1-10 1985, 44-56, Cagliari.
- CHERCHI A. (1989) - *Problems of larger foraminifera paleobiogeography in the Mediterranean Mesozoic*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. YAI (Eds.): «*The Lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research*». Accad. Naz. Lincei, Atti Conv. Lincei, **80**: 353-385, Roma.
- CHERCHI A., DURAND DELGA M. & SCHRÖEDER R. (1981a) - *Aperçu paléogéographique sur les provinces à grand foraminifères du Crétacé inférieur dans le cadre structural méditerranéen*. Rapp. Comm. Int. Mer. Médit.: **27** (8): 115-119, Paris.
- CHERCHI A., GUSIĆ I., SCHMIDT M. & SCHRÖEDER R. (1981b) - *Lacustrine Middle Cretaceous with *Munieria grambasti sarda* n.sp. (Charophyta?) of Alghero (NW Sardinia)*. Rev. Micropaléont., **23** (3/4): 138-150, Paris.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *The Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean basin*. Nature, **298**: 736-739, London.
- CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (1973) - *Sur la biogéographie de l'association à «Valserina» du Barrémien et la rotation de la Sardaigne*. C.R. Acad. Sci. Paris, s. D, **277**: 829-832, Paris.
- CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (1976a) - *Présence de galets du Vraconien supérieur-Cénomaniens basal de provenance ibérique dans le Paléogène continental du Sud-Ouest de la Sardaigne*. Bull. Soc. Géol. France, **18**: 1217-1219, Paris.
- CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (1976b) - *Rinvenimento di Cenomaniano superiore ad «Alveolinidae» in Sardegna e sue affinità paleobiografiche*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **59**: 800-807, Roma.
- CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (1985) - *Micropaleontological research in Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*19th European Micropaleontological Colloquium, Guide Book*». AGIP, Sardinia, October 1-10 1985, 87-101, Cagliari.



- CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (1987) - *Biostratigraphie du Crétacé de la Nurra*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Groupe Français du Crétacé. Excursion en Sardaigne*», (24-28 mai 1987) Livret - guide, Dép. Sc. Terra (Univ. Cagliari), Progemisa S.p.A., Cagliari.
- CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (1995) - *Stratigraphy of the Mesozoic of the Nurra Region*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*6th Paleobenthos International Symposium, Guide Book*». Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl. **65**: 119-133, Cagliari.
- CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (2002) - *Jurassic and Cretaceous biostratigraphy of Nurra Region (NW Sardinia, Italy)*. Paleobiogeographical remarks. Rend. Soc. Paleont. It., **1**: 19-133, Modena.
- CHERCHI A., SIMONE L., SCHRÖEDER R., CARANNANTE G. & IBBA A. (2010) - *I sistemi carbonatici giurassici della Sardegna orientale (Golfo di Orosei) ed eventi deposizionali nel sistema carbonatico giurassico-cretacico della Nurra (Sardegna nord-occidentale)*. 84° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sassari 2008, Escursione E05, Geol. F. Trips (parte II), **2** (2.1): 53-122, Roma.
- CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leur implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen*. C.R. Acad. Sci. Paris: **298**: 889-894, Paris.
- CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FARLONI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007) - *Catálogo delle formazioni - Unità tradizionali, Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Quaderni s. 3, 7* (6): pp. 318, APAT - Dip. Difesa del suolo, Serv. Geol. d'It., Roma.
- COLIN J.P., FEIST M., GRAMBAST FESSARD N., CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (1985) - *Charophytes and Ostracods from the Berrasian (Purbeckian facies) of Cala d'Inferno (Nurra region, NW Sardinia)*. Boll. Soc. Paleont. It., **23** (1984): 345-354, Modena.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy*. Perm. Perigl. Processes, **6**: 235-242, Chichester.
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (2006) - *The Last Interglacial pedocomplexes in the litho- and morphostratigraphical framework of the central-northern Apennines*. Quat. Int., **156-157**: 118-132, Oxford.
- COLTORTI M., RAVANI S. & PIERUCCINI P. (2006) - *Geoarcheologia dell'insediamento musteriano di "Grotta Reali" ed evoluzione delle sorgenti del Volturmo (Molise)*. In: C. PERETTO & A. MINELLI (Eds.): «*Preistoria in Molise: insediamenti del territorio di Isernia*», 146-168, Isernia.
- COMASCHI CARIA I. (1965) - *Fossili miocenici di Sassari e dintorni (Sardegna settentrionale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **35** (1-2): 37-68, Cagliari.
- COMBES P.J., OGGIANO G. & TEMUSSI I. (1993) - *Géodynamique des bauxites sardes, typologie, genèse et contrôle paléotectonique*. C.R. Acad. Sci., **316** (3): 403-409, Paris.
- COMBES P.J. & PEYBERNÈS B. (1989) - *Tectonique albienne dans les gisements de bauxite des Pyrénées ariégeoises (France) en relation avec l'évolution géodynamique de la marge passive européenne*. C.R. Acad. Sci., **308** (10): 953-959, Paris.
- CORDY J.M., GINESU S., OZER A. & SIAS S. (1995) - *Geomorphological and palaeogeographical characteristics of the oreopithecus site of Fiume Santo (Sassari, Northern Sardinia Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **18**: 7-16, 8 figg., tab.1, Torino.
- COSTAMAGNA L. & BARCA S. (2004) - *Stratigrafia, analisi di facies, paleogeografia e d'inquadramento regionale della successione giurassica dell'area dei Tacchi (Sardegna Orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **123**(3): 477-496, Roma.
- COULON C. (1977) - *Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de la Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitique et des ignimbrites. Signification géodynamique*. Thèse Doct. 3 Cycle, Université d'Aix - Marseille, 385 pp., Marseille.
- COULON C., DEMANT A. & BELLON H. (1971) - *Premières datations par la méthode K/Ar de quelques laves cénozoïques et quaternaires de la Sardaigne nord-orientale*. Tectonophysics, **22**: 41-57, Amsterdam.
- COULON C., DEMANT A. & BOBIER C. (1974) - *Contribution du paléomagnétisme à l'étude des séries volcaniques cénozoïques et quaternaires de la Sardaigne nord-occidentale*. Tectonophysics, **22**: 59-82, Amsterdam.

- D'ARGENIO B., SIMONE L. & CARANNANTE G. (1985) - *Sedimentary evolution of the Northwestern Sardinia Jurassic and Cretaceous Carbonates*. In: A. CHERCHI (Ed.): «19th European Micropaleontological Colloquium Guide - Book». AGIP, Sardinia, October 1-10 1985, 57-65, Cagliari.
- DANSGAARD 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.
- DAVIS W.M. (1899) - *The geographical cycle*. *The Geographical Journal*, **14** (5): 481-504, London.
- DAVIS W.M. (1922) - *Penplains and the geographical cycle*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **23**: 587-598, Boulder.
- DE JONG K.A., MANZONI M., STAVENGA T., VAN DER VOO R., VAN DIJK F., ZUIDERVELD J.D.A. (1973) - *Rotation of Sardinia: paleomagnetism evidence for rotation during Early Miocene*. *Nature*: **243**, 281-283, London.
- DE JONG K.A., MANZONI M. & ZUIDERVELD J.D.A. (1969) - *Paleomagnetism of the Alghero trachyan-desites*. *Nature*, **244**: 67-69, London.
- DENINGER K. (1907) - *Die mesozoischen Formationen auf Sardinien*. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.*, **23**: 435-473, Stuttgart.
- DERIU M. (1962) - *Stratigrafia, cronologia e caratteri petrochimici delle vulcaniti "oligoceniche" in Sardegna*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **3**: 675-706, Pavia.
- DEVOTI R., ESPOSITO A., PIETRANTONIO G., ANNA PISANI A.R. & RIGUZZI F. (2011) - *Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary*. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **311**: 230-241, Amsterdam.
- DIENI I. & MASSARI F. (1985a) - *Continental deposits of Bajocian-Bathonian of Genna Selole (Baunei)*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book - 19th European Micropaleontological Colloquium*». AGIP, Sardegna, ottobre 1-10, 1985, 192-194, Cagliari.
- DIENI I. & MASSARI F. (1985b) - *Mesozoic of Eastern Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book - 19th European Micropaleontological Colloquium*». AGIP, Sardegna, ottobre 1-10, 1985, 221-232, Cagliari.
- DOSTAL J., COULON C. & DUPUY C. (1982) - *Cainozoic andesitic rocks of Sardinia*. In: R.S. THORPE (Eds.): «*Andesites-orogenic andesites and related rocks*». Wiley & Sons, 353-369, New York - London.
- DURAND DELGA M. (1978) - *Corse - Guides Géologiques Régionales*. Masson éd., pp. 208, Paris.
- ENGLAND P. & MOLNAR P. (1990) - *Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks*. *Geology*, **18**: 1173-1177, Boulder.
- FACCENNA C., SPERANZA F., D'AJELLO CARACCIOLLO F., MATTEI M. & OGGIANO G. (2002) - *Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc-back-arc transitional regime*. *Tectonophysics*, **356**: 213-232, Amsterdam.
- FAURÉ P. & PEYBERNÈS B. (1983) - *Le Lias de la Nurra (Sardaigne nord-occidentale). Implications paléogéographiques*. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **296**: 1799-1802, Paris.
- FERRANTI L., ANTONIOLI F., AMOROSI A., DAI PRÀ G., MASTRONUZZI G., MAUZ B., MONACO C., ORRÙ P., PAPPALARDO M., RADTKE U., RENDA P., ROMANO P., SANSÒ P., VERRUBBI V. (2006) - *Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: tectonic implications*. *Quat. Int.*, **145** (46): 30-54, Oxford.
- FERRANTI L., OLDOW J.S., D'ARGENIO B., CATALANO R., LEWIS D., MARSELLA E., AVELLONE G., MASCHIO L., PAPPONE G., PEPE F., & SULLI A. (2009) - *Active deformation in Southern Italy, Sicily and southern Sardinia from GPS velocities of the Peri-Tyrrhenian Geodetic Array (PTGA)*. *Ital. J. Geosci.* (Boll. Soc. Geol. It.), **127** (2): 299-316, Roma.
- FILIGHEDDU R., BIONDI E. & TILOCCA G. (1996) - *Palmocaulon logudorense nov. sp. (Arecaceae) from the Lower Miocene of the Rio Mannu basin (Sardinia, Italy)*. *Geosios*, **29** (6): 635-641, Lyon.
- FILIGHEDDU R. & OGGIANO G. (1984) - *Contributo alla stratigrafia delle bauxiti e del Cretaceo della Nurra mediante lo studio di un livello pollinico*. *Atti Soc. Sarda Sc. Nat.*, **91**: 1-8, Sassari.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1973) - *L'esplorazione geofisica dell'area mediterranea circostante il blocco sardo-corso*. In: «*Paleografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*». *Rend. Sem. Fac. Univ. Cagliari*, **43**: 213-238, Cagliari.

- FORD T.D. & PEDLEY H.M. (1996) - *A review of tufa and travertine deposits of the world*. Earth Sci. Rev., **41**: 117-175, Amsterdam.
- FOURCADE E., AZÉMA J., CHABRIER G., CHAUVÉ P., FOUCAULT A. & RANGHEARD Y. (1977) - *Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les zones externes bétiques, baléares, corso-sarde et alpines*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **19**: 377-388, Paris.
- FRANCOLINI C. (1994) - *Sull'età di un ciclo miocenico dell'area di Sorso e Sennori, a Nord di Sassari (Sardegna settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem. Serie A, **101**: 137-144, Pisa.
- FUNEDDA A., CARMIGNANI L., PASCI S., PATA E.D., URAS V., CONTI P. & SALE V. (2009) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 556 Assemini*. ISPRA, Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, 192 pp., Roma.
- FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2000) - *The Logudoro basin: a key area for the Tertiary tectono-sedimentary evolution of North Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., **119** (1): 37-38, Roma.
- FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCUCCI V. (2003) - *I depositi miocenici della Sardegna settentrionale. Il bacino del Logudoro*. In: V. PASCUCCI (Ed.): «Atti del convegno Geosed 2003». Alghero 28 sett. - 02 ott., 381-414, Sassari.
- FUNEDDA A., SARRIA E.A., OGGIANO G., CARMIGNANI L., CALZIA P., PASCI S., PATA E.D., SALE V., PASCUCCI V., ANDREUCCI S. & CAPUCCI S. (in allestimento) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 500 "Nuoro Est"*. ISPRA Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, xxx pp., Roma.
- FUNEDDA A., SARRIA E.A., OGGIANO G., CARMIGNANI L., CALZIA P., PASCI S., PATA E.D., SALE V., PASCUCCI V., ANDREUCCI S. & CAPUCCI S. (in allestimento) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 501 "Orsei"*. ISPRA Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, xxx pp., Roma.
- GAETANI M. (2000) - *Map 5 Early Ladinian (238-235 My)*. In: J. DERCOURT, M. GAETANI, B. VRIELYNCK, E. BARRIER, B. BIJU DUVAL, M.F. BRUNET, J.P. CADET, S. CRASQUIN & M. SANDULESCU (Eds.): «Atlas peri-Tethys palaeogeographical maps». Commission for the Geologic Map of the World, Atlas, **1**: 268 pp., 24 maps, Paris.
- GAGGERO L., OGGIANO G., FUNEDDA A. & BUZZI L. (2012) - *Rifting and arc-related early Paleozoic volcanism along the North Gondwana margin: geochemical and geological evidence from Sardinia (Italy)*. J. Geol., **120** (3): 273-292, Chicago.
- GANDIN A. (1978) - *Il Trias medio di Punta del Lavatoio (Alghero, Sardegna NW)*. Mem. Soc. Geol. It., **18**: 3-13, Roma.
- GATTACCECA J., DEINO A., RIZZO R., JONES D.S., HENRY B., BEAUDOIN B. & VADEBOIN F. (2007) - *Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications*. Earth and Planetary Sci. Letters, **258** (3-4): 359-377, Amsterdam.
- GHIGLIERI G., BARBIERI G. & VERNIER A. (2006) - *Studio sulla gestione sostenibile delle risorse idriche: dall'analisi conoscitiva alle strategie di salvaguardia e tutela*. ENEA, ISBN: 88-8286-147-3, 552 pp., Roma.
- GHIGLIERI G., BARBIERI G., VERNIER A., CARLETTI A. & PITTALIS D. (2010) - *Sustainable water resources management to combat desertification in the Nurra region, northwestern Sardinia, Italy*. Ital. J. Agron., Desertification and Environmental Vulnerability, **5**, (3): 7-14, Pavia.
- GHIGLIERI G., CARLETTI A. & PITTALIS D. (2012) - *Analysis of salinization processes in the coastal carbonate aquifer of Porto Torres (NW Sardinia, Italy)*. J. Hydrology, **432-433**: 43-51, Amsterdam.
- GHIGLIERI G., OGGIANO G., FIDELIBUS M.D., TAMIRU A., BARBIERI G. & VERNIER A. (2009) - *Hydrogeology of the Nurra Region, Sardinia (Italy): basement-cover influences on groundwater occurrence and hydrogeochemistry*. Hydrogeology J., **17** (2): 447-466, Berlin.
- GIGLIA G. (1973) - *L'insieme Corsica-Sardegna e i suoi rapporti con l'Appennino settentrionale: rassegna di dati cronologici e strutturali*. In: «Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale». Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl.5, **43**: 245-275, Cagliari.
- GILCHRIST A.R., SUMMERFIELD M.A. & COCKBURN H.A.P. (1994) - *Landscape dissection, isostatic uplift and the morphology development of orogens*. Geology, **22**: 963-966, Boulder.

- GINESU S. (1990) - *Periglacial deposits in Sardinia: the blockstream near Pranu Mannu*. Geogr. Fis. Din. Quat., **13**: 179-181, Bologna.
- GINESU S. & COSSU A. (1993) - *Studio dei fenomeni di dissesto della provinciale di Sassari: il caso dell'abitato di S. Lorenzo*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **29**: 11-21, Sassari.
- GINESU S. & PIETRACAPRINA A. (1985) - *Il giacimento di bentonite di S'Aliderru ed i suoi rapporti con l'evoluzione delle paleosuperfici della Nurra (Sardegna nord-occidentale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **24**: 49-56, Sassari.
- GIRAUD J., BELLON H & TURCO G. (1979) - *L'intrusion microdionitique tertiaire d'Alghero (Sardaigne). Age K/Ar et relation avec le magmatisme calco-alcalin sarde. Analogies avec les estérélites dell'Estérel (Var)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **288**: 9-12, Paris.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy*. Quat. Res., **48**: 280-290, New York - London.
- GOLUBIC S., VIOLANTE C., FERRERI V. & D'ARGENIO B. (1993) - *Algal control and early diagenesis in Quaternary travertine formation (Rocchetta a Voltorno, Central Apennines)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., vol. spec., **1**: 231-247, Modena.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R. L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1990) - *A Geologic Time Scale 1989*, pp. 263, Cambridge University Press, Cambridge.
- HEARTHY P.J., BONFIGLIO L., VIOLANTI D. & SAZO B.J. (1986a) - *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.
- HEARTHY P.J., MILLER G.H., STEARNS C.E. & SAZO B.J. (1986b) - *Aminostratigraphy of Quaternary shorelines in the Mediterranean basin*. Geol. Soc. Am. Bull., **97**: 850-858, Boulder.
- HUGHEN K.A., SOUTHWON J.R., LEHMAN S.J. & OVERPECK J.T. (2000) - *Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last Deglaciation*. Science, **290**: 1951-1954, New York.
- JACOBACCI A. (1953) - *Osservazioni geologiche nel IV quadrante del F°193 "Bonorva"*. Boll. Serv. Geol. D'It., **75**: 7-64, Roma.
- JAKES P. & WHITE J.R. (1972) - *Major trace elements abundance in volcanic rocks of orogenic areas*. Geol. Soc. Am. Bull., **83**: 29-40, Boulder.
- LA MARMORA A. (1857) - *Voyage en Sardaigne, Troisième partie. Description Géologique et Paléontologique*. Bocca Impr. Royale, 2 vol., 707 & 782 pp., Torino.
- LAVECCHIA G. & CREATI N. (2006) - *A mantle plume head trapped in the transition zone beneath the Mediterranean: a new idea*. Ann. Geophys., **49** (1): 373-387, Bologna.
- LECCA L., LONIS R., LUXORO S., MELIS E., SECCHI F. & BROTTU P. (1997) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. Period. Min., **66**: 7-61, Roma.
- LOTTI B. (1931) - *Relazione riassuntiva dei tre sondaggi per la ricerca del carbone paleozoico nei piani di Alghero*. Res. Ass. Min. Sarda, **5-6**: 5-15, Iglesias.
- LOVISATO D. (1911) - *Altre specie nuove di "Clypeaster" del Miocene medio di Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **30**: 457-473, Roma.
- LOVISATO D. (1914) - *Fibularidi e clipeastridi miocenici della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **33** (2): 485-564, Roma.
- LOWE J.J., WALKER M.J.C., SCOTT E.M., HARKNESS D.D., BRYANT C.L. & DAVIES S.M. (2004) - *A coherent high precision radiocarbon chronology for the Late-glacial sequence at Sluggan Bog, Co. Antrim, Northern Ireland*. J. Quaternary Sci., **19**: 147-158, Chichester.
- LUSTRINO M., MELLUSO L. & MORRA V. (2002) - *The transition from alkaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy)*. Lithos, **63**: 83-113, Amsterdam.
- MACKLIN M.G., FULLER I.C., LEWIN J., MAAS G.S., PASSMORE D.G., ROSE J., WOODWARD J.C., BLACK S., HAMLIN R.H.B. & ROWAN J.S. (2002) - *Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change*. Quat. Sci. Rev., **21**: 1633-1641, Oxford.
- MALZ H., HOFMANN K., RADTKE G. & CHERCHI A. (1985) - *Biostratigraphy of the Middle Jurassic of NW Sardinia by means of ostracods*. Senckenbergiana lethaea, **66**: 299-345, Frankfurt.

- MAMELI P. (2000) - *Le vulcaniti dell'Anglona (Sardegna nord-occidentale): rapporti con la stratigrafia miocenica e prima evidenza di una variazione temporale dell'affinità seriale*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **32**: 1-28, Sassari.
- MAMELI P., MONGELLI G., OGGIANO G. & DINELLI E. (2007) - *Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (Western Sardinia, Italy): insight on conditions of formation and parental affinity*. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **96**: 887-902, Amsterdam.
- MANZONI M., DE JONG K.A., CAROBENE L. & PASINI G. (1972) - *Paleomagnetism of some basalts from Sardinia*. Giorn. Geol., s. 2, **38**: 5-9, 1 fig., 1 tab., Bologna.
- MARIANI P., BRAITENBERG C. & ANTONIOLI F. (2009) - *Sardinia Coastal Uplift and Volcanism*. Pure Appl. Geophys., **166**: 1369-1402, Birkhauser, Basel.
- MARINI A. & MURRU M. (1983) - *Movimenti tettonici in Sardegna fra il Miocene superiore ed il Pleistocene*. Geogr. Fis. Dinam. Quatern., **6**: 39-42, Roma.
- MARRAS G. & VENTURA G. (1985a) - *Denti di Coccodrilliano rinvenuti nel Miocene di Florinas (Sardegna di Nord-Ovest)*. Boll. Soc. Sarda Sci. Nat., **24**: 13-25, Sassari.
- MARRAS G. & VENTURA G. (1985b) - *Nota su alcuni brachiopodi miocenici di Florinas (Sassari, Sardegna)*. Boll. Soc. Sarda Sci. Nat., **24**: 27-35, Sassari.
- MARRAS G. & VENTURA G. (1991a) - *Molluschi miocenici del calcare di Sassari (Sardegna nord-occidentale)*. Boll. Soc. Sarda Sci. Nat., **28**: 9-103, Sassari.
- MARRAS G. & VENTURA G. (1991b) - *Crustacei decapodi del Miocene di Sassari (Sardegna nord-occidentale)*. Boll. Soc. Sarda Sci. Nat., **28**: 105-119, Sassari.
- MARTINI I.P., OGGIANO G. & MAZZEI R. (1992) - *Siliciclastic-carbonate sequences of Miocene grabens of Northern Sardinia, Western Mediterranean Sea*. Sed. Geol., **76**: 63-78, Amsterdam.
- MASSE J.P. & ALLEMANN J. (1982) - *Relation entre les séries carbonatées de plate-forme provençale et sarde au Crétacé inférieur*. Cret. Res., **3**: 19-33, Paris.
- MATTE P. (1986) - *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.
- MAXIA C. & PECORINI G. (1963) - *Sul limite Giurese-Cretaceo nella Nurra*. Pubbl. Ist. Geol. Paleont., Univ. Cagliari, **9**: 1-13, Cagliari.
- MAZZEI R. & OGGIANO G. (1990) - *Messa in evidenza di due cicli sedimentari nel Miocene dell'area di Florinas (Sardegna settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A: **97**, 119-147, Pisa.
- MC KENEY D. (1974) - *Soil Type and Land Capability*. Soil Survey of Great Britain, Techn. Monograph, **4** (7): 154 pp., Harpenden.
- MC LEAN W.H., BONAVIA F.F. & SANNA G. (1997) - *Argillite debris converted to bauxite during karst weathering: evidence from immobile element geochemistry at the Olmedo deposit, Sardinia*. Mineral. Deposita, **32**: 607-616, Heidelberg.
- MEDUS J. (1992) - *Les assemblages des pollens normapolles du Crétacé supérieur des rivages ouest européens de la Tethys*. Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **9**: 131-154, Vienna.
- MIALL A.D. (1985) - *Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Sci. Rev., **22**: 261-308, Amsterdam.
- MIALL A.D. (1995) - *Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective*. Sedimentology, **42**: 379-384, Oxford.
- MONLEAU C., ARNAUD M., MAGNAE J., NEGRETTI B. & ROSSI P. (1986) - *Précisions stratigraphiques et paléocologiques sur le Miocène inférieur et moyen du Sud de la Corse et du Nord de la Sardaigne*. Géologie Méditerranéenne, **23** (3-4): 235-241, Marseille.
- MONTIGNY R., EDEL J.B. & THUIZAT R. (1981) - *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics*. Earth Planet. Sci. Lett., **54**: 261-271, Amsterdam.
- MORETTI A. (1951) - *Risultati della campagna geologica in Sardegna nella primavera del 1950 (Foglio 180 "Sassari")*. Boll. Serv. Geol. d'It., **72** (1): 61-74, Roma.
- MORETTI A. (1955) - *Segnalazione di alcuni giacimenti bauxitiferi della Nurra di Alghero (Sardegna)*. Boll. Serv. Geol. It., **77** (4-5): 461-466, Roma.



- MORRA V., SECCHI F.A. & ASSORGIA A. (1994) - *Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Cenozoic calcalkaline volcanism from SW Sardinia*. *Chemical Geol.*, **118**: 109-142, Amsterdam.
- MORRA V., SECCHI F., MELLUSO L. & FRANCIOSI L. (1997) - *High-Mg subduction-related Tertiary basalts in Sardinia, Italy*. *Lithos*, **40** (1): 69-91, Amsterdam.
- MOTRONI A., CANU S., BIANCO G. & LOJ G. (2003) - *Development of a Geographic Information System for assessing and monitoring Environmentally Sensitive Areas to Desertification in Sardinia, in "Desertification: actors, research, policies*. Comitato Nazionale per la lotta alla siccità e alla desertificazione, Roma.
- ODIN G.S. & ODIN C. (1990) - *Echelle numérique des temps géologiques*. *Géochronique*, **35**: 12-21, Paris.
- OGGIANO G., FUNEDDA A., CARMIGNANI L. & PASCI S. (2009) - *The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine Geodynamics: new insights from the Tertiary intraplate strike-slip tectonics of Sardinia*. *Ital. J. Geosci.*, **128** (2): 527-541, Roma.
- OGGIANO G., PASCI S. & FUNEDDA A. (1995) - *Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura transensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **114**: 465-475, Roma.
- OGGIANO G., SANNA G. & TEMUSSI I. (1987) - *Caractères géologiques, litologiques et géochimiques de la bauxite de la région de la Nurra*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Groupe Française du Crétacé, excursion en Sardaigne*». Sardegna, 24-29 maggio 1987, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, Progemisa S.p.A., 72-124, Cagliari.
- OLLIER C.D., DE GRAAFF L.W.S., GUTIERREZ F., GINESU S. & DOBROWOLSKI R. (2006) - *Neotectonic mountain uplift: some further instances*. In: D.R. CHOI (Ed.): «*New Concept in Global Tectonics*». Newsletter, **39**: 12-22, Siena.
- OOSTERBAAN A.M. (1936) - *Etude géologique et paléontologique de la Nurra (Sardaigne)*. PhD tesi, Univ. di Utrecht, Utrecht.
- OPPE S. (1973) - *La geologia dell'entroterra del Golfo di Alghero (Sardegna)*. *Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.*, **12**: 103-11, Sassari.
- OUDET J., MÜNCH P., VERATI C., FERRANDINI M., MELINTE DOBRINESCU M., GATTACCECA J., CORNÉE J.J., OGGIANO G., QUILLÉVÉRÉ F., BORGOMANO J. & FERRANDINI J. (2010) - *Integrated chronostratigraphy of an intra-arc basin: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar datings, micropalaeontology and magnetostratigraphy of the early Miocene Castelsardo basin (northern Sardinia, Italy)*. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **295** (1-2): 293-306, Amsterdam.
- OZER A. (1976) - *Géomorphologie du versant septentrional de la Sardaigne*. Thèse de Doctorat, Univ. Liège, Vol. 3<sup>e</sup>, 216 pp., Liège.
- OZER A. & ULZEGA A. (1981) - *Sur la repartition des éboulis ordonnées en Sardaigne*. In: «*Compt. rendu du symposium Periglaciaire et Paléogéographie du Quaternaire*». Belgique-Pays-Bas 1978, *Byuletyn Periglacyalny*, **28**: 259-265, Lodz-Warsava.
- PASCI S. (1997) - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia*. *Bull. Soc. Géol. France*, **168**: 301-312, Paris.
- PASCI S., CARMIGNANI L., PISANU G., SALE V., ULZEGA A., ORRÒ P., PINTUS C. & DEIANA G. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000, Foglio 564 "Carbonia"*. ISPRA, Serv. Geol. d'It., Reg. Autom. Sardegna, 272 pp., Roma.
- PASCI S., FUNEDDA A. & OGGIANO G. (1998) - *Rapporti tra tettonica e sedimentazione lungo le fasce trascorrenti cenozoiche della Sardegna centro-settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **117**: 443-453, 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. d'It., Quaderni SGN, serie III, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, **1**: 203 pp., Roma.
- PECORINI G. (1963) - *Contributo alla stratigrafia post-miocenica della Nurra di Alghero*. *Rend. Fac. Sc. Univ. Cagliari*, **33**: 11 pp., Cagliari.
- PECORINI G. (1965) - *Stratigrafia e distribuzione delle bauxiti nella Nurra (Sardegna nord-occidentale)*. *Symp. Ass. Min. Sarda*, **1**: 1-15, Iglesias.

- 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. (1969) - *Le Clavatoracee del "Purbeckiano" di Cala d'Inferno nella Nurra di Alghero (Sardegna nord-occidentale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **5**: 1-14, Sassari.
- PECORINI G. (1972) - *Microflora "Purbeckiana" nella Nurra (Sardegna)*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 373-385, Roma.
- PECORINI G., BALLA R., CIMINALE M., LODDO M., PATELLA D. & TRAMACERE A. (1988) - *Studio geofisico del Bacino del Logudoro (Sardegna) e delle aree circostanti*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 547-560, Roma.
- PHILIP J. & ALLEMANN J. (1982) - *Comparaison entre les plates-formes du Crétacé supérieur de Provence et de Sardaigne*. Cretaceous Res., **3**: 35-45, London.
- PHILIP J., CHERCHI A., SCHRÖEDER R., SIGFAL J. & ALLEMANN J. (1978) - *Les formations à Rudistes du Crétacé supérieur de Sardaigne. Données stratigraphiques et paléobiogéographiques*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, **2**: 83-85, Paris.
- PITTAU P. & DEL RIO M. (2002) - *Palynofloral biostratigraphy of the Permian and Triassic sequences of Sardinia*. Rend. Soc. Paleont. It., suppl., **1**: 93-109, Modena.
- PITTAU DEMELIA P. & DEL RIO M. (1980) - *Pollini e spore del Trias medio e del Trias superiore negli affioramenti di Campumari e di Ghisciera mala (Sardegna)*. Boll. Soc. Paleont. It., **19**: 241-249, Modena.
- PITTAU DEMELIA P. & FLAVIANI A. (1982) - *Aspects of the palynostratigraphy of the Triassic Sardinian sequences (Preliminary report)*. Rev. Palaeobot. Palynol., **37** (3-4): 329-343, Amsterdam.
- PITTAU DEMELIA P. & FLAVIANI A. (1983) - *Palinostratigrafia della serie triassica di Punta del Lavatoio (Sardegna nord-occidentale)*. Riv. It. Paleont., **88**: 401-416, Milano.
- POMESANO CHERCHI A. (1968) - *Studio biostratigrafico del Sondaggio Cugiareddu nel Trias e Permico della Nurra nord-occidentale (Sardegna settentrionale)*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Cagliari, **61**: pp. 63, Cagliari.
- POMESANO CHERCHI A. (1971) - *Microfaune planctoniche di alcune serie mioceniche del Logudoro (Sardegna)*. In: «Proceed. 2nd Planktonic Conf.». 1003-1016 pp., Roma.
- PORCU GAJAS M. (1996) - *Sassari. Storia architettonica e urbanistica dalle origini al '600*. Ilisso Ed., pp. 351, Nuoro.
- POSENATO R. (1995) - *E4 Stop 1: Macrofauna from the Punta del Lavatoio succession (Middle Triassic)*. In: A. CHERCHI (Ed.): «Guide book of the "6th Paleobenthos International Symposium", Sardinia oct. 25-31, 1995». Rend. Sem. Fac. Sc. R. Univ. Cagliari, **65** (suppl.): 136-141, Cagliari.
- POSENATO R. (2002) - *Bivalves and other macrobenthic fauna from the Ladinian "Muschelkalk" of Punta del Lavatoio (Alghero, SW Sardinia)*. Rend. Soc. Paleont. It., **1**: 185-196, Modena.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 549-576, Roma.
- PROGEMISA S.p.A. (1983) - *Relazione geologico-mineraria sul giacimento di bauxite di Olmedo*. Rapporto interno inedito alla J.V. Progemisa S.p.A. - Somit S.p.A.
- PROGEMISA S.p.A. (1985) - *Miniera di bauxite di Olmedo (Studio di fattibilità)*. Studio inedito eseguito con la collaborazione specialistica della Mining Italiana S.p.A. e la supervisione dell'Ing. Giorgio Carta per conto della J.V. Progemisa S.p.A.
- PROGEMISA S.p.A. (1993a) - *Convenzione per la Ricerca di Base "Vulcaniti terziarie della Sardegna centro-settentrionale, Area 1" - Relazione conclusiva sui lavori svolti*. Min. Ind. Comm. Art., E.M.Sa., Ric. Min. Base L. 752/82, pp. 211, Cagliari.
- PROGEMISA S.p.A. (1993b) - *Convenzione per la Ricerca di Base "Vulcaniti terziarie della Sardegna centro-settentrionale, Area 2" - Relazione conclusiva sui lavori svolti*. Min. Ind. Comm. Art., E.M.Sa., Ric. Min. Base L. 752/82, pp. 102, Cagliari.
- PROGEMISA S.p.A. (1993c) - *Convenzione per la Ricerca di Base "Vulcaniti terziarie della Sardegna centro-settentrionale, Area 3" - Relazione conclusiva sui lavori svolti*. Min. Ind. Comm. Art., E.M.Sa., Ric. Min. Base L. 752/82, pp. 218, Cagliari.
- PROGEMISA S.p.A. (1993d) - *Convenzione per la Ricerca di Base "Vulcaniti terziarie della Sardegna centro-settentrionale, Area 2" - Rapporto n.4*. Min. Ind. Comm. Art., E.M.Sa., Ric. Min. Base L. 752/82, pp. 227, Cagliari.

- PROGEMISA S.p.A. (1994) - *Convenzione "Sabbie del Sassarese". Relazione conclusiva sui lavori svolti. Parte I e Parte II*. Min. Ind. Comm. Art., E.M.Sa., Ric. Min. Base L. 752/82, 72 pp., 12 tav., 67 foto, Cagliari.
- PROGEMISA S.p.A. (2009) - *Convenzione per attività di collaborazione e supporto allo sviluppo del P.P.R.: Carta Geologica di Base della Sardegna, scala 1:25.000 - Rendicontazione tecnica finale*. E. SARRIA (coord.), Regione Autonoma Sardegna, Ass. Enti Locali, Finanze e Urbanistica, Ass. Industria, Progemisa S.p.A., 58 pp., Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA (2002) - *Piano stralcio per l'assetto idrogeologico (PAI)*. Relazione generale, **xxpp.**, Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA (2005) - *Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico (PAI)*. L.R. n°183 art.17 comma 6 ter D.L.180/98 del 18 maggio 1989. Cartografia, Cagliari.
- RASMUSSEN S.O., ANDERSEN K.K., SVENSSON A.M., STEFFENSEN J.P., VINTHER B.M., CLAUSEN H.B., SIGGAARD ANDERSEN M.L., JOHNSEN S.J., LARSEN L.B., BIGLER M., RÖTHLISBERGER R., FISCHER H., GOTO AZUMA K., HANSSON M.E. & RUTH U. (2006) - *A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination*. *J. Geoph. Res.*, **111**: 15 pp., Washington.
- RIVELINE J., BERGER J.P., FEIST M., MARTIN-CLOSAS C., SCHUDACK M. & SOULIÉ-MÄRSCHÉ I. (1996) - *European Mesozoic-Cenozoic biozonation*. *Bull. Soc. Géol. France*, **167** (3): 453-468, Paris.
- ROSE J., MENG X. & WATSON C. (1999) - *Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca, Spain*. *J. Geol. Soc.*, **156** (2): 435-448, London.
- SAGE F., VON GRONEFELD G., DEVERCHERE J., GAULLIER V., MAILLARD A. & GORINI C. (2005) - *Seismic evidence for Messinian detrital deposits at the western Sardinia margin, northwestern Mediterranean*. *Mar. Petrol. Geol.*, **22** (6-7): 757-773, Oxford.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. *Geol. Soc. America Bull.*, **98**: 232-237, Boulder.
- SANNA G. & TEMUSSI I. (1986) - *La miniera di Bauxite di Olmedo*. *Industria Mineraria*, **6**: 7-41, Roma.
- SAVELLI C. (1984) - *Evoluzione e meccanismo cenozoico (da 30 MA al Presente) nel Mar Tirreno e nelle aree circostanti: ipotesi geocronologica sulle fasi dell'espansione oceanica*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **27**: 111-119, Roma.
- SCHNEIDER H.H. (1978) - *A Jurassic coal seam at the Genna Su Ludu (E-Sardinia): its stratigraphic and paleogeographic significance*. *N. Jb. Geol. Palaont. Mb.*, **12**: 734-740, Stuttgart.
- SELLI R. (1974) - *Appunti sulla geologia del Mar Tirreno*. In: «*Paleogeografia del Terziario Sardo nell'Ambito del Mediterraneo*». Cagliari 23-27 July, 1973, *Rend. Semin. Fac. Sci. Univ. Cagliari, Suppl.*, **43**: 327-351, Cagliari.
- SELLI R. & FABBRI A. (1971) - *Tyrrhenian: A Pliocene deepsea*. *Rend. Acc. Naz. Lincei. S. VIII*, **50**: fasc. f, 104, Roma.
- SERPELLONI E., FACCENNA C., SPADA G., DONG D. & WILLIAMS S.D.P. (2013) - *Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary*. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**: 6003-6024, Washington.
- SINISI R., MAMELI P., MONGELLI G. & OGGIANO G. (2012) - *Different Mn-ores in a continental arc setting: Geochemical and mineralogical evidences from Tertiary deposits in Sardinia (Italy)*. *Ore Geology Reviews*, **47**: 112-125, Amsterdam.
- SPANO C. (1985) - *Nuova segnalazione di resti di Coccodrilliano nel Miocene della Sardegna settentrionale*. *Boll. Soc. Sarda Sci. Nat.*, **24**: 1-12, Sassari.
- SPERANZA F., VILLA I.M., SAGNOTTI L., FLORINDO F., COSENTINO D., CIPOLLARI P. & MATTEI M. (2002) - *Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence*. *Tectonophysics*, **347**: 231-251, Amsterdam.
- TARICCO M. (1939) - *Le miniere di manganese in Sardegna ed in particolare nell'Isola di San Pietro*. *Ind. Min. d'Italia e d'oltremare*, **XV**: Roma.
- THIERRY J. & BARRIER R. (2000) - *Map 9. Middle Cretaceous*. In: J. DERCOURT, M. GAETANI, B. VRIELYNCK, E. BARRIER, B. BIJU DUVAL, M.F. BRUNET, J.P. CADET, S. CRASQUIN & M. SANDULESCU (Eds.): «*Atlas peri-Tethys palaeogeographical maps*». Commission for the Geologic Map of the World, atlas 1: 268 pp., 24 maps, Paris.

- THOMAS B. & GENNESSEAU M. (1986) - *A two stage rifting in the basin of Corsica- Sardinian straits*. Mar. Geol., **72** (3-4): 225-239.
- TILOCCA G. (2003) - *Sintesi delle conoscenze sui terreni continentali terziari in Sardegna settentrionale (Italia)*. Atti del Convegno Geosed 2003, Alghero, 28 settembre - 2 ottobre 2003, 232-238, Alghero.
- TILOCCA G., LAI M.R. & FORCI A. (2008) - *La paleofrana di Peru (Castelsardo-SS): definizione, litostratigrafia e rapporti con altri depositi continentali quaternari*. Rend. Online Soc. Geol. It., **3**: 750-751. Roma.
- TORNQUIST A.J.H. (1902) - *Ergebnisse einer Bereisung der Insel Sardinien*. Sitz. K. Preuss. Akad. Wiss., **35**: 808-829, Berlin.
- TRÉMOLIÈRES P., CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (1984) - *Phénomènes de chevauchements "d'âge pyrénéen" dans le Mésozoïque du Nord-Ouest de la Sardaigne*. C.R. Acad. Sc. Paris, 298, **18**: 797-800, Paris.
- ULZEGA A. & HEARTHY P.J. (1986) - *Geomorphology, Stratigraphy and Geochronology of Late Quaternary Marine deposits in Sardinia*. Z. Geomorph., N. F. Suppl. Bd., **62**: 119-129, Stuttgart.
- URAS I. (1965) - *Depositii manganesiferi in Sardegna. Parte I. Generalità - Studi sul terreno*. Res. Ass. Min. Sarda, **70** (3): 5-32. Iglesias.
- USDA: UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE (1999) - *Soil Taxonomy*. Soil Survey Staff, 436 pp., AH.
- VARDABASSO S. (1959) - *Il Mesozoico epicontinentale della Sardegna*. Atti Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., **27** (8): 178-184, Roma.
- VARDABASSO S. (1962) - *Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 655-673, Roma.
- VIGLIOTTI L. & LANGENHEIM V.E. (1995) - *When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results*. Terra Nova, **7**: 424-435, Oxford.
- VIGORITO M., MURRU M. & SIMONE L. (2006) - *Architectural patterns in a multistorey mixed carbonate-siliciclastic submarine channel, Porto Torres Basin, Miocene, Sardinia, Italy*. Sedimentary Geol., **186**: 213-236, Amsterdam.

PROGETTO

CARG



PROGETTO

CARG

**APPENDIX**

PROGETTO

CARG

## EXTENDED ABSTRACT

The Sassari geological map sheet n° 459 of the Geological Map of Italy 1:50.000 scale is realized in the framework of the *CARG* project (*Legge 226/99*) in collaboration between *ISPRA* and the Autonomous Region of Sardinia. This map is situated in Northern Sardinia (*Logudoro* region) and covers an area entirely in Sassari Province, including the municipal territories of Sassari, Ossi, Tissi, Florinas, Uri, Olmedo, Sorso, Sennori, Ittiri, Osilo, Alghero, Porto Torres, Banari, Cargeghe, Muros, Codrongianos, Putifigari and Usini.

The Sassari geological map is mainly made by a miocenic carbonatic (limestones) and silico-clastic (sands) sequence, with a Cenozoic volcanic succession (pyroclastic rocks with different welded grade) southbound, and a Mesozoic carbonatic succession outcropping westbound. The miocenic sequences lie over a basement constituted by volcanic rocks, or Mesozoic limestones or dolostones, and reflect the structural framework in Oligo-Miocene stress field that made two distinctive basins in this sector of North Sardinia.

Sardinia was classically shared in three geological complexes that outcrop in equal extensions: the Hercynian metamorphic basement, the Late Hercynian granitoid complex and the Mesozoic and Cenozoic sedimentary and volcanic successions. The Sardinian basement is a South European Hercynian Chain segment considered from most authors as a collisional chain, with subduction of an oceanic crust and high pressure metamorphism since Silurian, and continental collision with a big crustal thickening, metamorphism and magmatism developed during Devonian and the Carboniferous.

The Hercynian chain collisional geometry in Sardinia is still recognizable because the overthrusted Armorican margin is represented by the high grade metamorphic complex outcropping in Northern Sardinia, whilst the subducted Gondwana margin is represented by the low-medium grade metamorphic complex, in turn shared in Inner Nappes and External Nappes, which outcrops in the Central and Southeastern Sardinia. These two complexes are separated by the Posada-Asinara Line, along which oceanic crust relicts emerge. This structural collisional framework, is followed, in Late Hercynian, by an evolution characterized by a gravitative chain collapse, thermic release, with HT/LP metamorphism and the emplacement of the Sardinia-Corsica Batholith. After the Hercynian orogenesis other sectors of hercynian structured crust was incorporated in the Pyrenaic chain, in the Alps and in the Appennines, whilst the crust sector that made the *Blocco sardo-corso* was not involved in relevant orogenetic events. The most important deformations are transcurrent faults, and the related stress field occurs between Oligocene and Miocene.

The Sassari geological map covers about 610 km<sup>2</sup> and it is made only by a mainland, which mainly includes a wide part of a Cenozoic basin known as “*Fossa di Sassari*” and the horst that make the E and the W boundaries. This basin, where its continuation off shore was recognized (Porto Torres Basin), is interpreted as an half graben, with the silicoclastic and carbonatic deposits lying onlap over the Cenozoic volcanic rocks and the Mesozoic carbonatic sequences toward W; toward E the deposits are instead stopped against the normal faults that were responsible of the lifting of Oligo-Miocene volcanic rocks.

In this geological map, the recognized stratigraphic succession starts from the Mesozoic, with cartographic units referred to the whole *eratema*. These successions belong to the platform linked to the South European Passive Margin, and are mainly made by limestones and dolostones. A very important stratigraphic marker is represented by the “Middle Cretaceous” bauxitic deposit that crops out in the central-western area of the geological map sheet, close to the Olmedo town.

The most widespread deposits, referred to the Tertiary, are represented by volcanic deposits and clastic and carbonatic successions: the volcanic rocks are constituted by andesitic lavas alternated with welded and unwelded rhyolitic and rhyodacitic pyroclastic flows. This volcanic products occupy a large portion of the south-western and north-eastern areas of the geological map sheet, and few outcrops in central areas. The sedimentary deposits basically crop out in large sections of central-southern and northern areas of the sheet; they are made by a sedimentary facies of transitional and marine environment. Follow the Plio-Quaternary deposits; besides of a few little alkaline basalts flows of the Plio-Pleistocene volcanic cycle, the Quaternary deposits are mainly made by clastic successions representing different depositional facies located inland, where they mark the actual fluvial systems near the northern (Porto Torres) and western (Alghero) coastal zone.

Within the sheet some economic geology aspects are very important. Indeed several mining and quarrying activities are present. In the Florinas area the silica sands are mined and in the Olmedo area the bauxite deposits are exploited. From the Mesozoic limestones the aggregates for building purposes are drawn. The volcanic successions host the bentonite deposits close to Uri and Olmedo areas, moreover, in the Mesozoic and the Cenozoic succession widely groundwater resources are present.

The Mesozoic deposits include the Triassic formations over the peneplaned Hercynian Chain and the south-european margin successions from the Middle Jurassic. In the Nurra and Sulcis (SW Sardinia), the Triassic succession is characterized by a "Germanic facies". Above the basal continental deposits (Bundsandstein, not cropping out in this map) lies a carbonatic succession of neritic environment (Muschelkalk: **MUK**), followed by evaporitic sediments (Keuper: **KEU**). The Jurassic and Cretaceous successions are made by a big thickness of a calcareous and dolomitic shelf sediments (**GDM**, **IST**, **REP**, **POC**, **BNT**) which show important hypovaline marls of paralic environment ("facies purbeckiana") (**CIF**) placed on the Jurassic-Cretaceous boundary (Portlandian-Berriasian). Even if it is not possible to exclude emersive or undepositional episodes signed by paraconformity between Triassic and Lower Cretaceous, the single emersion of the carbonatic shelf, documented by a very important stratigraphic gap and an angular unconformity, is referred to the middle Cretaceous with the bauxitic horizon (**GXL**) that crops out in the Nurra region. This unconformity was related to the "Austriac Phase" and to the pre-Cenomanian of the pyrenaic domain. In Eastern Sardinia the bauxitic deposits are absent and the Lower Cretaceous gap is not correlated to the Nurra region. In Upper Cretaceous Sardinia shows a definitively emersion linked to the "Laramic Phase". The Mesozoic deposits crop out in the north-western areas of the sheet close to the Olmedo town and from here to the north. The deposits are referred to the Triassic (Ladinian-?Rhaetian), Jurassic (Lias-Malm) and Cretaceous (Berriasian-Santonian).

Starting from the Eocene, the sea comes back to cover large areas of Sardinia; this transgression is preceded by tectonic movements, therefore the eocenic sediments cover various terms of the Mesozoic succession and sometimes lie directly over the Palaeozoic basement. In the Middle-Upper Eocene continental conditions are reinstated and in Sardinia go on until whole Oligocene. In a tectonic point of view, this time span was characterized by relative stability signed also by total absence of volcanic activity until the Upper Oligocene. In the Sassari geological map sheet the Tertiary covers are represented by Oligo-Miocene calcalkaline volcanic rocks and by continental and marine silicoclastic and carbonatic deposits of Middle-Upper Miocene. During the Upper Oligocene - Lower Miocene the "*Blocco sardo-corso*" suffered the collision's effects between the south European margin and the

Apula Plate, that are responsible of the Appenninic Chain development. In the central and northern Sardinia, as well as the “Hercynian” Corse, an important transcurrent tectonic Upper Oligocene - Aquitanian in age was active and was expressed by faults with kilometric slip. Both transpressional and transtensional zones are associated to these faults; they are linked to the development of pull apart basins with thick continental deposits coeval with very important volcanic activity. During the Burdigalian-Langhian, at the same time with the *Blocco sardo-corso* rotation and the Balearic basin and northern Tyrrhenian opening, an extensional phase developed a trench system, between the Asinara Gulf and Cagliari Gulf, buried mainly by a thick sedimentary marine succession and calcalkaline volcanic rocks. Both transcurrent and extensional tectonics are associated to an oligomiocenic volcanism that represents one of the most important Tertiary event of Western Mediterranean.

The *Blocco sardo-corso* is a residual magmatic arc generated after an oceanic crust subduction with backarc basin opening, and consequently the rotation of the Block. Through the Oligocene, Sardinia remains in continentality conditions with the beginning of the first volcanic events in calcalkaline affinity which extends to Middle Miocene.

The Oligo-Miocene volcanic succession crops out in the Sassari geological map. It is constituted by andesitic domes and pyroclastic flows, placed in subaerial conditions, and subordinate epiclastic deposits. The volcanic succession starts with andesitic domes near Pala Mantedda (**MTD**) and Osilo (**OSL**), where the central part of the bodies is represented by laminated flows, linked to the Lower Andesitic Serie *Auct.*; the OSL andesitic lavas are marked by platy jointing systems and very important hydrothermal alteration. Sometimes these lavas show andesitic breccias; epiclastic deposits embedded in the lavas are classified as debris avalanches. Follows a thick succession of several flow units, starting with a high grade pyroclastic flow purple in color (**LDO**) and medium grade (**PRJ**); then two unwelded units, the first one with pumice and Palaeozoic elements (**UMP**), the second one with rheomorphic pattern (**UMM**), lying over an unit with epiclastic sediments on bottom (**UBR**) welded glassy in ground mass. Follow unwelded grayish tuffs (**TEU**) with andesitic lithics, above high grade ignimbrites (**SSU**) with big “*fiamme*” brown in color. The Lower Ignimbritic Serie *Auct.* ends with a welded ignimbrite black in colour with ash fall deposits at the bottom (**CUG**). Follows the Andesitic Middle Succession *Auct.* with basaltic to andesitic lava-flows and blocks (**UNV**), above three flow units follow. These last one are high grade ignimbrites strongly welded, the first one (**UII**) with big pumice and lithics pinky in colour with ground surge deposits at the bottom, the second ones not too thick, whit black flames (**LGS**), the third one (it crops out in eastern areas of sheet) brown in colour with macro eutaxitic structure (**LGU**). Thick deposits of unwelded whitish flows with ash fall at the bottom (**ILV**) complete the volcanic succession.



The Miocene sedimentary succession fills the sin-rift and *post*-rift basins. Actually, in the geological map sheet there are two basins, the Logudoro basin and the Porto Torres basin. The first one is a semi graben NNW-SSE oriented which develops from Campeda plateau southward to Ittiri and Ploaghe northward. The pattern of this basin was marked by normal faults where the western margin is well recognizable; the eastern margin instead is characterized by a Miocene marine transgression over a bedrock constituted mainly by Aquitanian - Burdigalian volcanites and Mesozoic successions. The Miocene sequence, moving from E to W, shows an evolution from proximal to distal environments. The older sequence (Middle-Upper Burdigalian - Langhian in age) lies in onlap over volcanites. It is characterized by a thick sequence of coarse grading sediments, typically from fluvial-deltaic environment (**OPN**), that passes to limestones and sands (**RES**) followed by siltstones and marls of deep sea (**RTU**). Above these marls, it begins the second sequence from Serravallian to Tortonian - ?Messinian, characterized at the bottom by fluvio-deltaic quartz enriched sands (**LNS**), above the algal balls rich shelf limestones (**NST**). Evidences of tectonic movements are recognizable through sintectonic depositional structures, or erosion of the first sequence members. The Porto Torres basin covers a few square kilometers and the miocenic transgression happened above the Mesozoic sediments.

Starting from 5 My until the Pleistocene, Sardinia got a new volcanic cycle with basalts and differentiated products linked to extensive tectonics that underwent all Western Mediterranean and was responsible to the center-northern Tyrrhenian Sea opening. This volcanism is represented by volcanic domes and large plateau lavas in different altitude that cover formations different in ages. In the Sassari map sheet, this volcanism is represented by the basaltic lavas that made the Rio Coloru plateau (**BGD**). At the same time of volcanic activity, there was a continental (fluvial, lacustrine, debris), transitional and shallow water marine clastic deposition. In the Sassari map sheet the succession starts with coarse gravels and sands and stratified slope debris deposits and lacustrine limestones (**PVM**) referred both to the Late Pleistocene. The Quaternary deposits have been mapped and distinguished into lithostratigraphic, morphostratigraphic and pedostratigraphic units assigned according to the UBSU convention (Unconformity Bounded Stratigraphic Units; North American Commission on Stratigraphic Nomenclature). These deposits are classified in a synthem and associated subsynthem. The Holocene deposits are placed into a large synthem subdivided into subunits based upon the depositional environments (active (**b**) and inactive (**b<sub>n</sub>**) alluvial deposits, lacustrine and palustrine deposits (**e**), eluvium and colluvium deposits (**b<sub>2</sub>**), slope debris (**a**) and anthropic deposits (**h**)).

The economic geology in the Sassari geological map sheet is very important because there are several quarries and mines; the quarries mainly supply the building market as granulate and cement factories while the mines offer seve-

ral industrial minerals as silica sands, bentonite, kaolin, bauxite and manganese. Actually the mines are peculiar because they are operating the most supplier of silica sands in Italy and one of the two last underground mines active in Sardinia (Olmedo). The silica sand mine (Monte Mamas mine, near Florinas town) open pit type produces in average 700.000 -800.000 Tons/y of silica sands and kaolin for the glass and ceramic market. They mine the quartz enriched sands of the Formazione di Florinas (**LNS**). The bauxite mine (Graxioleddu mine, close to Olmedo town) was open since 1980; with 150.000 Tons/y in average, it supplies the aluminous cements and refractories market. Mainly it is constituted by a bohemitic bauxite not suitable to produce, through usual "Bayer process", metallic aluminium. The mine operates all in underground and mines "in strata" in the bauxitic horizon Formazione di Graxioleddu (**GXL**).

In order to the hydrogeological point of view, the aquiferous hosted in the Nurra region mainly are strategically for the stored water quantity, calculated in 37 M/mc. The surface circulation is characterized by important morphologic watersheds. The succession cropping out in the map sheet area is subdivided in hydrogeological units, then, if necessary, in hydrological complexes. In the Sassari map sheet are recognizable the following units:

- Mesozoic hydrogeological unit. This unit is subdivided in: 1) composite Triassic complex, 2) Calcareous Jurassic complex, 3) Marly calcareous Cretaceous complex. In this complexes the permeability is variable from medium to high in order to tectonics and damage zones.
- Tertiary hydrogeological unit, mainly constituted by a pyroclastic complex, where the isophreatics follow the maximum topographic dip.
- Miocenic hydrogeological unit, constituted by a marly calcareous complex with different permeability for marls and limestones. The limestones got karst and crack-fissure permeability and very low permeability for the marls.
- Quaternary hydrogeological unit, with actual sedimentary complex, with very high permeability and a low depth groundwater circulation.

In order to pedological features, referred to a Cenozoic landscapes, three main pedological typologies characterize the Sassari map sheet areas. The first one displays severe relief and steep slopes of hills and mountains, rocky outcrops are prevailing and the soils have very poor thickness. In the second one, together with severe shapes, large plains are present; soils have different range of evolution but rocky outcrops become less diffused. In the third one the soil reaches the maximum evolution and rocky outcrops are rare. The soil shows Dystric and Lithic Xerorthents mainly. The limestones landscape with high erodibility shows Rock outcrops and Lithic Xerorthents rare Rhodoxeralf and Mollisols. The Quaternary landscape soils show Typic, Ultic Acquic Palexeralf, and in alluvial plains Fluventic Haploxerects and Typic Xerofluvents.

## LEGEND GEOLOGICAL MAP

### QUATERNARY DEPOSITS

#### ***HOLOCENE DEPOSITS***

##### **Anthropic Deposits (h)**

Landfill and reclaimed areas ( $h_{1r}$ ); landfill mining areas ( $h_{1m}$ ); urban solid waste dump areas ( $h_{1u}$ ).  
Thickness: variable up to 15-20 m. *HOLOCENE*

##### **Fluvatile deposits (b)**

Gravels with subordinate coarse sands ( $b_a$ ); sands with rare gravels lenses ( $b_b$ ); sandy silts ( $b_c$ ).  
Thickness: variable from 2-3 m up to 15 m (Riu Mannu). *HOLOCENE*

##### **Pond, lagoon and swamp deposits (e<sub>3</sub>)**

Silts and silty clays, dark gray in colour due to a large organic fraction (C. Chessa). Thickness:  
less to 1 m. *HOLOCENE*

##### **Eluvial and colluvial deposits (b<sub>2</sub>)**

Silty-clayish sands with poor gravels, massive, more or less intensely pedogenized. Thickness:  
1-3 m. *HOLOCENE*

##### **Slope Wash Deposits (a)**

Debris embedded in fine grained sandy-silty matrix, intercalated with soils enriched in organic  
fraction, sometimes partially cemented. Thickness: 2-4 m.  
*HOLOCENE*

##### **Terraced alluvial deposits (b<sub>n</sub>)**

Sands, coarse to fine grained, with poor levels and lenses of fine gravels ( $b_{nb}$ ). Thickness: up to 4 m.  
*HOLOCENE*

**Travertines (f<sub>1</sub>)**

Travertines, phytoclastic, phytohermal and phytostromatolic limestones deposits. Thickness: up to 10 m. *HOLOCENE*

**Landslides**

Chaotic accumulations of blocks from active rockfall and/or toppling, partially soils embedded (a<sub>1</sub>). Old landslide bodies, and accumulations related to quiescent phenomena or steady (a<sub>1a</sub>).  
*HOLOCENE*

**PLEISTOCENE DEPOSITS****PORTOVESME SYNTHEM (PVM)*****Portosusco Subsynthem (PVM<sub>2</sub>)***

Terraced alluvial coarse grained gravels and sands with thickness from 2 m up to 5 m (PVM<sub>2a</sub>); aeolian sandstones and sands with thickness up to 5 m (PVM<sub>2b</sub>); coarse stratified slope deposits “*éboulis ordonnés*” like, with thickness up to 10 m (PVM<sub>2c</sub>); relict landslide bodies and accumulations (PVM<sub>2d</sub>); lacustrine limestones with pulmonate gastropods, thickness up to 15 m (PVM<sub>2e</sub>). *UPPER PLEISTOCENE*

**QUATERNARY VOLCANICS****LOGUDORO BASALTS (BGD)**

Dark lavas porphyritic by plagioclase, olivine and rare pyroxene; bullous texture in microcrystalline ground mass basaltic in composition. Thickness: 5 m in average. (<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar: 373,96 ±26.38 ky).  
*MIDDLE PLEISTOCENE*

**TERTIARY VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSIONS****MONTE SANTO FORMATION (NST)**

Inner shelf bioclastic limestones with rare silicoclastic (NST<sub>1</sub>) and biohermal episodes embedded (coral reef gen. *Tarbellastraea* and *Porites*), clinostatified calcarenites and calcirudites with rhodolite levels showing benthonic foraminifera (*Amphistegina*), gastropods, bivalvs, echinids. Variable thickness up to 50 m max. *TORTONIAN - LOWER MESSINIAN*

**FLORINAS FORMATION (LNS)**

Quartz-feldspar sandstones, whitish in colour, more or less cemented, with dark silts at the bottom; deltaic environment; at the top, interbedded quartz-feldspar sands and microconglomerates of marine environment, cemented, with algal balls, bivalves, echinids and bioturbation. Variable thickness up to 80 m (SW of Florinas). *SERRAVALLIAN*

**BORUTTA FORMATION (RTU)**

Regular succession of decimetric strata of marls, arenaceous marls, siltstones and, at the top, marly calcarenites, locally bioturbate, with plane-parallel stratification, and faunas rich in bivalves (*Chlamys*, *Amusium*), echinids (*Opissaster* sp., *Echinometra* sp., *Spatangus* sp.); foraminifera

(*Globigerinoides trilobus* zone); calcareous nannoplankton (*Sphenolithus heteromorphus* - *Helicosphaera ampliapertura* zone). Thickness from 10 m up to 200 m.

UPPER BURDIGALIAN - LANGHIAN

#### **MORES FORMATION (RES)**

Calcarenes and calcirudites often clinostratified with algae, echinids (*Amphiope hollandei*, *Clypeaster intermedius*, *Echinolampas* sp.) and bivalves (*Pecten* sp.), subordinate biohermal limestones with corals; variable thickness up to 40-50 m (RES<sub>a</sub>). Gray to beige sandstones and conglomerates made by quartz grains, metamorphic rocks, volcanic rocks and mesozoic limestones; locally embedded carbonatic rocks with fossils as echinids, bivalves, rare corals; variable thickness up to 30-40 m (RES<sub>b</sub>). Small thickness (2-3 m) of conglomeratic levels mainly at the bottom of carbonatic deposits with volcanic clasts and quartz grains, subordinate clay deposits smaller in thickness (RES<sub>c</sub>). Coarse sandstones with volcanic rich components, grayish in colour, sometimes very fossiliferous with echinids, bivalves, and often macroforaminifera (*Heterostegina*), and conglomerates with andesite pebbles and blocks, in sandy poor matrix always volcanic in nature, sometimes with carbonatic cement. Variable thickness from few meters up to 40 m (RES<sub>d</sub>).

UPPER BURDIGALIAN

#### **OPPIA NUOVA FORMATION (OPN)**

Coarse sandstones and conglomerates in sandy or silty-clay matrix, of alluvial fan environment, with palaeozoic basement clasts, mesozoic limestones, and tertiary volcanic components. Thickness up to 50 m.

?MIDDLE - UPPER BURDIGALIAN

#### **RIO MINORE FORMATION "LACUSTRE" AUCT. (LRM)**

Epiclastic deposits with flints, siltstones and marls embedded with plant remains, conglomerates and partially silicized limestones of lacustrine environment ("*Formazione lacustre*" Auct.). Variable thickness up to 100 m. BURDIGALIAN *p.p.*

#### **MONTE SA SILVA PYROCLASTITES (ILV)**

Rhyolitic unwelded thick pyroclastic flow deposits, gray-whitish in colour, plagioclase and biotite phenocrysts rich and centimetric lapilli in middle coarse cineritic matrix. Sometimes at the bottom thick cineritic fall deposits. Thickness from few meters up to 100 m (<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar: 18,61±0,23 My).

BURDIGALIAN *p.p.*

#### **LOGULENTU PYROCLASTITES (LGU)**

Rhyolitic strongly welded pyroclastic flow deposits, violet to reddish in colour, with macroeutaxitic texture and metric flames with plagioclase and biotite crystals. Thickness up to 25 m. (<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar: 18,54±0,22 My). BURDIGALIAN *p.p.*

#### **MONTE LONGOS PYROCLASTITES (LGS)**

Rhyolitic pyroclastic flow deposits, mainly black in colour, violet at the bottom, with high grade welding and glassy aspect, with several plagioclase, pyroxene and biotite crystals and little blackish flames. At the bottom centimetric ash fall levels. Locally rheomorphic structures are present. Thickness 3-5 m.

BURDIGALIAN *P.P.*

**URI PYROCLASTITES (UII)**

Rhyolitic pyroclastic flow deposits, mainly grayish in colour and less rosé, with whitish big pumices, andesitic and ignimbritic heterometric lithics, plagioclase pyroxene and biotite crystals in coarse cineritic matrix; the welding grade ranges from insignificant to high. At the bottom, fall deposits and ground surge are locally present (pumices; lithics). Thickness from a few meters up to 30 m. ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ : 18,80±0,26 My). *BURDIGALIAN p.p.*

**NURAGHE VITTORE LAVAS (UNV)**

Basaltic to andesitic lavas, dark grayish in colour, as mainly block lava flows. Porphyritic texture by plagioclase and pyroxene in microcrystalline ground mass. Locally hydrothermal alteration occurs. Thickness up to 20-25 m. *BURDIGALIAN p.p.*

**CUGA PYROCLASTITES (CUG)**

Rhyolitic welded pyroclastic flow deposits, black-brownish in colour, with black "flames" up to 6 cm long, and sub centimetric lithics; often preceded by thick ash fall deposits. Thickness: 10 m. *BURDIGALIAN P.P.*

**SA FUNTANEDDA PYROCLASTITES (FGU)**

Trachydacitic mainly unwelded or poor welded pyroclastic flow deposits, with big ignimbritic lithics (4-5 cm) and big oxidianaceous pumices (5-6 cm) tube pumice type, and white pumices, plagioclase crystals in cineritic grayish or pinkish if altered matrix. Sometimes pinkish ash fall levels at the bottom. Thickness up to 10-15 m. *BURDIGALIAN p.p.*

**SU SUERZU PYROCLASTITES (SSU)**

Rhyodacitic welded pyroclastic flow deposits, violet to brownish in colour, with parataxitic texture, big grayish flames (from 2 up to 15-20 cm), and ignimbrite, andesit and rarely Mesozoic limestones lithics; plagioclase pyroxene and biotite phenocrysts arranged according to flow. Thickness from 15-20 m up to 70 m. *BURDIGALIAN P.P.*

**SA TEULA PYROCLASTITES (TEU)**

Rhyodacitic mainly poor welded pyroclastic flow deposits, grayish in colour, with brown pumice from 2 up to 20 cm, and ignimbritic and less andesitic lithics (1-3 cm); plagioclase and pyroxene crystals in coarse cineritic matrix, often preceded by ash fall deposits. Locally (M. Sisieri, M. Crasta, and southward Uri town) ground layer deposits (breccias) at the bottom. Thickness up to 50 m. *BURDIGALIAN p.p.*

**MONTE BARANTA PYROCLASTITES (UBR)**

Rhyodacitic brown-reddish welded pyroclastic flow deposits, with light eutaxitic texture and glass in aspect, with pale centimetric flames, poor lithics often sub-centimetric, plagioclase crystal arranged to flow and rare pyroxenes. At the bottom epiclastic and air fall deposits are frequent. Thickness up to 15-20 m. *BURDIGALIAN p.p.*

**MONTE MIALE ISPINA PYROCLASTITES (UMM)**

Rhyolitic welded pyroclastic flow deposits, mainly reddish and rarely blackish in colour, noticeable eutaxitic texture signed by big bright flames (20-30 cm), with ignimbrite lithics (1-3 cm). Locally, rheomorphic structures are present. Thickness in average 8-10 m, up to 30 m. *BURDIGALIAN p.p.*



**MONTE SAN PIETRO PYROCLASTITES (UMP)**

Rhyolitic unwelded pyroclastic flow deposits, grey-withish in colour, with ignimbritic and subordinate andesitic and rare palaeozoic basement lithics (10-15 cm), pumice up to 20-30 cm and plagioclase and biotite crystals. At the bottom, locally metric air fall deposits with carbonious frustules. Thickness up to 100 m ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ : 19,13±0,48 My).

*BURDIGALIAN p.p.*

**PUNTA RUJA PYROCLASTITES (PRJ)**

Rhyolitic and dacitic medium to high grade welding pyroclastic flow deposits, from pinkish to blackish in colour, with millimetric to centimetric ignimbrites and andesites lithics, millimetric to decimetric pumices, plagioclase and rare pyroxene crystals in cineritic matrix. Thickness up to 20 m ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ : 19,00±0,23 My). *BURDIGALIAN p.p.*

**OLMEDO PYROCLASTITES (LDO)**

Rhyolitic medium to high grade welding pyroclastic flow deposits, grey to purple in colour, with ignimbrites and rare andesitic lithics (1-2 cm), whitish pumices (from millimetric to 2-3 cm), plagioclase and pyroxene crystals in medium-coarse cineritic matrix. Locally (Monte Crasta) hydrothermal alteration and frequent although limited silicification occurs. Upon contact with underlying Mesozoic formations, clayed levels of ash fall are present. Thickness up to 60-70 m.

*BURDIGALIAN p.p.*

**OSILO LAVAS (OSL)**

Andesitic lavas, dark grey in colour, often porphyritic for plagioclases and pyroxenes, generally massive but sometimes with flow foliation and platy jointing. Embedded to lavas some pyroclastic fall deposits few meters thick occur. Important hydrothermal alteration with large zone of silicification (Bunnari Lake) are present. In outcrop thickness is more than 500 m (OSL). Debris avalanche deposits made by polyhedral and heterometric not vesiculated elements of andesites within a volcanic coarse sand matrix, usually matrix supported rarely clast supported; lahar deposits are intercalated (OSL<sub>a</sub>). Thickness up to 100 m ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ : 19,35±0,24 My). *BURDIGALIAN p.p.*

**PALA MANTEDDA LAVAS (MTD)**

Basaltic andesitic to dacitic lavas, in domes and flows, separated by autoclastic breccia levels sometimes scoriaceous, porphyritic by plagioclase and pyroxene phenocrysts. Thickness: 90-100 m ( $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ : 26,1±1,5 My, PROGEMISA S.P.A., 1994;  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ : 22,1±1,3 My, LECCA *et alii*, 1997;  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ : 22,35±9,66 My, CARG Project). ?*CHATTIAN-AQUITANIAN*

**MESOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION****BRUNESTICA FORMATION (BNT)**

Marls, marls and marly calcarenites in decimetric levels, yellow-greenish to beige in colour, hemipelagic with planctonic foraminifera. Thickness 40-50 m (BNT<sub>a</sub>); biosparitic, sometimes nodular whitish limestones rich in rudists, in thick banks. Thickness 10 m (BNT<sub>b</sub>).

*UPPER CRETACEOUS (CONIACIAN - CAMPANIAN)*

**CAPO CACCIA FORMATION (POC)**

Beige to whitish bioclastic limestones, coarse calcarenites with rudists (*Hippurites*, *Radiolites*), benthic (*Miliolidae*) and planctonic (*Globotruncanidae*) foraminifera, massive or thick banks, sometimes with breccia levels. Thickness 40-50 m.

UPPER CRETACEOUS (CONIACIAN - SANTONIAN)

**GRASCIOLEDDU FORMATION (GXL)**

Alteritic horizon made by clay bauxites, oolitic, pisolitic, pebble and brecciated bauxites, white to yellow-reddish in small thickness (1-4 m), residual clay and limestone breccias in ferruginous cement (sometimes at the bottom of bauxite horizon), occasional fill of karst cavities or holes. Thickness: from close to 0 up to 17 m. LOWER-UPPER CRETACEOUS (ALBIAN - TURONIAN)

**MAL REPOS FORMATION (REP)**

Micritic limestones, sometimes very fine grained, oolitic, stratified, with rudists (*Matheronia*), foraminifera (*Valdanchella miliani*, *Choffatella decipiens*) and dasycladacea algae (*Salpingoporella muehlbergii*) ("Urgonian" Auct.). Thickness: 10-30 m.

LOWER CRETACEOUS (LOWER VALANGINIAN - LOWER APTIAN)

**CALA D'INFERNO FORMATION (CIE)**

Marls and marly limestones, grey-greenish in colour, of lacustrine and lagoon environment, centimetric levels stratified, with Cyrenidae, ostracods and charofite; marly limestones of marine environment embedded towards the top ("Purbeckian" Auct.). Thickness: up to 20-25 m.

LOWER CRETACEOUS (BERRIASIAN - ?LOWER VALANGINIAN)

**PUNTA CRISTALLO FORMATION "PORTLANDIAN" AUCT. P.P. (IST)**

Well stratified limestones with dasycladacea (*Heteroporella* sp., *Clypeina jurassica*, *Salpingoporella annulata*), with some dolomitic level embedded; marly and micritic limestones with litho and bioclasts, peloids, sometimes bird-eyes, of shallow inner shelf environment with flint lenses; in the basal levels well stratified calcarenites, secondary dolostones sometimes brecciated often bird-eyes, with limestone lenses with charofite of lagoon environment. Thickness 130-150 m.

UPPER JURASSIC (?KIMMERIDGIAN - TITONIAN)

**GAMBA DI MORO FORMATION (GDM)**

Dolostones, marly limestones, marls, dolomitized limestones with algal laminites; oolitic and oncolitic limestones; bird-eyes limestones; saccaroid dolostones of inner shelf with lagoon episodes with single corals, bivalves, gastropods (*nerineidae*), brachiopods (*Trigonia*, *Rhynchonella*), bryozoa and macroforaminifera (*Timidonella*, *Orbitammina*, *Alzonella*); alternations of limestones, marls and bituminous clays (GDM). Sandstones and arenaceous siltstones levels (GDM<sub>a</sub>). Thickness: 150-200 m. MIDDLE - UPPER JURASSIC (AALENIAN-?KIMMERIDGIAN)

**MONTE ZIRRA FORMATION (ZRR)**

Dolostones and dolomitic-calcareous sandstones interbedded with marls and marly limestones; grey oolitic, oncolitic and bioclastic limestones; corals, clams, brachiopods (*Zeilleria quaiaiosensis*, *Gibbirhynchia curviceps*), echinoderma and foraminifera rich; sometimes at the bottom calcareous sandstones. Thickness 10-15 m.

LOWER JURASSIC (SINEMURIAN - ?LOWER AALENIAN)

**KEUPER AUCT. (KEU)**

Dolostones and grey limestones often carious, with subordinate dolomitic limestones and thin siltstones intercalations greenish to reddish in colour, yellow stratified marls. Thickness 40-50 m.

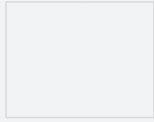
*MIDDLE-UPPER TRIASSIC (LADINIC p.p. - CARNIAN)*

**MUSCHELKALK AUCT. (MUK)**

Gray dolostones and grey-bluish dolomitic limestones, in thick banks with brachiopods, crinoids (*Encrinurus liliiformis*), bivalves (*Lima striata*), ammonites, foraminifera, dasycladacee algae, Rhynchocorallium. Rare marly leveles, yellowish in colour. Thickness 10-15 m.

*MIDDLE TRIASSIC (LADINIAN)*

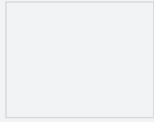
PROGETTO  
CARG



459 "SASSARI"



PROGETTO  
CARG

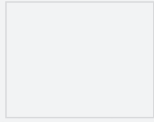


459 "SASSARI"



PROGETTO  
CARGO

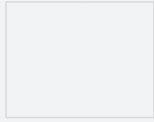
PROGETTO  
CARG



459 "SASSARI"

PROGETTO  
CARGO

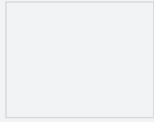
PROGETTO  
CARG



459 "SASSARI"

PROGETTO  
CARGO

PROGETTO  
CARG

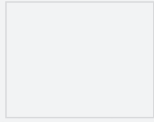


459 "SASSARI"



PROGETTO  
CARGO

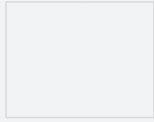
PROGETTO  
CARG



459 "SASSARI"

PROGETTO  
CARGO

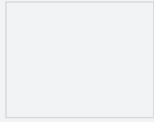
PROGETTO  
CARG



459 "SASSARI"

PROGETTO  
CARGO

PROGETTO  
CARG



459 "SASSARI"