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 528

ORISTANO

Parte a terra cura di:

S. Barca[1], **E.D. Patta**[2], **M. Murtas**[3], **G. Pisanu**[2] e **M. Serra**[4]

Parte a mare cura di:

L. Lecca[5], **S. De Muro**[5], **V. Pascucci**[6], **S. Carboni**[1], **G. Tilocca**[7], **S. Andreucci**[5] e **N. Pusceddu**[8]

Hanno collaborato:

Petrografia del vulcanico: **R. Cioni**[9], **F. Mundula**[5];
Tettonica: **S. Pasci**[2];
Ricerca idrocarburi: **E.A. Sarria**[10];
Stratigrafia del Quaternario e geomorfologia: **M. Coltorti**[11];
Petrografia delle rocce plutoniche: **G.P. Cherchi**[12], **G. Pisanu**[2];
Biostratigrafia del Terziario: **D. Cosentino**[13], **P. Cipollari**[13], **C. Spano**[1];
Biostratigrafia del Quaternario: **C. Spano**[1];
Pedologia: **M.A. Dessena**[14];
Geocronologia del Quaternario: **M. Frechen**[15];
Idrogeologia: **A. Pala**[1];
Campionature subacquee: **G. De Falco**[16];
Analisi sedimentologiche: **C. Kalb**[8];
Analisi petrografiche area marina: **M. Marchi**[5];
Analisi palinologiche area marina: **A. Porcu**[8];
Analisi Side Scan Sonar: **M. Cossellu**[8].

1) - Ex Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari; 2) - Geologo libero professionista per la Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Dipartimento Geologico, Cagliari; 3) - Provincia Carbonia-Iglesias, Carbonia; 4) - ISPRA, Servizio Interdipartimentale per le Emergenze Ambientali, Roma; 5) - Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche, Università di Cagliari; 6) - Dipartimento di Scienze della Natura e del Territorio, Università di Sassari; 7) - Geologo libero professionista; 8) - Ex dottorando dell'ex Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari; 9) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze; 10) - ARPAS - Dipartimento di Nuoro e Ogliastra; 11) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena; 12) - ARPAS - Dipartimento di Sassari; 13) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma Tre, Roma; 14) - ENAS, Ente Acque della Sardegna, Cagliari; 15) - Leibniz Institute for Applied Geophysics, Hannover; 16) - CNR, IAMC - Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, Oristano.

Ente realizzatore **Regione Autonoma della Sardegna**

PROGETTO CARG

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 SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:
D. Berti, R. Graciotti, C. Murano, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni
Parte a mare: **S. D'Angelo, A. Fiorentino**
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** (foglio)**, O. Pilloni** (note)
M.E. Sitzia, A. Lavena, P. Manca, E. Melis, A. Pintus, V. Piras
(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 per ARPAS:
E.A. Sarria (*Responsabile del Progetto CARG*)
O. Pilloni (*Responsabile della Segreteria Tecnica per RAS & ARPAS*)

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

PROGETTO CARG

INDICE

I	**- INTRODUZIONE** ..... Pag.	7
1.	- CARATTERI GENERALI DEL FOGLIO ..... »	8
2.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO ..... »	8
II	**- STUDI PRECEDENTI** ..... »	11
1.	- PALEOZOICO ..... »	11
2.	- TERZIARIO ..... »	12
3.	- QUATERNARIO ..... »	16
III	**- INQUADRAMENTO GEOLOGICO** ..... »	19
IV	**- STRATIGRAFIA** ..... »	23
1.	- COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO ..... »	23
1.2.	- Granodioriti di Mal di Ventre (**MDV**) ..... »	24
2.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA OLIGO-MIOCENICA ..... »	29
2.1.	- Successione vulcanica ..... »	29
2.1.1.	- *Andesiti di Atzori* (**AAZ**) ..... »	29
2.1.2.	- *Chimica delle vulcaniti terziarie* ..... »	34
2.2.	- Depositi sedimentari del I ciclo ..... »	35
2.2.1.	- *Formazione di Ussana* (**USS**) ..... »	36
2.2.2.	- *Calcari di Villagreca* (**VLG**) ..... »	36
2.3.	- Depositi sedimentari del III ciclo ..... »	38
2.3.1.	- *Formazione di Capo San Marco* (**SMR**) ..... »	38
2.3.2.	- *Calcari laminati del Sinis* (**CLS**) ..... »	45
2.3.3.	- *Calcari di Torre del Sevo* (**CTS**) ..... »	48
3.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PLIOCENICA ..... »	52
3.1.	- Formazione di Nuraghe Baboe (**NBB**) ..... »	52
3.2.	- Formazione di Nuraghe Casteddu (**NCA**) ..... »	54
3.3.	- Basalti del Golfo di Oristano (**BGF**) ..... »	56
3.3.1.	- *Facies Costa Randada* (**BGF_c**) ..... »	56
3.3.2.	- *Facies Conc'Ailloni* (**BGF_b**) ..... »	58
3.3.3.	- *Facies Il Catalano* (**BGF_a**) ..... »	60
3.4.	- Chimica delle vulcaniti plioceniche ..... »	64
4.	- DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA CONTINENTALE »	67
4.1.	- Depositi Pleistocenici ..... »	68
4.1.1.	- *Sintema del Faro* (**SIF**) ..... »	68

PROGETTO CARG

4.1.2. - *Sintema di Serra de su Pranu* (**SDS**)..... Pag. 70
4.1.3. - *Sintema di Portovesme* (**PVM**) ..... » 71
4.1.3.1. - Subsintema di Calamosca (**PVM_1**) ..... » 72
4.1.3.2. - Subsintema di Portoscuso (**PVM_2**) ..... » 80
4.1.3.2.1. - Ghiaie e sabbie alluvionali e di conoide alluvionale (**PVM_{2a}**) . » 80
4.1.3.2.2. - Arenarie eoliche (**PVM_{2b}**)..... » 84
4.1.4. - *Datazioni Radiometriche* ..... » 86
4.2. - Depositi Olocenici..... » 89
4.2.1. - *Depositi di frana* (**a_{1a}**)..... » 89
4.2.2. - *Depositi lacustri* (**e_2**)..... » 91
4.2.3. - *Depositi alluvionali terrazzati* (**b_n**) ..... » 93
4.2.4. - *Depositi di versante* (**a**) ..... » 93
4.2.5. - *Coltri eluvio-colluviali* (**b_2**)..... » 94
4.2.6. - *Depositi eolici* (**d**) ..... » 94
4.2.7. - *Depositi di spiaggia* (**g_2**) ..... » 95
4.2.8. - *Depositi palustri e lagunari* (**e_5**, **e_{5b}**)..... » 97
4.2.9. - *Depositi alluvionali* (**b**)..... » 99
4.2.10. - *Depositi antropici* (**h_1**) ..... » 99
5. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA ..... » 100
5.1. - Depositi Pleistocenici ..... » 100
5.1.1. - *Beach rock* (**g_{10}**) ..... » 100
5.1.2. - *Deposito palinsesto* (**m_9**)..... » 104
5.2. - Depositi Olocenici..... » 106
5.2.1. - *Ambiente litorale* ..... » 106
5.2.1.1. - Deposito di spiaggia sommersa (**g_8**)..... » 106
5.2.1.2. - Deposito costiero di bassa energia, golfo (**g_9**) ..... » 108
5.2.1.3. - Deposito di piede di falesia (**g_{15}**) ..... » 110
5.2.2. - *Ambiente di piattaforma*..... » 111
5.2.2.1. - Deposito di piattaforma interna (**g_{19}**)..... » 111
5.2.2.2. - Prateria a fanerogame marine (**g_4**) ..... » 112
5.2.2.3. - Deposito bioclastico (**g_{12}**)..... » 116
5.2.2.4. - Deposito rielaborato da correnti (**g_{16}**)..... » 117

V - TETTONICA..... » 123

VI - GEOLOGIA MARINA..... » 133
1. - GEOLOGIA DEL PRE-SISTEMA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIO ..... » 134
1.1. - Rift sardo e margine continentale della Sardegna occidentale ..... » 134

PROGETTO CARG

1.2. - Struttura tettonica e successione di colmamento dei bacini. Pag. 138
1.3. - Paleovalle messiniana e trasgressione pliocenica ..... » 145
2. - PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE ..... » 150
3. - SISTEMA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIO ..... » 152

VII - CENNI GEOMORFOLOGICI ..... » 157
1. - AREA CONTINENTALE ..... » 157
1.1. - Generalità ..... » 157
1.2. - Conoide alluvionale antica del Fiume Tirso ..... » 158
1.3. - Morfologie fluviali vallive e piana costiera del Fiume Tirso .... » 158
1.4. - Morfologie costiere ..... » 159
1.5. - Morfologie deposizionali ed erosive della Penisola del Sinis .... » 159
1.6. - Isola Mal di Ventre e Il Catalano ..... » 160
2. - AREA MARINA ..... » 161
2.1. - Generalità ..... » 161
2.2. - Golfo di Oristano ..... » 162
2.3. - Esterno del golfo ..... » 164
2.4. - Depressioni ..... » 164
2.5. - Alti morfostrutturali ..... » 165
2.6. - Microforme ..... » 166

VIII - GEOLOGIA APPLICATA ..... » 167
1. - CAVE ..... » 167
2. - CAMPAGNE DI RICERCA PER IDROCARBURI ..... » 170
3. - FRANE ..... » 173
3.1. - Sito archeologico di Tharros e monumenti a rischio ..... » 182
3.1.1. - *Cenni storici sulla città di Tharros* ..... » 182
3.1.2. - *Archeologia di Tharros e i monumenti a rischio di frana* ..... » 182
4. - BONIFICHE IDRAULICHE ..... » 183
4.1. - Cenni storici sui consorzi di bonifica ..... » 184
4.2. - Cenni sulla bonifica e la trasformazione fondiaria ..... » 186
5. - GEOPEDOLOGIA ..... » 188
5.1. - Suoli sulle alluvioni recenti dell'Olocene ..... » 188
5.2. - Suoli sulle argille degli stagni e delle lagune dell'Olocene ..... » 189
5.3. - Suoli sui conglomerati di spiaggia e le calcareniti del Pleistocene superiore, sui depositi lacustri carbonatici dell'Olocene ..... » 189
5.4. - Suoli sulle alluvioni terrazzate del Pleistocene superiore ..... » 190
5.5. - Suoli sulle arenarie eoliche del Pleistocene superiore ..... » 191

PROGETTO CARG

5.6. - Suoli sui calcari compatti del Miocene inferiore e superiore . Pag. 191
5.7. - Suoli sui calcari a debole compattazione, calcari arenacei e marnosi e argille marnose del Miocene superiore ..... » 192
5.8. - Suoli su rocce effusive e loro derivati dell'Oligocene e del Pliocene ..... » 192
6. - PERICOLOSITÀ DA INONDAZIONE ..... » 192
7. - IDROGEOLOGIA ..... » 197
7.1. - Permeabilità degli acquiferi ..... » 198
7.1.1. - *Complesso a permeabilità alta* ..... » 198
7.1.2. - *Complesso a permeabilità medio-alta* ..... » 198
7.1.3. - *Complesso a permeabilità medio-bassa* ..... » 200
7.1.4. - *Complesso a permeabilità bassa* ..... » 200
7.2. - Geometria degli acquiferi ..... » 200
7.2.1. - *Acquifero del Campidano* ..... » 200
7.2.2. - *Acquifero del Sinis* ..... » 201
7.3. - Piezometrie delle falde ..... » 202
7.3.1. - *Acquifero del Campidano* ..... » 202
7.3.2. - *Acquifero del Sinis* ..... » 203
7.4. - Caratteristiche idrodinamiche degli acquiferi ..... » 205
7.5. - Bilancio idrologico ..... » 206

IX - AREE DI INTERESSE NATURALISTICO ..... » 209
1. - ZONE UMIDE ..... » 209
1.1. - S'Ena Arrubia ..... » 210
1.2. - Stagno Santa Giusta e Pauli Maiori ..... » 212
1.3. - Stagno di Cabras ..... » 212
1.4. - Stagno di Mistras ..... » 214
2. - AREE PROTETTE ..... » 214
2.1. - Area Marina Protetta "Penisola del Sinis - Isola Mal di Ventre" ..... » 214
2.2. - Parco Comunale di Seu ..... » 217

BIBLIOGRAFIA ..... » 219
EXTENDED ABSTRACT ..... » 237
LEGEND OF GEOLOGICAL MAP ..... » 247

APPENDICE (a cura di M. Coltorti) ..... » 253
1. - OSSERVAZIONI SULLA STRATIGRAFIA E SULLA RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA DEI DEPOSITI MARINI QUATERNARI ..... » 253

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 528 "Oristano" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 226/99; finanziamento APAT (ora ISPRA) - RAS 2004 per le parti a mare), mediante Convenzioni tra APAT - Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia e la Regione Autonoma della Sardegna.

Il Foglio Oristano interessa una superficie di circa 370 kmq di area continentale e circa 240 kmq di area marina.

I rilevamenti di campagna sono stati effettuati da gennaio 2005 a settembre 2007, con revisioni nel 2011. Il Foglio in scala 1:50.000 è suddiviso nelle seguenti sezioni in scala 1:25.000:

- 528 I - Oristano Nord;
- 528 II - Oristano Sud;
- 528 III - Capo San Marco;
- 528 IV - San Salvatore.

I rilevamenti sono stati eseguiti alla scala 1:10.000 utilizzando, come base topografica, la Carta Tecnica della Regione Sardegna (aggiornata al 1997).

I diversi insiemi litologici sono stati distinti in unità litostratigrafiche, o formazioni, per quanto riguarda la successione terziaria, e unità intrusive per le rocce granitoidi; i depositi quaternari sono inquadrati in unità stratigrafiche a limiti inconformi (*UBSU*) e unità informali. La scala geocronologica di riferimento utilizzata è l'*International Chronostratigraphic Chart* (Cohen *et alii*, 2015) dello *IUGS-ICS* (*International Commission on Stratigraphy-International Union of Geological Sciences*).

1. - CARATTERI GENERALI DEL FOGLIO

Il Foglio 528 "Oristano" è ubicato nella Sardegna centro-occidentale, dove ricade gran parte della penisola del Sinis e la piana terminale con la foce del Fiume Tirso. Del Foglio fanno parte anche le due piccole isole ubicate al largo della costa, Isola Mal di Ventre e Il Catalano.

Geologicamente esso comprende la terminazione settentrionale del *Graben* plio-pleistocenico del Campidano che è delimitato a W da alti morfo-strutturali costituiti dai terreni sedimentari e vulcanici di età terziaria.

Questa depressione tettonica recente, compresa la sua prosecuzione *off-shore* (Bacino del Sinis), si sovrimpone sulla parte centrale del precedente e più esteso bacino oligo-miocenico, noto come "Fossa sarda" o "*Rift* sardo", che interessa da N a S la parte occidentale della Sardegna dal Golfo di Cagliari al Golfo dell'Asinara (tav.1).

Nel settore centrale del Foglio sono arealmente ben sviluppati i depositi quaternari, di ambiente da continentale a transizionale, afferenti al tratto terminale del Fiume Tirso, il principale corso d'acqua della Sardegna per lunghezza e portata.

Il territorio compreso nel Foglio ospita la terza concentrazione urbana della Sardegna, la città di Oristano, che è sede di importanti attività economiche tra le quali si segnalano quella zootecnica e quella industriale, quest'ultima legata allo sviluppo del porto industriale, diventato operativo in anni recenti.

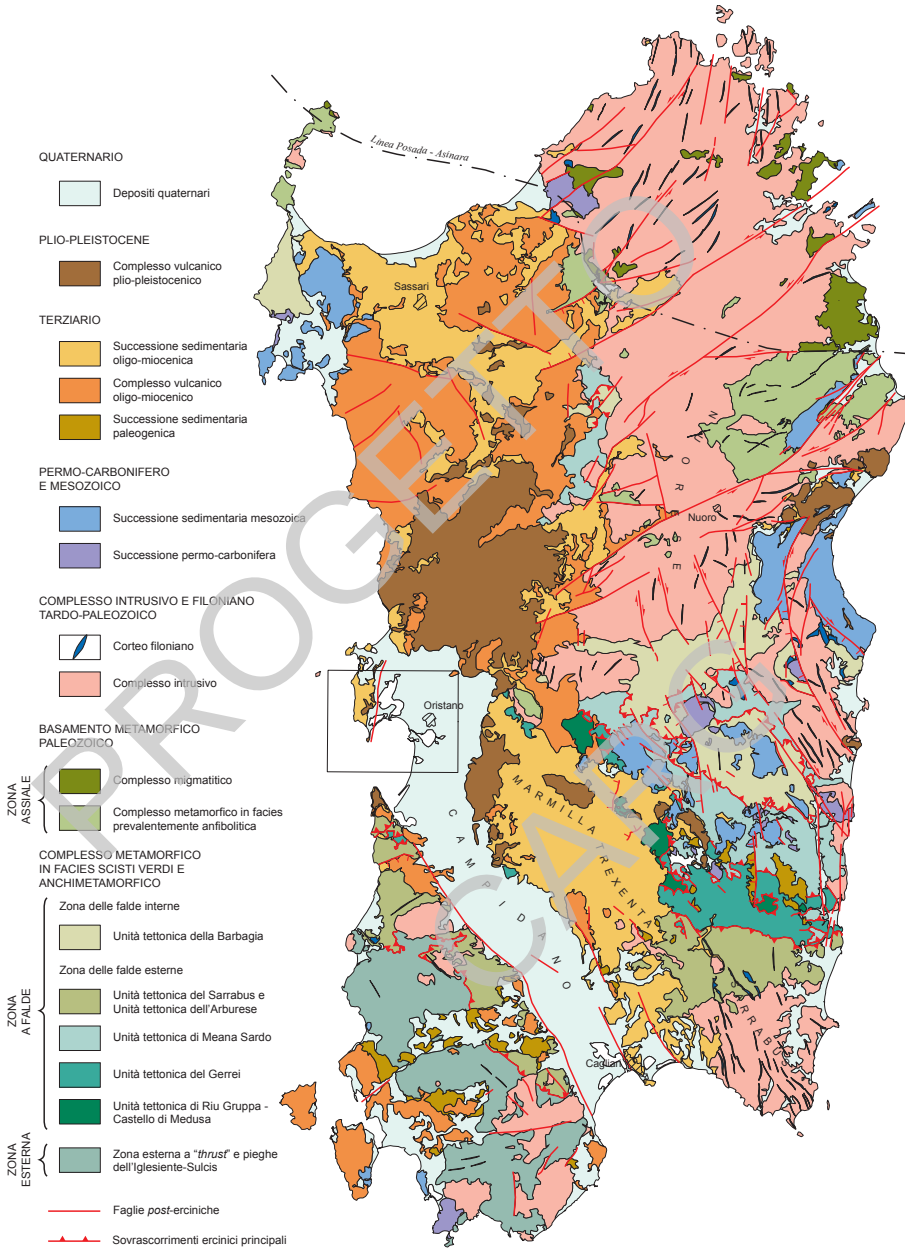
Nell'area costiera assume particolare significato l'estesa presenza di stagni e lagune (Stagno di Cabras, Stagno Santa Giusta), annoverati tra le più importanti zone umide del Mediterraneo per la loro rilevanza naturalistica e per questo oggetto di studi e di progetti di salvaguardia ambientale. Si tratta infatti di zone sensibili caratterizzate da un delicato equilibrio naturale che, sia le attività agricole e industriali, sia la crescente antropizzazione, tendono ad alterare in maniera spesso irreversibile.

2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio ricade interamente nella provincia di Oristano e include, oltre il capoluogo omonimo, i seguenti capoluoghi comunali: Baratili S. Pietro, Cabras, Nurachi, Riola Sardo, Siamaggiore, Santa Giusta e Zeddiani.

Le principali vie di comunicazione sono la SS131 "Carlo Felice" e la linea ferroviaria, che attraversano l'area orientale del Foglio in senso meridiano; la SS292 attraversa da S a N la parte centrale, mentre numerose strade secondarie collegano i diversi centri urbani alle località costiere.

PROGETTO CARG



Tav. 1 - *Schema geologico-strutturale della Sardegna (Progemisa S.p.A., 2009). Il riquadro indica il Foglio 528 "Oristano".*

Il paesaggio è caratterizzato da un'ampia pianura costiera nella parte orientale e da bassi rilievi collinari allungati circa N-S che non superano 90 m s.l.m. nella parte occidentale.

Le forme pianeggianti dei depositi alluvionali del Fiume Tirso, interrotte dalle numerose depressioni stagnali e lagunari, digradano verso mare attraverso una fascia costiera caratterizzata da dune e cordoni litorali. I modesti rilievi ubicati a W, nella penisola del Sinis, danno luogo a morfologie tabulari e costituiscono lungo la costa falesie più o meno alte e scogliere dirupate.

PROGETTO CARG

II - STUDI PRECEDENTI

La bibliografia inerente il Foglio Oristano è piuttosto scarna, se confrontata con altre aree della Sardegna, e riguarda soprattutto studi di carattere generale.

Da un punto di vista strutturale questo settore fa parte del bacino oligo-miocenico noto come "Fossa sarda" e del sovrimposto bacino plio-quaternario del *Graben* del Campidano, strutture tettoniche che sono state argomento di varie pubblicazioni.

Altri lavori pubblicati sono relativi alla stratigrafia delle formazioni marine del Messiniano e del Pliocene inferiore. Per quanto riguarda i depositi quaternari, esistono solo studi di dettaglio su alcune sezioni affioranti lungo la costa, mentre i depositi continentali sono conosciuti in maniera sommaria sulla base dei sondaggi profondi relativi ai pozzi Oristano 1 e Oristano 2, effettuati per conto della SAIS, Società per Azioni Idrocarburi Sardegna, negli anni 1961-64.

La precedente edizione della Carta Geologica Ufficiale in scala 1:100.000 realizzata dal Servizio Geologico d'Italia, Foglio 216-217 "Capo San Marco - Oristano", pubblicata nel 1989, è stata però compilata sulla base di rilievi risalenti agli anni 1950-60 (Vardabasso *et alii*, 1989).

1. - PALEOZOICO

I granitoidi *post*-ercinici dell'Isola Mal di Ventre sono stati studiati da Deriu & Zerbi (1967). Da un punto di vista geo-petrografico sono descritti come graniti a grossi feldspati caratterizzati da inclusi femici lenticolari e intersecati da filoni micropegmatitici e aplitici.

PROGETTO CARG

2. - TERZIARIO

I primi studi effettuati nell'area risalgono ad Alberto Ferrero de La Marmora (1857; 1860) che individua nel promontorio di Capo S. Marco marne e calcari pliocenici, con resti fossili quali *Pecten cristatus* Bavay e *Corbula gibba* Olivi, ricoperti da lava basaltica; sul lato orientale descrive strati di *grès* quaternario nei quali sono state scavate le tombe della città di Tharros.

Anche le colline del Sinis sono di uguale natura e il basalto è di età terziaria, perchè i depositi quaternari rimaneggiano le vulcaniti. La Marmora ritiene che la disposizione dei pianori basaltici lungo un orlo circolare, con al centro gli stagni e il golfo, richiami gli antichi circhi vulcanici. Inoltre, nell'area di Oristano al di sotto dei terreni alluvionali sarebbero presenti le stesse rocce terziarie che affiorano nel Sinis.

Secondo Mariani & Parona (1887) invece le marne affioranti a Capo S. Marco sono del Tortoniano.

Solo dopo un secolo vengono pubblicati nuovi studi di carattere stratigrafico, paleontologico e strutturale riguardanti l'area in oggetto.

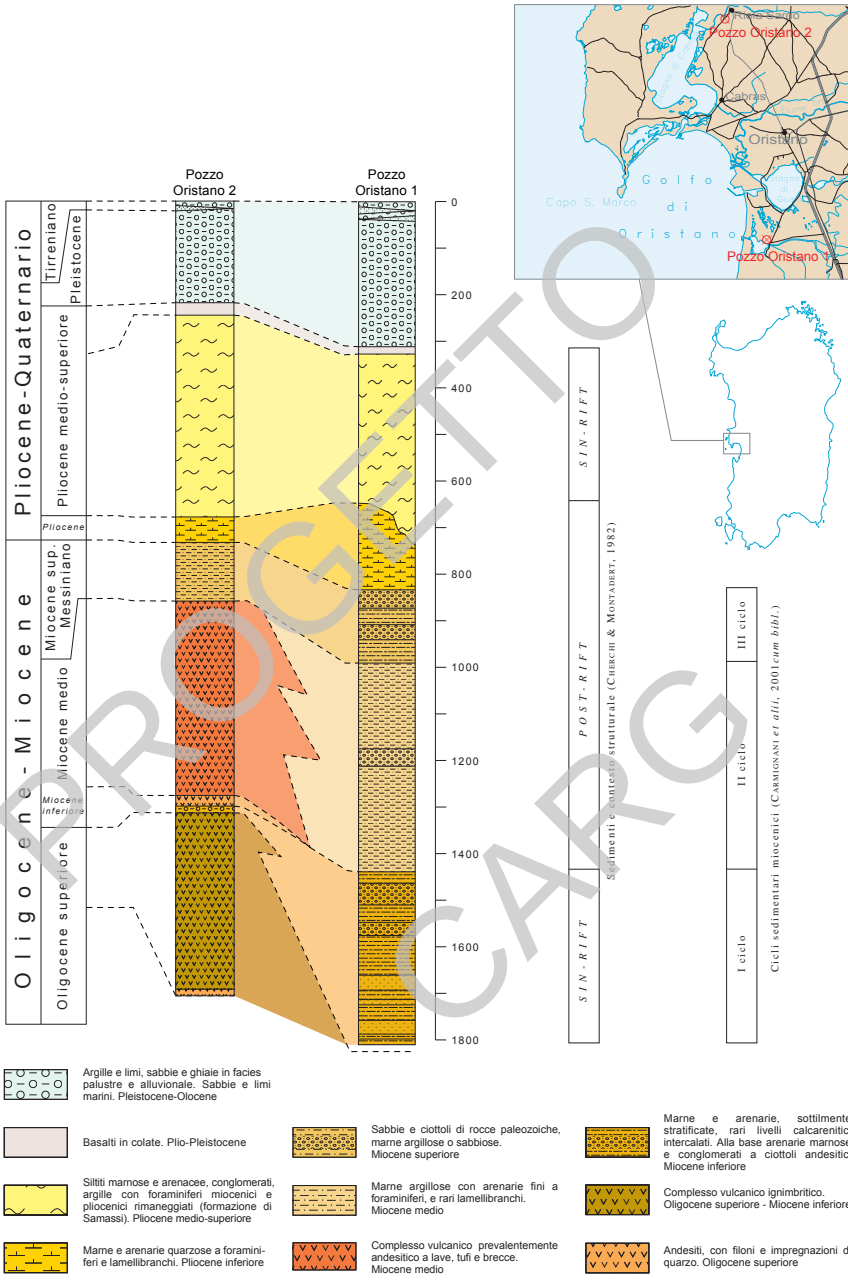
Vardabasso (1962) descrive la principale fossa tettonica che attraversa l'Isola in senso meridiano dal Golfo dell'Asinara a quello di Cagliari. Per l'Autore si tratta di una struttura oligocenica analoga a quella dei bacini terziari dell'Europa centrale. Ad essa è associata la messa in posto di una potente sequenza vulcanica ("pre-elveziana") che affiora lungo i bordi. La dislocazione tettonica è dell'ordine di 600 m, per quanto riguarda la "subsidenza" quaternaria a Oristano sarebbe dell'ordine di 1000 m.

Martinis (1969) espone i risultati di una ricerca per idrocarburi eseguita all'inizio degli anni '60 nel bacino del Campidano dalla SAIS (Società per Azioni Idrocarburi Sardegna). I rilievi sismici e la perforazione di sondaggi profondi (denominati pozzo Oristano 1 e pozzo Oristano 2) accertano la struttura del bacino confermando i caratteri di fossa tettonica di direzione NNO-SSE, limitata da faglie normali.

A cavallo tra gli anni '60 e '70, studi micropaleontologici su carote provenienti dagli stessi sondaggi, chiariscono la stratigrafia del bacino (tav.2).

Tilia Zuccari (1969), esaminando la stratigrafia del pozzo Oristano 2, segnala una potente successione vulcanica nella quale è intercalato un unico livello di ghiaie ad ostree. Per analogia con le formazioni del bordo del bacino, le vulcaniti sono attribuite all'Oligocene-Miocene e le ghiaie costiere alla trasgressione del Miocene inferiore. Al di sopra sono presenti sedimenti litorali del Pliocene inferiore e una formazione fluvio-deltizia, con foraminiferi rimaneggiati miocenici e pliocenici, attribuita cronologicamente al Pliocene medio - Quaternario. Nella formazione sono intercalati basalti in colate a -200 m.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 2 - *Stratigrafia dei pozzi Oristano 1 e Oristano 2. Da* Tilia Zuccari, *1969; Pomesano* Cherchi, *1971; Pala et alii, 1982a; modificato.*

Pomesano Cherchi (1971) espone i risultati delle analisi micropaleontologiche del pozzo Oristano 1, che evidenziano una successione marina di età compresa tra l'Aquitaniano e il Pliocene inferiore-medio; sopra questa giace un complesso marnoso-ciottoloso di ambiente fluvio-deltizio con faune rimaneggiate del Miocene-Pliocene (formazione di Samassi, istituita da Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969), colate basaltiche (a -300 m) e depositi alluvionali quaternari con a tetto livelli marini fossiliferi del Tirreniano.

Cherchi *et alii* (1973) e Cherchi & Montadert (1982) interpretano, da un punto di vista geodinamico, l'evoluzione terziaria della Sardegna che viene inserita nel più ampio sistema della tettonica delle placche, e distinguono i sedimenti terziari, in relazione con gli eventi tettonici, in sedimenti *pre*, *syn* e *post-rift*.

Nel contempo si susseguono le analisi micro e macropaleontologiche sui depositi pliocenici di Capo S. Marco. Pecorini (1972) riconosce in questa località una successione conglomeratico-argillosa di età Pliocene inferiore (ritenuta del Tortoniano da Mariani & Parona, 1887), discordante e trasgressiva sui calcari messiniani. Si tratta del primo affioramento pliocenico segnalato nella Sardegna occidentale, dopo quello rinvenuto in sondaggio nel Campidano di Oristano (pozzi Oristano 1 e 2).

Cherchi (1973) studia le associazioni dei microfossili planctonici provenienti dagli affioramenti del Pliocene inferiore di Capo S. Marco e Orosei e conferma questa età riconoscendo la biozona a *Globorotalia margaritae*.

Spano & Furina (1988) e Spano (1989) analizzano le malacofaune della successione presente alla base della formazione di Capo S. Marco e quelle dei depositi attribuiti alla trasgressione pliocenica. L'ambiente di sedimentazione è riconducibile al circalitorale e l'evoluzione delle paleo-comunità indica, in entrambi i casi, una notevole instabilità dei bacini di sedimentazione.

Le rocce vulcaniche del ciclo oligo-miocenico analizzate da Di Battistini *et alii* (1974) ascrivono le andesiti della località Atzori al ciclo "Andesitoide superiore".

Beccaluva *et alii* (1985) effettuano datazioni radiometriche (K/Ar) sulle colate basaltiche del ciclo plio-quaternario che indicano un'età di circa 3,12 Ma.

Studi di dettaglio di Marini & Murru (1977) conducono alla pubblicazione di una carta geologica della penisola del Sinis in scala 1:50.000, poi ripresa nel più ampio lavoro di Cherchi *et alii* (1978). In tale lavoro, tramite l'indagine stratigrafica e paleo-ambientale sono definite delle unità formazionali del Miocene superiore, e istituite in modo informale, la formazione di Capo S. Marco (Messiniano inferiore), i calcari laminati del Sinis (Messiniano) e i calcari di Torre del Sevo (Messiniano). Gli Autori vi riconoscono una successione da marina a lagunare con salinità progressivamente maggiore fino a condizioni evaporitiche, geneticamente legate alla crisi di salinità del Mediterraneo.

PROGETTO CARG

Cherchi *et alii* (1978; 1985) e Cherchi & Martini (1981) descrivono alcune sezioni e analizzano il contenuto micropaleontologico delle formazioni distinte nella penisola del Sinis e nel promontorio di Capo S. Marco, confermando la suddivisione nelle tre formazioni mioceniche e quella pliocenica. In particolare, le ricerche biostratigrafiche indicano che le associazioni planctoniche a foraminiferi sono relative a condizioni di diversa salinità del mare.

Cherchi (1985) riconosce che il bacino oligo-miocenico della Sardegna è interessato da eventi tettonici collegati all'evoluzione del Mediterraneo occidentale. La tettonica tensionale dell'Oligocene medio-Aquitaniano è seguita da tre fasi compressive nell'Aquitaniano, nel Burdigaliano e nel Messiniano. La fase compressiva messiniana è responsabile della discordanza angolare presente tra i terreni del Pliocene inferiore e quelli del Messiniano nella penisola del Sinis. L'Autore ritiene possibile una correlazione tra le formazioni messiniane del Sinis e i coevi "Calcari di Cagliari".

Pala *et alii* (1982a; 1982b) e Cherchi & Murru (1985) rianalizzano le stratigrafie dei sondaggi profondi realizzati per le ricerche di idrocarburi (SAIS e AGIP) e distinguono la "Fossa sarda" dal *Graben* campidanese, in quanto quest'ultimo contiene la formazione sin-tettonica di Samassi. Nel Campidano di Oristano i depositi di questa formazione sono ricoperti da colate basaltiche e sedimenti alluvionali plio-pleistocenici potenti circa 300 m; ciò indica una subsidenza recente di questo settore rispetto alla parte meridionale del bacino.

Casula *et alii* (2001), sulla base di recenti profili sismici (cfr. VIII - 2.), apportano nuovi dati sull'interpretazione del *Graben* cenozoico. Infatti essi individuano il bacino di Oristano e quello di Cagliari come *half-graben* delimitati da *master fault* a immersione opposta; una zona di trasferimento è localizzata nell'area di Sardara. Inoltre viene evidenziata un'importante fase tettonica compressiva nel Messiniano, poco espressa nel settore di Oristano.

Andrè *et alii* (2004) analizzano i depositi messiniani della Sardegna occidentale e propongono una nuova interpretazione. Le "Marne basali" e la "Formazione di Capo S. Marco" vengono riferite ad ambiente di rampa, mentre la "Formazione dei Calcari del Sinis" (Calcari Laminati del Sinis, *Auct.*) è riferita ad un ambiente di piattaforma, tutte deposte in condizioni marine a salinità normale. Infatti, se si confrontano con le piattaforme carbonatiche messiniane del Mediterraneo, si osserva che sono assenti scogliere coralligene, mentre sono diffusi i *buildup* a briozoi e serpulidi di acque fredde. Le brecce a tetto della "Formazione dei Calcari del Sinis" sarebbero dovute a *shock* sismico su sedimenti non consolidati.

Sulla base della stessa interpretazione stratigrafica, Cornée *et alii* (2008) descrivono la superficie di erosione messiniana che tronca le stesse formazioni mioceniche. Il Sinis sarebbe quindi un altopiano carsico eroso, dove le strutture sono conservate al disotto dei depositi trasgressivi del Pliocene.

PROGETTO CARG

3. - QUATERNARIO

Dopo le osservazioni di La Marmora, gli studi sui depositi quaternari sono ripresi da Comaschi Caria (1954) che descrive a Capo S. Marco nuovi affioramenti di sedimenti quaternari. Essi sono costituiti da un conglomerato conchigliare del Tirreniano (piano stratigrafico istituito a Cagliari da Issel, 1914) poggiante su arenarie eoliche ad *Helix* e ricoperto a sua volta da arenarie eoliche *post*-tirreniane.

Nel secondo dopoguerra i sondaggi per le ricerche idriche consentono una migliore conoscenza della stratigrafia del sottosuolo. Vardabasso (1956) distingue, all'interno del "*grés* quaternario" di La Marmora, depositi marini del piano Tirreniano e arenarie eoliche würmiane che affiorano nel Sinis. Nel Campidano di Oristano sono noti in sondaggio depositi in facies di "panchina"che giacciono sopra potenti strati di argille. I sedimenti alluvionali che costituiscono il grande cono del Fiume Tirso sono intercalati alle arenarie eoliche würmiane presso la costa e poggiano sulle stesse formazioni argillose.

Maxia & Pecorini (1968) considerano il conglomerato tirreniano come unico orizzonte-guida per lo studio dei depositi quaternari. I depositi alluvionali che compongono la grande conoide del Fiume Tirso formano due ordini di terrazzi e in prossimità della costa giacciono al di sotto di due livelli marini tirreniani (Tirreniano I e Tirreniano II), perciò sono attribuibili ai glaciali *Gunz* e *Mindel*. Le dune fossili di S. Giovanni di Sinis e Capo S. Marco sono in parte anteriori ai depositi tirreniani e contengono resti ossei di elefante nano (*Elephas antiquus melitensis* Alconer). I depositi tirreniani affioranti a S. Giovanni di Sinis a pochi metri sul mare, e nel sottosuolo del Campidano di Oristano sono rappresentati dalla "panchina" a *Strombus* (Tirreniano II, interglaciale *Riss-Würm*) e da un conglomerato con fauna banale (Tirreniano I, interglaciale *Mindel-Riss*). Su questi giacciono le arenarie eoliche del *Würm* con resti di Cervidi.

Seuffert (1970) descrive il "*glacis*" del Fiume Tirso che si è formato durante il *Würm*, mentre nell'Olocene la sua incisione ha originato un ampio terrazzo fluviale.

Ambrosetti (1972) studia il molare fossile di *Elephas lamarmorae* F. Mayor, rinvenuto in una formazione eolica "intra-tirreniana" presso S. Giovanni di Sinis; Caloi *et alii* (1980) individuano negli strati argillosi resti fossili di rettili e mammiferi, che permettono di evidenziare gli aspetti paleo-ambientali dell'area.

Negli ultimi trent'anni gli affioramenti della sezione di S. Giovanni di Sinis sono stati oggetto di studio e dibattito da parte di diversi autori. Si riassumono i risultati dei lavori più significativi.

Ulzega *et alii* (1980) descrivono una successione eolica nella quale sono intercalate due unità marine costituite da conglomerati di spiaggia fossiliferi,

PROGETTO CARG

rispettivamente attribuibili al Tirreniano e all'interglaciale *Mindel-Riss* (Tirreniano I, *sensu* Pecorini, 1954).

Carboni & Lecca (1985) individuano tre corpi sedimentari di ambiente marino-costiero, separati da due depositi continentali in facies eolica e colluviale, di età Pleistocene medio-superiore. Gli Autori rimarcano la necessità di datazioni isotopiche sui depositi marini che consentirebbero una sicura collocazione geocronologica.

Ulzega & Hearty (1986) utilizzano il metodo geocronologico dell'epimerizzazione delle isoleucine (aIle/Ile *ratio*) su conchiglie di *Glycymeris* e *Arca*, provenienti dai depositi di spiaggia più alti nella sequenza. La datazione indica un'età di 90±15 ka, riferibile al Neotirreniano (*sensu* Bonifay & Mars, 1959).

Davaud *et alii* (1991) utilizzano il metodo della stratigrafia sequenziale e distinguono tre sequenze separate da due importanti superfici di erosione. Queste ultime si sono formate durante le fasi di abbassamento del livello del mare e corrispondono a limiti di sequenza. I livelli conglomeratici rappresentano depositi trasgressivi di alto livello eustatico. Le tre sequenze costituiscono cicli climatici maggiori dell'ultimo interglaciale, compreso tra 130 e 70 ka.

Lecca & Carboni (2007) identificano facies di spiaggia protetta e di laguna che fanno da transizione alle facies peri-lagunari, quindi non sarebbero documentati due picchi separati di alto eustatico, come sino ad allora ipotizzato, ma uno solo.

Gli studi sulla conoide del Fiume Tirso sono ripresi da Carboni *et alii* (2006) che analizzano i paleosuoli per ottenere informazioni sull'ambiente, la sedimentologia e la cronologia relativa alla sua strutturazione. La parte prossimale del *fan* è messa in posto in condizioni di ambiente caldo tropicale nel Pliocene superiore e caldo umido nelle fasi interglaciali pleistoceniche. La porzione mediana si è formata in condizioni calde e umide durante più fasi interglaciali. Nel settore distale l'alterazione dei suoli è riferibile all'ultimo interglaciale (*MIS*5).

I lavori scientifici più recenti riguardano i depositi quaternari che affiorano lungo la costa di S. Giovanni di Sinis (Andreucci *et alii*, 2009b; Coltorti *et alii*, 2010; Thiel *et alii*, 2010); essi sono discussi ampiamente nel capitolo IV - Stratigrafia § 4. - Depositi quaternari dell'area continentale.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Nel Foglio 528 "Oristano" sono estesamente rappresentati i depositi quaternari, mentre le successioni sedimentarie e vulcaniche cenozoiche e le magmatiti intrusive tardo-erciniche occupano aree decisamente più limitate. Sono completamente assenti affioramenti del basamento metamorfico ercinico (v. tav.1).

Il basamento sardo è considerato un segmento della catena ercinica sud-europea, separatosi da essa nel Miocene inferiore; infatti le sue strutture fondamentali trovano la prosecuzione nei Mauri, nella Montagna Nera e nel Massiccio centrale (Arthaud & Matte, 1966; Ricci & Sabatini, 1978; Cherchi & Montadert, 1982; Cherchi & Trémolières, 1984).

La catena è caratterizzata da raccorciamenti e da una zonazione tettono-metamorfica tipica di orogenesi da collisione continentale (Carmignani *et alii*, 1978; Arthaud & Sauniac, 1981).

Molti Autori ritengono che la catena ercinica sud-europea sia una catena collisionale associata a subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione, dal Siluriano, a cui segue una collisione continentale con ispessimento crostale, metamorfismo e magmatismo, tra il Devoniano e il Carbonifero (Matte, 1986; Carmignani *et alii*, 1992a).

Il batolite ercinico sardo è caratterizzato da una struttura alquanto composita ad affinità prevalentemente calcoalcalina, di età compresa tra 310 e 275 Ma (Di Simplicio *et alii*, 1975; Brotzu *et alii*, 1982; Carmignani *et alii*, 1982; Beccaluva *et alii*, 1985; Cocherie, 1985; Del Moro *et alii*, 1991; Castorina & Petrini, 1992; Brotzu *et alii*, 1994).

Esso è formato da corpi intrusivi distinti la cui gamma composizionale si estende dai gabbri ai leucograniti, con una prevalenza di facies francamente granitiche (Ghezzo *et alii*, 1972; Di Simplicio *et alii*, 1974; Orsini, 1976).

Viene riconosciuta una sequenza di messa in posto che inizia con intrusioni tonalitiche, seguite da granodioriti e da monzograniti, per concludersi con intrusioni leucogranitiche (Bralia *et alii*, 1981). La messa in posto dei plutoni, in rapporto al regime tettonico, si colloca all'interno della dinamica collisionale della catena. È possibile quindi suddividere i granitoidi in tre grandi famiglie: plutoniti *sin*-tettoniche, tardo-tettoniche e *post*-tettoniche (Ghezzo & Orsini, 1982).

Altri autori suggeriscono invece una messa in posto dell'intero batolite contemporaneamente agli eventi *post*-collisionali conseguenti al collasso gravitativo della catena ercinica. In questo quadro interpretativo più recenti dati radiometrici e strutturali consentono una classificazione in plutoniti foliate, plutoniti orientate e plutoniti isotrope.

Le plutoniti foliate sarebbero da mettere in relazione con zone di taglio transtensive, connesse alla fase distensiva successiva all'impilamento delle falde tettoniche (Carmignani *et alii*, 1992a), mentre secondo Ghezzo & Orsini (1982) esse sono da considerarsi come le più antiche del Batolite (*sin*-tettoniche). Queste plutoniti sono costituite da leucograniti peralluminosi, da tonaliti e granodioriti e da monzograniti.

Le plutoniti orientate costituiscono gran parte del complesso granitoide e sono caratterizzate da una marcata orientazione dei cristalli indicante la fluidalità magmatica. Le composizioni variano da granodioriti a monzograniti, con subordinate tonaliti.

Le plutoniti isotrope si caratterizzano per la presenza di tessiture isotrope prive di orientazioni magmatiche. I contatti con le precedenti intrusioni sono sempre discordanti. Composizionalmente prevalgono i graniti *s.s.* con tendenza leucocrata.

Nel Foglio 528 "Oristano" affiorano granodioriti inequigranulari orientate che costituiscono l'intera Isola Mal di Ventre; si tratta dell'affioramento più occidentale del Batolite sardo-corso.

Durante il Mesozoico l'Isola, costituisce una parte del margine passivo sudeuropeo e mostra i caratteri di un cratone stabile soggetto a periodiche trasgressioni e regressioni. La Sardegna non risulta essere stata coinvolta pienamente negli eventi collisionali che invece hanno interessato le aree limitrofe durante l'orogenesi Alpina. Infatti essa si è trovata, in tempi successivi, ai margini di due cinture orogeniche quali i Pirenei, nell'Eocene medio - Oligocene inferiore, e gli Appennini settentrionali, nell'Oligocene superiore - Miocene inferiore.

Per alcuni Autori la Sardegna è stata interessata dalla tettonica collisionale dell'Appennino settentrionale, con sviluppo di un sistema di faglie trascorrenti a carattere transpressivo, anche con locali sovrascorrimenti del basamento paleozoico

PROGETTO CARG

sulle coperture *post*-erciniche, e transtensivo con formazione di bacini subsidenti a sedimentazione vulcano-clastica dall'Eocene medio-superiore. Queste strutture sono attribuite alla deformazione del retropaese sardo-corso durante la collisione nord-appenninica (Carmignani *et alii*, 1992b; Oggiano *et alii*, 1995; Pasci, 1995).

Altri Autori ritengono che le strutture e i depositi marino-paralici e continentali dell'Eocene medio - Oligocene inferiore della Sardegna meridionale sono da mettere in relazione con l'evoluzione della catena pirenaica (Cherchi & Schroeder, 1976; Barca & Costamagna, 1997; 2000), mentre durante l'Oligocene superiore - Miocene inferiore, in regime tettonico distensivo, si è sviluppato il cosiddetto "*Rift* sardo" (Cherchi & Montadert, 1982), che origina la grande "Fossa sarda" tra il Golfo di Cagliari e il Golfo dell'Asinara (Vardabasso, 1962). Questa struttura si inquadra nel sistema di *rift* europeo contemporaneo all'apertura del Mediterraneo Occidentale (Casula *et alii*, 2001).

In connessione con questi eventi ha luogo un'imponente attività vulcanica ad affinità calcalcalina, con prodotti effusivi ed esplosivi a composizione da basaltica a riolitica, nota come "ciclo vulcanico oligo-miocenico" (Carmignani *et alii*, 2001a *cum bibl.*). I dati radiometrici indicano un'età di messa in posto compresa tra 28-15 Ma (Beccaluva *et alii*, 1987; Lecca *et alii*, 1997).

Alla fine del Burdigaliano si conclude la rotazione del Blocco sardo-corso e la contemporanea apertura del Bacino balearico (Cherchi & Montadert, 1982). Questo evento è associato a una fase tettonica per alcuni Autori compressiva a causa della collisione contro la placca apula (Cherchi & Montadert, 1982), per altri distensiva per il collasso gravitativo del cuneo orogenico Corsica-Appennino dell'Oligocene superiore - Aquitaniano (Carmignani *et alii*, 2001a). Un nuovo episodio di *rifting* si verifica tra il Miocene superiore e il Pliocene con l'apertura del Tirreno meridionale che segue alla migrazione dell'Arco Calabro.

In Sardegna sono riconosciuti, nell'intervallo Oligocene superiore - Miocene superiore, tre cicli sedimentari rappresentati da depositi silico-clastici e carbonatici, talora associati a prodotti vulcanici, con uno spessore complessivo di oltre 1000 m (Carmignani *et alii*, 2001a *cum bibl.*).

I bacini riferiti al I ciclo sedimentario, di età Oligocene superiore - Burdigaliano inferiore, sarebbero connessi con la tettonica trascorrente generata dalla spinta nord-appenninica (bacini *pull-apart*); quelli del II e III ciclo, di età compresa tra il Burdigaliano superiore ed il Pliocene, sono associati a due fasi tettoniche distensive (Carmignani *et alii*, 1992b), rispettivamente connesse, la prima con la fase *post*-collisionale nord-appenninica responsabile della deriva del Blocco sardo-corso (Cherchi & Montadert, 1984) e dell'apertura dei bacini delle Baleari e del Tirreno settentrionale (Carmignani *et alii*, 1994), la seconda con l'evoluzione dell'Appennino meridionale e l'apertura del Bacino sud-tirrenico (Carmignani *et alii*, 2001a).

PROGETTO CARG

I depositi del I ciclo sedimentario (Oligocene superiore - Burdigaliano inferiore) nella Sardegna centro-meridionale sono rappresentati da sedimenti continentali ("Formazione di Ussana" in Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969), transizionali e litorali (formazione di Nurallao in Barca *et alii*, 2005 e Funedda *et alii*, in stampa, rispettivamente Fogli 557 "Cagliari" e 540 "Mandas"), di scogliera carbonatica ("Calcari di Villagreca" in Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969), e di mare profondo ("Formazione della Marmilla" in Cherchi, 1985). Nelle Note del Foglio 528 "Oristano", alcuni piccoli affioramenti presenti sul lato settentrionale sono attribuiti alla formazione di Ussana e ai calcari di Villagreca.

I depositi del II ciclo sedimentario (Burdigaliano superiore - Serravalliano) sono costituiti da sedimenti trasgressivi passanti da ambiente deltizio fino a mare profondo ("Marne di Gesturi" e "Argille di Fangario" in Cherchi, 1974), fino a regressivi di ambiente litorale ("Arenarie di Pirri" in Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969). Nel Foglio 528 "Oristano" non affiorano sedimenti ascrivibili a questo ciclo deposizionale.

I depositi del III ciclo sedimentario (Tortoniano-Messiniano) sono sedimenti di piattaforma e litorali ("Calcari di Cagliari" in Gandolfi & Porcu, 1967; Cherchi, 1974). Nel Sinis l'ambiente deposizionale è a salinità normale e ristretto ("Formazione di Capo San Marco" in Cherchi *et alii*, 1978), fino a facies evaporitiche ("Calcari laminati del Sinis" e "Calcari di Torre del Sevo" in Cherchi *et alii*, 1978) associate alla nota "crisi di salinità messiniana" del Mediterraneo (Hsü *et alii*, 1972; Ryan & Cita, 1978).

All'inizio del Pliocene in Sardegna si verifica un'altra fase trasgressiva ben documentata nel Sinis (Pecorini, 1972), a Capo Frasca (Assorgia *et alii*, 1983) e presso Orosei (Dieni & Massari, 1966). Contemporaneamente riprende la fase tettonica distensiva connessa con l'apertura del Tirreno meridionale, alla quale è associato un vulcanismo alcalino intraplacca prevalentemente basaltico (Beccaluva *et alii*, 1985).

Nel *Graben* del Campidano, si riattivano le strutture tettoniche distensive mioceniche, che favoriscono l'accumulo di sedimenti clastici grossolani, potenti alcune centinaia di metri ("Formazione di Samassi" in Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969), mentre ai bordi della fossa subsidente gran parte dell'Isola si solleva.

Nel Foglio 528 "Oristano" affiorano sia i sedimenti marini del Pliocene inferiore sia le lave basaltiche, mentre non affiora la formazione di Samassi (Pliocene medio - ?Pleistocene), che è invece riconosciuta nei sondaggi profondi (v. tav.2) dei pozzi "Oristano 1" (Pomesano Cherchi, 1971) e "Oristano 2" (Tilia Zuccari, 1969).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IV - STRATIGRAFIA

Il Foglio geologico 528 "Oristano" è stato rilevato seguendo il criterio litostratigrafico, utilizzando unità intrusive e formazioni per le rocce paleozoiche e terziarie, e *UBSU*, o Sintemi (Pasquarè *et alii*, 1992), per i depositi quaternari. Alcune formazioni sono state suddivise in litofacies e perciò cartografate separatamente. Le unità litostratigrafiche distinte nel Foglio 528 "Oristano" sono raggruppate in:

1) Complesso intrusivo tardo-paleozoico;
2) Successione vulcano-sedimentaria oligo-miocenica;
3) Successione vulcano-sedimentaria pliocenica;
4) Depositi quaternari.

1. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

Il magmatismo *post*-collisionale ercinico della Sardegna (cfr. cap. III) comprende una grande varietà di prodotti ignei intrusivi ed effusivi, messi in posto tra il Carbonifero superiore e il Permiano.

In particolare, il complesso granitoide sardo mostra una notevole variabilità composizionale, con litotipi riconducibili a granodioriti, monzograniti e leucograniti, e subordinatamente gabbro-dioriti e tonaliti. Il loro carattere calcalcalino è stato messo in evidenza dai numerosi studi sulle caratteristiche petrografiche, mineralogiche e geochimiche.

1.2. - Granodioriti di Mal di Ventre (**MDV**)

Nel Foglio 528 “Oristano” è presente una sola unità intrusiva che costituisce l’intera Isola Mal di Ventre. Si tratta di rocce plutoniche a composizione granodioritica con subordinate facies microgranulari leucocrate a tendenza aplitoide e melanocrate di composizione più basica. La struttura è marcatamente inequigranulare a grana grossa e tessitura orientata (fig.1), con cristalli di plagioclasio, quarzo e megacristalli di K-feldspato bianco-rosati di taglia fino a 10 cm. Le fasi femiche sono rappresentate da abbondante biotite talvolta trasformata in muscovite. Il colore è generalmente grigio più o meno chiaro, più raramente rosato per l’alterazione dei femici e la particolare colorazione dei feldspati.



PROGETTO CARG

Fig. 1 - *Granodiorite fortemente inequigranulare a grossi fenocristalli di K-feldspato isorientati per flusso magmatico. Isola Mal di Ventre.*

Rari e piccoli filoncelli aplitici, non cartografabili, sono presenti nella parte orientale dell’isola. A Cala Maestra una facies microgranulare leucocrata, ritenuta da Deriu & Zerbi (1967) in giacitura filoniana, è in queste Note interpretata come un differenziato acido del litotipo principale (fig.2); infatti il contatto suborizzontale è graduale con una diminuzione di grana.

Sono frequenti gli inclusi microgranulari scuri (fig.3), di forma ellissoidale con asse maggiore fino a 1 m, generalmente isorientati con i megacristalli di K-feldspato che evidenziano le strutture fluidali primarie.



Fig. 2 - *Contatto sub-orizzontale tra la granodiorite e un differenziato acido. Cala Maestra, Isola Mal di Ventre.*



Fig. 3 - *Granodiorite inequigranulare con tessitura orientata e incluso melanocratico. Isola Mal di Ventre.*

PROGETTO CARG

Alcune misure di fluidalità sia planare sia lineare, prese su piani (010) dei megacristalli di feldspato potassico e (001) delle miche, e le direzioni di allungamento degli inclusi basici, individuano strutture orientate circa E-W, immergenti prevalentemente verso N-NE con valori medi di inclinazione compresi fra 45-50°. Gli elementi strutturali rilevati si distribuiscono omogeneamente e mostrano una certa costanza direzionale, con un massimo intorno a N80E (fig.4).

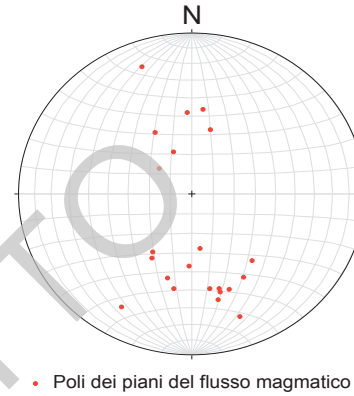


Fig. 4 - *Elementi strutturali delle granodioriti di Mal di Ventre (MDV).*

Le analisi petrografiche confermano le osservazioni fatte alla scala del campione. In sezione sottile (fig.5) si riconosce una roccia a composizione granodioritica con struttura inequigranulare e tessitura orientata, con paragenesi dei minerali fondamentali costituita da: fenocristalli di plagioclasio

PROGETTO CARG

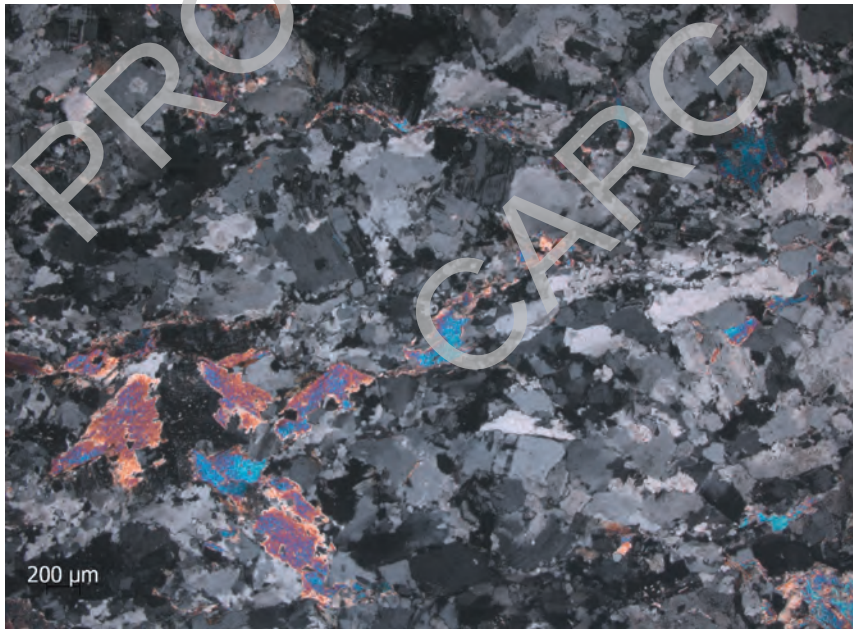


Fig. 5 - *I caratteri microscopici delle granodioriti di Mal di Ventre (MDV) indicano in tutti i campioni osservati, fenomeni legati a stress tettonico. N.I., 2,5x.*

da euedrali a subedrali centimetrici con geminazione normale e a lamelle, in alcuni casi saussuritizzati; K-feldspato, nelle forme ortoclasio e microclino (riconoscibile per la caratteristica geminazione a graticcio), generalmente euedrali e di dimensioni pluricentimetriche, talora di aspetto torbido; quarzo in aggregati policristallini e biotite abbondante (15%) talora sostituita da muscovite. Quest'ultima, presente in fibre allungate e continue in posizione interstiziale attorno ai fenocristalli feldspatici, sembra essere di origine secondaria. Fra gli accessori è abbondante l'apatite, con abito aciculare e spesso inclusa nel plagioclasio.

La ricristallizzazione del quarzo in aggregati policristallini con estinzione ondulata e la tendenza ad assumere struttura granoblastica assieme alla presenza di muscovite secondaria, potrebbero indicare fenomeni dovuti a *stress* tettonico deformativo che si osservano su tutti i campioni analizzati (v. fig.5).

L'analisi chimica (tab.1) sui campioni DP011, DP012, DP013, DP014, conferma in genere la composizione granodioritica, anche se in almeno due casi (DP012, DP013) i valori evidenziano una composizione monzogranitica. Questo può giustificarsi con la presenza o meno dei grossi individui di K-feldspato che possono incidere in maniera determinante sul risultato delle analisi.

Tab. 1 - *Analisi chimiche degli elementi maggiori effettuate su alcuni campioni rappresentativi delle granodioriti di Mal di Ventre (MDV).*

Granodioriti di Mal di Ventre (MDV)					
	DP010	**DP011**	**DP012**	**DP013**	**DP014**
SiO_2	71,69	65,11	68,51	70,95	64,69
TiO_2	0,23	0,69	0,45	0,4	0,7
Al_2O_3	14,5	15,22	15,13	13,04	15,96
Fe_2O_3	1,74	6,39	4,09	3,68	5,93
FeO	0	0	0	0	0
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,59	1,82	1,07	1,03	1,91
CaO	0,84	2,78	2,19	2,04	2,95
Na_2O	2,87	3,45	3,11	3	3,39
K_2O	5,83	2,32	4,07	4,48	2,37
P_2O_5	0,25	0,18	0,14	0,13	0,17
L.O.I.	1,12	1,38	0,82	0,82	1,45
Tot.	99,67	99,35	99,59	99,58	99,53

PROGETTO CARG

Attorno all'Isola Mal di Ventre, in ambiente sommerso fino a circa -5÷10 m, affiorano rocce granitoidi a grossi fenocristalli e inclusi biotitici, con identici caratteri petrografici dell'area emersa e associati filoni di microgranito e apliti. A bassa profondità tali rocce sono ben rilevabili, con l'aumentare della profondità spesso la roccia in posto è ricoperta da blocchi e ghiaie derivati dall'arretramento della costa durante la trasgressione olocenico-attuale. La costa sommersa esposta alle intense mareggiate di maestrale è spoglia fino a circa -15÷20 m. Nel lato protetto esposto a SE, le rocce sono ricoperte in modo discontinuo da sabbie oloceniche, organismi marini e cespugli di *Posidonia oceanica* (L.) Delile; dai -10÷15 m gli affioramenti diventano discontinui a causa della presenza di ampie plaghe sabbiose, cespugli di *Posidonia oceanica* e alghe, fino a essere quasi del tutto ricoperte dalla prateria verso i -20 m. Nelle parti sommerse più vicine alla costa e lungo le numerose secche di NE e di SW, i sistemi di fratture si distinguono dalla scala metrica a quella decametrica, sia in rilevamento subacqueo sia nelle diverse coperture di foto aeree consultate figg.6a, 6b (*www.sardegnaterritorio.it; www.pcn.minambiente.it/GN*), consentendo il riconoscimento della roccia in posto in genere fino al limite superiore della posidonia.

Verso E il blocco è limitato da una zona di faglia estensionale che si evidenzia con alcune meso-faglie ubicate al limite con la prateria a posidonia e segnate da allineamenti di depositi di sabbie.

L'affioramento complessivo delle granodioriti di Mal di Ventre (MDV), circa 6 km in senso NE e ampio circa 2 km, testimonia la presenza di un importante blocco tettonico di basamento paleozoico che limita in piattaforma interna un bacino oligo-miocenico ubicato a W dei rami del *rift* della Sardegna emersa.

Carbonifero superiore - Permiano Inferiore

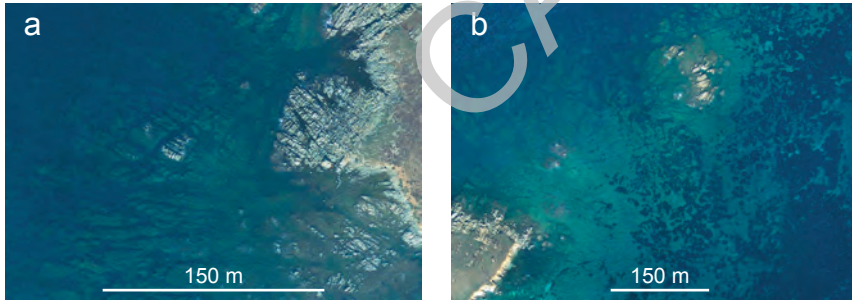


Fig. 6 - *Foto aeree (Sardegna Foto aeree - RAS) della prosecuzione sottomarina delle granodioriti di Mal di Ventre (MDV): a) estremità SW dell'isola, si riconoscono le rocce granitoidi interessate da sistemi di fratture circa E-W, NW-SE e NE-SW ; b) estremità NE dell'isola, rocce granitoidi interessate da sistemi di fratture a diverse scale, alla scala decametrica prevalgono le direzioni intorno NE e SW; verso SE sono presenti coperture discontinue di sabbie e Posidonia oceanica.*

PROGETTO CARG

2. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA OLIGO-MIOCENICA

Nell'Oligocene superiore - Miocene Inferiore una grande instabilità tettonica è testimoniata da un'importante attività vulcanica e dalla deposizione di potenti sequenze clastiche sintettoniche continentali, come la formazione di Ussana, all'interno di bacini *pull apart* (Carmignani *et alii*, 1992b). Questi fenomeni sono associati alla tettonica trascorrente connessa con la compressione nord-appenninica. La sedimentazione marina è ben documentata dall'Aquitaniano fino al Burdigaliano medio (I ciclo sedimentario).

L'intensa attività vulcanica in parte precede, ma soprattutto è contemporanea alla sedimentazione marina ed ha un'età compresa tra 28 e 17 Ma (Beccaluva *et alii*, 1985). La composizione delle vulcaniti varia da basaltico-andesitica a riolitico-riodacitica ed è principalmente ad affinità calcalcalina (Beccaluva *et alii*, 1987). Nel Burdigaliano superiore si arrestano il movimento di rotazione del Blocco sardo-corso e l'apertura del Bacino balearico (Cherchi & Montardet, 1982). La fase tettonica di tipo distensivo (Carmignani *et alii*, 2001a) associata a questo fenomeno determina due nuove trasgressioni marine, con la sedimentazione di potenti successioni terrigene (II ciclo sedimentario) e carbonatiche (III ciclo sedimentario), rispettivamente negli intervalli Burdigaliano superiore - Serravalliano e Tortoniano-Messiniano.

Nel Foglio affiorano i depositi del I ciclo (Oligocene superiore - Burdigaliano inferiore) e del III ciclo (Tortoniano-Messiniano) (tav.3); è quindi presente una lacuna stratigrafica compresa tra il Burdigaliano superiore e il Serravalliano.

2.1. - Successione vulcanica

Le vulcaniti andesitiche che precedono la sedimentazione marina del I ciclo miocenico sono da riferire al cosiddetto "ciclo vulcanico calcalcalino oligo-miocenico" (Carmignani *et alii*, 2001a *cum bibl.*).

Poco al di fuori del Foglio, queste vulcaniti affiorano estesamente al di sotto dei sedimenti marini del Miocene inferiore (Foglio 514 "Cuglieri" mentre ricoprono in discordanza il basamento metamorfico (Foglio 529 "Samugheo").

2.1.1. - *Andesiti di Atzori* (**AAZ**)

Piccoli lembi vulcanici affiorano sul bordo settentrionale del Foglio, in località Atzori ad E di Zeddiani. Sono state distinte due litofacies, la prima riferita alle lave massive (**AAZ**), la seconda a depositi epiclastici ($\mathbf{AAZ_a}$).

PROGETTO CARG

La posizione stratigrafica di queste vulcaniti è ben visibile poco al di fuori del Foglio 528 "Oristano": esse poggiano direttamente sul basamento metamorfico ercinico in discordanza (*angular unconformity*), mentre soggiacciono ai sedimenti clastici della formazione di Ussana (Oligocene superiore - Aquitaniano inferiore), con contatto di tipo *onlap*.

Nella collina di Atzori le lave andesitiche, con giacitura a domo, mostrano una tessitura porfirica per fenocristalli di plagioclasio, ortopirosseno e clinopirosseno, ed una massa di fondo microcristallina per plagioclasio e una piccola frazione di ossidi. Alla base è stata distinta una litofacies costituita da una breccia moderatamente litificata contenente ciottoli di andesiti a diverso grado di alterazione, e di rocce cristalline anch'esse molto alterate (probabilmente granitoidi), immersi in una matrice sabbiosa di colore grigio. Le proporzioni relative tra gli elementi che costituiscono la frazione grossolana della breccia (clasti da centimetrici a decimetrici) e la frazione fine (sabbie), sono estremamente variabili in tutto l'affioramento. Per le sue caratteristiche questo deposito vulcanogenico è definibile come una epiclastite (AAZ_a) (McPhie *et alii*, 1993).

Ad E di Zeddiani, in corrispondenza di alcuni fronti di cava ubicati al km 105 della SS131, affiorano in modo discontinuo lave andesitiche in colate, caratterizzate macroscopicamente dalla presenza di fenocristalli di plagioclasio e pirosseno e da una massa di fondo vetrosa priva di vescicole (fig.7).

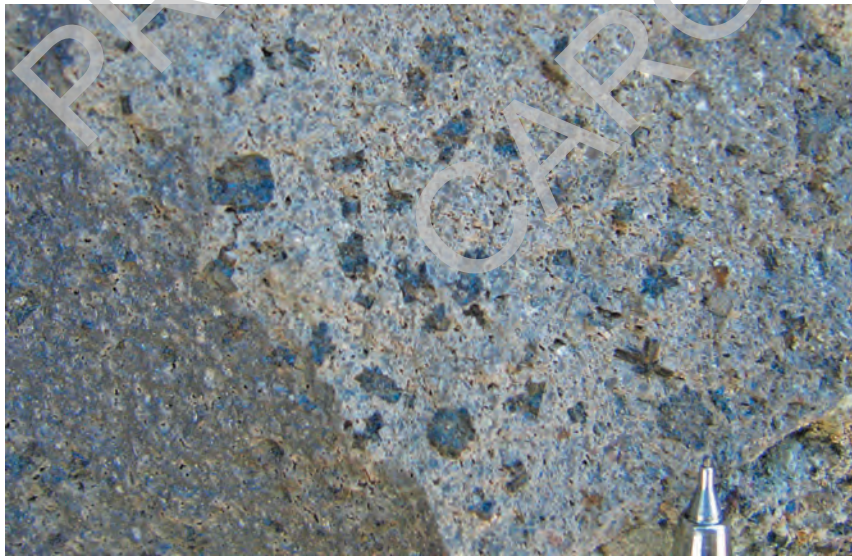
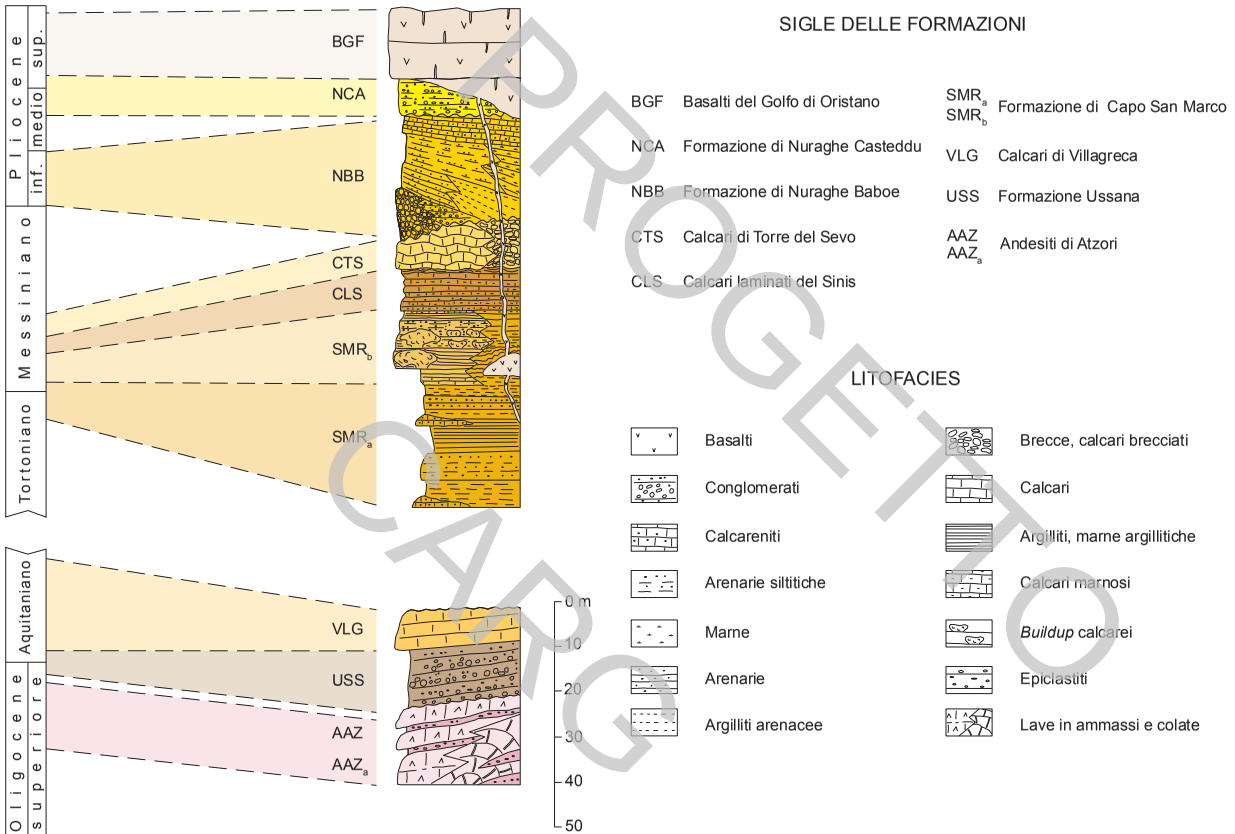


Fig. 7 - *Andesiti di Atzori (AAZ). SS131 km 105, cava di pietrisco.*

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 3 - *Colonna stratigrafica delle formazioni terziarie cartografate nel Foglio 528 "Oristano".*

Le colate possono essere distinte sulla base della posizione stratigrafica e delle caratteristiche petrografiche, a scala sia macroscopica che microscopica (tav.4):

1) alla base sono caratterizzate macroscopicamente dalla presenza di abbondante plagioclasio e più scarso pirosseno di grosse dimensioni (0,5-1 cm), e da una modesta e irregolare fratturazione. Presentano, a scala microscopica, una tessitura porfirica (indice di porfiricità IP=20-25) isotropa, con fenocristalli euedrali di plagioclasio (circa 15-20 % della superficie), pochi fenocristalli di ortopirosseno di forma subedrale e cristalli di olivina completamente sostituiti da minerali d'alterazione. La massa di fondo è costituita da microliti di plagioclasio (An 40%), ossidi e una piccola frazione di vetro (tessitura ipoialina);
2) in posizione intermedia sono caratterizzate macroscopicamente da abbondante pirosseno di grosse dimensioni (0,5-1 cm) e plagioclasio di dimensioni millimetriche. Anche questo litotipo presenta tessitura porfirica isotropa, ma con (IP=40) nettamente superiore alle colate sottostanti e sovrastanti. I fenocristalli di ortopirosseno (20% in volume) hanno dimensioni variabili dal millimetro fino al centimetro, mentre il plagioclasio (20% in volume) presenta dimensioni intorno a 1 mm. La massa di fondo è rappresentata da microliti di plagioclasio (di dimensioni molto minori rispetto alle colate sottostanti e sovrastanti), ossidi e abbondante vetro (tessitura emiialina);
3) nella posizione superiore sono caratterizzate macroscopicamente dalla predominanza di fenocristalli di plagioclasio e da una fitta fratturazione circa parallela alla base delle colate. La roccia presenta tessitura porfirica (IP=20-25) debolmente anisotropa. I fenocristalli sono rappresentati principalmente da cristalli euedrali di plagioclasio (An 45% in volume) di 2-3 mm e minore ortopirosseno (a volte con bordo di clinopirosseno) e microfenocristalli di olivina completamente sostituiti da minerali di alterazione. La massa di fondo ipoialina è caratterizzata dalla presenza di microliti di plagioclasio (An 40% in volume) parzialmente isorientati (tessitura fluidale) e ossidi.

I tre litotipi descritti sono classificabili petrograficamente come andesiti.

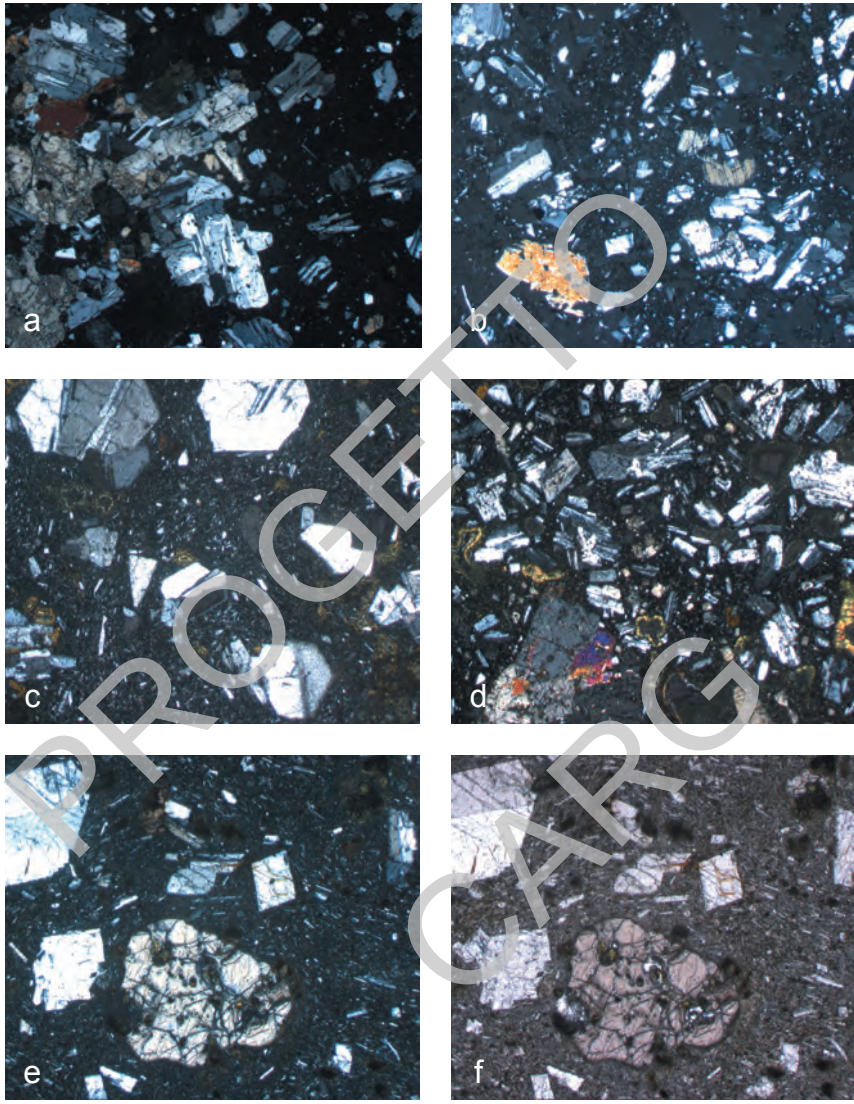
Le colate presentano una struttura massiva nella parte centrale e una struttura a blocchi (autobreccia) nella porzione superiore e in quella basale.

Intercalati alle lave si trovano depositi stratificati vulcanogenici classificabili genericamente come epiclastiti. Sono cartografati come corpi lentiformi, distinti sulla carta con la sigla AAZ_a.

Questi depositi sono costituiti essenzialmente dai sedimenti prodotti dallo smantellamento in ambiente continentale dei corpi lavici già descritti. La litofacies AAZ_a ha caratteristiche variabili che sono rappresentate da:

1) sabbie grosse, costituite da cristalli, frammenti di vetro e di lava e clasti decimetrici di lava monogenica; la stratificazione è piano-parallela con angolo dei *foreset* >20° che suggerisce una sedimentazione lungo un pendio (delta?) (fig.8);

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 4 - *Sezioni sottili delle vulcaniti oligo-mioceniche, andesiti di Atzori: a) andesite basaltica con tessitura porfirica per fenocristalli di Pl, e Px, spesso raggruppati in glomerofiri, in una massa di fondo criptocristallina (N.I. 2x); b) andesite con tessitura porfirica per fenocristalli di Pl, Opx e Cpx, massa di fondo emiialina con microliti di Pl (N.I. 2x); c) andesite a tessitura porfirica per fenocristalli di Pl e raro Opx in massa di fondo ipoialina a tessitura fluidale con microliti di Pl, ossidi e femici (N.I. 2x); d) andesite a tessitura porfirica per fenocristalli di Pl, Opx subedrale in glomerofiri, e massa di fondo ipoialina con microliti di Pl, femici e ossidi (N.I. 2x); e-f) andesite a tessitura porfirica per fenocristalli euedrali di Pl, Opx subedrale e Ol alterata in iddingsite in massa di fondo ipoialina e tessitura fluidale, costituita da microliti di Pl femici e ossidi (N.I. 2x, N.P. 2x).*

2) ghiaie spigolose, clasto-sostenute, caratterizzate da evidente gradazione inversa (*debris flow*);
3) ghiaie fango-sostenute con clasti di rocce granitoidi e carbonatiche immersi in una matrice mal classata e mediamente litificata (*mud flow*).

La posizione stratigrafica di queste vulcaniti è ben visibile poco al di fuori del Foglio: esse poggiano direttamente sul basamento metamorfico ercinico, mentre soggiacciono ai sedimenti clastici della formazione di Ussana, con contatto di tipo *onlap*.

Lo spessore visibile supera 20 m.

Oligocene superiore

PROGETTO CARG



Fig. 8 - *Depositi epiclastici delle andesiti di Atzori (AAZ_a); l'asse maggiore del clasto in primo piano misura 20 cm. SS131 km 105, cava di pietrisco.*

2.1.2. - *Chimica delle vulcaniti terziarie*

La classificazione delle vulcaniti (fig.9) è stata fatta utilizzando il diagramma *TAS* (Le Bas *et alii*, 1986).

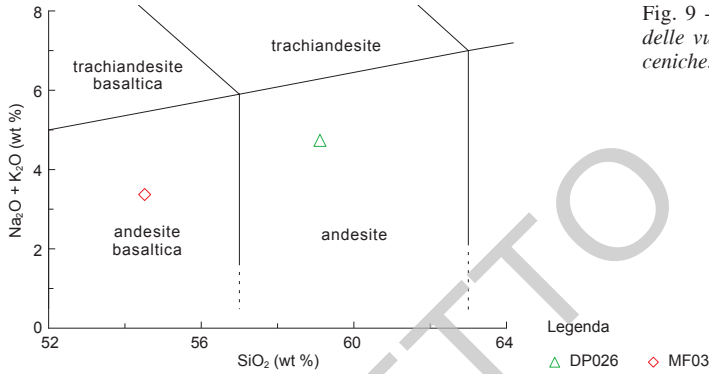


Fig. 9 - *Diagramma TAS delle vulcaniti oligo-mioceniche.*

Le colate laviche degli affioramenti presenti ad E di Zeddiani (cava di pietrisco al km 105 della SS131, campione MF036), caratterizzate macroscopicamente dalla presenza di grossi cristalli (1 cm) di pirosseno, presentano caratteri chimici che ricadono nel campo delle "andesiti basaltiche".

Il campione DP026, che proviene dagli affioramenti di Atzori, ricade pienamente nel campo delle andesiti (tab.2 e v. fig.9).

Tab. 2 - *Analisi chimiche di alcuni campioni di vulcaniti.*

Andesiti di Atzori (AAZ)												
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	L.O.I.	Tot.
MF 036	54,52	1,00	16,95	8,51	0,14	4,31	8,06	2,30	1,07	0,19	1,80	98,85
DP 026	59,11	0,85	17,14	7,45	0,12	2,65	6,74	2,84	1,90	0,13	0,56	99,49

2.2. - Depositi sedimentari del I ciclo

Depositi riconducibili al "I ciclo sedimentario miocenico", probabilmente riferibili alla formazione di Ussana e ai soprastanti calcari di Villagreca, affiorano in un piccolo lembo nella parte settentrionale della penisola del Sinis, tra M. Palla e località Atzori.

Le altre unità terziarie cartografate (formazione di Capo San Marco, i calcari laminati del Sinis ed i calcari di Torre del Sevo) appartengono tutte al "III ciclo sedimentario miocenico" (v. tav.3). Nel Foglio non affiorano formazioni ascrivibili al "II ciclo sedimentario miocenico", che sono invece presenti poco a N (Assorgia *et alii*, 1997) e riconosciute nel sondaggio SAIS Oristano 2 (v. tav.2).

PROGETTO CARG

2.2.1. - *Formazione di Ussana* (**USS**)

Nel Foglio i depositi riferibili a questa formazione, istituita informalmente da Pecorini & Pomesano Cherchi (1969) nel Campidano meridionale, affiorano nel settore settentrionale del Sinis tra M. Palla e località Atzori. L'assenza di sezioni permette di cogliere solo alcune caratteristiche litologiche e strutturali.

Questi depositi poggiano in discordanza (contatto *onlap*) sulle andesiti di Atzori (AAZ) poco più a N del Foglio (nell'area di affioramento il contatto è dislocato da una faglia), mentre a tetto sono ricoperti dai calcari di Villagreca di età aquitaniana (v. tav.3). Si tratta di conglomerati a clasti subarrotondati di quarzo, metamorfiti e magmatiti erciniche, di dimensioni centimetriche fino al decimetro. Sono intercalate arenarie quarzose molto grossolane, a cemento carbonatico, con stratificazione piano-parallela, prive di macrofossili. L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad un sistema di conoide distale - piana alluvionale.

La posizione stratigrafica e la litofacies fanno propendere per un'attribuzione alla formazione di Ussana.

Lo spessore è intorno a 15 m.

Oligocene superiore - Aquitaniano inferiore

2.2.2. - *Calcari di Villagreca* (**VLG**)

Questa formazione, anch'essa istituita informalmente da Pecorini & Pomesano Cherchi (1969) nel Campidano centrale, affiora nel Sinis settentrionale, tra M. Palla e località Atzori, dove la qualità degli affioramenti è decisamente scadente a causa dei lavori agricoli. Giace al di sopra delle clastiti della formazione di Ussana ed è costituita da calcareniti bioclastiche e calcari biostromali a *Lithotamnium*, di colore bianco-giallastro, contenenti resti di molluschi, tra cui ostreidi (fig.10) e coralli, e altri macrofossili per lo più in frammenti; gli strati sono spessi qualche decimetro e hanno superfici irregolari.

L'analisi petrografica mostra un *grainstone* ad alghe rosse corallinacee, con rari echinidi, briozoi e foraminiferi. Tra i foraminiferi Cherchi *et alii* (1978) riconoscono *Amphistegina* sp. e *Heterostegina* sp..

La base è costituita da un esiguo ed irregolare strato, spesso qualche decimetro, di conglomerati a ciottoli subarrotondati di vulcaniti alterate molto simili alle andesiti di Atzori, con matrice calcarenitica contenente resti fossili di gasteropodi e coralli (fig.11). L'esiguo spessore di questa facies non ha permesso una distinzione sulla carta.

L'ambiente di sedimentazione è inizialmente marino costiero, poi francamente di scogliera corallina, in condizioni di alta energia.

PROGETTO CARG



Fig. 10 - *Ostreidi nei calcari di Villagreca (VLG). Località Atzori.*



Fig. 11 - *Coralli nella matrice del conglomerato alla base dei calcari di Villagreca (VLG). Località Atzori.*

PROGETTO CARG

Questa unità è ritenuta da alcuni autori di età Miocene inferiore (Pomesano Cherchi, 1971; Vardabasso *et alii*, 1989), per altri l'età è Miocene inferiore-medio (Cherchi *et alii*, 1978). In questa sede la posizione stratigrafica e la litofacies permettono di correlarla ai calcari di Villagreca di età aquitaniana.

Lo spessore è di 5-10 m.

Aquitaniano

2.3. - Depositi sedimentari del III ciclo

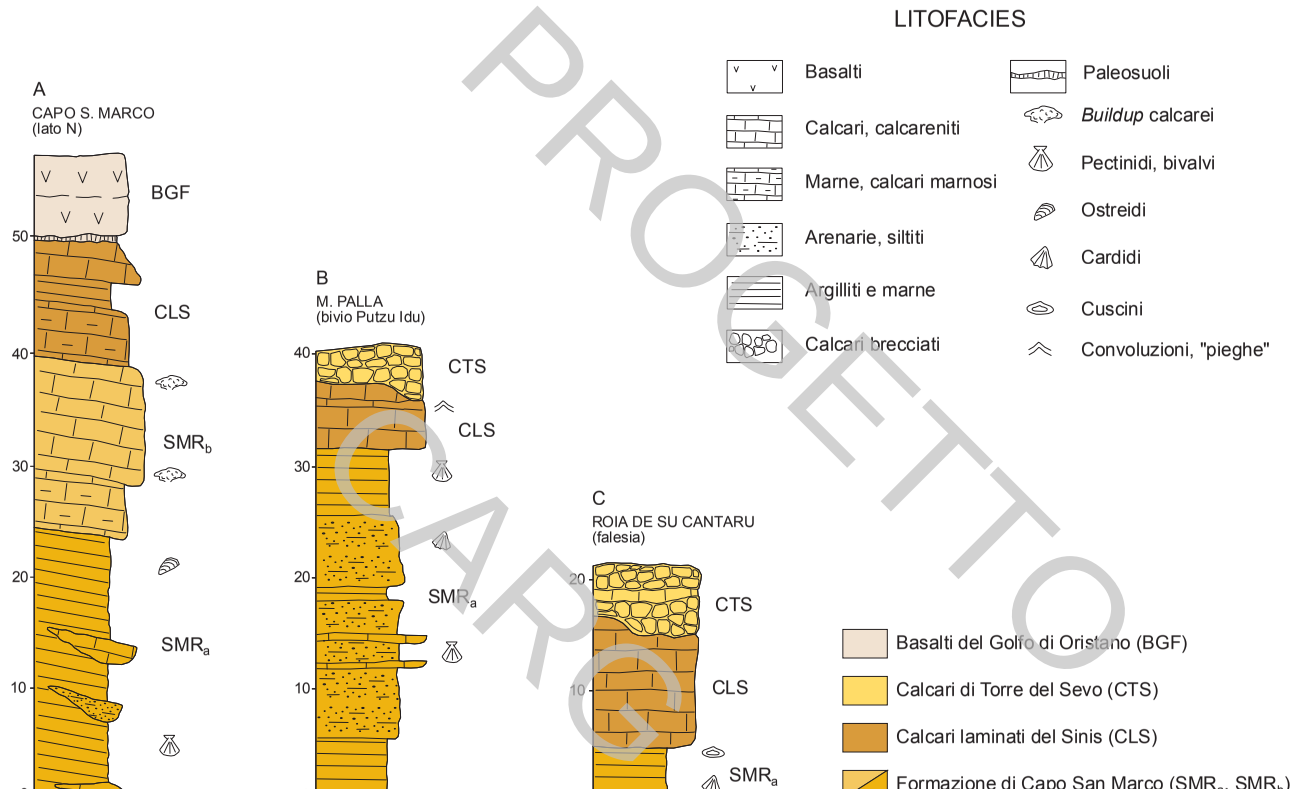
All'inizio del Tortoniano si verifica una nuova trasgressione all'interno delle fosse tettoniche burdigaliane. Perdura un regime distensivo che, successivamente all'apertura del Bacino balearico e alla rotazione del Blocco sardo-corso, determina la migrazione dell'Arco calabro e l'apertura del Tirreno meridionale. Il III ciclo sedimentario si chiude con i depositi carbonatici del Messiniano e quelli del Sinis sono attribuiti alle facies evaporitiche della "crisi di salinità messiniana". Le unità litostratigrafiche appartenenti al "III ciclo sedimentario miocenico" e distinte nel Foglio sono: la formazione di Capo San Marco, i calcari laminati del Sinis ed i calcari di Torre del Sevo (v. tav.3).

2.3.1. - *Formazione di Capo San Marco* (**SMR**)

È stata istituita in modo informale da Cherchi *et alii* (1978) che la identificano con la successione marnoso-carbonatica di età messiniana affiorante nella omonima località tipo; nello stesso lavoro, alla base della formazione di Capo San Marco è riconosciuta un'altra unità, "argille grigio scure" del Tortoniano. In queste Note Illustrative la formazione è stata suddivisa in due litofacies, in rapporto di parziale eteropia tra loro, una denominata argilliti grigio scure (**SMR_a**), l'altra marnoso-carbonatica (**SMR_b**). La prima litofacies è quella più estesa arealmente e ha caratteristiche piuttosto omogenee per l'intero spessore; i rapporti con la litofacies marnoso-calcarea si osservano nella parte medio-alta e sono di parziale eteropia (v. tav.3).

La formazione (tav.5A) è ben esposta nelle due litofacies sulla costa settentrionale del promontorio di Capo S. Marco (fig.12); altri affioramenti si osservano nell'entroterra tra M. Palla e M. Prama ed a Conc'Ailloni. La porzione superiore argillitica è visibile per alcuni chilometri sulla scogliera compresa tra Roia de su Cantaru e Capo sa Sturaggia. I rapporti con le formazioni sottostanti non sono mai osservabili mentre a tetto il contatto con i calcari laminati del Sinis è concordante.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 5 - *Colonne stratigrafiche dei depositi sedimentari del III ciclo miocenico nel Foglio 528 "Oristano".*



Fig. 12 - *La formazione di Capo San Marco con le due litofacies sovrapposte. Capo S. Marco.*

La facies delle argilliti grigio scure (**SMR$_a$**) è costituita da argilliti e marne grigio-nerastre (fig.13) in strati spessi circa 1-2 m, con lamine regolari di 2-3 cm e rare lenti di calcareniti giallastre. Una sezione esposta sulla falesia di Capo S. Marco mostra la parte media della litofacies SMR$_a$, costituita alla base da: siltiti arenacee giallastre, con modelli interni di gasteropodi (20 cm); argilliti siltitiche grigie di ambiente riducente, con frustoli vegetali piritizzati (80 cm); siltiti arenacee grigio scure riccamente fossilifere (lumachella) con pettinidi, gasteropodi e ostreidi (70 cm); argilliti siltitiche grigie di ambiente riducente con frustoli vegetali piritizzati e fossili di *Cardium* sp. e *Ostrea* sp., tra essi *Acanthocardia paucicostata* Sowerby, *Neopycnodonte navicularis* Brocchi (130 cm); arenarie siltitiche giallastre e arenarie carbonatiche in noduli irregolari, bioturbate, con ostreidi (*Neopycnodonte navicularis*: fig.14) e pettinidi (200 cm).

Sul lato N di Capo S. Marco, dall'istmo fino a Torre S. Giovanni, è visibile la porzione inferiore della litofacies SMR$_a$, che è costituita da argilliti grigie contenenti cristalli di pirite, gesso e listarelle ferruginose con valve disarticolate di pettinidi del genere *Amussium* sp.; è evidente un passaggio di facies con siltiti arenacee grigio-giallastre stratificate e lenti di calcari bioclastici giallastri, con *Mytilus* sp. e *Cardium* sp.

PROGETTO CARG



Fig. 13 - *Particolare delle argilliti grigio scure, litofacies della formazione di Capo San Marco (SMR_a). Località Capo S. Marco.*



Fig. 14 - *Esemplari di Neopycnodonte navicularis nella litofacies delle argilliti grigio scure della formazione di Capo San Marco (SMR_a). Località Capo S. Marco.*

PROGETTO CARG

Uno studio sulle malacofaune bentoniche effettuato a Capo S. Marco (nel primo affioramento descritto) indica la presenza di *Corbula gibba*, *Amyclina semistriata* aff. *transitans* Brocchi, *Chlamys seniensis* Lamarck, *Aporrhais uttingeriana* Risso e *Modiolus adriaticus* Lamarck, che suggerisce una collocazione batimetrica nel circalitorale, ad una profondità compresa tra 40-70 m (Spano & Furina, 1988).

Nel resto della penisola del Sinis la formazione di Capo San Marco (SMR) affiora in modo discontinuo in poche sezioni e spesso grazie ai lavori agricoli. Nelle località di Maillonis e M. Trigu, essa è costituita prevalentemente da arenarie molto fini e siltiti grigio-verdi, con ostree, pettinidi e altri bivalvi, preservati come modelli interni.

Presso la località Maillonis (Sinis settentrionale), in corrispondenza di uno scavo per materiale di prestito, è esposta una successione costituita alla base da marne argillitiche grigie fossilifere (*Acanthocardia paucicostata* e modelli interni di veneridi), cui segue un'alternanza di sottili strati centimetrici (2-4 cm) di calcari bianchi, con laminazione piano parallela, alternati a lamine di argilliti plastiche grigio-verdi. Il passaggio con la soprastante formazione dei calcari laminati del Sinis è marcato da un livello biocalcarenitico (lumachella) giallastro, dello spessore di circa 40 cm.

Alla base del versante orientale di M. Palla (v. tav.5B), sulla trincea della strada per Putzu Idu, la formazione è rappresentata da siltiti arenacee giallastre, con intercalazioni di arenarie e sottili strati di calcareniti. In località N.ghe S'Argara, il fronte di una cava abbandonata mette in evidenza siltiti argillose grigio-verdi con ostree (*Neopycnodonte navicularis*), pettinidi e cardidi, briozoi e *Dentalium* sp., e nella parte alta un banco calcarenitico giallastro, molto fossilifero, simile alle biocalcareniti di Capo S. Marco.

Il passaggio dalle argilliti grigio scure alla facies marnoso-carbonatica (**SMR_b**) avviene in continuità di sedimentazione (Cherchi *et alii*, 1978). Nella sezione tipo di Capo S. Marco la facies marnoso-carbonatica (SMR_b, v. tav.5A) è costituita da: microbialiti in lenti e cupole (fig.15); marne e siltiti grigio-giallastre a laminazione incrociata da *ripple*, con pettinidi e ostreidi; arenarie argillose con *Corbula gibba* e cardidi; marne grigio-gialle e argilliti marnose grigie con ostree (*Neopycnodonte navicularis*) e pettinidi; marne e argilliti grigio-scure con frustoli e lamine carboniosi; marne calcaree bianche laminate con bivalvi e cardidi, biocalcareniti grigio-bianche con mitili e *Corbula gibba*. A tetto sono presenti argilliti verdi montmorillonitiche che marcano il passaggio alla formazione soprastante.

La parte alta della formazione è spesso caratterizzata dalla presenza di strutture deformative di sedimenti soffici dovute a carico e/o fluidificazione, che danno luogo a pieghe e cuscini (*pillow*) di dimensioni pluridecimetriche (fig.16). Queste strutture sono interpretate come sismiti da Andrè *et alii* (2004).

PROGETTO CARG



Fig. 15 - *Microbialiti in lenti e cupole nella formazione di Capo San Marco (facies marnoso-carbonatica SMR_b). Località Capo S. Marco.*



Fig. 16 - *Strutture di deformazione di sedimenti soffici: cuscini nella formazione di Capo San Marco (facies argilliti grigio scure SMR_a). Località Roia de su Cantaru.*

PROGETTO CARG

Le caratteristiche della litofacies SMR_a indicano una sedimentazione in ambiente marino ristretto in condizioni riducenti (Cherchi *et alii,* 1978). La litofacies carbonatica SMR alla base è di ambiente marino sublitorale eualino, con graduale passaggio ad ambiente lagunare mixoalino (Cherchi *et alii,* 1978).

Secondo un'altra interpretazione (Andrè *et alii*, 2004) le condizioni di sedimentazione nella litofacies SMR sono di spiaggia sommersa superiore in acque fredde, per la diffusa presenza di *buildup* microbialitici a briozoi e serpulidi e la totale assenza di *coral reef* madreporiche.

L'età delle argilliti grigio scure (SMR_a) è stata attribuita al Tortoniano superiore da Cherchi *et alii* (1978), sulla base delle associazioni dei foraminiferi, indicanti la zona a *Globorotalia acostaensis acostaensis*, e del nannoplancton che individua la parte inferiore della zona NN11 (Martini, 1971).

La litofacies carbonatica (SMR_b) secondo Cherchi (1978; 1985) e Cherchi & Martini (1981) è di età Messiniano inferiore, determinata dalle associazioni a foraminiferi planctonici che indicano la zona a *Globorotalia conomiozea*, e dai nannofossili la zona NN11. Le associazioni a nannoplancton, rinvenute nei campioni prelevati durante i rilevamenti CARG sulla falesia settentrionale di Capo S. Marco, inquadrano le argilliti grigio scure (SMR_a) nelle biozone di intervallo da *Reticulofenestra pseudoumbilicus* a *Amaurolithus primus* MNN11a e da *Amaurolithus primus* a *Nicklithus amplificus* MNN11b (Raffi *et alii*, 2003), corrispondenti al Tortoniano superiore e al Messiniano inferiore.

I campioni provenienti dalla parte alta della formazione di Capo San Marco (SMR_b) indicano la biozona da *Amaurolithus primus* a *Nicklithus amplificus* MNN11b (Raffi *et alii*, 2003), corrispondente al Messiniano inferiore.

Lo spessore massimo visibile a Capo S. Marco è circa 50 m.

Nell'area sommersa, a W di Capo San Marco, questa formazione (SMR_a) si rinviene in un poco accentuato versante a circa -15 ÷ -20 m, sotto i depositi di piede di falesia alla base della facies Costa Randada (BGF_c). Tra l'istmo di Capo S. Marco e Funtana Medica, nella spiaggia sommersa non risultano affioramenti di questa formazione perché il moto ondoso la erode facilmente e viene subito ricoperta dalle sabbie di spiaggia.

Tra Roia de su Cantaru e sa Rocca de su Tingiosu, nella parte sommersa, prosegue l'affioramento della formazione di Capo San Marco (SMR_a, SMR_b) della base della falesia. Nei casi in cui nella costa sommersa si rilevano i calcari laminati del Sinis (CLS), quasi orizzontali, come tra Torre del Sevo e Sa Rocca de su Tingiosu, nonostante la formazione di Capo San Marco (SMR_a, SMR_b) non sia stata cartografata perché non è facilmente documentabile in rilevamento subacqueo, è verosimile che essa sia presente al di sotto dei calcari laminati del Sinis (CLS) e sia subaffiorante sotto i depositi quaternari.

Tortoniano superiore - Messiniano inferiore

PROGETTO CARG

2.3.2. - *Calcari laminati del Sinis* (**CLS**)

La formazione è stata istituita in modo informale da Cherchi *et alii* (1978), affiora principalmente nella parte settentrionale del Foglio, a M. Palla, M. Rasu, Maillonis e ad W nella falesia in località Roia de su Cantaru fino a Sa Rocca de su Tingiosu; limitati affioramenti si rinvengono anche presso Funtana Medica e Capo S. Marco.

Questa formazione è costituita da un'alternanza di calcari bianchi micritici e marne calcaree, con stratificazione piano-parallela, depositati in bacini evaporitici. Gli strati calcarei sono generalmente privi di fossili, mentre le marne contengono un'associazione di faune oligotipiche a molluschi (Cherchi *et alii* 1978).

Presso M. Rasu e Maillonis è visibile il limite concordante con la sottostante formazione di Capo San Marco, dove da una biocalcarenite giallastra si passa gradualmente a calcari cristallini in monotona alternanza con calcari marnosi biancastri in strati centimetrici (fig.17). A M. Palla (v. tav.5B), sul fronte di una cava inattiva, affiorano calcari bianchi azoici in strati orizzontali di spessore decimetrico, con sottili intercalazioni di lamine argillose. Verso l'alto gli strati appaiono deformati da strutture da carico come convoluzioni e pieghe, queste ultime generalmente con piano assiale inclinato (fig.18); esse sono interpretate come strutture da fuga d'acqua originate da *shock* sismico (Andrè *et alii*, 2004).



Fig. 17 - *Calcari laminati del Sinis (CLS). Località Maillonis.*

PROGETTO CARG



Fig. 18 - *Deformazione idroplastica nei calcari laminati del Sinis (CLS); si noti la vergenza della piega. Località M. Palla.*

Le analisi petrografiche evidenziano un *mudstone* con lamine costituite da letti di areniti quarzose molto fini, con gradazione normale e laminazione incrociata a basso angolo. Il contenuto faunistico è molto scarso e costituito da rari foraminiferi.

Lungo il lato settentrionale della penisola di Capo S. Marco, il limite tra la formazione dei calcari laminati del Sinis con la sottostante formazione di Capo San Marco è evidenziato da sottili strati di argille grigie montmorillonitiche, che Cherchi *et alii* (1978) interpretano come paleosuoli. Sulla falesia di Roia de su Cantaru (v. tav.5C), il contatto superiore con i calcari di Torre del Sevo (CTS) è marcato da una superficie concordante con troncatura erosiva (fig.19, *disconformity*). Nella cava di M. Palla il contatto tra le stesse formazioni è invece deposizionale e concordante.

L'ambiente di deposizione è riferito a condizioni paraliche, poco ossigenate, che si alternano a brevi episodi marini testimoniati dai livelli fossiliferi (Cherchi *et alii*, 1978).

Secondo Andrè *et alii* (2004) si tratta di depositi marini di acque basse per la presenza di ooliti e strutture da *ripple*, ed escludono la presenza di minerali evaporitici.

PROGETTO CARG

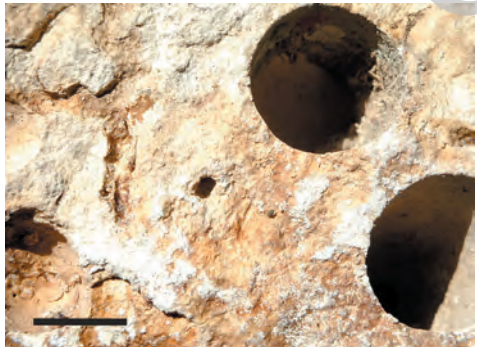


Fig. 19 - *Contatto discordante tra calcari laminati del Sinis (CLS) e calcari di Torre del Sevo (CTS), in località Roia de su Cantaru.*

L'età della formazione è riferibile al Messiniano per posizione stratigrafica e secondo Cherchi *et alii* (1978) rappresenta il primo orizzonte in facies evaporitica.

Lo spessore è compreso tra 8-10 m.

Lungo le coste del Sinis occidentale i tratti sommersi pericostieri sono frequentemente costituiti dai calcari laminati del Sinis (CLS) direttamente affioranti (fig.20) o ricoperti da arenarie di spiaggia pleistoceniche o da sabbie attuali.



I calcari laminati del Sinis (CLS) del promontorio di Capo Sa Sturaggia - Porto S'Uedda proseguono nella zona sommersa come è stato accertato sia in immersione subacquea (S4, S4bis), sia mediante alcune bennate e mediante rilievi ecografici.

Fig. 20 - *Campionatura sub 10: calcari laminati del Sinis (CLS) con fori di Litophaga litophaga Lineo. Barra= 1 cm.*

PROGETTO CARG

I rilevamenti hanno anche documentato numerose fratture NW-SE, sub-verticali, probabilmente appartenenti a una zona di faglia che disloca debolmente i calcari che assumono blande inclinazioni verso i quadranti occidentali. Nella parte più profonda della prosecuzione sommersa di questo promontorio è verosimile che si passi alla sottostante formazione di Capo San Marco (SMR) perché si supera lo spessore rilevato a terra, anche se non è stato possibile documentarlo a causa delle coperture di sedimenti e di organismi incrostanti.

Alcuni piccoli affioramenti sono stati rilevati, all'interno della prateria a *Posidonia oceanica*, ad E dell'Isola Mal di Ventre. Essi documentano che la successione del Sinis (SMR, CLS, CTS), sotto le coperture quaternarie, prosegue verso W nella parte settentrionale del bacino della piattaforma, mentre nella parte meridionale verso il largo è maggiormente ricoperta dai sedimenti pliocenici.

Messiniano

2.3.3. - *Calcari di Torre del Sevo* (**CTS**)

Questa formazione è stata istituita in modo informale da Cherchi *et alii* (1978). Affiora nella penisola del Sinis, nel settore NW del Foglio, sulla cima di alcuni rilievi (M. Rasu, M. Palla e Serra Manna) e per lunghi tratti della scogliera tra Roia de su Cantaru e Torre del Sevo.

Sulla carta geologica si è preferito evidenziare la presenza di questa formazione anche quando è ricoperta da una sottile coltre di arenarie eoliche pleistoceniche e suoli. Si tratta di calcari e calcari dolomitici biancastri stratificati, spesso brecciati più o meno intensamente. Alcuni affioramenti, come a Torre del Sevo (fig.21), sono formati da una megabreccia.

In diverse aree, come nei settori compresi tra M. Rasu, M. Raseddu e Serra Manna, la formazione è visibile solo grazie alle profonde arature dell'attività agricola. In alcune località si osserva la parte basale della formazione, come a Roia de su Cantaru (v. tav.5C).

In genere questa unità non presenta una stratificazione regolare ma strati deformati a grande scala fino a facies totalmente brecciate, come si può osservare lungo la falesia di Sa Rocca de su Tingiosu e a Torre del Sevo (fig.22), dove raggiunge lo spessore di circa 15 m. La falesia di Torre del Sevo è costituita da calcari brecciati grigio chiari, grossolanamente stratificati, costituiti da elementi carbonatici appartenenti allo stesso litotipo.

Questi calcari sono in parte dolomitizzati, hanno rare strutture sedimentarie (*ripple* da onda) e livelli riccamente fossiliferi costituiti da tane di vermi, litodomi (fig.23) e tappeti algali. Talvolta i calcari sono intercalati ad argilliti verdi ben litificate.

PROGETTO CARG



Fig. 21 - *Calcari di Torre del Sevo (CTS): facies dei calcari brecciati. Torre del Sevo.*

Sono anche presenti grosse cavità spesso riempite da argille residuali di alterazione carsica e da calcite spatica di ricircolazione secondaria (v. fig.22).

Nella cava di M. Palla (v. tav.5B) si passa gradualmente dai calcari laminati (CLS) a calcari dolomitici (CTS) in strati deformati e carsificati. Seguono calcari brecciati e vacuolari, di spessore di 2-3 m, con frequenti riempimenti di calcite secondaria. Localmente sono intercalati sottili strati di argilliti verdi, interpretate da Cherchi *et alii* (1978) come sedimenti sindeposizionali, mentre secondo Cornée *et alii* (2008) sono riempimenti carsici in quanto ubiquitari anche nei sottostanti calcari laminati del Sinis (CTS).

L'analisi petrografica in sezione sottile di alcuni campioni provenienti dagli elementi della breccia mostra caratteri piuttosto vari. Sono presenti: areniti fini a cemento carbonatico, contenenti granuli di quarzo, feldspati subangolosi e lamine di biotite, con rari bioclasti di foraminiferi; *boundstone* stromatolitico totalmente dolomitizzato; micrite ricristallizzata, parzialmente sostituita da dolomite. I vacuoli presenti sono sempre riempiti da grossi cristalli di calcite secondaria e non sono stati mai osservati minerali evaporitici.

Il limite inferiore con i calcari laminati del Sinis (CLS) è generalmente concordante, ma talvolta è discordante con un contatto erosivo (*disconformity*), come ad esempio nella falesia di Roia de su Cantaru (v. tav.5C e fig.19).

PROGETTO CARG



Fig. 22 - *Aspetto dei calcari brecciati; si noti la sacca carsica riempita da argille residuali. Falesia di Torre del Sevo.*



Fig. 23 - *Modelli interni di litodomi e tane di vermi nei calcari di Torre del Sevo (CTS). Località Torre del Sevo.*

PROGETTO GRG

Secondo Cherchi *et alii* (1978) l'ambiente di sedimentazione varia da condizioni epineritiche ad evaporitiche, infatti i calcari brecciati rappresentano una breccia di collasso gravitativo.

Questa formazione è considerata l'ultimo deposito messiniano contemporaneo alla "crisi di salinità del Mediterraneo" (Cherchi & Martini, 1981).

Recenti ricerche reinterpretano la genesi dei corpi sedimentari caotici presenti nelle successioni carbonatiche messiniane, e la inseriscono nel contesto della formazione e dissociazione di gas idrati (metano). Infatti, durante la "crisi di salinità del Mediterraneo", le condizioni di anossia sul fondo del bacino hanno favorito l'accumulo di materia organica nei sedimenti, con la formazione di gas idrati. Successivamente, i processi tettonici e la riduzione della colonna d'acqua marina, hanno originato a diffusi processi di dissociazione dei gas idrati e instabilità del fondo marino con fenomeni di deformazione, fratturazione e brecciazione della soprastante pila di sedimenti parzialmente consolidati (Dickens *et alii*, 1997; Henriet & Mienert, 1998; Conti & Fontana, 1999).

L'età di questa formazione è riferibile per posizione stratigrafica al Messiniano; essa rappresenta il secondo orizzonte in facies evaporitica (Cherchi *et alii*, 1978). Lo spessore massimo è circa 15 m nella località Torre del Sevo.

Nella parte sommersa della costa occidentale del Sinis i calcari di Torre del Sevo (CTS) costituiscono la parte alta delle falesie, perciò nell'attuale fascia costiera sommersa sono soggetti a una continua erosione. Da Capo sa Sturaggia a Torre del Sevo l'intera successione del Miocene superiore si inclina verso SW e i calcari (CTS) proseguono nella parte sommersa (fig.24) costituendo un affioramento parallelo alla costa, al di sopra dei calcari laminati del Sinis (CLS). A S del promontorio di Torre del Sevo, un rilevante affioramento di questi calcari è stato riconosciuto per la facies sismica *sparker* 1 kJ a piccole iperboli di diffrazione, sovrastante le facies a frequenti riflettori paralleli appartenenti invece alla formazione di Capo San Marco (SMR) e ai calcari laminati (CLS) (v. tav.2b, § VI - 3.). Tale affioramento, ubicato circa 3 km a W dell'insenatura di S. Giovanni di Sinis e allungato N-S per circa 2 km verso il promontorio di Torre del Sevo, più a W è ricoperto in discordanza dalle facies a riflettori paralleli ondulati dei sedimenti pliocenici della formazione di Nuraghe Baboe (NBB). Purtroppo la presenza di posidonia e di sedimenti olocenici non ha consentito di prelevare campioni.



Fig. 24 - *Campionatura sub 35: calcari di Torre del Sevo; costa sommersa a W di Covili sa Serra su Sipiri, -2 m; barra = 1 cm.*

Messiniano

PROGETTO CARG

3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PLIOCENICA

Dopo la crisi di salinità messiniana all'intensa erosione delle aree emerse segue una nuova trasgressione nel Pliocene inferiore. L'attività tettonica di tipo distensivo origina il *Graben* del Campidano e la sedimentazione di depositi continentali sintettonici (formazione di Samassi), la messa in posto di lave basaltiche alcaline e sub-alcaline, alle quali si intercalano nuovi sedimenti contintentali (formazione di Nuraghe Casteddu). La successione pliocenica è riconosciuta nel *Graben* del Campidano settentrionale, nelle stratigrafie dei sondaggi profondi pozzi Oristano 1 e Oristano 2 che consentono di valutare i rigetti delle faglie bordiere nell'ordine di 800 m (v. tav.2).

3.1. - Formazione di Nuraghe Baboe (**NBB**)

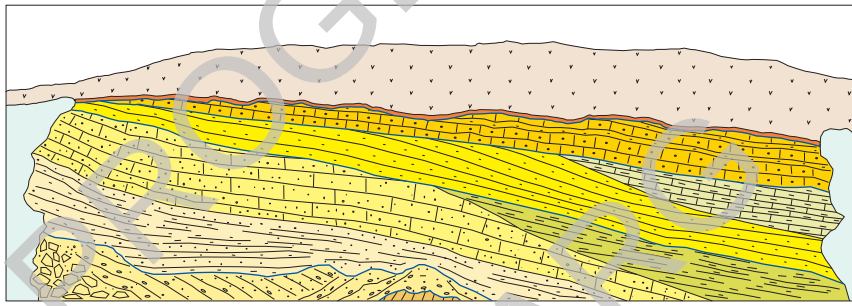
Si attribuisce questo nome formazionale all'unità litologica conosciuta in letteratura come "Trasgressione pliocenica" (Pecorini, 1972), "Pliocene inferiore" (Cherchi, 1973; Cherchi *et alii*, 1985; Spano, 1989), "Pliocene basale" (Cherchi & Martini, 1981), che affiora nella falesia occidentale del promontorio di Capo S. Marco per circa 200 m lineari.

La formazione comprende una successione sedimentaria marina trasgressiva e discordante sui calcari marnosi della formazione di Capo San Marco (*angular unconformity* secondo Cherchi & Martini, 1981); l'unità soprastante, rappresentata dai basalti pliocenici, è anch'essa discordante. La formazione è caratterizzata da una forte variabilità nello spessore degli strati e dalla presenza di significative discordanze stratigrafiche che comprendono anche troncature erosive (tav.6).

Alla base la formazione è costituita da brecce a blocchi eterometrici (fino a circa 1 m di diametro) di calcari messiniani con fori di Litodomi, passanti a conglomerati e arenarie con Ostreidi e Balani in strati di accrescimento frontale (*foreset*) inclinati fino a 25° (spessore 5-10 m). Seguono, in discordanza troncatura erosiva, arenarie marnose grigie, in strati decimetrici, con Pettinidi e Ostreidi (spessore 2-10 m); arenarie carbonatiche giallastre, con stratificazione incrociata a basso angolo (spessore 3-8 m), parzialmente eteropiche con argilliti marnose grigie, contenenti resti di bivalvi e spicole di spugne (spessore 0-6 m). Al di sopra, tramite una superficie di discordanza, poggiano arenarie siltitiche giallastre, con *Amusium* sp., *Pecten* sp. e *Chlamys* sp. (spessore 2-6 m), e in parziale eteropia marne siltitiche grigie con spicole di spugna e brachiopodi (spessore 0-5 m). Infine, su un'altra superficie discordante giacciono calcareniti e calcari argillosi giallo-ocra con un'evidente stratificazione a *ripple* simmetrici, contenenti *Chlamys* sp., *Pecten* sp. e *Ostrea* sp. (spessore 3-6 m).

PROGETTO CARG





LEGENDA

Detrito di versante (a)

Basalti in colate (BGF_c)
(Pliocene superiore)

Paleosuolo argilloso
(Pliocene medio?)

Formazione di Nuraghe Baboe (BBA)
(Pliocene inferiore)

Calcareniti e calcari argillosi con *Chlamys* sp., *Pecten* sp. e *Ostrea* sp.

Marne siltitiche con spicole di spugne e Brachiopodi

Arenarie siltitiche con *Amusium* sp., *Pecten* sp. e *Chlamys* sp.

Argilliti marnose con resti di bivalvi e spicole di spugne

Arenarie carbonatiche

Arenarie marnose con Pectinidi e Ostreidi

Brecce a blocchi eterometrici di calcari messiniani, conglomerati e arenarie con Ostreidi e Balani

Formazione di Capo San Marco (SMR)
(Tortoniano superiore - Messiniano)

Calcari marnosi a *Corbula gibba*

Discordanza

Limite di litofacies

PROGETTO CARG

Tav. 6 - *Interpretazione prospettica di una sezione naturale nella formazione di Nuraghe Baboe (NBB). Falesia occidentale di Capo S. Marco.*

Le associazioni fossilifere sono state analizzate da Spano (1989), che individua tra la macrofauna, le seguenti specie: *Terebratula calabra* Seguenza, *Megathiris detruncata* Gmelin, *Megerlia truncata* Linneo, *Chlamys seniensis* Lamarck, *Chlamys pesfelis* Linneo, *Hinnites ercolanianus* Cocconi, *Pecten bipartitus* Foresti, *Neopycnodonte cochlear* Poli, *Neopycnodonte navicularis* Brocchi.

La breccia basale è interpretata come il prodotto di frane sottomarine probabilmente lungo una costa a falesia (Pecorini, 1972), mentre la parte restante della successione è attribuita all'epibatiale superiore (Cherchi *et alii*, 1985).

Lo studio delle comunità bentoniche suggerisce una collocazione tra infralitorale profondo e circalitorale (Spano, 1989).

L'età è riferita al Pliocene inferiore in base alle associazioni dei foraminiferi planctonici che indicano la zona a *Globorotalia margaritae,* e dei nannofossili che indicano la biozona a *Ceratolithus tricorniculatus*, NN12 (Pecorini, 1972; Cherchi, 1973; Cherchi & Martini, 1981). L'analisi dei nannofossili calcarei effettuata su campioni prelevati durante i rilevamenti CARG indica la zona ad *Amaurolithus tricorniculatus* codice zonale MNN12 (Rio *et alii*, 1990) e conferma l'attribuzione al Pliocene inferiore.

Lo studio delle macrofaune conferma questa età, in quanto numerose forme si estinguono nell'ambito o alla fine di questo intervallo di tempo (Spano, 1989).

Lo spessore affiorante è circa 30 m.

I sedimenti marini del Pliocene inferiore (NBB) affioranti nella parte bassa della falesia occidentale di Capo S. Marco, non sono stati rilevati in ambiente sommerso perché vengono ricoperti da blocchi e ghiaie di basalto della facies Costa Randada (BGF_c) e in subordine della formazione di Capo San Marco (SMR) e dei calcari laminati del Sinis (CLS).

Nonostante tutta la depressione tra il Sinis e l'alto di Mal di Ventre - Il Catalano sia interessata dalla discordanza messiniana e dai sovrastanti sedimenti della formazione di Nuraghe Baboe (NBB), questi ultimi non affiorano perché sono ricoperti in prevalenza da depositi olocenici e in subordine da depositi pleistocenici, come documentano la linea sismica *sparker* 1 kJ (cfr. tav.18b) e i carotaggi eseguiti circa 4 km a W di Is Arutas (cfr. tav.20).

Pliocene inferiore

3.2. - Formazione di Nuraghe Casteddu (**NCA**)

La formazione di Nuraghe Casteddu è stata istituita in modo informale da Massari & Dieni (1973) nel settore di Orosei-Dorgali (NU), dove è descritta come una formazione fluvio-lacustre intercalata a colate basaltiche; la sua età è attribuita al Pliocene medio - Pleistocene inferiore da Marini & Murru (1981).

PROGETTO CARG

Nella Carta Geologica, in scala 1:100.000, Fogli 216-217 “Capo San Marco - Oristano”, questa unità è distinta come “sabbie ciottolose alluvionali”; poco al di fuori del Foglio affioramenti clastici simili sono intercalati a vari livelli nelle colate basaltiche, quindi in posizione stratigrafica identica al settore di Orosei-Dorgali.

La formazione di Nuraghe Casteddu affiora nel settore occidentale dell’area rilevata, tra le località di Sa Roia Traversa, N.ghe Piscina Rubia e N.ghe S’Argaru.

L’unità è costituita da conglomerati ad elementi prevalenti di ciottoli di quarzo, granitoidi e metamorfiti del basamento paleozoico, ben selezionati ed arrotondati, in strati centimetrici, alternati a sabbie limose prive di macrofossili (fig.25). Non sono riconoscibili strutture sedimentarie a causa della notevole alterazione della matrice, di colore rossastro, dovuta al termometamorfismo indotto dalle lave soprastanti. La composizione, il grado di selezione e di elaborazione dei ciottoli indicano una accentuata maturità, probabilmente ereditati da depositi più antichi. L’ambiente di deposizione è di piana fluviale distale-delta.

Questa formazione affiora alla base delle colate basaltiche datate Pliocene superiore (v. § 3.3.1.), in apparente concordanza con esse, e ricopre con contatto basale discordante le formazioni messiniane.

PROGETTO CARG



Fig. 25 - *Conglomerati della formazione di Nuraghe Casteddu (NCA), in località Sa Mulargia (a N di N.ghe Su Nuraxi).*

I rapporti stratigrafici con la formazione di Nuraghe Baboe (NBB) non sono mai visibili nel Foglio 528 "Oristano", tuttavia per correlazioni stratigrafiche con analoghe formazioni di altre aree dell'Isola (Massari & Dieni, 1973) è verosimile che i rapporti tra le due formazioni siano di discordanza angolare (v. tav.3).

Lo spessore è variabile tra 2-8 m.

Pliocene medio

3.3. - Basalti del Golfo di Oristano (**BGF**)

Nel Foglio 528 "Oristano" le vulcaniti basaltiche affiorano nella penisola del Sinis, dove costituiscono espandimenti tabulari poco estesi (Roia sa Murta, Costa Randada, Su Pranu Nurachedus), o piccoli testimoni di erosione (M. Mesu, Torre di S. Giovanni, Tharros). Sono state distinte all'interno dell'unità vulcanica, una facies in colata subaerea (facies Costa Randada) e due facies subvulcaniche (facies Conc'Ailloni, facies Il Catalano).

3.3.1. - *Facies Costa Randada* (**BGF$_c$**)

La facies è costituita da una successione di colate laviche (fig.26), il cui singolo spessore varia da 1 a 5 m, e raramente supera 15 m (Capo S. Marco).

Le superfici di discontinuità tra le diverse colate hanno in genere andamento planare, senza l'interposizione di depositi di scorie. Le strutture superficiali sono generalmente di tipo *pahoehoe* o lave a corde (fig.27), che testimoniano la bassa viscosità di queste colate, capaci di scorrere anche su pendii molto deboli.

L'assenza di suoli e superfici alterate all'interno della successione sembra suggerire che gli espandimenti si siano formati nel corso di un singolo, anche se prolungato, episodio eruttivo (eruzioni monogeniche). Localmente, alla base della colata inferiore è presente un paleosuolo, interessato da una leggera alterazione termica (località Sa Mulargia (a N di N.ghe Su Nuraxi), N.ghe Baboe Cabitza). Le strutture interne visibili nella colata più spessa, sulla scogliera di Capo S. Marco, indicano un raffreddamento lento e lo sviluppo di una evidente fessurazione colonnare (fig.28). A Capo S. Marco la successione di colate raggiunge il massimo spessore, pari a circa 40 m.

Nella località Roia sa Murta affiora un deposito costituito da scorie vescicolate fortemente ossidate, di colore rosso, con evidenti segni di agglutinamento e di deposizione in condizioni plastiche. All'interno si rinvengono litici di basalto decimetrici che talora deformano il *continuum* scoriaceo, con caratteristiche strutture da impatto. Sono inoltre presenti ciottoli di quarzo sub-arrotondati centimetrici.

PROGETTO CARG



Fig. 26 - *Colate basaltiche della facies Costa Randada (BGF_c), località Capo S. Marco.*



Fig. 27 - *Lave a corda (tipo pahoehoe) nella facies Costa Randada (BGF_c), località Capo S. Marco.*

PROGETTO CARG



Fig. 28 - *Fessurazione prismatica nei basalti facies Costa Randada (BGF$_c$). Capo S. Marco.*

Questo deposito può essere interpretato come *spatter cone*, ovvero un cono costruito dal fontanamento di scorie che ricadono al suolo ancora calde e non completamente solidificate. Tale deposito è tipico di attività stromboliana o hawaiana (Vergniolle & Mangan, 2000) e suggerisce condizioni di prossimalità rispetto a un centro d'emissione.

Le analisi petrografiche delle lave basaltiche evidenziano la presenza di una tessitura porfirica ipoialina isotropa, con fenocristalli di plagioclasio, clinopirosseno e olivina alterata in iddingsite; la massa di fondo è talvolta tachilitica, costituita da plagioclasio, olivina e rari ossidi (tav.7a, 7b, 7c).

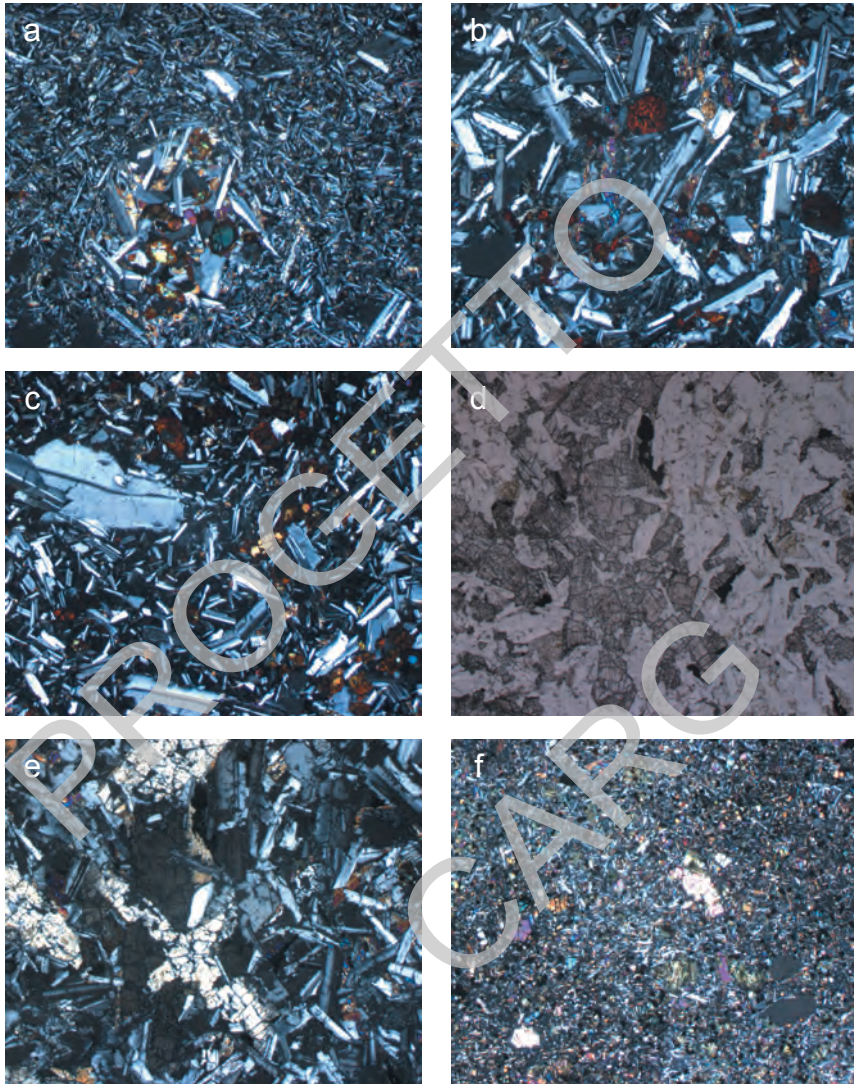
Datazioni radiometriche col metodo K/Ar effettuate da Beccaluva *et alii* (1985) sul plagioclasio indicano un'età di 3,12 Ma. Datazioni più recenti, col metodo $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Duncan *et alii*, 2011) invecchiano di poco l'età di queste rocce (3,18-3,28 Ma).

Pliocene superiore

3.3.2. - *Facies Conc'Ailloni* (**BGF$_b$**)

Questa facies subvulcanica affiora nella penisola del Sinis presso Conc'Ailloni, in giacitura filoniana entro le siltiti argillose della formazione di Capo San Marco (fig.29).

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 7 - *Sezioni sottili delle vulcaniti plioceniche; facies Costa Randada: a) basalto andesitico con tessitura porfirica per fenocristalli di Pl, Ol e Px immersi in massa di fondo olocristallina, presenti glomerofiri nei quali si concentrano i fenocristalli (N.I. 2x); b) basalto con tessitura doleritica isotropa (N.I. 2x); c) basalto con tessitura porfirica isotropa, massa di fondo ipoialina per microliti di Pl e Ox; la variazione dimensionale del Pl è continua e conferisce alla roccia una tessitura seriata (N.I. 2x); facies Conc'Ailloni: d-e) basalto andesitico con tessitura doleritica isotropa costituita da cristalli di Px e Pl (N.I. 2x); facies Il Catalano: f) basalto con struttura isotropa olocristallina e tessitura porfirica con fenocristalli di Ol in massa di fondo microcristallina isotropa costituita da cristalli di Pl, femici e Ox (N.I. 2x).*

Il corpo basaltico è intruso lungo una superficie di strato, senza un'alterazione termometamorfica evidente. Lo spessore in affioramento è di circa 15 m.

La composizione è basaltico-andesitica, la tessitura doleritica isotropa con plagioclasio, ortopirosseno, clinopirosseno e pigeonite, la pasta di fondo olocristallina è costituita principalmente da plagioclasio (v. tav.7d, 7e).

La presenza di ortopirosseno (minerale tipico dei basalti subalcalini), associato a clinopirosseno e pigeonite, si ritiene sia dovuta all'assimilazione di rocce cristallizzate durante il precedente "ciclo vulcanico oligo-miocenico". Un processo simile era già stato messo in evidenza da Montanini *et alii* (1994) su alcune colate andesitiche e dacitiche del Monte Arci, edificio vulcanico pliocenico della Sardegna centro-occidentale.

Pliocene (?)superiore

PROGETTO CARG



Fig. 29 - *Filone-strato della facies Conc'Ailloni (BGF$_b$). Località Conc'Ailloni.*

3.3.3. - *Facies Il Catalano* (**BGF$_a$**)

L'isolotto de Il Catalano è costituito da un corpo lavico di forma sub-circolare (fig.30), del diametro massimo affiorante di circa 100 m, riconducibile al riempimento di un condotto vulcanico (*neck*), probabile residuo di un più ampio apparato, oggigiorno completamente smantellato dall'erosione.



Fig. 30 - *Neck lavico e depositi piroclastici (di colore chiaro) della facies Il Catalano (BGF_a); si noti il loro contatto sub-verticale. Il Catalano.*

Sul lato orientale dell'isolotto sono presenti dei depositi piroclastici, litificati e alterati, attraversati dalle lave con contatto chiaramente intrusivo subverticale e debolmente sfrangiato che marca la superficie di discontinuità tra condotto e apparato vulcanico esterno. L'esigua estensione dell'affioramento delle piroclastiti non ne permette la rappresentazione cartografica.

Macroscopicamente la roccia lavica presenta vacuoli riempiti da calcite secondaria e grossi noduli peridotitici a olivina e pirosseno (fig.31). Il corpo lavico è attraversato da un sistema di fratturazione secondario di orientazione NW-SE e inclinazione prossima alla verticale.

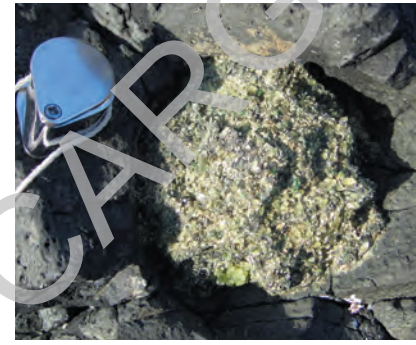


Fig. 31 - *Nodulo peridotitico nei basalti della facies Il Catalano (BGF_a). Il Catalano.*

Le piroclastiti sono generalmente stratificate, ma le superfici di strato sono talvolta discontinue; sono costituite da clasti juvenili e litici accessori (xenoliti del basamento metamorfico) delle dimensioni dei lapilli e delle bombe, immersi in una mtrice cineritica. Hanno aspetto breccioide nella parte alta, dove i litici hanno dimensioni fino a qualche decimetro, mentre le scorie, debolmente vescicolate, non superano i 5 cm.

Le analisi petrografiche su campioni della facies massiva (v. tav.7f) indicano una lava a composizione basaltica, tessitura porfirica per micro-fenocristalli di olivina, immersi in una massa di fondo microcristallina costituita da femici, plagioclasio e ossidi.

PROGETTO CARG

Il Catalano e la sua ampia prosecuzione sommersa testimoniano la presenza di un apparato vulcanico nella piattaforma continentale intermedia, sul lato orientale del blocco tettonico di Mal di Ventre. Le vulcaniti basiche della parte emersa proseguono nella parte sommersa, con ampiezze dell'ordine di 500 m, per circa 5 km a SSW de Il Catalano, verso la Secca di Libeccio, e per altri circa 5 km a NNE, verso la Secca di Mezzo (Forti & Orrù, 1995).

In diversi punti dell'affioramento sommerso, attorno a Il Catalano fino a circa -20 m e da NNE fino a circa 2-3 km, si osservano tipici giunti verticali colonnari di raffreddamento (fig.32), gradini, blocchi ruotati e accumuli di ghiaie al piede delle falesie sommerse; ancora più a NE, verso la Secca di Mezzo, sono segnalate forme con laminazioni sub-orizzontali probabilmente da flusso (Forti & Orrù, 1995).

Al limite tra la parte emersa sud-orientale e la parte sommersa, le facies laviche poggiano in contatto filoniano, da verticale a variamente inclinato a NW, su una più antica brecciola che prosegue nella parte sommersa. La brecciola, di colore da biancastro a beige, è massiva, priva di giunti colonnari, tipici delle facies laviche ma interessata da mesofaglie e sistemi di fratture tettoniche circa N-S e NE-SW. Verso SE le lave iniettano una frattura dando luogo a un dicco verticale fino a qualche metro di spessore (v. fig.30).

PROGETTO CARG

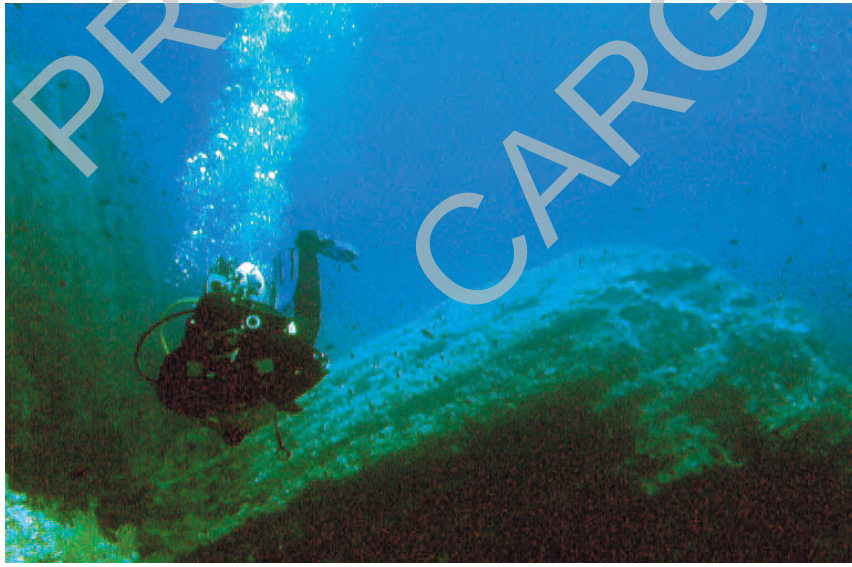


Fig. 32 - *Blocco ruotato di basalto colonnare nella parte sommersa dell'isolotto Il Catalano (Stazione di immersione CT1).*

Il limite tra le facies laviche e la brecciola, osservabile chiaramente nella parte costiera emersa, nella parte sommersa anche a bassa profondità non è mappabile per una discontinua seguibilità laterale. La morfologia più regolare e l'assenza di giunti colonnari inducono a pensare che la brecciola prosegua verso S, assumendo una importante estensione. Probabilmente tali litofacies continuano fino alla Secca di Libeccio e quella di Ponente che risalgono da circa -40 m fino a circa -20 m, a S de Il Catalano e più a W del Foglio Oristano, dove Forti & Orrù (1995) indicano cornici e morfologie strutturali in rocce basaltiche fino a circa 5 km a SW de Il Catalano, mentre Ferretti *et alii* (1990) indicano sabbie e sabbie ghiaiose probabilmente perché le vulcaniti sono parzialmente coperte da sedimenti olocenici. La brecciola, prelevata a -4 m di profondità circa 20 m a S de Il Catalano, è quasi del tutto monogenica, a clasti vulcanici da millimetrici a centimetrici, in prevalenza equidimensionali, talora tondeggianti, in subordine angolari e di diversa tonalità del beige. I clasti sono sempre ricchi di vescicole con diversa forma e frequenza, in genere micro-vescicole subsferiche. Verosimilmente si tratta di clasti derivati da processi autoclastici (*granular autoclastic breccia*). Probabilmente a seguito dell'alterazione del deposito, i clasti hanno spesso una sottile frangia e le vescicole e i pori intergranulari sono in genere riempiti o rivestiti da calcite zonata (fig.33). Questi elementi non sono sufficienti per decidere se gli eventi effusivi si siano verificati in ambiente sommerso e le strutture siano riconducibili a fenomeni lavici in presenza d'acqua marina, oppure, come sembra più probabile, se Il Catalano sia il residuo di un apparato emerso in seguito abbassato per la tettonica estensionale che ha interessato l'intera area durante il Pliocene inferiore-medio. La breccia, seppure monogenica, include rari granuli allogenici quarzosi e metamorfici (fig.34) che, assieme a clasti di *hornfels* inclusi nelle lave e segnalati da Duncan *et alii* (2011), indicano un transito dei prodotti vulcanici attraverso il basamento paleozoico prima di essere effusi. Probabilmente si tratta del blocco di basamento paleozoico che emerge nell'Isola Mal di Ventre o di una sua parte abbassata lungo una zona di faglia NNE-SSW che limita il bacino oligo-miocenico della piattaforma.

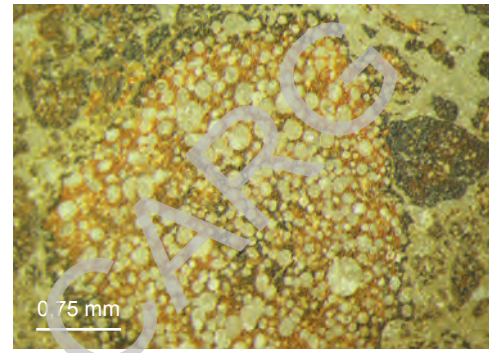


Fig. 33 - *Microfacies della brecciola affiorante ampiamente nella parte sommersa a S de Il Catalano: granuli con micro-vescicole riempite da calcite.*

PROGETTO CARG

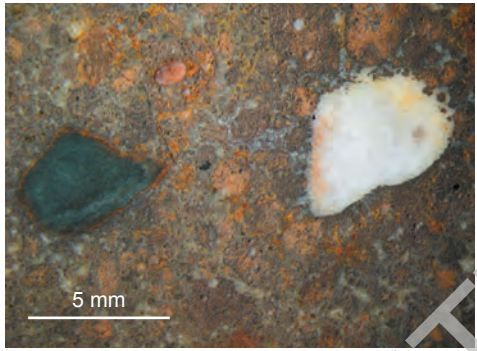


Fig. 34 - *Microfacies della brecciola affiorante ampiamente nella parte sommersa a S de Il Catalano: granuli terrigeni (quarzo e metamorfite), la porosità intergranulare è riempita da calcite.*

Dal punto di vista cronologico, composizionale e geografico la facies Il Catalano (BGF_a) rappresenta un evento isolato nel quadro della complessa evoluzione geologica che ha interessato la Sardegna occidentale. Viste le attuali condizioni di affioramento non è possibile una correlazione diretta con le facies vulcaniche affioranti nell'entroterra. I magmi che presentano maggiore affinità sono le "lave basanitiche inferiori" del Montiferro, datate con il metodo $^{40}Ar/^{39}Ar$ a circa 3,8 Ma (Fedele *et alii*, 2007), età in linea con i dati di letteratura scientifici (Beccaluva *et alii*, 1977; 1985; Assorgia *et alii*, 1981; Marchi *et alii*, 2002). Fanno eccezione alcune recenti datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$ su roccia totale che assegnano al corpo subvulcanico de Il Catalano un'età di circa 4,7 Ma (Duncan *et alii*, 2011), che risulterebbe più antica di circa 1 Ma rispetto alle datazioni precedenti. In attesa di ulteriori dati che consentano di avvalorare o confutare questa ipotesi si ritiene opportuno considerare un'età Pliocene ?medio per questa facies vulcanica.

Pliocene ?medio

3.4. - Chimica delle vulcaniti plioceniche

La classificazione delle vulcaniti dell'area emersa (fig.35) è stata fatta utilizzando il diagramma *TAS* (Le Bas *et alii*, 1986).

La successione basaltica presente a Capo S. Marco (facies Costa Randada) mostra una debole ma chiara variazione dei caratteri chimici (tab.3). Dalla base al tetto della successione (campioni MF032, MF033, MF034) si ha una progressiva diminuzione del contenuto in silice associata a una diminuzione del contenuto in alcali. Le tre colate campionate presentano un campo di variazione compreso all'interno delle "andesiti basaltiche". Il corpo ipoabissale della facies Conc'Ailloni, con caratteristica tessitura doleritica (camp. MM033), verosimilmente ascrivibile al ciclo magmatico plio-quaternario, ricade anch'esso nel campo delle "andesiti basaltiche". Il campione MM104 della facies Il Catalano ricade nel campo delle basaniti.

PROGETTO CARG

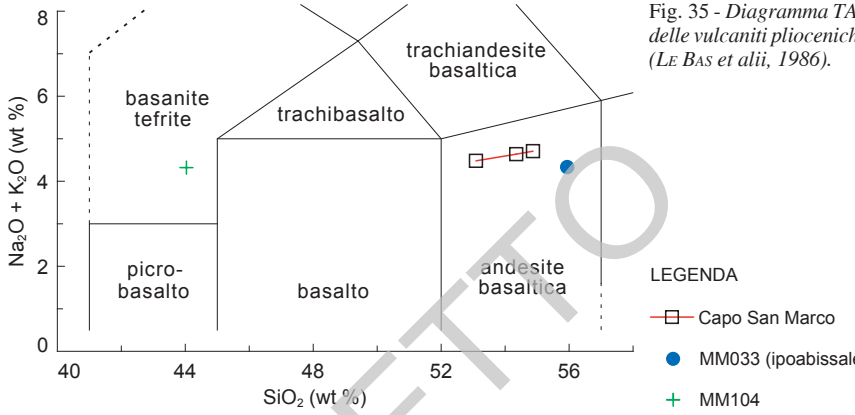


Fig. 35 - *Diagramma TAS delle vulcaniti plioceniche (Le Bas et alii, 1986).*

Tab. 3 - *Analisi chimiche dei basalti pliocenici dell'area emersa nel Foglio 528 "Oristano".*

Basalti Pliocenici (BGF)												
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	L.O.I.	Tot.
MM 033	55,94	1,09	15,06	8,59	0,1	6	6,29	3,75	0,59	0,14	0,86	98,41
MM 104	44,04	2,9	13,83	10,61	0,13	10,01	9,93	3,53	0,79	0,65	3,18	99,6
MF 032	54,85	1,48	15,2	10,04	0,1	5,43	6,49	4,06	0,65	0,14	1,56	100
MF 033	54,35	1,24	14,62	9,74	0,1	5,08	6,49	3,7	0,94	0,13	1,24	97,63
MF 034	53,09	1,28	14,97	10,1	0,11	4,61	6,78	3,8	0,68	0,14	2,08	97,64

PROGETTO CARG

Le analisi delle rocce campionate sotto il livello del mare, qualche decina di metri attorno a Il Catalano a -2 ÷ -5 m, hanno evidenziato composizioni basanitiche e trachibasaltiche (tab.4). Da un confronto di queste vulcaniti con le altre manifestazioni vulcaniche dello stesso ciclo geograficamente più prossime nella terraferma, del Sinis meridionale e del Montiferru (analisi da letteratura), si evidenzia una marcata affinità geochimica con i prodotti vulcanici delle serie alcaline del complesso del Montiferru.

In particolare, le basaniti si inseriscono molto bene nel *trend* evolutivo della serie più marcatamente alcalina, a carattere sodico, che si sviluppa da basaniti a tefriti fonolitiche fino a fonoliti tefritiche. I trachibasalti, invece, si inseriscono nelle serie alcaline (meno marcate della precedente, a carattere sia sodico che potassico) che si sviluppano secondo le note sequenze: basalti alcalini/trachibasalti, hawaiiti-mugeariti-benmoreiti/tristaniti, trachiti fonolitiche, fonoliti e fonoliti peralcaline.

Tab. 4 - *Analisi chimiche dei basalti pliocenici prelevati nell'area sommersa circostante Il Catalano riferite al campione LL001.*

Basalti Pliocenici (BGF)						
Campione	**CM1**	**CM2**	**CM3**	**CM6**	**CM8G**	**CM8F**
Carattere seriale Na/K	Na	Na	Na	Na	K	K
Le Bas *et alii*, 1986	Basanite	Basanite	Basanite	Basanite	Trachibasalto	Trachibasalto
Elementi maggiori wt%						
SiO_2	43,47	43,65	43,68	43,41	50,57	50,39
TiO_2	3,18	3,02	3,19	3,22	2,47	2,53
Al_2O_3	14,14	14,51	14,57	14,38	18,98	18,66
Fe_2O_3	1,23	2,45	3,47	3,54	3,53	3,85
FeO	8,50	7,11	6,58	6,77	3,43	3,46
MnO	0,14	0,14	0,14	0,15	0,12	0,13
MgO	10,35	10,51	10,00	10,34	3,64	3,50
CaO	10,45	9,75	10,60	10,69	5,42	5,29
Na_2O	3,21	3,68	3,92	3,77	4,73	4,68
K_2O	0,63	0,93	0,55	0,51	3,10	3,05
P_2O_5	0,59	0,66	0,62	0,62	0,80	0,75
L.O.I.	4,11	3,59	2,67	2,60	3,21	3,71
Tot.	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00
Indice di solidificazione	43,20	42,74	41,09	41,79	20,01	19,16
Indice di differenziazione	25,64	29,09	27,81	26,56	56,24	56,00
MgVal.	0,66	0,67	0,65	0,65	0,50	0,47
Norma CIPW con rapporto $Fe_2O_3/FeO=0,20$						
Or	3,72	5,50	3,25	3,01	18,32	18,02
Ab	15,73	14,69	14,39	13,68	35,45	36,07
An	22,31	20,33	20,54	20,81	21,40	20,90
Ne	6,19	8,91	10,17	9,87	2,48	1,91
Di	15,93	14,82	17,20	17,30	0,14	0,23
Ed	4,64	4,18	5,26	5,31	0,07	0,13
Sl	20,57	19,00	22,46	22,60	0,21	0,36
Fo	12,89	13,53	11,86	12,43	6,31	6,03
Fa	4,75	4,82	4,58	4,82	4,22	4,48
Ol	17,63	18,35	16,45	17,24	10,53	10,51
Mt	2,36	2,29	2,38	2,45	1,62	1,70
Il	6,04	5,74	6,06	6,12	4,69	4,81
Ap	1,37	1,53	1,44	1,44	1,85	1,74
Somma femici	47,97	46,90	48,79	49,85	18,90	19,12
Somma sialici	47,96	49,42	48,35	47,37	77,65	76,91

PROGETTO CARG

4. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA CONTINENTALE

Il rilevamento dei depositi quaternari affioranti nel Foglio 528 "Oristano" è stato effettuato inquadrando le unità lito-, morfo- e pedo-stratigrafiche in "Unità stratigrafiche a limiti inconformi" (*UBSU*: "*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*": *North American Stratigraphic Code*, AA.VV., 1983; Salvador, 1994) corrispondenti a sintemi come raccomandato dal Servizio Geologico d'Italia (Pasquaré *et alii*, 1992). I sintemi sono suddivisi in sub-sintemi quando vengono riconosciute discontinuità di rango minore, in genere associate a variazioni significative di facies.

Nel Foglio 528 "Oristano" sono stati distinti tre sintemi pre-olocenici principali, separati da significative superfici di erosione corrispondenti a fasi di incisione e terrazzamento: il sintema del Faro (SIF) del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore, il sintema di Serra de su Pranu (SDS) del Pleistocene medio e il sintema di Portovesme (PVM) attribuito al Pleistocene superiore. L'ultima unità, quella olocenica, è invece considerata come unità informale in quanto le litofacies distinte mancano di continuità geometrica e sono di difficile correlazione stratigrafica. La presenza di unità alluvionali terrazzate ha reso agevole l'utilizzo del criterio morfo-stratigrafico per tutti i sintemi. La fotointerpretazione è stata di ausilio nella suddivisione delle facies, in quanto le tessiture fini (limo e argilla) ricche di materia organica e con elevata umidità, sono facilmente evidenziabili da quelle costituite da sedimenti più grossolani. La caratterizzazione sedimentologica è stata fatta seguendo l'analisi architetturale e di facies messa a punto da Miall (1977; 1987; 1995; 1996) cui si rimanda per una trattazione più approfondita.

L'unità olocenica è rappresentata sia dai sedimenti attuali e subattuali, sia da quelli messi in posto durante le modificazioni dell'ambiente fisico avvenute dopo la fine dell'ultima fase climatica fredda pleistocenica e dunque caratterizzati da gradi variabili di inattività e seppellimento. A questo proposito si evidenzia la difficoltà di stabilire con esattezza la cronologia della fine della deposizione dei sedimenti alluvionali pleistocenici e l'inizio di quelli olocenici, sia per la complessa articolazione degli eventi tardo-glaciali sia, soprattutto, per la mancanza di dati cronologici significativi.

I depositi quaternari più rappresentati sono quelli eolici e di conoide alluvionale del sintema del Pleistocene superiore e di pianura alluvionale dell'Olocene. La natura di questi sedimenti e le relazioni laterali tra le varie facies sono alquanto complesse e spesso difficili da stabilire per la mancanza di sezioni adeguate. All'interno dell'unità olocenica sono inclusi i depositi di origine antropica.

Infine sono state rappresentate le caratteristiche di facies dei vari tipi di depositi, in particolare le diverse tessiture, così da offrire un quadro paleo-ambientale articolato e completo nell'ambito delle diverse unità (fig.36).

PROGETTO CARG

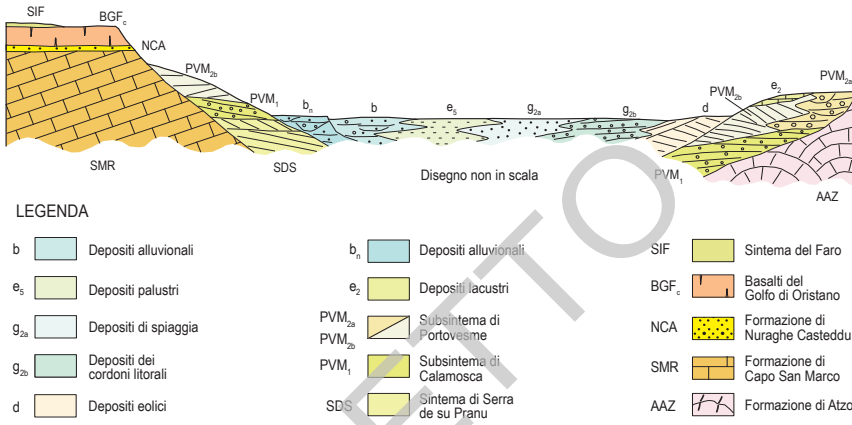


Fig. 36 - *Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi quaternari nel Foglio 528 "Oristano".*

4.1. - Depositi Pleistocenici

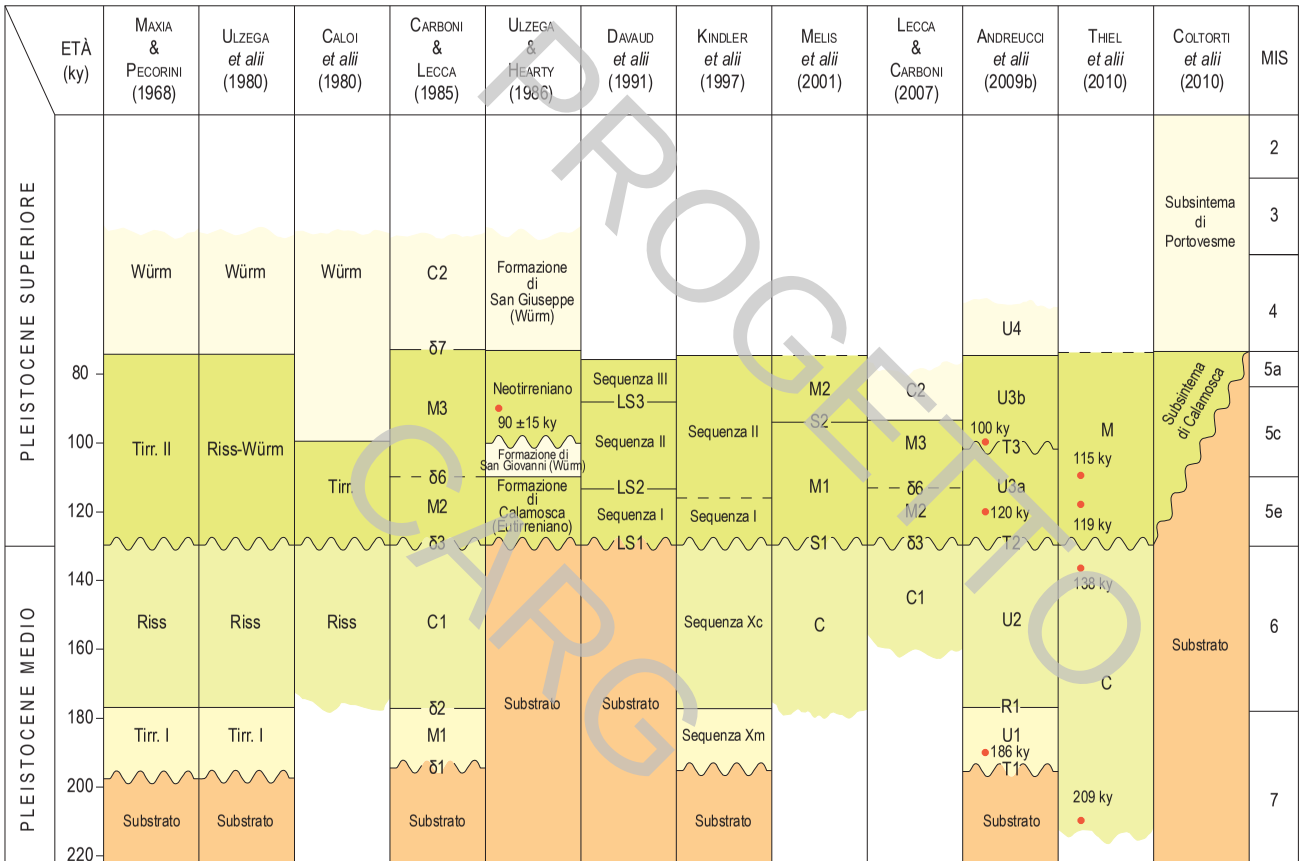
Vengono illustrate le caratteristiche dei depositi affioranti, anche se al di sotto dei depositi alluvionali olocenici e del Pleistocene superiore sono presenti depositi quaternari più antichi, come si evince dalla documentazione relativa ai sondaggi per scopi idropotabili consultata negli uffici del Genio Civile di Oristano. La mancanza di uno studio finalizzato alla ricostruzione stratigrafica e/o geocronologica di queste stratigrafie ha impedito un loro utilizzo nell'ambito del progetto.

A S. Giovanni di Sinis diversi Autori hanno attribuito al Pleistocene medio e superiore i sedimenti affioranti lungo la falesia, ma le loro interpretazioni (Carboni & Lecca, 1985; Ulzega & Hearty, 1986; Davaud *et alii*, 1991; Kindler *et alii*, 1997; Lecca & Carboni, 2007) sono spesso differenti, come viene sintetizzato nello schema della tav.8.

4.1.1. - *Sintema del Faro* (**SIF**)

Il promontorio di Capo S. Marco, nei pressi del Faro, è caratterizzato da una superficie spianata e modellata sul substrato basaltico (BGF$_c$). Questa superficie è ubicata a circa 40 m di quota mentre le colate giungono a quota 56 m al N.ghe Baboe Cabitza, edificato su un modesto rilievo che si sopraeleva sulla spianata. In tutto questo settore sopra i basalti sono stati rinvenuti piccoli ciottoli e sabbie grossolane arrotondate a composizione esclusivamente silicea.

PROGETTO CARG



Tav. 8 - *Schema delle interpretazioni stratigrafiche della sezione di S. Giovanni di Sinis. Per le sigle si rimanda ai rispettivi lavori.*

Lo spessore del deposito è esiguo, infatti le ghiaie si rinvengono "sparse" sul substrato o in tasche centimetriche. La composizione indica una provenienza dei sedimenti dall'entroterra, verosimilmente trasportati sino alla costa dal paleo-Tirso e l'arrotondamento dei clasti suggerisce una rielaborazione in ambiente costiero. La superficie spianata su cui giacciono questi depositi costituisce dunque un terrazzo marino. L'età della formazione è *post*-Pliocene superiore (se l'età radiometrica ottenuta per i basalti è corretta: cfr. cap. IV § 3.3.), e pre-Pleistocene medio, corrispondente all'età del sintema di Serra de su Pranu che affiora sulla scarpata costiera adiacente (v. § 4.1.2.). Una collocazione cronostratigrafica del deposito tra il (?)Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore sembra plausibile.

Sebbene il sintema del Faro (SIF) affiori solo in questa località ed abbia uno spessore molto ridotto (massimo 0,5 m) si è ritenuto opportuno distinguerlo per l'importanza del rinvenimento. Infatti, la presenza di questi sedimenti indica che i depositi del Fiume Tirso, che oggigiorno occupano prevalentemente il settore orientale del golfo, giungevano sulle propaggini meridionali del Sinis.

(?)Pliocene superiore - Pleistocene inferiore

4.1.2. - *Sintema di Serra de su Pranu* (**SDS**)

Questo sintema, già definito nel Foglio 564 "Carbonia" (Pasci *et alii*, in stampa), affiora in un unico punto nel promontorio di Capo S. Marco. È delimitato alla base tramite una discontinuità di carattere regionale, dai basalti della facies Costa Randada (BGF_c) e al tetto dal sintema di Portovesme, subsintema di Calamosca (PVM_1) (fig.37a). Il sintema è costituito da arenarie eoliche distinguibili in due bancate principali, separate da una superficie di riattivazione. Il banco alla base è costituito da arenarie quarzose giallastre a granulometria media, con *set* ad alto angolo (40° immergenti verso E), contenenti sporadici resti di mammiferi (bovidi, Palombo M.R., com. personale; fig.37b). Verso l'alto le arenarie sono grossolane, anche con granuli e piccoli ciottoli di quarzo millimetrici, hanno stratificazione incrociata con *set* tangenziali, e contengono gusci di gasteropodi polmonati (*Helix* sp.). Su di esso poggia (tav.9A), tramite una superficie di abrasione marina e all'interno di un solco di battente posto a circa 4-5 m s.l.m., un deposito di spiaggia grossolano attribuito al Tirreniano (Comaschi Caria, 1954; Carboni & Lecca, 1985).

Per quanto riguarda l'età relativa del sintema, i rapporti geometrici osservati in campagna suggeriscono un'età pre-tirreniana. Inoltre una datazione con il metodo *OSL* su un campione di queste arenarie, eseguita da Thiel *et alii* (2010) nell'ambito dei lavori del Foglio, indica un'età pari a circa 174 ka, che conferma l'attribuzione al Pleistocene medio. Lo spessore varia da 2 m a 10 m.

Pleistocene medio

PROGETTO CARG



Fig. 37 - *Capo S. Marco: a) limite inconforme tra le arenarie eoliche (SDS) e le colate basaltiche; b) resti di ossa fossili di bovidi nelle arenarie.*

PROGETTO CARG

4.1.3. - *Sintema di Portovesme* (**PVM**)

Questo sintema è costituito da sedimenti marini e continentali depositati dopo la fine della penultima fase fredda pleistocenica e comprende gli stadi 5, 4, 3 e 2 dei *record* oceanici e glaciali (Dansgaard *et alii*, 1993; Johnsen *et alii*, 1995; Lowe *et alii*, 2004; 2008; Rasmussen *et alii*, 2006). Esso comprende i depositi marino-costieri del subsintema di Calamosca (**PVM_1**) e i sovrastanti depositi continentali, eolici e di conoide alluvionale del subsintema di Portoscuso (**PVM_2**).

Le superfici di discontinuità che delimitano il sintema hanno carattere regionale e sono state osservate in altri settori dell'Isola e della penisola italiana (Barca *et alii*, 2005; Andreucci *et alii*, 2006; 2009b; Ferranti *et alii*, 2006; Coltorti *et alii*, 2009). Una discordanza angolare con appoggio *onlap* separa questa unità dal substrato. La superficie di discontinuità presente alla sommità spesso coincide con l'attuale superficie topografica. I depositi eolici quando affiorano sulla costa, sono incisi da ripe di erosione, mentre sui depositi alluvionali è presente un terrazzamento fluviale. I due subsintemi sono separati da una discontinuità di ordine minore.

4.1.3.1. - Subsintema di Calamosca (**PVM$_1$**)

Il subsintema di Calamosca ("Panchina tirreniana" *Auct.*) prende il nome dalla località tipo istituita presso Cagliari. Il Piano Tirreniano viene in genere individuato, oltre che per la posizione stratigrafica, anche in base al contenuto paleontologico, costituito da molluschi marini di acque calde ad affinità senegalense (*Persististrombus latus* Gmelin = *ex Strombus bubonius* Lamarck, *Conus testudinarius* Martini, *Patella ferruginea* Gmelin, *etc*.; Issel, 1914; Vardabasso, 1956; Ozer *et alii*, 1980; Ulzega *et alii* , 1980; Ulzega & Hearthy, 1986).

Sulla carta geologica per motivi cartografici in alcune aree, come sulle falesie di Torre del Sevo, S. Giovanni di Sinis e Capo S. Marco, è stato scelto di non rappresentare questo subsintema in quanto è sempre ricoperto dai depositi più recenti.

Nell'area rilevata i sedimenti marini dell'ultimo interglaciale giacciono su una superficie di abrasione marina che modella differenti litotipi, rappresentati dalle marne carbonatiche della formazione di Capo San Marco, dai calcari di Torre del Sevo (tav.9B), dai basalti del Golfo di Oristano, dai depositi eolici di Serra de su Pranu (tav.9A), e che localmente può essere sepolta. La quota del margine interno del terrazzo è spesso di difficile determinazione a causa del seppellimento da parte di sedimenti più recenti. A Capo S. Marco gli affioramenti sono a circa 4-5 m e a S. Giovanni di Sinis a circa 1,5 m s.l.m. (Lecca & Carboni, 2007); si tratta di quote comparabili con quelle osservate lungo il versante costiero a N ed a S di Alghero (Andreucci *et alii*, 2006; 2009a). Nella località tipo di Calamosca (Cagliari) i depositi costieri con *Persististrombus latus*=*Strombus bubonius* affiorano a circa 2 m s.l.m. e fori di litodomi si rinvengono sino a 3,85 m (Barca *et alii*, 2005 *cum bibl.*).

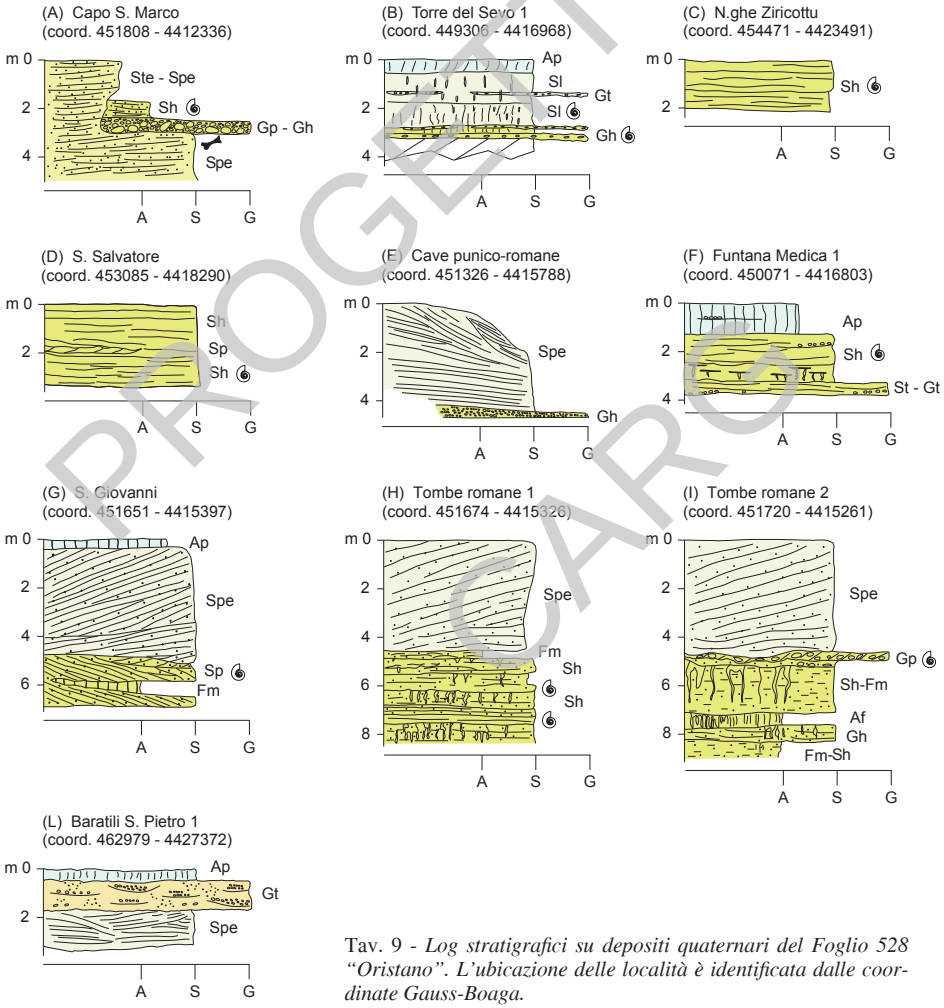
Nel Foglio 528 "Oristano" questi depositi di spiaggia affiorano discontinuamente lungo la costa orientale della penisola del Sinis, dal promontorio di Capo S. Marco a Tharros. Essi bordano inoltre lo Stagno di Cabras, sul lato settentrionale e su quello meridionale. I depositi sono rappresentati da sedimenti ghiaiosi anche molto grossolani, fino ai blocchi, nell'area di Capo S. Marco - Tharros, mentre sono più fini, in genere sabbiosi, verso oriente e nella parte interna del golfo.

PROGETTO CARG

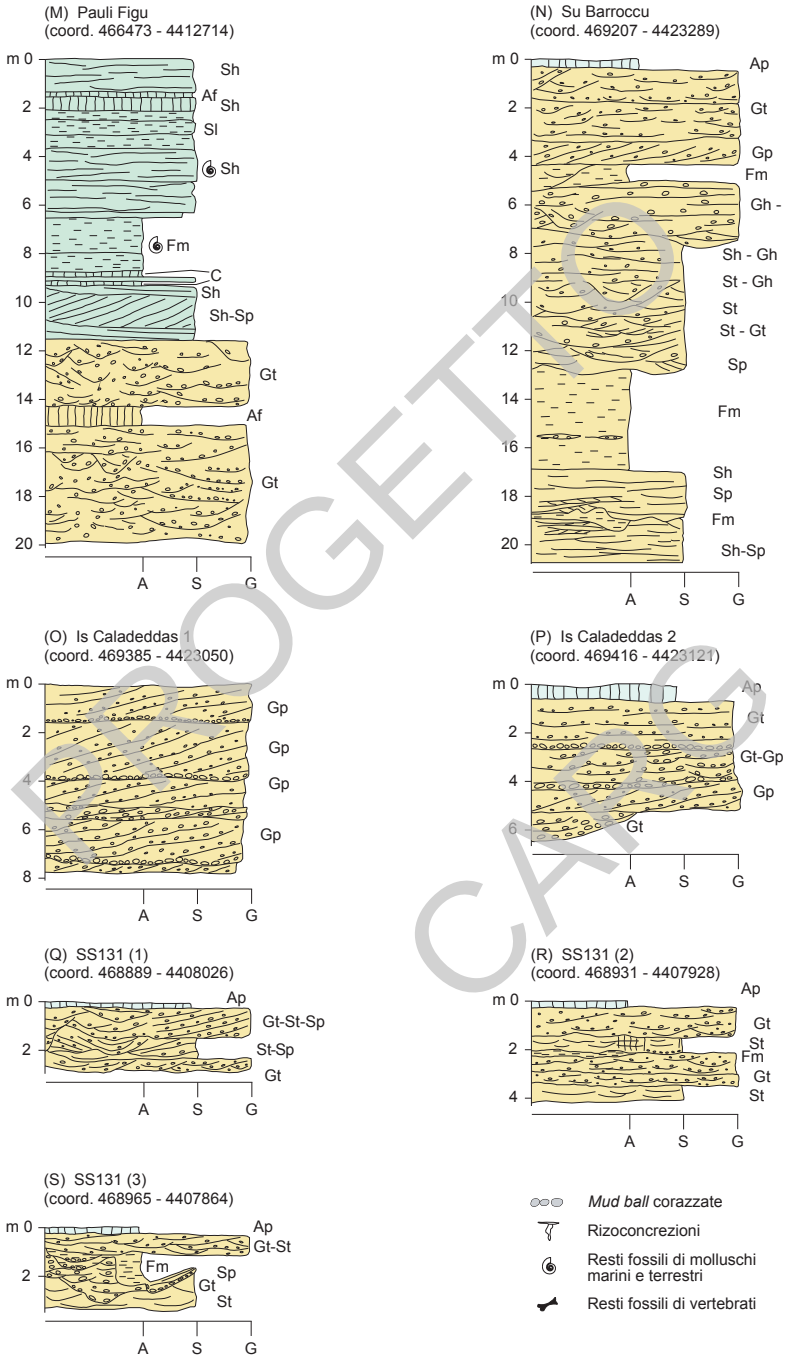
Essi sono presenti anche lungo la costa occidentale della penisola del Sinis, evidenziati dall'erosione costiera che ha originato una lunga falesia.

Si tratta di arenarie fossilifere, in genere ben classate, a diverso grado di cementazione, e conglomerati con ciottoli di quarzo, granito, basalto e calcare; la stratificazione è incrociata a basso angolo, con immersione di pochi gradi verso mare. Questi depositi sono ricoperti dai sedimenti eolici del subsintema di Portoscuso.

PROGETTO CARG

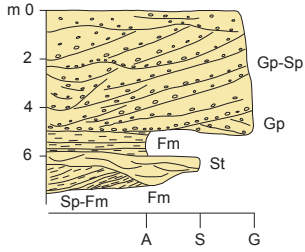


Tav. 9 - *Log stratigrafici su depositi quaternari del Foglio 528 "Oristano". L'ubicazione delle località è identificata dalle coordinate Gauss-Boaga.*

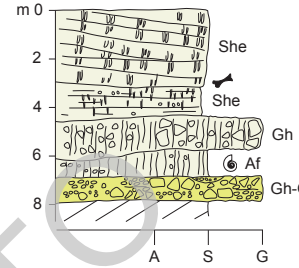


PROGETTO CARG

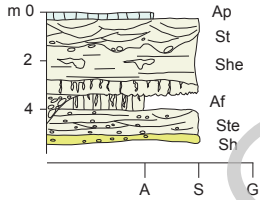
(T) Cava Palmas Arborea
(coord. 470567 - 4413754)



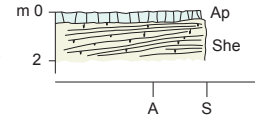
(U) Torre del Sevo 2
(coord. 449646 - 4417114)



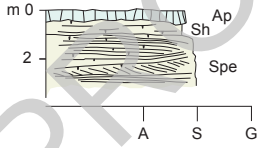
(V) Funtana Medica 2
(coord. 450780 - 4416385)



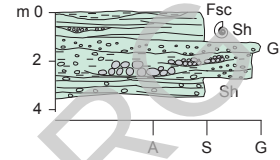
(Z) Baratili S. Pietro 2
(coord. 462510 - 4426326)



(X) Lorissa
(coord. 462070 - 4424253)



(Y) Zona Industriale Oristano
(coord. 461875 - 4414007)



LEGENDA

Depositi colluviali, alluvionali e suoli (Olocene)

Depositi dei cordoni litorali (Olocene)

SINTEMA DI PORTOVESME

Subsintema di Portoscuso

PVM_{2a} Sabbie e ghiaie alluvionali (Pleistocene superiore)

PVM_{2b} Arenarie eoliche (Pleistocene superiore)

Subsintema di Calamosca

PVM_1 Conglomerati e arenarie litorali (Pleistocene superiore)

SDS Sintema di Serra su Pranu (Pleistocene medio)

Substrato pre-Quaternario

Ap: Suoli *post*-glaciali e/o agricoli attuali
Af: Alfisuoli
Fm: Limi massivi e sabbie limose
Fsc: Limi e argille laminati
Gh: Ghiaie a stratificazione orizzontale
Gt: Ghiaie a stratificazione incrociata concava
Gp: Ghiaie a stratificazione incrociata planare
Sh: Sabbie a laminazione orizzontale
St: Sabbie a laminazione incrociata concava
Sp: Sabbie a laminazione incrociata planare
Sl: Sabbie a laminazione incrociata a basso angolo
Ste: Sabbie eoliche a laminazione incrociata concava
She: Sabbie eoliche a laminazione orizzontale
Spe: Sabbie eoliche a laminazione incrociata planare
C: Carbone

PROGETTO CARG

Nel lato sud-orientale di Capo S. Marco (v. tav.9A) è presente un deposito di spiaggia molto grossolano (elementi fino a 60-70 cm di diametro) costituito da blocchi e ciottoli di basalto. Esso costituisce un terrazzo marino sospeso a circa 4-5 m s.l.m., che poco a N scende di quota fino a 1 m, poggia su una piattaforma di abrasione marina e sigilla un solco di battente a quota analoga (fig.38). Il solco è scavato nelle arenarie eoliche del sintema di Serra de su Pranu. In questo settore il deposito è costituito, oltre che dai blocchi di basalto, da ciottoli di arenarie eoliche della formazione sottostante, e da calcareniti fossilifere (fig.39), con gasteropodi: *Patella (Patellastra) ferruginea* Gmelin, *Trunculariopsis trunculus* Linneo, *Thais haemastoma* Linneo, *Cassidaria* sp., *Nucella lapillus* Linneo; bivalvi: *Anomia ephippium* Linneo, *Arca noae* Linneo, cardidi, ostreidi *Solen* sp.; coralli, *Dentalium* sp., e noduli algali. Particolarmente significativa è l'incrostazione di alghe calcaree (*Litophyllum* sp. e *Vermetus* sp.) nei pressi del solco di battente. Da Capo S. Marco verso Tharros, sul lato orientale del promontorio, il deposito affiora con continuità ma con esiguo spessore e scarsissima estensione, per cui sulla carta geologica si è preferito evidenziare le arenarie eoliche del Pleistocene superiore che lo ricoprono. In genere la facies di battigia a blocchi di basalto è quella più frequente, sono anche presenti arenarie medio-grosse, quarzose a cemento carbonatico, con laminazione incrociata a basso angolo e piano-parallela di spiaggia sommersa, resti di gusci fossili (mitili, cardidi, veneridi, *Arca noae* e *Patella ferruginea*) in strati e come riempimento di canali. Si osservano inoltre arenarie grosse bioturbate con evidenti tracce fossili. Verso l'alto sono sempre ricoperte da arenarie eoliche.

Negli areali più interni, come il bordo settentrionale dello Stagno di Cabras, recenti sezioni realizzate per lo scavo di bacini freatici per l'irrigazione hanno permesso di cartografare con precisione questa unità sintemica. Le sezioni, profonde al massimo due metri, evidenziano sempre calcareniti grigie in strati talvolta irregolari, di spessore da pochi centimetri a 70 cm, alternate ad arenarie fini, poco cementate, con resti fossili di organismi lagunari e marini. Al di sotto sono spesso presenti limi grigio-verdastri non consolidati, con abbondanti resti di *Cardium* sp., *Ostrea* sp. e *Cerithium* sp., di spessore non rilevabile.

L'esatta posizione del margine interno raggiunto da questa trasgressione è difficilmente valutabile perché i sedimenti marini sono ricoperti da depositi eolici. Morfologicamente questi depositi formano piccoli rilievi ondulati, a quote mai superiori a 6 m s.l.m. Alcuni scavi artificiali realizzati per la rete idrica, profondi fino a 4 m (v. tav.9C e fig.40), evidenziano calcareniti poco cementate a stratificazione incrociata concava e a basso angolo, talvolta con resti fossili di gasteropodi: *Gourmya* (*Thericium*) *vulgata* Bruguière, *Littorina punctata* Gmelin, *Diodora graeca* Linneo, *Bittium reticulatum* Payraudeau, *Hinia reticulata* Linneo; bivalvi: *Cerastoderma edule glaucum* Bruguière, *Paphia aurea* Gmelin, *Ostrea edulis edulis* Linneo, *Loripes lacteus* Linneo, *Gastrana fragilis* Linneo; coralli.

PROGETTO CARG



Fig. 38 - *I depositi di spiaggia tirreniani del subsintema di Calamosca (PVM_1) riempiono il solco di battente scavato nelle arenarie eoliche del sintema di Serra de su Pranu. (SDS). Capo S. Marco.*



Fig. 39 - *Particolare della foto precedente: i deposti di spiaggia tirreniani costituiti da grossi blocchi basaltici. Capo S. Marco.*

PROGETTO CARG



Fig. 40 - *Arenarie e calcareniti fossilifere con stratificazione incrociata a basso angolo nei depositi di spiaggia tirreniani (PVM_1). Nuraghe Ziricottu.*

PROGETTO CARG

Nel settore che separa lo Stagno di Cabras dallo Stagno di Mistras (S. Salvatore, Paegrevas) gli affioramenti sono rari, ma sono spesso visibili grosse lastre di calcareniti fossilifere (v. tav.9D), accumulate ai bordi dei campi durante i dissodamenti agricoli e in piccole cave utilizzate in passato come materiale da costruzione. In genere sono depositi in facies di spiaggia (Is Procaxius, Torre del Porto) costituiti da arenarie e conglomerati da fini a grossolani a ciottoli arrotondati di quarzo e metamorfiti, con cemento carbonatico e resti fossili di molluschi marini e/o lagunari.

Nella Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Vardabasso *et alii*, 1989) quest'area è cartografata come: "sabbie dunari würmiane a resti di Cervidi", mentre Forti & Orrù (1995) e Carboni *et alii* (2002) la attribuiscono al Tirreniano.

Depositi appartenenti a questo subsintema si rinvengono anche in piccoli affioramenti della costa occidentale della penisola del Sinis, tra S. Giovanni di Sinis fino a Capo sa Sturaggia. Sulla costa a N del villaggio di S. Giovanni tali depositi sono rappresentati da ghiaie medio-fini (fig.41) e arenarie a stratificazione incrociata suborizzontale o inclinata a basso angolo (v. tav.9B, 9E, 9F), con scarsi resti fossili di molluschi marini in frammenti.



Fig. 41 - *Ghiaie e sabbie a stratificazione incrociata a basso angolo del subsintema di Cala Mosca (PVM$_1$). Località S. Giovanni di Sinis.*

PROGETTO CARG

Sono costituiti da ciottoli molto arrotondati ad elementi di quarzo e metamorfiti paleozoiche e, più raramente, di calcari miocenici, con cementazione carbonatica. I resti fossili, poco frequenti, sono rappresentati da frammenti di bivalvi come *Glycymeris* sp., ostreidi e gasteropodi. In questo settore lo spessore è quasi sempre molto esiguo, in genere di pochi decimetri.

Nella sezione di S. Giovanni (v. tav.9G, 9H, 9I), corrispondente in larga parte alla sequenza schematizzata in Lecca & Carboni (2007), sono intercalati anche depositi sabbiosi con percentuali localmente elevate di limi e argille, che raggiungono 2 m di spessore. Al loro interno sono presenti almeno due livelli, di circa 10 cm di spessore ognuno, contenenti molluschi marini appartenenti a: *Mytilus galloprovincialis* Lamarck, *Cerastoderma edule* Linneo, *Limnea* sp., *Venus* sp., *Chlamys* sp., *Patella* sp., *Conus* sp., ostreidi, *etc.* (Comaschi Caria, 1954; Carboni & Lecca, 1985; Lecca & Carboni, 2007).

L'ambiente è di spiaggia emersa e sommersa, e di laguna costiera. In affioramento lo spessore è variabile da qualche decimetro fino a 6 m.

Pleistocene superiore

4.1.3.2. - Subsintema di Portoscuso (**PVM_2**)

Sono compresi in questo subsintema ghiaie e sabbie alluvionali e di conoide alluvionale (**PVM_{2a}**) e arenarie eoliche (**PVM_{2b}**). Sono stati osservati anche depositi colluviali che, essendo in genere di esiguo spessore e associati ai depositi eolici oppure ricoperti dai depositi olocenici, non sono stati distinti sulla carta geologica.

4.1.3.2.1. - Ghiaie e sabbie alluvionali e di conoide alluvionale (**PVM_{2a}**)

I depositi alluvionali e di conoide alluvionale (**PVM_{2a}**) sono stati cartografati sul lato orientale del Foglio e rappresentano le propaggini più occidentali della serie di conoidi coalescenti provenienti dal Monte Arci e dai rilievi del Barigadu-Marmilla (dell'attiguo Foglio 529 "Samugheo"). La superficie sommitale di deposizione digrada progressivamente verso W e verso S da quote prossime a 40 m sino a pochi metri sul livello del mare. Nel settore centro-settentrionale del Foglio, tra gli abitati di Riola Sardo, Nurachi e Baratili, questa litofacies ricopre ed è in parziale eteropia con i depositi eolici coevi (v. tav.9L). Depositi correlabili a questa facies alluvionale sono stati rinvenuti anche in sondaggio fino a 20 m s.l.m., al di sotto dei depositi di spiaggia della facies g_{2b} (v. tav.9M). Questi sedimenti formano terrazzi alluvionali sospesi sui fondi vallivi attuali, di circa 20 m nel settore nord-occidentale e di pochi metri nei settori prospicienti la pianura costiera.

Sono costituiti prevalentemente da ghiaie medie e fini a spigoli sub-angolosi e sub-arrotondati, localmente intercalate a lenti e livelli di sabbie grossolane. Talvolta la frazione sabbiosa diviene predominante e le ghiaie costituiscono livelli e lenti. I sedimenti più grossolani caratterizzano in genere la parte superiore delle conoidi. La composizione dei clasti è costituita in prevalenza da vulcaniti terziarie, quarzo e magmatiti erciniche.

Le strutture sedimentarie osservate nella parte alta dei fronti di numerose cave indicano ghiaie a stratificazione incrociata concava (Gt) e orizzontale (Gh) (v. tav.9N, 9O, 9P, 9Q, 9R, 9S). Lungo la S.S. 131 (fig.42) le sezioni, spesso estese per centinaia di metri, evidenziano come i sedimenti ghiaiosi costituiscano il riempimento di canali di limitata estensione e profondità (v. tav.9Q, 9S). Nelle stesse sezioni della S.S.131, molti canali sono riempiti anche di sedimenti fini siltosi e sabbiosi (Fm) (v. tav.9S). In altri settori della conoide la parte sommitale (fig.43) è invece caratterizzata da ghiaie con stratificazione incrociata planare (Gp), con sequenze che si ripetono per vari metri di potenza (v. tav.9O). Lo spessore del riempimento è indicativo della profondità del canale, che nella cava Is Caladeddas (Siamaggiore) raggiunge anche 2-3 m di profondità.

PROGETTO CARG

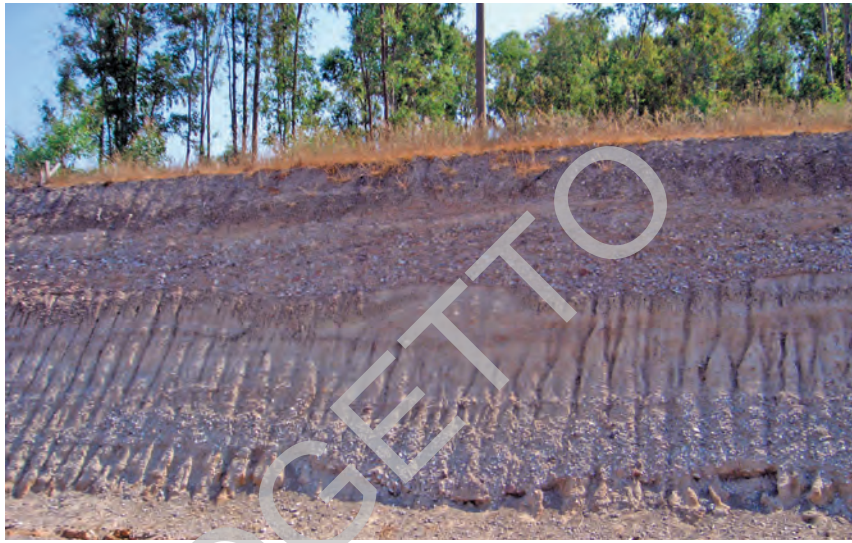


Fig. 42 - *La parte alta della sezione evidenzia ghiaie a stratificazione incrociata concava (Gt) dei depositi alluvionali (PVM_{2a}). S.S. 131 km 82,400.*



Fig. 43 - *La parte alta della sezione evidenzia ghiaie a stratificazione incrociata planare (Gp) e orizzontale (Gh) dei depositi alluvionali (PVM_{2a}). Siamaggiore, cava Is Caladeddas.*

PROGETTO CARG

Canali particolarmente profondi, sempre riempiti da ghiaie a stratificazione incrociata planare, sono stati osservati nella cava di Palmas Arborea dove raggiungono 5 m di spessore (v. tav.9T). È verosimile che le conoidi fossero caratterizzate da sistemi di distribuzione alimentati da corsi d'acqua di diversa grandezza, alcuni dei quali contraddistinti da un'importante migrazione laterale. Tracciati *braided* si alternavano a tracciati *wandering* (modello 2 e 4 di Miall, 1985; 1996). Durante gli eventi di piena, i piccoli canali potevano essere riempiti per tracimazione sia da sedimenti fini, originati per decantazione, sia da sedimenti più grossolani provenienti dalla rottura degli argini.

La parte più profonda delle sequenze di conoide è stata osservata solo in poche località, ed in particolare nella cava Su Barroccu (Siamaggiore) (fig.44) e nella cava di Palmas Arborea (v. tav.9N, 9T). Nella prima località (v. tav.9N) tra circa 7 e 13 m dal piano campagna la sedimentazione sabbiosa diviene dominante ed in genere è rappresentata da sabbie a stratificazione incrociata concava (St). Sono presenti anche livelli e lenti ghiaiose con la medesima stratificazione. I canali sono sempre piatti e poco profondi. Verso il basso si osservano livelli siltoso-sabbiosi (Fm) con sporadiche lenti ghiaiose per circa 4 m. Essi sovrastano livelli sabbiosi sia a stratificazione suborizzontale (Sh) che incrociata concava (St) o planare (Sp) (fig.44).

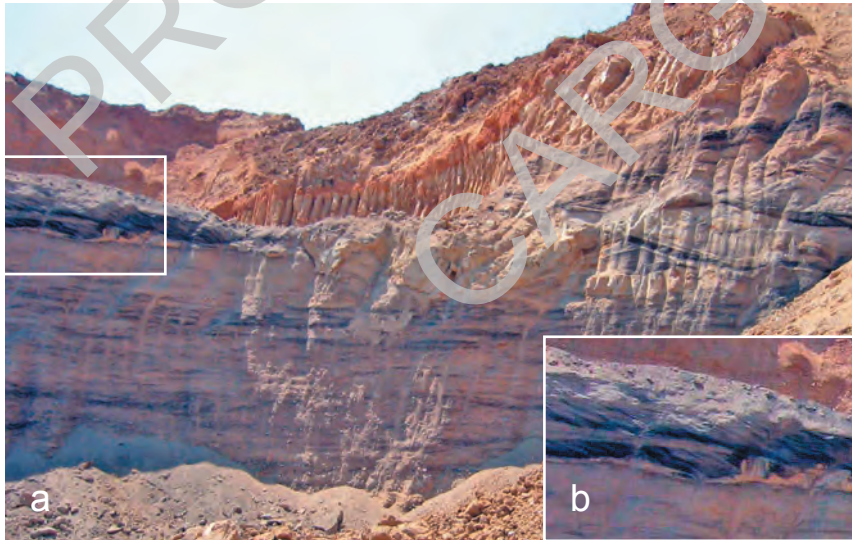


Fig. 44 - *Siamaggiore, cava Su Barroccu: a) sabbie a stratificazione incrociata concava (St) e orizzontale (Sh); b) sabbie a stratificazione incrociata planare (Sp). Le bande scure contengono ossidi di manganese.*

PROGETTO CARG

Sono anche presenti sottili canali riempiti di sedimenti fini siltosi. Strutture analoghe caratterizzano la parte bassa della sequenza della cava di Palmas Arborea (v. tav.9T). Le strutture sedimentarie rinvenute nella parte intermedia della sequenza sono riconducibili ad una piana alluvionale *braided* dominata da sedimentazione sabbioso-siltosa, che potrebbe trovare confronto con i modelli 9 ed 11 di Miall (1985; 1996). Questi modelli sono riferiti rispettivamente ad un tracciato a bassa sinuosità con barre linguoidi (*platte type*) e ad una piana *braided* distale effimera tipica di regioni aride. Entrambi questi ambienti possono anche caratterizzare la parte distale di conoidi alluvionali.

È verosimile che quanto osservato a Su Barroccu si possa generalizzare. In particolare l'aumento della granulometria verso l'alto (*coarsening upward*) indicherebbe una chiara progradazione della conoide, verosimilmente associata ad un aumento della produzione clastica sui versanti. La frequenza di evidenti e spessi livelli di ghiaia a stratificazione incrociata planare potrebbe indicare un aumento della disponibilità idrica del sistema e la rielaborazione verso valle di sedimenti precedentemente accumulati ai piedi dei versanti o nella zona apicale delle conoidi. Morfologie tipiche di conoidi telescopiche sono infatti state osservate in numerose altre località della Sardegna (Patta, 2003).

Una cava di modeste dimensioni in località Sa Uccaria, ad E della Cantoniera S. Anna, mostra l'assoluta predominanza di sabbie molto ben selezionate, con laminazione incrociata a basso angolo e rare ghiaie angolose a tetto. È probabile che l'abbondanza della frazione sabbiosa sia associata alla rielaborazione di sedimenti accumulati da processi eolici a ridosso dei versanti, successivamente ridistribuiti dai processi fluviali verso la pianura.

Una menzione particolare merita il settore compreso tra Siamaggiore e Massama, dove è presente una paleovalle di circa 1 km di larghezza orientata NNW-SSE. Questa depressione si è originata durante l'approfondimento del reticolo idrografico associato al progressivo miglioramento climatico dopo l'ultimo massimo glaciale. La mancanza di datazioni radiometriche impedisce di stabilire se il suo modellamento si sia completato nel tardi-glaciale, come sembra più plausibile, o se sia proseguito fino all'inizio dell'Olocene. Morfologie analoghe caratterizzano le estese conoidi del Campidano e della Valle del Cixerri (Funedda *et alii*, 2009; Patta, 2003), che presentano le parti mediane e distali solcate da ampie paleovalli generalmente legate ad un progressivo sviluppo telescopico.

Carboni *et alii* (2006) hanno cercato di caratterizzare i suoli affioranti sulla superficie della conoide del Fiume Tirso, suggerendo un'età Pleistocene inferiore per quelli posti nella parte apicale e progressivamente più giovane procedendo verso W. Indicano tra i suoli più evoluti quelli intercalati alle colate basaltiche, ma essi sono molto più antichi dei depositi della conoide.

PROGETTO CARG

Altri suoli attribuiti dagli A.A. all'ultimo interglaciale non mostrano un grado di evoluzione comparabile con quelli rinvenuti ad esempio nel Foglio Carbonia (Pasci *et alii*, in stampa) o in altri settori della penisola italiana (Coltorti & Pieruccini, 2006). Infatti i suoli dell'ultimo interglaciale sono tipicamente azonali, in particolare quelli posti a livello del mare in un ambiente mediterraneo per eccellenza, e con un *parent material* in larga parte siliceo, con gradi evolutivi caratterizzati da spessi orizzonti argillici (Bts) o da saproliti (B). Suoli con queste caratteristiche nel Foglio Oristano non sono presenti.

I depositi di questa litofacies non sono stati datati con metodi radiometrici, però gli indicatori climatici, lo stadio evolutivo dei suoli, i rapporti geometrici con le altre unità (sono incisi e terrazzati dai depositi alluvionali (b) olocenici e sono eteropici coi depositi eolici (PVM_{2b}), permettono di attribuirli al Pleistocene superiore. Lo spessore massimo in affioramento è circa 35 m.

4.1.3.2.2. - Arenarie eoliche (**PVM_{2b}**)

Le arenarie eoliche (**PVM_{2b}**) affiorano estesamente in diverse zone della penisola del Sinis, sia sulla costa che sui versanti fino a 60 m di quota, e nel promontorio di Capo S. Marco. Nell'area di S. Giovanni di Sinis e Capo S. Marco è stato scelto per motivi cartografici di rappresentare nella carta geologica questo subsintema fino al limite con la linea di costa, sebbene al di sotto delle falesie siano presenti unità differenti già studiate da diversi autori (cfr. § 4.1. v. tav.8). Depositi eolici sono presenti anche nella parte settentrionale e orientale dello Stagno di Cabras.

I depositi affioranti a W della penisola del Sinis appartengono, in larga parte, a dune da ostacolo con tendenza a divenire *climbing dune*, i cui *set* preservati più comuni sono quelli immergenti verso SE ed E. Si tratta di arenarie quarzose medie e grossolane a stratificazione incrociata (fig.45), con superfici di erosione e riattivazione. Sul versante orientale della stessa penisola (da Sa Costa su Forru fino a Sa Marigosa) gli apparati dunari sono riconducibili sia a dune da ostacolo sia a sistemi di *falling dune*. Ai livelli sabbiosi si intercalano lenti di sabbie colluviate o rimobilizzate dal ruscellamento diffuso, con clasti di basalti pliocenici e calcari messiniani, quarzo e metamorfiti paleozoiche (v. tav.9U, 9V). Lungo le sezioni sono frequenti paleosuoli sepolti a profilo A1K, con resti ossei di vertebrati (cervidi?) come ad Abbarossa, Torre Vecchia e N.ghe Baboe Cabitza.

Questa litofacies è stata cartografata anche in una vasta area compresa tra gli abitati di Riola Sardo, Baratili S. Pietro, Nurachi e Zeddiani (v. tav.9Z, 9X). Le rare sezioni esposte (Sa Rocchitta, Cuccuru Mare, Pala Limbi) evidenziano arenarie medio-fini di colore grigio chiaro, debolmente cementate, con laminazione piano-parallela, raramente massive e bioturbate per rizoconcrezioni: queste carat-

PROGETTO CARG



Fig. 45 - *Arenarie eoliche (PVM_{2b}) con stratificazione incrociata a basso angolo che si sovrappone a foreset ad alto angolo. Località Is Arutas.*

PROGETTO CARG

teristiche e l'assenza di strutture a *ripple* potrebbero indicare una grande fascia di interduna. Verso E questi depositi sono chiaramente intercalati ai sedimenti alluvionali pleistocenici (PVM_{2a}), quindi i limiti stratigrafici tra i due subsintemi nella carta geologica sono da interpretare come eteropia di facies.

Nella sezione di S. Giovanni di Sinis diversi autori descrivono in modo differente (v. tav.8) la sequenza eolica. Alcuni di essi distinguono due unità eoliche che attribuiscono all'ultimo e al penultimo glaciale (Maxia & Pecorini, 1968; Caloi *et alii*, 1980; Carboni & Lecca, 1985; Lecca & Carboni, 2007; Andreucci *et alii*, 2009b), mentre altri riconoscono una facies continentale che assegnano al Pleistocene superiore (Ulzega & Hearty, 1986; Coltorti *et alii*, 2010).

Coltorti *et alii* (2010) hanno evidenziato che i depositi eolici presentano una stratificazione incrociata concava a grande scala, con la sovrapposizione di più apparati dunari e *set* immergenti in genere verso E e SE. Alla base della sezione di S. Giovanni è stata osservata una piccola duna longitudinale di circa 1 m di altezza. Sono stati riconosciuti anche depositi di interduna, caratterizzati da stratificazione massiva e da una notevole presenza di rizoconcrezioni calcaree. All'interno di queste facies nei livelli basali della sequenza (C1 di Lecca & Carboni, 2007) sono stati osservati molluschi polmonati (*Helix* sp., *Planorbis* sp.), e resti di *Mammuthus lamarmorae* Major (Maxia & Pecorini, 1968; Caloi *et alii*, 1980; Melis *et alii*, 2001).

La deposizione eolica è stata favorita dalle condizioni climatiche aride e dal contemporaneo abbassamento del livello del mare, che aveva esposto tutta la piattaforma continentale (Lecca *et alii*, 1986; Lecca, 2000), in particolare dove la costa è battuta principalmente dai venti dei quadranti occidentali (da W a NW).

Sedimenti eolici attribuiti al Pleistocene superiore sono già noti in Sardegna (Pecorini, 1954; Vardabasso, 1956a; Ulzega *et alii*, 1980; Andreucci *et alii*, 2006) e riportati anche nelle principali isole del Tirreno e del Mare Balearico (Cremaschi & Trombino, 1998; Rose *et alii*, 1999; D'Orefice *et alii*, 2007) come anche lungo le coste tirreniche italiane (Boschian *et alii*, 2006). Suoli analoghi a quelli descritti a S. Giovanni di Sinis sono stati studiati all'interno di depositi di versante e/o dunari dell'Isola d'Elba (Cremaschi & Trombino, 1998; D'Orefice *et alii*, 2007) e in diverse altre località della penisola italiana (Chiesa *et alii*, 1990; Coltorti & Dramis, 1995; Coltorti & Pieruccini, 2006).

I depositi eolici hanno uno spessore massimo di circa 15 m.

Pleistocene superiore

4.1.4. - *Datazioni Radiometriche*

Nell'ambito del progetto sono state effettuate datazioni radiometriche (laboratorio *Leibniz Institute for Applied Geophysics di Hannover*) su diversi campioni (tab.5 e fig.46) provenienti dai depositi quaternari che affiorano nella penisola del Sinis ed in particolare a S. Giovanni di Sinis (v. tav.8).

Nell'ipotesi che alcuni depositi potessero essere più recenti è stato utilizzato il radiocarbonio (convenzionale e AMS) sui paleosuoli sepolti e sui molluschi contenuti nei livelli lagunari e di spiaggia, mentre le arenarie eoliche della sezione di S. Giovanni e di Capo S. Marco sono state datate con il metodo *OSL* (Thiel *et alii*, 2010).

Le datazioni effettuate da Thiel *et alii* (2010) con il metodo *OSL* sono in disaccordo con quelle ottenute con il radiocarbonio, e sono parzialmente coerenti con i risultati *OSL* ottenuti da Andreucci *et alii* (2009b). Comunque sono evidenti alcune inversioni cronologiche nei risultati delle datazioni di entrambi i metodi.

Con il ^{14}C sono stati datati tre campioni di paleosuoli sepolti che si trovano intercalati nella sequenza eolica di S. Giovanni di Sinis. Con il metodo convenzionale i due campioni stratigraficamente più in basso hanno dato età Pleistocene superiore (DP018, DP029) e il più alto è olocenico (DP028), col metodo *AMS* tutti e tre ricadono nell'Olocene. Il radiocarbonio, utilizzato su cinque campioni di conchiglie provenienti dagli strati fossiliferi di S. Giovanni di Sinis e di Capo S. Marco, ha dato età riferite al Pleistocene superiore e due di essi sono al limite del metodo (DP023, MM114).

PROGETTO CARG

Tab. 5 - *Risultati delle datazioni radiometriche ^{14}C e OSL. Da* Thiel *et alii (2010) modificato.*

Datazioni ^{14}C						
Campione	**Località**	**Materiale**	**Metodo**	**δ ^{13}C‰**	**Convenzionale età *BP***	**Calibrazione *BC***
DP018	S. Giovanni di Sinis	Suolo	convenzionale	-24,3	11.930 ± 240	12.320 - 11.545
DP018	S. Giovanni di Sinis	Suolo	AMS	-26,1	7.610 ± 50	6.560 - 6.550 / 6.520 - 6.400
DP028	S. Giovanni di Sinis	Suolo	convenzionale	-26,4	8.150 ± 155	7.450 - 6.835
DP028	S. Giovanni di Sinis	Suolo	AMS	-25,8	6.160 ± 50	5.220 - 4.970
DP029	S. Giovanni di Sinis	Suolo	convenzionale	-27,2	10.520 ± 215	10.915 - 10.160
DP029	S. Giovanni di Sinis	Suolo	AMS	-26,1	4.950 ± 40	3.800 - 3.650
DP019	S. Giovanni di Sinis	Conchiglie	convenzionale	-2,5	37.730 ± 670	n.a
DP023	S. Giovanni di Sinis	Conchiglie	convenzionale	-1,1	48.955 ± 3.270	n.a
MM116	S. Giovanni di Sinis	Conchiglie	convenzionale	-1,4	36.030 ± 2.200	n.a
MM114	Capo S. Marco	Conchiglie	convenzionale	-1,7	50.280 ± 3.830	n.a
MM115	Capo S. Marco	Conchiglie	convenzionale		41.290 ± 1.460	n.a

Datazioni *OSL*							
Campione	**Località**	**N° di aliquote**	**Dose di recupero**	**Rapporto di recupero**	**Valore D_e (Gy)**	**Valore D_0 (Gy)**	**Età del Quarzo (ka)**
MM093	S. Giovanni di Sinis	15	1,06 ± 0,10	0,98 ± 0,004	130 ± 7	97	119 ± 11
MM066	S. Giovanni di Sinis	18	1,01 ± 0,03	1,00 ± 0,003	81,5 ± 5,1	87	115 ± 11
MM066	S. Giovanni di Sinis	60*	1,01 ± 0,03	1,01 ± 0,003	78,7 ± 2,7	n.a	111 ± 9
MM088	S. Giovanni di Sinis	15	0,90 ± 0,05	0,97 ± 0,002	249 ± 9	82	>138
MM053	S. Giovanni di Sinis	18	0,96 ± 0,07	0,99 ± 0,006	208 ± 12	97	>209
MM045	Capo S. Marco	18	097 ± 0,02	1,00 ± 0,005	183 ± 9	90	174 ± 13
* piccole aliquote (2 mm)							

PROGETTO CARG

Con il metodo della Luminescenza Ottica Stimolata (*OSL*) sono stati datati cinque campioni di arenarie quarzose provenienti da strati prossimi o intercalati ai campioni datati col metodo ^{14}C, in modo da mettere a confronto i risultati ottenuti con i due metodi radiometrici. I quattro campioni di S. Giovanni di Sinis sono in sequenza stratigrafica, mentre quello prelevato a Capo S. Marco è isolato.

I campioni più alti nella sequenza (rispettivamente MM093 e MM066) presentano una leggera inversione cronologica, danno un'età Pleistocene superiore; secondo Thiel *et alii* (2010) il dato è coerente con l'attribuzione di Lecca & Carboni (2007) al *MIS*5.

I campioni della parte inferiore (rispettivamente MM088 e MM053) hanno dato età del Pleistocene medio, con uno scarto tra i due di circa 100 mila anni che mal si accorda con la loro relativa posizione stratigrafica, invece molto prossima.

Infine il campione di Capo S. Marco, prelevato sulle arenarie continentali sottostanti il deposito tirreniano, è in accordo con un'età Pleistocene medio.

Come si evince dai risultati i due metodi radiometrici ^{14}C e *OSL* sono in netto disaccordo, quindi i dati non sono tra loro confrontabili. L'ipotesi di partenza, che una parte dei depositi marino-costieri ritenuti tirreniani da diversi autori potessero essere invece più recenti, non ha trovato conferma col metodo *OSL*, mentre i risultati col radiocarbonio, in alcuni casi al limite del metodo, non sono facilmente interpretabili.

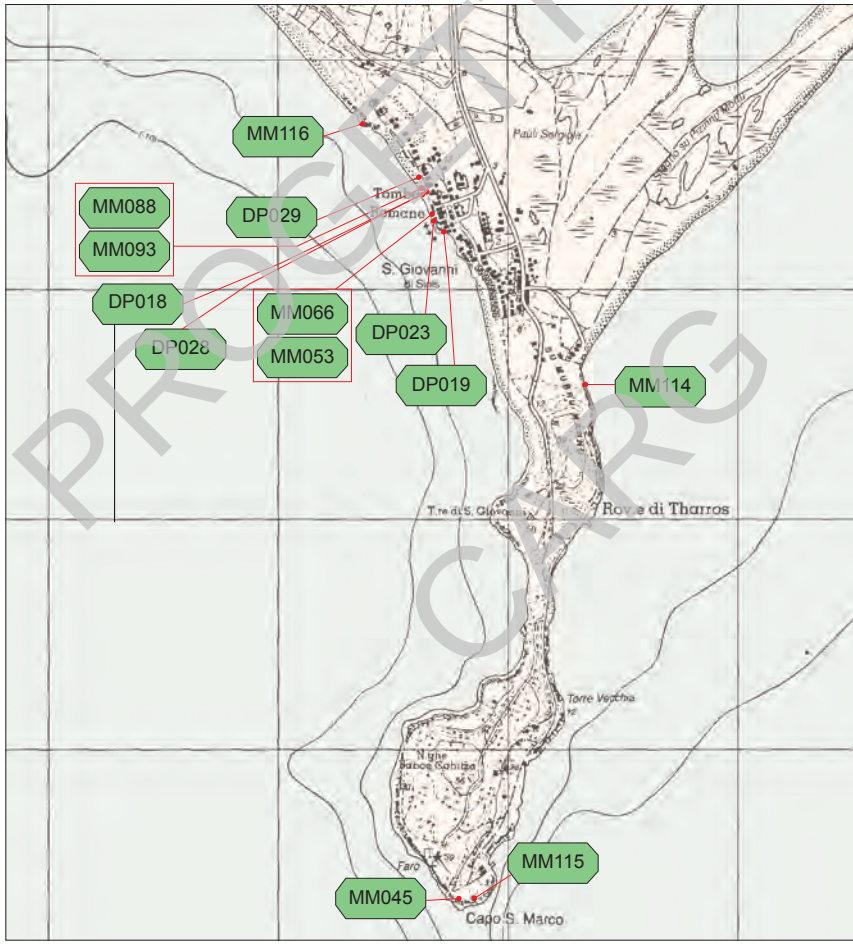


Fig. 46 - *Ubicazione dei campioni datati con metodi radiometrici.*

PROGETTO CARG

4.2. - Depositi Olocenici

Sono rappresentati sia dai sedimenti attuali sia da quelli messi in posto durante le modificazioni dell'ambiente fisico verificatesi dopo la fine dell'ultima glaciazione. Essi includono i depositi alluvionali terrazzati (b_n) posti a quote inferiori rispetto ai depositi alluvionali pleistocenici. Le relazioni laterali tra le diverse facies sono in genere piuttosto articolate; una accurata cartografia di questi depositi è stata possibile grazie alla fotointerpretazione che ha permesso di distinguere le tessiture fini (limo e argilla), ricche di materia organica e con elevata umidità, da quelle costituite da sedimenti più grossolani.

I depositi più estesi sono quelli di pianura alluvionale (b e b_n), ma sono rappresentati anche depositi di frana (a_{1a}) e di versante (a), coltri eluvio-colluviali (b_2), depositi eolici attuali (d), depositi di spiaggia (g_{2a}) e dei cordoni litorali (g_{2b}), depositi lacustri (e_2) e palustri (e_5, e_{5b}). In alcune zone del Foglio sono diffusi anche i depositi antropici (h_1), quali materiali di riporto (h_{lr}), discariche di rifiuti solidi urbani (h_{lu}) e discariche per inerti (h_{ln}).

4.2.1. - *Depositi di frana* (**a_{1a}**)

I depositi di frana (**a_{1a}**) principali sono situati nel promontorio di Capo S. Marco, sono connessi a fenomeni relativamente antichi ma con riattivazioni di minor importanza anche in tempi recenti. Nella costa occidentale della penisola del Sinis sono presenti numerosi corpi di frana talvolta interessati da movimenti, si tratta però di litosomi di limitata estensione, inferiore a 1 ha, quindi non cartografabili alla scala dalla carta (v. cap. VIII § 3. per maggiori dettagli).

Un corpo di frana è ubicato lungo la falesia occidentale di Capo S. Marco e si sviluppa in lunghezza per quasi 300 m. Il movimento franoso è generato all'interno di marne argillose e calcareniti plioceniche con strati immergenti verso SW; esso coinvolge anche i sovrastanti basalti pliocenici che poggiano in discordanza sulle rocce citate. La scarpata principale ha un andamento lievemente arcuato di direzione N-S e nella porzione settentrionale raggiunge una decina di metri di altezza. L'altezza della scarpata diminuisce progressivamente verso S fino ad annullarsi, suggerendo perciò una maggiore dinamicità del settore settentrionale (fig.47). All'interno del corpo è visibile una scarpata secondaria parallela alla principale. Alla base delle scarpate sono presenti due trincee, colmate da blocchi di basalto generati dal movimento, i cui bordi sono in lieve contropendenza. Considerando l'orientamento della scarpata e la presenza delle trincee, il movimento può essere classificato come uno scivolamento rotazionale di roccia (Varnes, 1978; Carrara *et alii*, 1982; Cruden & Varnes, 1996).

PROGETTO CARG



Fig. 47 - *Corpo di frana nei basalti di Capo San Marco; sono evidenti le trincee.*

PROGETTO CARG

La parte frontale del deposito di frana è attualmente inciso dalla falesia costiera ma, nonostante siano presenti locali fratture, il piano di scivolamento non affiora e, se presente, dovrebbe essere ubicato al di sotto del livello del mare attuale. La falesia, alta più di 20 m, è anche interessata da vistosi crolli che impediscono attualmente un'erosione diretta sulla parete.

È verosimile che il settore in esame corrisponda alla parte più arretrata di un movimento franoso più antico il cui fronte è stato smantellato dall'erosione costiera. Si tratterebbe di un settore in evoluzione per fenomeni retrogressivi ed è verosimile che il piano di scivolamento non sia ancora ben enucleato, come avviene in molte DGPV (Hutchinson, 1988; Coltorti *et alii*, 2009). La mancanza di un monitoraggio impedisce di stabilire il grado di attività di questo fenomeno. L'assenza di depositi eolici pleistocenici all'interno delle trincee indica una probabile età olocenica e la freschezza delle forme suggerisce movimenti lenti forse in atto.

L'altro deposito di frana, più esteso del precedente e ad esso quasi adiacente, si sviluppa per oltre 500 m di lunghezza sul versante nord-occidentale del promontorio di Capo S. Marco. Esso presenta una vistosa scarpata arcuata, localmente di oltre 10 m di altezza, modellata sia sulle formazioni marnose e calcaree messiniane che sui basalti pliocenici (fig.48).



Fig. 48 - *Coronamento e depositi di frana in colata. Lato N di Capo S. Marco.*

Ai piedi della scarpata, per brevi tratti, sono presenti diverse trincee seguite verso valle da una serie di dossi allungati. Il piede del corpo di frana è stato smantellato dall'erosione costiera, che ha formato basse ripe nei tratti rocciosi. La forma arcuata della scarpata suggerisce che il movimento franoso è di tipo complesso. La parte interna è interessata da uno scivolamento rotazionale che è evoluto in singole colate interessate da movimenti differenziali. La freschezza delle forme indica che il movimento delle colate è in atto. Accanto alle condizioni predisponenti, da ricercarsi nella natura dei materiali e, almeno per le argille messiniane, nella giacitura a franapoggio, la causa scatenante è certamente da attribuire all'erosione al piede della falesia operata dalle frequenti e violente mareggiate.

Olocene

4.2.2. - *Depositi lacustri* (**e_2**)

I depositi lacustri affiorano a N della penisola del Sinis, nelle località S'Uracheddu Piudu, Matta Arbadas e Pauli Murtas. In località limitrofe, dove sono sub-affioranti o in frammenti nei suoli agricoli, non sono stati cartografati perché molto limitati e/o discontinui.

PROGETTO CARG

Sono costituiti da calcari micritici fortemente litificati e calcareniti poco cementate, grigio-biancastre (fig.49) contenenti gusci di gasteropodi polmonati (*Planorbis* sp., *Limnea* sp.), alternati a livelli di calcareniti con piccoli bivalvi (*Cardium* sp.). La facies micritica è spesso interessata da forme di microcarsismo come i fori a sezione subcircolare di diametro 2-3 cm e profondità 25-30 cm.



Fig. 49 - *Frammenti di Cardium sp. nei depositi lacustri olocenici (e_2). Localita S'Uracheddu Biancu.*

Alcune sezioni realizzate per lo scavo di bacini freatici evidenziano, al di sotto del suolo agricolo, calcareniti poco cementate biancastre a grana fine in strati orizzontali sottili (spessore centimetrico), di potenza fino a 50 cm; calcari grigi micritici, molto cementati, in strati di spessore fino a 70 cm, contenenti resti di gasteropodi polmonati.

Si tratta di depositi prevalentemente lacustri con locali variazioni a condizioni di acque salmastre.

Calcareniti a granulometria molto fine, scarsamente cementate e prive di resti fossili, di colore biancastro, sono spesso associate alle litologie precedenti; per l'assenza di sezioni osservabili non si conoscono i rapporti stratigrafici reciproci e si ritiene che si tratti di locali variazioni di facies.

Stratigraficamente giacciono sulle arenarie eoliche pleistoceniche (PVM_{2b}) e sono ricoperte dai depositi alluvionali (b) come si vede nella fig.36 (cfr. § 4.).

Lo spessore è valutabile intorno a 2 m.

Olocene

PROGETTO CARG

4.2.3. - *Depositi alluvionali terrazzati* (**b_n**)

I depositi alluvionali terrazzati affiorano nella porzione centrale e meridionale del Foglio, nei dintorni dell'abitato di Cabras, a E di Oristano e nelle località di Cirras e Sassu. Essi poggiano sul subsintema di Portoscuso e di Calamosca e sono ricoperti dai depositi alluvionali e da quelli eolici attuali (v. fig.36).

Si tratta di ghiaie medio-fini subangolose e subarrotondate, a elementi di quarzo, metamorfiti e granitoidi paleozoici, vulcaniti cenozoiche (**b_{na}**), con stratificazione orizzontale, alternate a sabbie quarzose grosse. In genere prevalgono sabbie da fini a grosse con stratificazione incrociata concava e orizzontale, in alternanza con limi sabbiosi (**b_{nb}**).

Questi depositi sono posti ai lati degli alvei attivi e dei tratti di alveo regimati e non sono interessati dalle dinamiche ordinarie fluviali, tranne in casi di eventi meteorici eccezionali. Sono riconducibili ad un ambiente di piana alluvionale e sono stati interessati da fasi di incisione, con formazione di orli di terrazzo non sempre evidenti e cartografabili. Essi formano dossi poco rilevati sulla pianura e sono spesso rimodellati dall'attività agricola.

Tramite la fotointerpretazione e i controlli sul campo all'interno di questa unità sono stati riconosciuti antichi tracciati fluviali. Infatti il riempimento dei paleo-alvei costituito da sedimenti fini siltoso-argillosi in foto-aerea mostra una tonalità fortemente contrastante che ne permette una facile delimitazione.

Lo spessore in affioramento è di circa 5 m.

Olocene

4.2.4. - *Depositi di versante* (**a**)

I depositi di versante (a) nel Foglio sono poco rappresentati anche a causa delle basse altimetrie e delle deboli pendenze. Gli affioramenti più estesi si rinvengono lungo i versanti alla base dei tavolati basaltici pliocenici, in particolare a Roia sa Murta e a Costa Randada.

I depositi sono generalmente monogenici ed eterometrici, costituiti da clasti angolosi o subangolosi con matrice sabbiosa scarsa o assente; di solito sono poco cementati e in parte fissati dalla vegetazione. La mancanza di sezioni naturali o artificiali non permette l'osservazione delle strutture sedimentarie.

I depositi di versante si originano sia per l'azione della gravità sia per il dilavamento diffuso.

Gli spessori possono essere variabili fino a un massimo di 5 m, ma in genere non superano 3 m.

Olocene

PROGETTO CARG

4.2.5. - *Coltri eluvio-colluviali* (**b_2**)

Affiorano nella parte nord-occidentale del Foglio, e costituiscono coltri estese alla base dei rilievi, in genere sui versanti a debole pendenza. Essi sono il prodotto dell'alterazione e il rimaneggiamento delle formazioni mioceniche sottostanti.

Si tratta di depositi clastici in cui la frazione sabbiosa e siltosa è spesso dominante e si presenta in livelli più o meno pedogenizzati ed arricchiti della frazione organica. Generalmente sono presenti elementi più grossolani, come detriti da fini a medi, sempre in quantità subordinata.

L'attribuzione di questi depositi all'Olocene è dovuta alla presenza di una elevata frazione organica. Questo fatto suggerisce che si tratta di depositi derivati dall'erosione del suolo durante l'Olocene, e da materiale grossolano proveniente dalla degradazione fisica del substrato.

Il loro spessore è in genere esiguo e non supera 3 m.

Olocene

4.2.6. - *Depositi eolici* (**d**)

I depositi eolici attuali sono diffusi lungo la fascia costiera in diverse zone del Foglio e formano apparati dunari di retrospiaggia.

Sono costituiti da sabbie sciolte e ben classate. Derivano dalla rielaborazione di sabbie di spiaggia e al loro interno si possono rinvenire piccoli frammenti di organismi marini, per lo più molluschi, oltre che conchiglie di gasteropodi polmonati, che si concentrano soprattutto nei corridoi interdunari.

Depositi di dune attuali sono presenti sulla costa occidentale del Sinis, a Maimoni, a Funtana Medica fino al villaggio di S. Giovanni di Sinis dove ricoprono le dune pleistoceniche. Oltre tale abitato, in località Su Murru Mannu, i depositi dunari ricoprivano i ruderi dell'antica città punico-romana di Tharros.

Altri depositi eolici attuali si trovano nel settore tra Torre Grande e la foce del Fiume Tirso, e a W di Sassu. In quest'ultima località gli accumuli dunari sono stabilizzati da una fitta pineta e raggiungono quote di circa 6-7 m. L'area retrostante è costituita da depositi di sabbie fini, ben classate e monogeniche che si spingono nell'entroterra, sino al bordo dell'antico Stagno di Sassu. Quest'area è stata profondamente modificata dalla bonifica integrale degli anni '20 del XX sec. (v. cap. VII § 4.) attraverso opere di spianamento di dossi e colmamento di piccole depressioni. Anche se attualmente questa è una zona pianeggiante prettamente agricola, in origine si trattava di un vasto campo eolico caratterizzato da dune paraboliche con asse maggiore orientato NW-SE (secondo la direzione del maestrale), nelle quali si alternavano piccoli stagni nelle depressioni interdunari.

PROGETTO CARG

Alcune mappe topografiche precedenti e contemporanee alle opere di bonifica sembrano confermare tale ipotesi. Inoltre anche nel tratto costiero compreso tra la foce del Fiume Tirso e lo stagno S'Ena Arrubia sono chiaramente visibili, nelle immagini delle foto-aeree del 1968, estesi campi di dune paraboliche di lunghezza ettometrica e alte fino a 10-12 m s.l.m. Negli anni '70 l'apertura di numerose cave presso Cirras, per l'utilizzo delle sabbie come materiale da costruzione per le opere del porto industriale, ha completamente devastato le dune cancellando l'originaria morfologia.

Lo spessore varia tra 2-10 m.

Olocene.

4.2.7. - *Depositi di spiaggia* ($\mathbf{g_2}$)

Questa unità è stata suddivisa in due litofacies, la prima rappresentata dai depositi di spiaggia della facies g_{2a} associati all'evoluzione attuale della costa, e la seconda da depositi di spiaggia della facies $\mathbf{g_{2b}}$ connessi alla formazione di cordoni litorali subattuali.

I depositi di spiaggia della facies ($\mathbf{g_{2a}}$) affiorano discontinuamente lungo la costa della penisola del Sinis; si tratta in genere di sedimenti sabbiosi, solitamente con granuli quarzosi medio-fini (fig.50), ben classati e con locale presenza di resti di conchiglie. Sono invece molto grossolani sul promontorio di Capo S. Marco nella piccola cala a E del Faro, dove sono costituiti da grandi blocchi sub arrotondati di basalto di diametro fino a 80 cm.

Nel settore di S. Giovanni di Sinis i depositi di spiaggia passano lateralmente ai depositi eolici attuali (d) (v. fig.36). Nel tratto costiero che delimita la laguna di Mistras, i depositi di spiaggia attuali ricoprono e sono parzialmente eteropici con i cordoni litorali g_{2b}. Depositi di spiaggia sono presenti lungo la fascia costiera da Torre Grande alla foce del Fiume Tirso, dove raggiungono la larghezza massima di circa 50 m. A S della foce questi depositi sono interrotti dai manufatti del porto industriale; riaffiorano nella località Cirras, in gran parte degradati dalle attività di cava.

I depositi di spiaggia della facies ($\mathbf{g_{2b}}$) sono costituiti dai cordoni litorali subattuali; essi sono localizzati in alcuni tratti della fascia costiera, in particolare ai bordi delle lagune come lo Stagno di Mistras, lo Stagno di S. Giusta e nell'area del porto industriale di Oristano (v. tav.9Y).

Nell'area portuale una sezione artificiale mostra sabbie a stratificazione inclinata a basso angolo con resti di *Glycymeris* sp., con intercalazioni di limi di retrospiaggia e lenti di *mud balls* corazzate, queste di diametro anche superiore ai 10 cm (fig.51).

PROGETTO CARG



Fig. 50 - *Ghiaie fini e sabbie quarzose dei depositi di spiaggia (g_{2a}). P.ta Is Arutas.*



Fig. 51 - *Lente di mud ball corazzate nei depositi dei cordoni litorali della facies g_{2b}. Zona industriale di Oristano.*

PROGETTO CARG

Un sondaggio geognostico eseguito sul lato orientale dello Stagno di S. Giusta, presso Paùli Figu (v. tav.9M), mostra i rapporti di sovrapposizione stratigrafica tra le ghiaie alluvionali pleistoceniche e i depositi lagunari e costieri olocenici. Campioni di torbe prelevati nella parte basale del sondaggio a 9,2 m di profondità hanno dato un'età convenzionale di 7.300±50 *BP* (Cal. *BP* 8.190-8.010, Beta 289221).

Lo spessore in affioramento è pari a 3 m, quello ricostruito nel sondaggio Paùli Figu raggiunge 12 m.

Olocene

4.2.8. - *Depositi palustri e lagunari* (**e_5**, **e_{5b}**)

Sono costituiti da limi e argille limose ricche in materia organica, localizzati ai bordi ed all'interno degli stagni e delle lagune attuali e di quelli bonificati (**e_5**).

Gli stagni e le lagune occupavano in passato aree ben più ampie di quelle attualmente esistenti (cfr. cap VII § 4.), ed essendo stati bonificati in tempi recenti (non per riempimento ma tramite canalizzazioni e prosciugamento artificiale) i loro sedimenti sono cartografati tra i depositi attuali. Questi sedimenti limo-argillosi sono di colore grigio-scuro, talvolta contenenti gusci di molluschi come *Cardium* sp., e localmente con resti ancora indecomposti di *Posidonia oceanica* (Stagno del Sassu).

Sono state cartografate anche sabbie e ghiaie di spiaggia di laguna con gusci di molluschi attuali (*Cardium* sp., *Ostrea* sp., veneridi e cerizi) (**e_{5b}**), ad elementi arrotondati di quarzo e metamorfiti, derivanti dal disfacimento dei depositi di spiaggia tirreniani. Infatti lo Stagno di Cabras è caratterizzato da una discreta ondazione e i tratti costieri rivolti a S-SE, quindi esposti ai venti di maestrale, sono soggetti all'erosione delle ripe rocciose che affiorano in alcuni punti. Questo materiale detritico è poi in parte trasportato e accumulato nelle immediate vicinanze e costituisce sottili lidi sabbiosi che sbarrano anche piccole paludi (località Fangarazzu).

Questi depositi poggiano su diverse unità e sono in eteropia con i depositi eolici (d), i depositi di spiaggia (g_{2a}, g_{2b}) e i depositi alluvionali (b) (v. fig.36).

Lo spessore massimo della facies e_5 è conosciuto in sondaggio ed è pari a circa 5 m, mentre la facies e_{5b} non supera 0,3 m.

La parte centrale delle lagune e degli stagni è sommersa (**e_5**) da acque salmastre derivate dal *mixing* di apporti fluviali e marini. Tali acque, nelle parti più confinate degli stagni e lagune o in piccole paludi isolate, sono interessate da evoluzioni stagionali eutrofiche putrescenti ed evaporitiche (Plaziat, 1982). Per evitare questi fenomeni, lo scambio col mare viene assicurato da bocche quasi naturali in ambienti lagunari attuali sbarrati parzialmente da frecce litorali sabbiose (Stagno di Mistras), oppure tramite appositi canali scavati in paludi costiere chiuse (Stagno di Cabras, Stagno S. Giusta e Stagno S'Ena Arrubia).

PROGETTO CARG

La sedimentazione tipica si verifica per decantazione mista a sedimenti terrigeni nelle parti centrali e per una debole selezione e trasporto lungo le rive, sotto l'azione di piccole onde e deboli correnti causate dal vento, principalmente da W e NW. In taluni casi la combinazione di piante alofile e l'intrappolamento di sedimenti fangosi, biogeni e bioclastici, danno origine a cespugli e in seguito a piccole isole che crescono con ciclicità annuale; la crescita di queste isole è favorita anche da fasi di disseccamento, con eventi di *pumping* evaporitico estivo, che in taluni casi sui bordi di tali lagune e paludi costiere producono singolari facies a litificazione precoce (*beach rock* lagunari recenti).

I sedimenti superficiali, che costituiscono la sommità del riempimento olocenico, di spessore fino a un ordine di 5-10 m, hanno sempre una matrice fangosa con importante componente di materiali organici ed una componente sabbiosa terrigena da locali apporti o relitta dalle sponde e ghiaiosa da clasti litici e molluschi salmastri (fig.52). Le caratteristiche granulometriche dei sedimenti delle parti periferiche sommerse dello Stagno di Cabras e della laguna di Mistras, a un metro di profondità circa, variano da sabbie medio-fini debolmente ghiaiose unimodali poco classate, a sabbie ghiaiose bimodali molto poco classate; il D_{50} varia dalle sabbie fini alle sabbie molto grosse.

Olocene

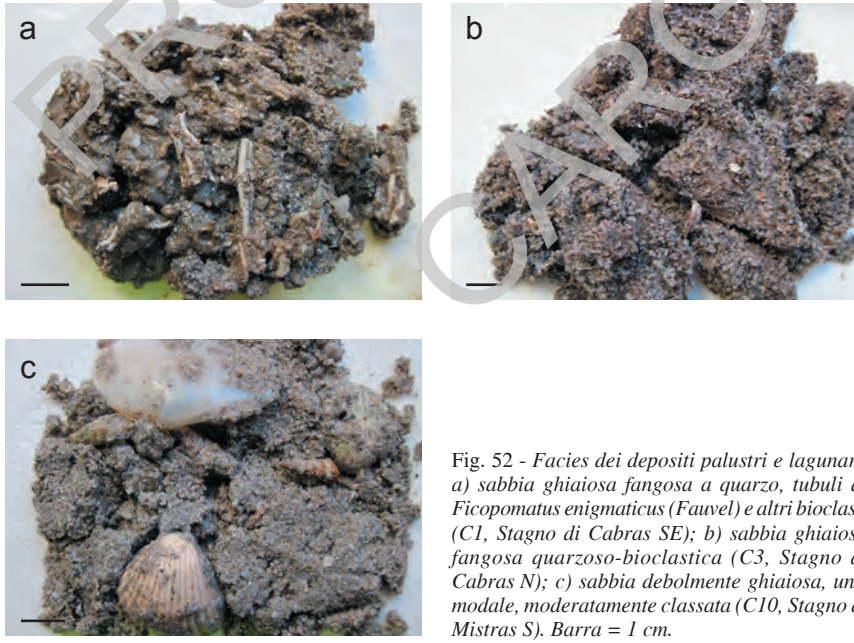


Fig. 52 - *Facies dei depositi palustri e lagunari. a) sabbia ghiaiosa fangosa a quarzo, tubuli di Ficopomatus enigmaticus (Fauvel) e altri bioclasti (C1, Stagno di Cabras SE); b) sabbia ghiaiosa fangosa quarzoso-bioclastica (C3, Stagno di Cabras N); c) sabbia debolmente ghiaiosa, unimodale, moderatamente classata (C10, Stagno di Mistras S). Barra = 1 cm.*

PROGETTO CARG

4.2.9. - *Depositi alluvionali* (**b**)

Il Foglio 528 "Oristano" è attraversato da diversi corsi d'acqua il principale dei quali è il Fiume Tirso, che è anche il più lungo dell'Isola. Un altro fiume è il Riu di Mare Foghe (immissario dello Stagno di Cabras) che con andamento E-W borda il limite settentrionale del Foglio, mentre numerosi canali artificiali e corsi d'acqua minori solcano il settore meridionale (Riu Merd'e Cani, Riu de S. Anna). Il Fiume Tirso, come gran parte dei corsi d'acqua presenti nel Foglio, è delimitato da argini artificiali per la protezione delle sponde; in genere i sedimenti adiacenti agli argini appartengono al sistema fluviale di poco precedente la costruzione degli stessi argini. I depositi alluvionali attuali sono quasi sempre rappresentati da sabbie e limi bruni, con rare ghiaie fini e scarsa matrice (**b_b**), occupano in particolare la piana alluvionale del Fiume Tirso; sono anche presenti barre costituite da ghiaie subarrotondate di diametro intorno al centimetro (**b_a**) ad elementi di rocce paleozoiche e vulcaniti cenozoiche, nell'alveo di alcuni torrenti a S del Foglio (Riu de S. Anna, Mitza S'Eucaria); limi argillosi (**b_c**) sono diffusi in corrispondenza dei corsi d'acqua che si raccordano a grandi aree palustri, come Riu di Mare Foghe e Riu Merd'e Cani. Lo spessore osservato o noto in sondaggio è molto variabile e comunque non supera 5 m.

Olocene

4.2.10. - *Depositi antropici* (**h_1**)

Nel Foglio 528 "Oristano" i depositi antropici sono rappresentati da discariche per inerti, per rifiuti solidi urbani e materiali di riporto e manufatti antropici.

È presente una sola discarica per inerti (**h_{in}**) presso il porto industriale di Oristano; essa è riempita da materiali argillosi derivanti dal dragaggio del porto industriale. Una discarica di rifiuti solidi urbani (**h_{lu}**) è stata cartografata in località P. Nase Canna, nelle vicinanze dell'abitato di Cabras.

Lungo il perimetro costiero, con alcune interruzioni da Tharros (discariche dell'area archeologica) fino a S della foce del Fiume Tirso, l'intera area è stata interessata da attività antropiche legate alle peschiere e alla costruzione del porto industriale di Oristano. Le opere del porto hanno richiesto l'apertura di nuove cave con la creazione di ampi vuoti, successivamente colmati con materiale di riporto (**h_{lr}**). Altri materiali di riporto si trovano lungo le sponde del canale scolmatore (Stagno di Màrdini), realizzato alla fine degli anni '70 per migliorare il deflusso delle acque dello Stagno di Cabras verso il mare.

Inoltre nel settore NE del Foglio sono stati riportati, e distribuiti sui terreni agricoli, sedimenti argillosi con moltissimi frammenti conchigliari, derivanti dai lavori delle bonifiche, spesso difficilmente cartografabili per la scarsa continuità.

PROGETTO CARG

Altri materiali di riporto contenenti abbondanti frammenti di materiale archeologico, come resti di pasto, ceramiche e manufatti litici, sono presenti nell'area di S. Salvatore, N.ghe Conc'Ailloni e Matta Tramatza.

Con il simbolo cartografico "struttura antropica" sono distinti i manufatti antropici, diffusi nell'area del porto industriale di Oristano, come capannoni, depositi di stoccaggio, centrali elettriche e uffici. Anche i moli marittimi, presenti in molti punti della costa, sono rappresentati con lo stesso graficismo.

Lo spessore di questi sedimenti è molto variabile e non supera 5 m.

Nel settore sommerso sono distinte in carta (**h**) le aree portuali e i fondali variamente interessati da attività antropiche (fondali dragati, di intenso traffico navale, modificati da opere di protezione dei litorali).

Olocene

5. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA

5.1. - Depositi Pleistocenici

5.1.1. - *Beach rock* (**g$_{10}$**)

Tra l'attuale livello del mare e circa -30 m sono presenti arenarie e conglomerati di spiaggia e arenarie eoliche del Pleistocene medio-superiore e in subordine dell'Olocene (fig.53). Vicino alla costa tali facies si rilevano in continuità o sono lateralmente correlabili con gli affioramenti emersi del Sinis occidentale, pertanto almeno localmente si potrebbero estendere nell'ambiente sommerso le stesse attribuzioni stratigrafiche, anche se negli ultimi anni queste sono state controverse (Coltorti *et alii*, 2010; D'Orefice *et alii*, 2012; Carboni *et alii*, 2014). Le litologie di questi affioramenti, a cemento calcareo, oltre ad essere ricoperte da vari organismi, in superficie sono intensamente interessate da fori di *Lithophaga lithophaga* Linneo e dalla dissoluzione di spugne, tanto che il riconoscimento in immersione è reso abbastanza incerto. Tali difficoltà nel seguire in rilevamento subacqueo, e con lo stesso dettaglio, i depositi del Tirreniano e del pre-Tirreniano ben conosciuti a terra (Carboni & Lecca, 1985; Lecca & Carboni, 2007; Andreucci *et alii*, 2009b; Carboni & Lecca, 2010a; 2010b), inducono ad utilizzare l'unità di *beach rock* per l'insieme di tutte le rocce che sono in relazione con i paleo-livelli del mare più bassi dell'attuale, deposte tra Pleistocene medio-superiore e Olocene.

Affioramenti di *beach rock* sono stati rilevati in numerosi areali e punti del Foglio. Lungo la costa del Sinis occidentale quasi tutti gli affioramenti, anche se non molto estesi, di rocce marino-costiere ed eoliche associate al Tirreniano o a precedenti interglaciali, proseguono nell'ambiente sommerso (fig.53).

PROGETTO CARG

In genere sono depositi spessi da uno a qualche metro, sia per l'esiguità delle sequenze deposte sia per le successive erosioni, che poggiano sopra le unità mioceniche (calcari laminati del Sinis e calcari di Torre del Sevo) e non proseguono per importanti estensioni né si spingono a profondità maggiori di -5 ÷ -7 m. Le facies più volte campionate in immersione subacquea (SUB21, SUB26, SUB30, SUB31, SUB38, SUB42) sono costituite da areniti (*grainstone* impuri per la presenza di componenti terrigene) e conglomerati di spiaggia privi di matrice oppure in matrice arenitica, a cemento calcareo (fig.53a, 53b). Tali facies sono analoghe a quelle emerse tirreniane *s.s.* (Carboni & Lecca, 1985).

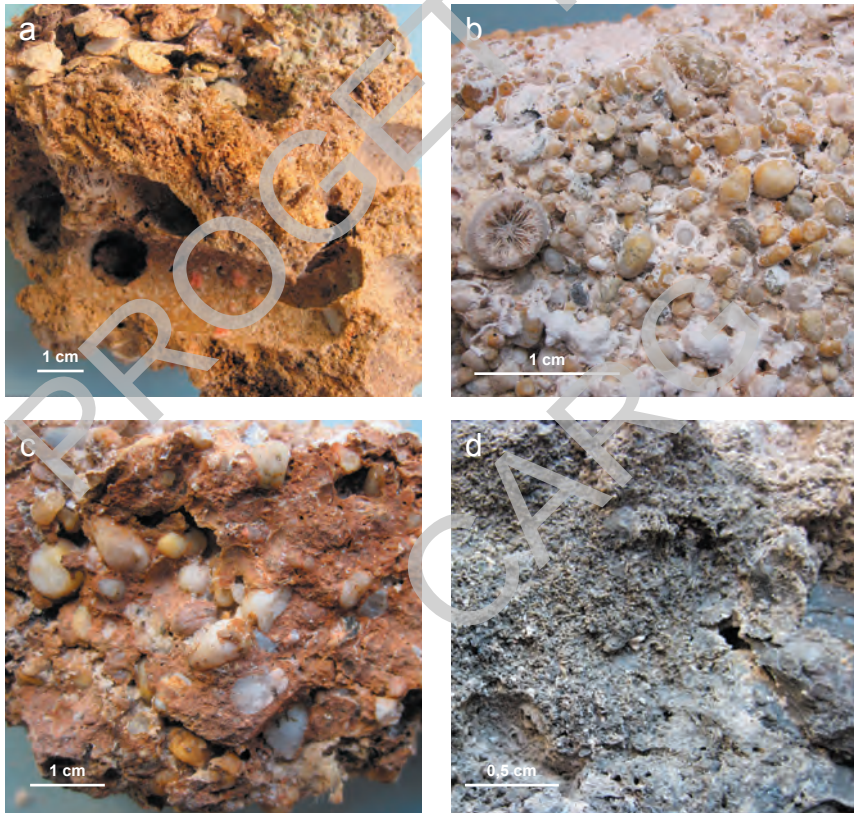


Fig. 53 - *Litologie delle beach rock della costa sommersa del Sinis occidentale: a) grainstone pleistocenico con fori di Lithophaga litophaga Linneo e micro-dissoluzioni ad opera di spugne, probabilmente di età tirreniana (SUB26); b) ortoconglomerato quarzoso di spiaggia probabilmente di età tirreniana (SUB30); c) paraconglomerato in matrice continentale probabilmente di età post-tirreniana (SUB31); d) grainstone impuro con Ostreidae, probabilmente di età olocenica (SUB42).*

PROGETTO CARG

Una facies di conglomerati in matrice carbonatica terrosa arrossata (v. fig.53c) è stata probabilmente deposta per rimaneggiamento dei sedimenti tirreniani durante una delle pulsazioni regressive *post*-tirreniane (facies C2a *sensu* Carboni & Lecca, 1985).

Una *beach rock* isolata costituita da un *grainstone* impuro a *Ostreidae*, poroso e di colore grigio (v. fig.53d), è stata rilevata a circa 500 m a SW della Torre di S. Giovanni, alla profondità di circa -5 m. Verso N tale affioramento scompare sotto le sabbie della spiaggia sommersa di S. Giovanni di Sinis. La netta diversità di facies rispetto a quelle tirreniane e la sua immersione verso W fanno pensare che si trovi stratigraficamente sopra gli strati tirreniani di S. Giovanni di Sinis e quindi fa pensare ad una età *post*-tirreniana, verosimilmente olocenica.

Un altro affioramento, campionato in immersione a S dell'Isola Mal di Ventre (SMV2br), poggia sulle granodioriti di Mal di Ventre (MDV) a circa 5-10 m di profondità (fig.54), è allungato NE-SW; la bancata di poco più di 1 m di spessore e circa orizzontale, è costituita da conglomerati, con dimensioni dei clasti da ciottoli a blocchi, poligenici eterometrici ben elaborati con gradazione normale.

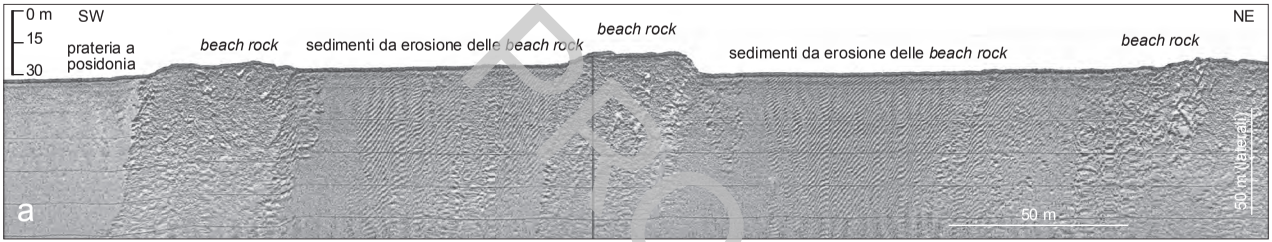
A S di Capo S. Marco, diversi affioramenti allungati circa N-S, ben evidenti nella carta nautica (IIM, 1990) fino alla profondità di circa 30-35 m, già da tempo erano stati riconosciuti come paleo-linee di riva su registrazioni *Sub Bottom Profiler* e su *Side Scan Sonar* (tav.10a; Carboni *et alii*, 1989; Lecca, 2000).

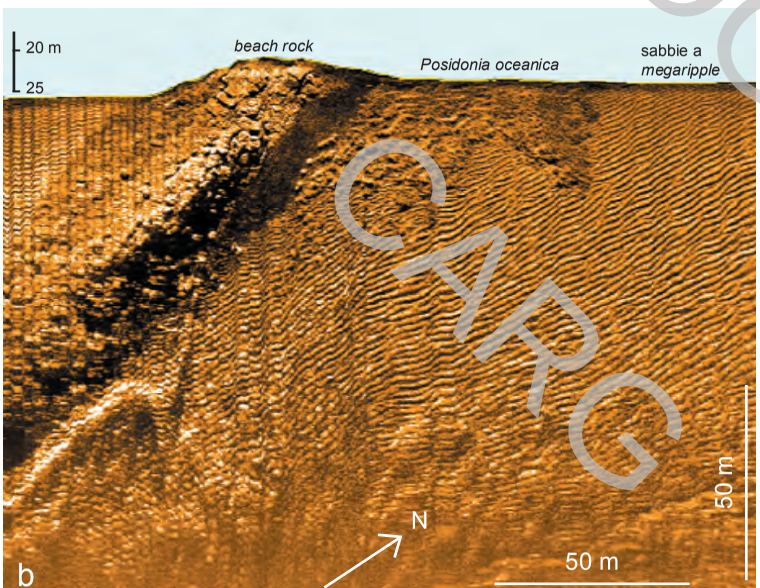
Queste strutture sono state confermate durante il rilevamento sia con nuovi profili *Side Scan Sonar* (tav.10b) che mediante immersione subacquea (S14), che ne ha documentato la natura di arenarie e conglomerati di spiaggia con stratificazione inclinata verso W e verso E probabilmente per rotazione dei blocchi.



Fig. 54 - *Beach rock a SW dell'Isola Mal di Ventre (immersione SMV2br).*

PROGETTO CARG





Tav. 10 - *Registrazioni Side Scan Sonar delle beach rock a S di Capo S. Marco; a) si osservano tre beach rock appartenenti a un sistema di paleo-rive probabilmente composto da quattro o cinque paleo-depositi ghiaiosi e sabbiosi di spiaggia; le beach rock sono separate da depressioni corrispondenti a facies meno resistenti e meno spesse delle paleo-spiagge facilmente erose durante la trasgressione olocenica; b) registrazione Side Scan Sonar digitale più dettagliata della beach rock intermedia della fig.a, S di Capo S. Marco: sulla sommità si riconosce la frammentazione in blocchi degli strati di conglomerati e areniti.*

PROGETTO CARG

Sono stati osservati passaggi laterali e verticali di facies e marmitte d'erosione sulla superficie dello strato sommitale. Inoltre l'affioramento è attraversato da estese fratture ortogonali all'allungamento e normali alla direzione degli strati. Queste rocce sono verosimilmente pre-oloceniche perché sono state erose durante la trasgressione olocenica, come documentano le marmitte di erosione e alcune bennate di sabbie ghiaiose da palinsesto (B56bis, B62, B62 bis), derivate dall'erosione delle stesse *beach rock*. Lo spessore dedotto dai profili ecografici varia tra 2 e 5 m.

Pleistocene medio?-superiore - Olocene

5.1.2. - *Deposito palinsesto* (**m_9**)

I depositi alluvionali del Fiume Tirso o di altri fiumi che alimentavano l'attuale Golfo di Oristano in fase di regressione glacio-eustatica, con paleo-livello del mare a circa -20 ÷ -30 m, e le arenarie e conglomerati litorali di paleo-linee di riva dello stesso intervallo di profondità vengono erosi nella parte centro-meridionale del Golfo di Oristano e a S di Capo S. Marco. I sedimenti derivati da queste erosioni, facilmente riconoscibili per la loro litofacies (tav.11), si accumulano in depressioni al lato o sopra gli affioramenti di tali substrati o in depressioni interne alle aree colonizzate dalla *Posidonia oceanica* e quindi variamente associati a sedimenti bioclastici.

Il maggiore affioramento di questi depositi è stato ricoperto dalla posidonia del banco meridionale dell'interno del Golfo di Oristano (v. fig.60b, 60c, 60d), pertanto è stato cartografato per il carattere prevalente superficiale rappresentato dalla prateria. In altri casi tali depositi palinsesti si trovano in piccole depressioni, spesso in prossimità di affioramenti di *beach rock* e derivano verosimilmente dall'erosione di queste ultime.

Nella parte interna del golfo i sedimenti sono costituiti da prevalenti componenti terrigene, quarzoso-feldspatiche e litiche, (tav.11a, B76), ben rappresentate nel settore emerso (v. § 4.1.3.2.1.). In genere le tessiture sono ghiaiose e ghiaioso-sabbiose, bimodali; la mediana varia tra le sabbie molto grosse e le ghiaie, la classazione è bassa. Spesso i sedimenti conservano i colori dell'ossidazione dei depositi continentali primari. I clasti della frazione *granule* (ghiaie molto fini) e della sabbia molto grossa sono spesso solo smussati o a spigoli vivi, mentre i ciottoli fino a qualche centimetro sono ben elaborati (tav.11b, B88).

I sedimenti palinsesti relativi alle paleolinee di riva (v. *beach rock*, g_{10}) mostrano una componente ghiaiosa con grado di elaborazione maggiore rispetto a quella di origine fluviale, priva di colori di ossidazione, plausibile con le elaborazioni lungo le paleo-spiagge ghiaioso-sabbiose che si deposero tra i -10 e i -25 m circa (tav.11c, 11d, 11e).

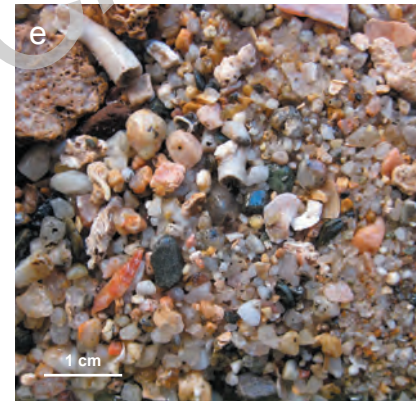
PROGETTO CARG











Tav. 11 - *Facies dei depositi palinsesti (m_9): a) ghiaia sabbiosa, D_{50}: 1,631, moderatamente ben classata, si noti la presenza di tracce del colore dell'ossidazione continentale, qualche centinaia di metri a S del limite del Foglio nella parte centrale del golfo (bennata B76); b) componente ghiaiosa del sedimento campionato a circa 3,5 km a SE di Capo S. Marco (bennata B88); c) componente ghiaiosa quarzosa e litica, circa 3 km a S di Capo S. Marco, si noti il buon grado di elaborazione dei ciottoli (bennata B56); d) ghiaia sabbiosa quarzoso-litica, circa 3 km a SE di Capo S. Marco (bennata B62); e) sabbia ghiaiosa, quarzoso-litica e bioclastica, circa 3 km a SE di Capo S. Marco (bennata B62bis).*

PROGETTO CARG

Anche nella parte a W del Sinis molto probabilmente sono presenti depositi palinsesti; infatti diverse bennate (B12, B17, Or13) hanno campionato ghiaie terrigene quarzose ben elaborate, fino a circa -15 ÷ -20 m a W di Portu s'Uedda e a W della costa tra il promontorio di Torre del Sevo e quello di Capo Sa Sturaggia, ma non è possibile distinguerli da quelli provenienti dalla alimentazione terrigena costiera. Lo spessore di questi sedimenti è presunto fino a qualche metro.

Pleistocene superiore - Olocene

5.2. - Depositi Olocenici

5.2.1. - *Ambiente litorale*

5.2.1.1. - Deposito di spiaggia sommersa (**g_8**)

Le spiagge sommerse del Sinis mostrano un profilo irregolare essendo esposte alle intense mareggiate da NW e da W, con importante altezza specifica delle onde di mare aperto, a W de Il Catalano, fino a 7,5 m e periodo fino a 13 s (AA. VV., 2004: nodo 40N/7E, ISPRA-RON, 2009), e alla loro diffusione con riduzione di altezza dell'onda verso le coste del Sinis (Atzeni *et alii*, 2007; De Falco *et alii*, 2008). Lungo la costa occidentale del Sinis, alla base delle sabbie è presente una superficie di erosione elaborata durante la trasgressione olocenica su precedenti unità litificate affioranti nei promontori. Si generano depositi sabbiosi in baie più o meno aperte, lunghe meno di 1 km, carenti di forme di accumulo nella spiaggia sommersa, come le barre parallele o arcuate rispetto la linea di riva, ma ricche di *ripple* in relazione alla tessitura delle sabbie.

Le sabbie della spiaggia sommersa, per i limitati volumi disponibili, sono discontinue e talvolta separate dalla spiaggia emersa. I depositi non sono molto estesi, spesso sono instabili a causa dell'accelerazione dell'onda sul substrato roccioso che origina vortici indotti e locali aumenti della capacità trattiva in grado di mobilizzare facilmente i granuli delle sabbie. Gli spessori sono in genere limitati, tra qualche metro e 5 m circa, spesso solo dell'ordine del metro tanto che l'energia del moto ondoso durante le tempeste maggiori è tale da mobilizzare quasi l'intero volume di sedimenti sommersi di una data insenatura. Questo accade per esempio nella spiaggia di Is Arutas, dove i limitati volumi di sabbie della spiaggia sommersa, vengono ridistribuiti nelle varie parti della baia, con cicli annuali o di qualche anno, seppure con una tendenza all'erosione chiaramente evidente nell'arco degli ultimi 50 anni (De Falco & Piergallini, 2003a; Mastinu, 2012).

Nel Sinis occidentale i sedimenti provengono dall'erosione costiera e limitatamente da apporti provenienti da piccoli corsi d'acqua stagionali.

PROGETTO CARG

I sedimenti sabbiosi di questa unità sono delle dimensioni delle sabbie grosse (sabbie ghiaiose quarzose, D_{50}:1,334 mm, $\sigma\phi$: 0,682, unimodali, talvolta bimodali), ghiaiosi, con mediana spesso nelle ghiaie fini (Is Arutas, Mari Ermi, Maimoni, fig.55a), quasi sempre prive di componenti limose, da moderatamente a ben classate e mature. La composizione è in prevalenza terrigena, quarzosa, quarzoso-feldspatica e litica con frazione bioclastica crescente con la distalità. Talvolta danno luogo a facies singolari e soggette a tutela ambientale, come le sabbie di Is Arutas che provengono principalmente dall'erosione della formazione di Nuraghe Casteddu (NCA) e da depositi continentali o litorali pleistocenici (v. fig.25 e figg.53b e 53c) e non dall'Isola di Mal di Ventre come prospettato in vari studi (De Falco *et alii*, 2003; Atzeni *et alii*, 2007).

Fanno eccezione le spiagge tra S. Giovanni di Sinis e l'istmo di Tharros dove sono presenti delle *beack rock* sommerse che proteggono la spiaggia.



Fig. 55 - *Facies delle sabbie di spiaggia sommersa normale; a) Ghiaie quarzose ben arrotondate, Is Arutas (sub22); b) sabbia medio-fine quarzoso litica e bioclastica, S. Giovanni di Sinis (Bennata Or1); c) Ghiaia sabbiosa, quarzoso feldspatica litica, Isola Mal di Ventre (Bennata MV7). Barra = 1 cm.*

PROGETTO CARG

I volumi di sabbia sono quindi maggiori; il profilo sommerso, meno inclinato e più regolare, consente una graduale dissipazione dell'energia senza accelerazioni; la spiaggia è più stabile con sabbia unimodale, D_{50}: 0,164 mm, $\sigma\phi$:1,03 (v. fig.55b).

Varie insenature presentano canali, tra la parte bassa della spiaggia sommersa e il pendio a posidonia, lungo i quali sono trasferite a maggiori profondità quote di sabbie che sfuggono all'azione del trasporto delle onde verso le spiagge emerse.

Lungo le coste dell'Isola Mal di Ventre le spiagge sommerse sono in condizioni critiche essendo le più esposte alle mareggiate. Nell'insenatura di Cala Maestra, esposta a N, e in quasi tutte le altre esposte a W e a SE, con limitati volumi di ghiaie o sabbie ghiaiose, la spiaggia sommersa è quasi assente. Solo nella costa di NE è presente un deposito di spiaggia sommersa, seppur irregolare e instabile. Le sabbie, arcosiche, sono ghiaiose, moderatamente classate con i granuli e i clasti poco elaborati (v. fig.55c). Davanti alle esigue spiagge emerse, nella parte sommersa si osservano depositi di sabbie in canali, probabilmente paleoincisioni emerse pre-oloceniche, lungo i quali transitano le sabbie che alimentano i depositi tra i -5 ÷ -10 m, separati dalle spiagge. Tali depositi mostrano un minor diametro, una debolmente migliore classazione e una natura maggiormente quarzosa (D_{50}: 0,852 mm, $\sigma\phi$: 0,666).

Olocene medio-superiore - Attuale

5.2.1.2. - Deposito costiero di bassa energia, golfo (**g_9**)

Nella parte interna del Golfo di Oristano le onde giungono con energia sensibilmente attenuata rispetto alle onde da NW e W del mare aperto (De Falco *et alii*, 2008). Le spiagge sommerse sono pertanto di minor energia rispetto a quelle del Sinis occidentale; la copertura è continua ed è costituita da sabbie limose, localmente miste a conchiglie di lamellibranchi, *Cladocora caespitosa* Linneo e a resti di *Posidonia oceanica*. Le aggregazioni dei sedimenti col materiale biogeno provenienti dalla posidonia formano particolari strutture, rappresentate da sospensioni o più addensate "lettiere", sul fondo di piccoli truogoli allungati per decine o centinaia di metri nella spiaggia sommersa. Inoltre piccole strutture di accrezione arcuata, da metriche a decametriche, si producono verso le parti più distali della spiaggia sommersa. Ne deriva un'elevata variabilità tessiturale dei sedimenti campionati (fig.56a), costituiti da sabbie da bimodali a polimodali, mal classate, con coda limosa e componente bioclastica a conchiglie e frammenti di lamellibranchi, racemi di *Cladocora caespitosa* (fig.56b: olocenici ma probabilmente non attuali) e residui di *Posidonia oceanica* (cfr. Carboni *et alii*, 1990 e De Falco *et alii*, 2008).

PROGETTO CARG

Nel Golfo di Oristano prevalgono gli apporti fluviali, come documenta la presenza di un micro-delta nell'attuale bocca della foce del Fiume Tirso; i sedimenti, rideposti nella spiaggia sommersa con cicli pluriennali (v. fig.69 § VII - 2.2.), sono unimodali, moderatamente classati, D_{50}: 0,34 mm, $\sigma\phi$: 0,98-1,03 (fig.56c).

Tra la laguna di Mistras e la costa orientale della penisola di Capo S. Marco, le sabbie della spiaggia sommersa prossimale mostrano tendenza ad una migliore classazione. Questo è dovuto al fatto che le onde di maestrale, quelle rifratte e quelle diffratte attorno al promontorio di Capo S. Marco, sono ancora in grado di selezionare le sabbie. Quindi nonostante l'ambiente sia di spiaggia interna al golfo, i sedimenti della parte prossimale della spiaggia sommersa sono meglio classati; mentre nella parte distale, a profondità tra i -2 ÷ -5 m circa, questo tratto della spiaggia sommersa ripresenta basse energie che danno luogo a facies mal classate, limose e implicate con resti di *Posidonia oceanica*.

PROGETTO CARG



Fig. 56 - *Facies delle sabbie di spiaggia sommersa a bassa energia: a) silt e fango con filamenti di posidonia e piccoli lamellibranchi (sub4); b) fanghi a lamellibranchi e Cladocora caespitosa, (sub2); c) sabbia medio-fine quarzoso litica debolmente bioclastica moderatamente classata, foce del Fiume Tirso (sub1); barra = 1 cm.*

Nonostante nella parte N del golfo e in prossimità della foce del Fiume Tirso gli spessori non possano essere elevati perché lungo la costa affiorano depositi e formazioni pre-oloceniche, lo spessore dei sedimenti delle spiagge sommerse a bassa energia aumenta notevolmente rispetto alle spiagge dell'esterno del golfo, perché la bassa energia favorisce la crescita sedimentaria e perché l'intero golfo ricade all'interno del bacino di Oristano che ha un comportamento subsidente. Locali maggiori spessori sono dedotti inoltre dalla presenza di diverse decine di metri di sedimenti olocenici, che colmano una paleo-valle würmiana che attraversa la parte centrale della spiaggia di Torre Grande, documentati da alcuni carotaggi geognostici (comunicazione personale G. Pecorini). Gli spessori quindi superano l'ordine di 5 m e possono raggiungere al massimo qualche decina di metri.

Olocene medio-superiore - Attuale

5.2.1.3. - Deposito di piede di falesia ($\mathbf{g_{15}}$)

Le coste alte su rocce fratturate del Sinis producono accumuli di ghiaie e blocchi poco elaborati o rielaborati dal mare, originati da vari tipi di processi franosi conseguenti all'arretramento olocenico della falesia e per azione delle mareggiate attuali di NW e W. Questi depositi sono molto evidenti nelle aree sommerse antistanti i maggiori promontori, anche se gli spessori non superano in genere i 5 m.

Alla base delle falesie di Capo S. Marco, costituite da una successione sedimentaria e basaltica, con giacitura poco inclinata e fino a spessori totali variabili da 10 a 40 m circa, è presente un sistema di depositi, emersi e sommersi, conseguenti all'arretramento della falesia in tutto il suo perimetro. Le marne mioceniche della formazione di Capo San Marco (SMR) e i sedimenti marini marnoso - arenacei pliocenici della formazione di Nuraghe Baboe (NBB), che costituiscono la parte bassa della falesia, producono pochi depositi, mentre le sovrastanti colate basaltiche della facies di Costa Randada (BGF_c), grazie al loro alto grado di coesione e alla intensa fratturazione diversa scala, hanno prodotto notevoli volumi di clasti e blocchi fino a dimensioni di diversi metri, oltre a frane, che costituiscono depositi emersi e sommersi fino a 10÷15 m di profondità (fig.57a: Capo S. Marco), prima di essere ricoperti dalle sabbie e dalla *Posidonia oceanica*. Il deposito sommerso non è omogeneo, sono riconoscibili almeno due ordini di accumuli correlabili con l'innalzamento del mare tardo-olocenico.

L'arretramento durante la trasgressione olocenica delle basse falesie del Sinis occidentale, costituite dalle formazioni mioceniche (CLS e CTS) e pleistoceniche, ha prodotto depositi di piede di falesia che, per il progredire della stessa trasgressione, si trovano attualmente sommersi a profondità meno elevate che a Capo S. Marco (fig.57b: Sa Rocca de su Tingiosu).

PROGETTO CARG

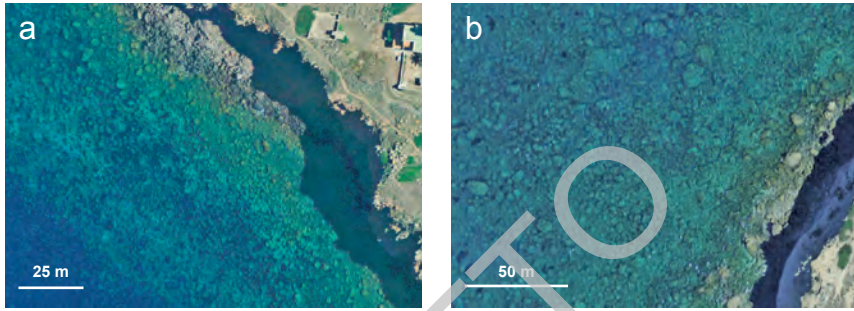


Fig. 57 - *Deposito sommerso di piede di falesia: a) blocchi e ghiaie di basalto facies di Costa Randada (BGF$_c$) a Capo S. Marco; b) blocchi di calcari laminati del Sinis (CLS) e di calcari di Torre del Sevo (CTS) a Sa Rocca de su Tingiosu.*

La loro presenza è stata rilevata di frequente ma l'estensione degli affioramenti non sempre rende possibile la rappresentazione in carta.

L'arretramento delle coste rocciose e basse falesie dell'Isola Mal di Ventre ha prodotto anch'esso materiali attorno a tutta l'isola, ma in genere tali sedimenti, per il loro ridotto diametro e la maggior facilità a frammentarsi, vengono ridistribuiti come sabbie e ghiaie in depositi di spiaggia e non costituiscono depositi di piede di falesia sommersa cartografabili.

Olocene medio-superiore - Attuale

5.2.2. - *Ambiente di piattaforma*

5.2.2.1. - Deposito di piattaforma interna (**g$_{19}$**)

Nella parte settentrionale del Golfo di Oristano è presente una depressione ampia circa 3 km e poco profonda, fino a circa -25 m, che dalla spiaggia di Torre Grande attraversa tutto il golfo verso SW e si interrompe ad E del sistema sommerso di *beach rock* che congiunge Capo S. Marco a Capo Frasca.

Questa depressione, assieme ad un'altra più piccola e meno profonda ubicata più a S, costituiscono sub-ambienti della piattaforma interna. In essi la diminuzione di energia all'interno del golfo riesce a prevalere sugli altri fattori, instaurando la sedimentazione di materiali fini mista a quelli terrigeni relitti e a quelli bioclastici e dando luogo a fondali fangoso-terrigeni costieri a fanghi molli. In queste depressioni le fanerogame sono quasi del tutto assenti, oppure si limitano a tipologie sparse, forse per fattori negativi sulla biologia delle piante conseguenti all'eccessiva componente limosa.

PROGETTO CARG

Tale depressione probabilmente costituisce l'attuale espressione della sottostante paleo-valle messiniana, parzialmente colmata e reincisa durante le fasi di basso livello eustatico del Quaternario. Probabilmente il paleo-Tirso e il paleofiume proveniente dalle pendici meridionali del Montiferru, che percorreva la paleo-valle dello Stagno di Cabras, incisero la depressione, la alluvionarono e la allagarono in relazione ai cambiamenti glacio-eustatici.

La sedimentazione di questa unità avviene attualmente in dominio di piattaforma interna ma, correlandola al controllo glacio-eustatico, durante la trasgressione olocenica tra - 30 e -25 m rispetto al mare attuale, è stata verosimilmente sede di ambiente lagunare o di lago estuarino, come documentano le linee ecografiche (fig.58). Lo spessore totale di questo deposito arriva fino a circa 20 m.

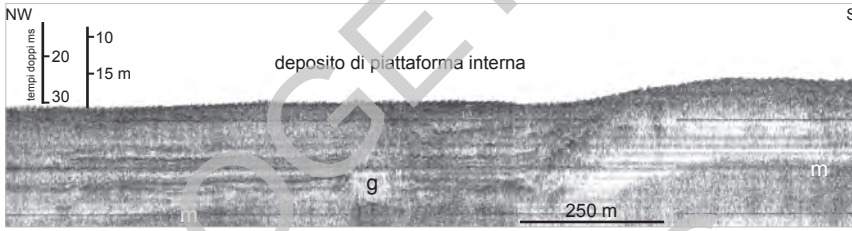


Fig. 58 - *Sub bottom profiler 3,5 kHz della depressione del paleo-Tirso e suo appoggio col terrazzo a E, a Posidonia oceanica. Il riempimento stratificato è interpretabile come un'alternanza di sedimenti limosi correlabili a fasi di allagamento e sabbioso-ghiaiosi e a fasi di maggiore influenza fluviale durante l'Olocene inferiore-medio. m: riflessione multipla; g: gas?*

I sedimenti attuali variano da sabbie ghiaiose a sabbie fangose leggermente ghiaiose, con frazione limosa del 10% (fig.59a, 59b, 59c) talora crescente fino all'85% (B95, B84, B103), talvolta con mediana al di sotto delle sabbie molto fini (B106; Carboni *et alii*, 1990; De Falco *et alii*, 2008). Sono sedimenti unimodali o bimodali, da poco a moderatamente classati in superficie; la componente limosa proviene da depositi del fiume Tirso, dai materiali biogeni dei banchi di *Posidonia oceanica* e dall'erosione di formazioni mioceniche della costa E di Capo S. Marco.

Olocene inferiore?-medio - Attuale

5.2.2.2. - Prateria a fanerogame marine ($\mathbf{g_4}$)

Le facies dei sedimenti e la loro distribuzione nella piattaforma continentale interna ben illuminata del Sinis e del Golfo di Oristano, come quelle di altre parti di piattaforma della Sardegna e del Mediterraneo in generale, sono controllate dall'associazione ecologica a *Posidonia oceanica* (L.) Delile.

PROGETTO CARG

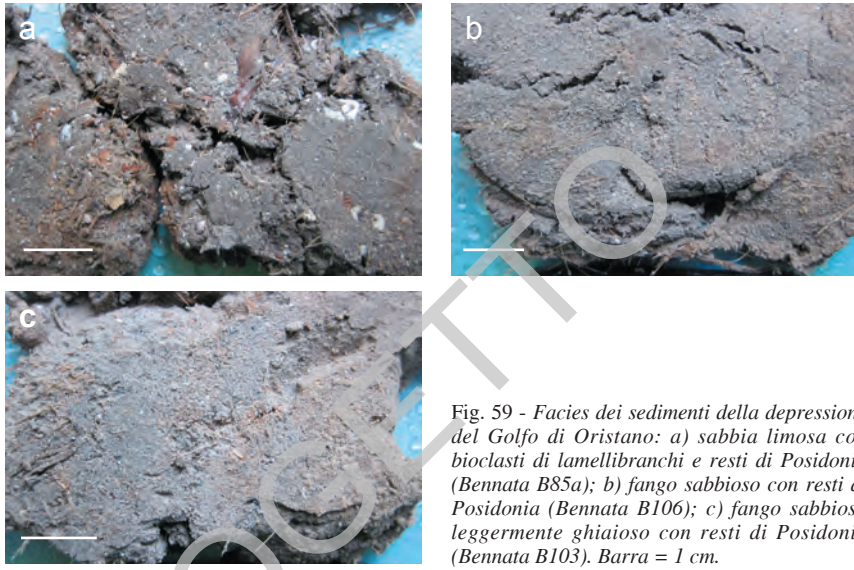


Fig. 59 - *Facies dei sedimenti della depressione del Golfo di Oristano: a) sabbia limosa con bioclasti di lamellibranchi e resti di Posidonia (Bennata B85a); b) fango sabbioso con resti di Posidonia (Bennata B106); c) fango sabbioso leggermente ghiaioso con resti di Posidonia (Bennata B103). Barra = 1 cm.*

PROGETTO CARG

Trascurando i fattori biologici e ambientali, dal punto di vista deposizionale la posidonia produce la *matte*, singolare unità pedologica sottomarina (cfr. Bradley & Stolt, 2003; Bradley *et alii*, 2007), ed attenua l'azione idrodinamica sul fondo; inoltre fornisce importanti volumi di materiale bioclastico derivato dalla comunità di organismi produttori di parti scheletriche, carbonatiche e non, che vivono come infauna sessile sul fondo, sui rizomi e sul fogliame.

I fondali a *Posidonia oceanica* sono alimentati da questa facies a controllo organogeno misto a rizomi, foglie e altri resti di disgregati della pianta che in genere ricopre in modo più o meno continuo tutto l'areale. In taluni casi per fattori morfologici, idrodinamici e ambientali si rilevano diversi tipi di distribuzione della posidonia con diversa densità di copertura (cfr. Boudouresque *et alii*, 2006) e di contributi bioclastici rispetto alla litologia colonizzata.

La prateria a *Posidonia oceanica* in questo tratto di piattaforma mostra diverse tipologie discontinue a causa dell'azione antagonista delle forti mareggiate, in particolare a W del Sinis (tav.12a, 12b, 12c); nel Golfo di Oristano, dove le mareggiate sono notevolmente attenuate, agisce invece il fattore antagonista della sedimentazione limosa (v. § 5.4.). Le forme di discontinuità della prateria si distinguono in aree spoglie, relativamente stabili e cartografabili (v. Deposito bioclastico g_{12}) documentate nelle registrazioni *Side Scan Sonar* (Ministero Ambiente, 2002) e nelle foto aeree, e micro-morfologie instabili nel tempo e di dimensioni trascurabili.



PROGETTO CARG

Tav. 12 - *Registrazioni Side Scan Sonar analogiche di vari tipi di coperture della Posidonia oceanica: a) Prateria continua interrotta da canali di sabbie bioclastiche; b) prateria da poco densa fino a regolare alternanza di matte isolate da sabbie; c) canali di sabbie separate da gradini su matte di posidonia.*

La componente bioclastica, oltre ad essere intrappolata nelle *matte*, si depone libera in queste aree spoglie, in genere pozze di erosione (fig.60a). Talvolta la posidonia colonizza depositi relitti terrigeni e le campionature documentano, tra i cespugli sparsi e le *matte* discontinue, sabbie prevalentemente silico-clastiche. Questo si verifica in modo particolare nel banco meridionale all'interno del golfo, dove probabilmente sia la trasgressione olocenica che la successiva colonizzazione della posidonia si sono sovrapposte ad un deposito alluvionale relativo ai fiumi che convergono nel golfo (fig.60b, 60c, 60d).

Sempre all'interno del golfo, a N della depressione trasversale, la prateria mostra un limite superiore notevolmente irregolare e numerose micro-morfologie spoglie, probabilmente a causa del calo di energia che favorisce la deposizione di componenti limose.

Nella piattaforma prossimale del Sinis occidentale, fuori dal golfo, la profondità ottimale, meglio illuminata, ricade in una parte del fondo inclinato verso W. Questo comporta che la posidonia deve organizzarsi in strutture a gradini, nei quali si frappongono aree a diffuse micro-morfologie spoglie sabbiose.

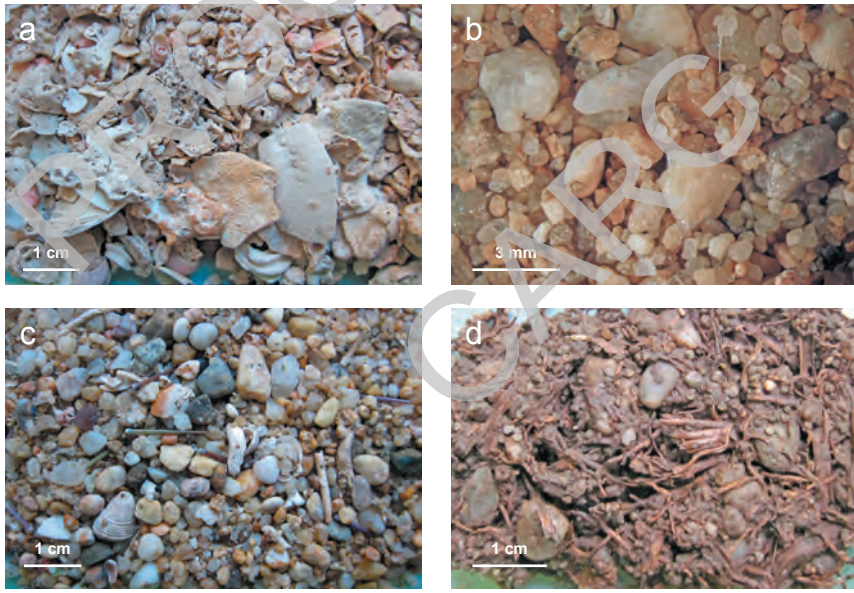


Fig. 60 - *Facies di sedimenti presenti all'interno della prateria a Posidonia oceanica: a) facies prevalente a W della costa del Sinis, costituita da vari tipi di bioclasti della biocenosi della posidonia (bennata Or17); b) sabbia quarzoso-feldspatica della parte interna del Golfo di Oristano (bennata B81); c) sabbia ghiaiosa quarzoso-feldspatica e litica della parte interna del Golfo di Oristano (bennata B86); d) Resti di radici implicati col sottostante sedimento terrigeno ghiaioso e argilloso (bennata B85bis).*

PROGETTO CARG

Ancora nella parte occidentale del Foglio verso il limite inferiore della posidonia a circa - 25 ÷ -30 m, alla periferia dei depositi rielaborati da correnti (g_{16}), si osservano altre tipologie di discontinuità probabilmente dovute sia all'intensità delle correnti, sia alla presenza di substrati rocciosi. Ancora più discontinue sono le praterie subito a W dell'Isola Mal di Ventre, a causa sia del substrato granodioritico sub-affiorante, sia per l'intensità del moto ondoso.

Nell'areale a *Posidonia oceanica*, oltre ai sedimenti sabbiosi terrigeni, sono presenti sia sedimenti bioclastici di varie associazioni, sia isolate incrostazioni di "coralligeno", in modo particolare dove questa poggia su substrato roccioso subaffiorante, non distinguibili dall'areale della prateria a posidonia che li contiene.

Nel banco centro-meridionale del Golfo di Oristano, al limite sud del Foglio, durante il rilevamento subacqueo sono stati osservati isolati rilievi, di 1-2 m per una decina di metri, costituiti da una associazione di vari organismi calcarei (molluschi, colonie di *Cladocora caespitosa*, alghe, briozoi, anellidi, *etc.*) e componenti terrigene. Tali strutture sono probabilmente il prodotto di fattori di accrescimento puntuale di sedimenti organogeni, non litificati, forse su bassi rilievi di sedimenti relitti, che competono con la prateria al suo stesso interno.

Lo spessore dei sedimenti e dei materiali biogeni associati della prateria a posidonia è in genere di 1–3 m circa.

Olocene medio-superiore - Attuale

5.2.2.3. - Deposito bioclastico (**g_{12}**)

Questo deposito si trova principalmente all'interno dei posidonieti o in prossimità dei loro limiti, perché la distribuzione discontinua della *Posidonia oceanica* lascia libere delle subordinate aree dove si depongono sedimenti in prevalenza bioclastici. L'origine di tali aree spoglie è in genere dovuta all'azione sul fondo della corrente che erode il fianco delle matte dando luogo a depressioni di *intramatte* e *déferlante* (*sensu* Boudoresque *et alii*, 2006), altre sono attribuibili a forme autocicliche della stessa vegetazione, oppure possono anche essere causate da fattori antropici come gli ancoraggi sul fondo. Da questi processi derivano areali in genere allungati, da decametrici a chilometrici, con limiti irregolari, sede di depositi in prevalenza sabbiosi.

L'analisi di diverse coperture di ortofoto documentano una relativa stabilità di tali aree prive di posidonia, probabilmente perché sono controllate da fattori prevalenti come il livello del substrato, la profondità del mare e il moto ondoso da W e NW, mentre la crescita dei volumi dei sedimenti è relativamente ridotta. Le fluttuazioni annuali o pluriennali che si evidenziano con micro-morfologie e variazioni dei limiti irregolari da metriche a decametriche non sono state considerate.

PROGETTO CARG

I sedimenti provengono dalla biocenosi della *Posidonia oceanica* oltre a subordinate componenti di sedimenti terrigeni, erosi al substrato o ai depositi palinsesti esposti a quelle profondità, e sabbie fini quarzose ubiquitarie provenienti dalle spiagge sommerse. Verso le maggiori profondità, all'aumentare dell'estensione di tali areali tende a prevalere il rimaneggiamento delle correnti e migliora di conseguenza la classazione, mentre nelle parti prossimali la ridotta estensione è accompagnata da una peggior classazione. Le caratteristiche che distinguono questo deposito sono la tessitura sabbioso-ghiaiosa, unimodale o polimodale, la scarsa o moderata classazione e la natura bioclastica (tav.13a). La presenza di un substrato sub-affiorante comporta l'inclusione anche di componenti silico-clastiche terrigene come accade particolarmente all'interno del Golfo di Oristano e nella piattaforma prossimale a W del Sinis.

Una singolare facies, presente ad E e a S di Capo S. Marco, è costituita da una sabbia bioclastica a granuli poligenici oltre a piccoli molluschi, foraminiferi, ostracodi, briozoi, spicole di spugne silicee e vari altri bioclasti, con tessitura di sabbia fine - molto fine, siltosa, poco classata, D_{50}: 0,142 (tav.13b, 13c). Probabilmente è un deposito associato alla riduzione del moto ondoso per rifrazione e diffrazione delle onde attorno al promontorio di Capo S. Marco, che favorisce una selezione per *winnowing* dei sedimenti fini sabbiosi assunti in sospensione nel tratto di piattaforma interna tra l'Isola Mal di Ventre e la costa del Sinis.

Altri depositi bioclastici sono stati documentati a W dell'Isola Mal di Ventre; essi derivano dalla elevata produzione di alghe rosse, oltre ad altri bioclasti e rare *Halimeda tuna* (Hellis & Solander) Lamouroux attuali e poco calcificate (tav.13d, 13e), che colonizzano il substrato granodioritico (MDV) sub-affiorante. Questi sedimenti si raccolgono nei canali, verosimilmente paleo-impluvi, che dalle zone sommerse costiere (-5 ÷ -10 m) proseguono nelle parti più profonde colonizzate dalla posidonia fino a -30 ÷ -40 m. Le tessiture sono di sabbie molto grosse ghiaiose, D_{50}: 1,471, moderatamente classate.

Gli spessori variano tra 1÷3 m circa.

Olocene medio-superiore - Attuale

5.2.2.4. - Deposito rielaborato da correnti (**g_{16}**)

Sotto l'azione delle intense correnti da NW, esternamente ai fondali colonizzati da *Posidonia oceanica* a circa -35 ÷ -55 m, sono presenti ampie depressioni con fondo quasi piano dove si accumulano i sedimenti bioclastici provenienti dai fondali ad E de Il Catalano e dell'Isola Mal di Ventre e dal pendio a W del Sinis, oltre ai sedimenti terrigeni provenienti probabilmente dall'erosione di depositi costieri o fluvio-alluvionali pleistocenici e olocenici.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 13 - *Facies dei depositi bioclastici: a) facies frequente ad E dell'Isola Mal di Ventre, sabbia ghiaiosa, unimodale moderatamente classata, bioclastica poligenica (bennata B5bis); b) facies presente a SE di Capo S. Marco, sabbia bioclastica fine - molto fine, siltosa, poco classata (bennata B95); c) facies presente a S di Capo S. Marco, sabbia bioclastica fine - molto fine, siltosa, poco classata (bennata B65); d) facies frequente a W dell'Isola Mal di Ventre, sabbia molto grossa ghiaiosa a importante componente algale, (bennata MV13); e) facies frequente a W dell'Isola Mal di Ventre, sabbia molto grossa ghiaiosa a importante componente algale, con alga verde Halimeda tuna (Ellis & Solander) Lamouroux, parzialmente calcificata (bennata MV14).*

Gli areali accomunati dalla rielaborazione da corrente, ma con ampia variabilità di litofacies, sono principalmente tre. Il maggiore, ubicato a W del Golfo di Oristano, raggiunge profondità fino a -55 m, si estende per circa 10 km in senso N-S e 6 km in senso E-W, prosegue nella piattaforma a W e a S del Foglio e viene interrotto verso N dalla bassa soglia che congiunge Torre del Sevo a Il Catalano.

Un'altra area, circa 8 km in senso N-S e 5 km in senso E-W, profonda circa -30 m e -40 m e con bordi molto irregolari, è presente a W della costa tra Torre del Sevo e Capo Sa Sturaggia. Ancora più a N, oltrepassata le soglia tra Capo Sa Sturaggia e l'Isola Mal di Ventre, a W delle falesie di Sa Rocca de su Tingiosu è presente una irregolare depressione lunga circa 5 km, larga meno di 1 km e profonda fino a circa 40 m, il cui tratto meridionale di circa 2 km ricade all'interno del Foglio.

Oltre a queste tre principali aree e perifericamente ad esse, altri canali piani di limitata estensione, privi di *Posidonia oceanica* per l'intensità delle correnti e la diminuzione dell'intensità luminosa, sono diffusi in tutti i fondali di queste profondità tra i -20 e i -40 m e diventano sede di sabbie a *megaripple* (v. tav.12).

In tutti questi fondali sia il trasporto che l'elaborazione dei sedimenti è favorito dalle mareggiate da NW e da W che agiscono intensamente a queste profondità. Le forme più evidenti sono costituite da campi di *megaripple* metrici e da basse dune trasversali (*sand wave*) ettometriche, talvolta chilometriche (fig.61). Le prime costituiscono la forma originata dell'azione trattiva sub-critica sui sedimenti di maggiori dimensioni, le seconde costituiscono la forma di accumulo delle componenti fini soggette a *winnowing* e a deposizione al margine dei campi di *megaripple*.

Localmente si osservano strutture longitudinali isolate, che peraltro sono nettamente subordinate in quanto, nonostante l'energia delle mareggiate da NW e W, l'intensità delle correnti viene ridotta dall'alto morfostrutturale dell'Isola Mal di Ventre e di quello de Il Catalano.

Nelle aree a *megaripple* si selezionano ghiaie sabbiose D_{50}: 1,394, e sabbie grosse-medie leggermente ghiaiose D_{50}: 0,626, unimodali da poco a moderatamente classate (tav.14a, 14b, 14c, 14e). Nelle *sand wave* si campionano sabbie medio-fini D_{50}: 0,228, unimodali e poco classate (tav.14d).

Queste tessiture si rinvengono in tutte le aree a rielaborazione da corrente, seppure con variazioni locali verso aumenti delle componenti ghiaiose. La composizione è in netta prevalenza bioclastica poligenica, talvolta si osservano arricchimenti in alghe rosse, in lamellibranchi e in radioli di echinidi irregolari. Quasi sempre sono presenti componenti terrigene, anche se in percentuali subordinate, nelle sabbie grosse e ciottoletti di quarzo, di feldspato e talvolta litici granitoidi verosimilmente provenienti dall'Isola Mal di Ventre.

PROGETTO CARG

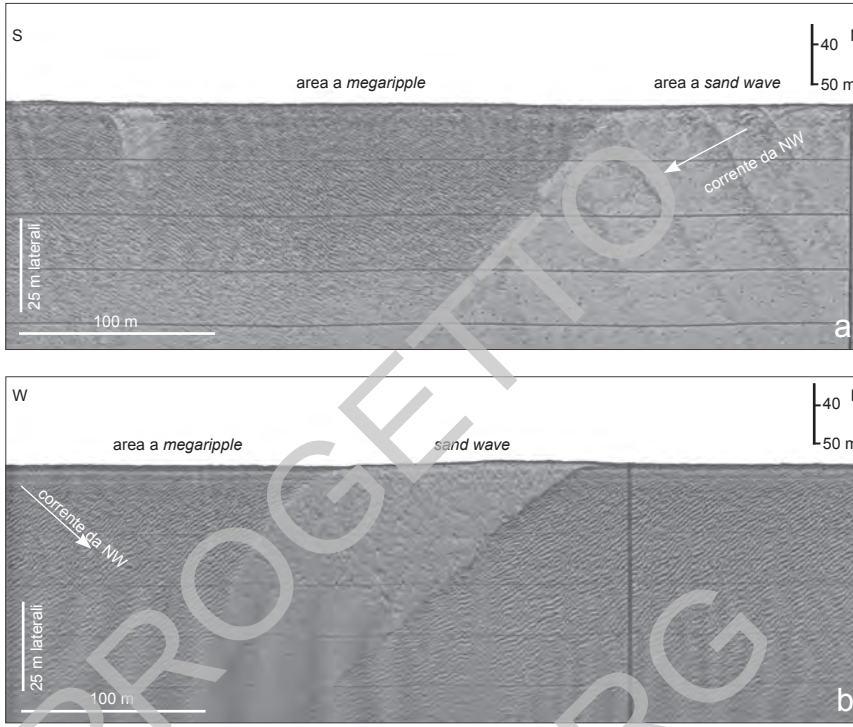


Fig. 61 - *Registrazioni Side Scan Sonar analogiche dei depositi elaborati da correnti da maestrale: a) aree a megaripple e serie di sand wave parallele; b) aree a megaripple e una singola importante sand wave.*

Nella depressione a W delle falesie di Sa Rocca de su Tingiosu sono stati riscontrati anche ciottoli di facies micritiche (tav. 14f) correlabili ai calcari laminati del Sinis (CLS), probabilmente provenienti dall'erosione di affioramenti ora sommersi a W di Capo Sa Sturaggia; non si può tuttavia escluderne la provenienza anche dai fondali a E dell'Isola Mal di Ventre, dove sono stati campionati clasti dei calcari laminati del Sinis (bennata B2).

Le facies dei depositi di questa unità sono spesso analoghe a quelle del deposito bioclastico all'interno della *Posidonia oceanica*; anch'essi infatti hanno una natura bioclastica e nei canali più ampi mostrano sedimenti elaborati in *megaripple* (v. tav.12c). Anche nelle spiagge sommerse talvolta si generano campi di *megaripple*, pur non essendo questo l'elemento caratterizzante. La distinzione principale è basata sulla notevole estensione degli affioramenti posti a profondità maggiori di -30 m circa.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 14 - *Facies dei sedimenti rielaborati da correnti: a) sabbia grossa - molto grossa bioclastica, con rari ciottoletti litici e lamellibranchi, parte centrale dell'area a megaripple (bennata B13); b) sabbia grossa - molto grossa debolmente ghiaiosa bioclastica, con rari ciottoletti litici, verso il limite con la Posidonia oceanica (bennata Or14); c) sabbia grossa - molto grossa ghiaiosa bioclastica, quarzosa e litica, piccoli ciottoli quarzosi e di granitoidi, verso il limite prossimale con la Posidonia oceanica (bennata Or15); d) sabbia medio-fine delle sand wave, con microbioclasti, quarzo e foraminiferi (bennata B10); e) sabbia molto grossa ghiaiosa bioclastica dell'area a W di Sa Rocca de su Tingiosu (bennata Or7); f) sabbia molto grossa - grossa bioclastica con ciottoli di calcari laminati del Sinis (CLS) o della formazione di Capo San Marco (SMR) dell'area a W di Sa Rocca de su Tingiosu (bennata Or6). Barra = 1 cm.*

Questi sedimenti sono inoltre esterni alla *Posidonia oceanica* e sono interessati da *sand wave* associate a campi di *megaripple*; tuttavia questa distinzione diventa difficile nella fascia del limite inferiore della *Posidonia oceanica*.

A W del Sinis, nelle registrazioni *Sub Bottom Profiler* si constata che sotto il deposito rielaborato da correnti, oltre ad altri sedimenti olocenici, è presente la formazione di Nuraghe Baboe (NBB) (v. cap. VI). Infatti il carotaggio CV1, circa 4 km a W di Is Arutas, ha documentato circa 1 m di sabbie attuali rielaborate da correnti, circa 1,5 m di fanghi dell'Olocene inferiore e infine i sedimenti pliocenici per oltre 2 m. Nelle registrazioni *Sub Bottom Profiler* le sabbie rielaborate da correnti, attribuibili all'Olocene medio-superiore - Attuale vengono osservate per spessori variabili fino a circa una decina di metri.

Olocene medio-superiore - Attuale

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

V - TETTONICA

I principali lineamenti fisiografici del Foglio 528 "Oristano" derivano soprattutto dall'evoluzione tettonica e deposizionale plio-quaternaria, legata sostanzialmente allo sviluppo ed al colmamento del "*Graben* del Campidano" *Auct.*, di cui il Foglio Oristano rappresenta il settore nord-orientale. Soltanto la parte più occidentale delle aree emerse del Foglio è caratterizzata da affioramenti di rocce più antiche del Quaternario: l'Isola Mal di Ventre, costituita da granitoidi permo-carboniferi, e la dorsale del Sinis, sviluppata in direzione circa N-S e contraddistinta da estesi affioramenti di rocce terziarie (tav.15).

Nel settore orientale del Foglio le strutture non affiorano perché sono ricoperte da estese e potenti coltri alluvionali del Quaternario. Nella tavola 15 queste strutture sono rappresentate con il simbolo di faglia sepolta, e la loro ubicazione è ripresa sia da Casula *et alii* (2001) sia da elaborazioni cartografiche inedite redatte nell'ambito dell'opera citata.

La strutturazione principale del basamento granitoide dell'Isola Mal di Ventre ha età tardo-ercinica ed è legata alle dinamiche di messa in posto di queste rocce magmatiche intrusive. Si tratta di rocce a composizione granodioritica caratterizzata da megacristalli di K-feldspato. L'analisi petrografica evidenzia alcuni caratteri dovuti a *stress* tettonico, come la ricristallizzazione del quarzo in aggregati policristallini (*ribbon*) con tipica estinzione ondulata.

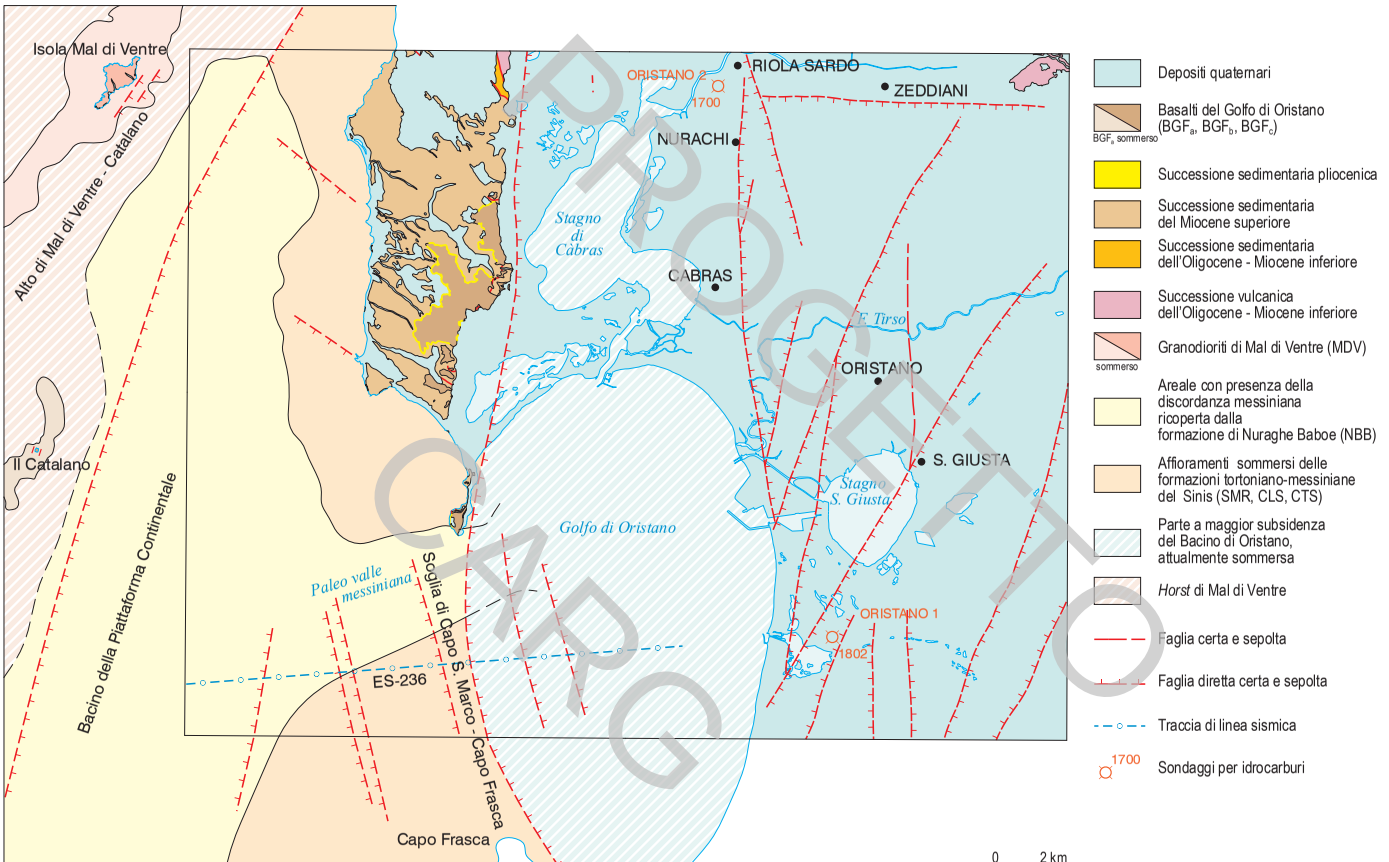
In affioramento, le strutture tettoniche più importanti del Foglio sono di tipo fragile, riconducibili sostanzialmente a sistemi di faglie dirette ed alle fratturazioni ad esse connesse, che coinvolgono le formazioni terziarie ma non quelle quaternarie.

Nel settore settentrionale del Foglio, nella località compresa tra Atzori e M. Palla, sono state rilevate faglie dirette orientate rispettivamente NNW-SSE e NW-SE che interessano le vulcaniti oligo-aquitaniane (andesiti di Atzori, AAZ), i sedimenti dell'Oligocene superiore - Aquitaniano (formazione di Ussana, USS e calcari di Villagreca, VLG) e del Messiniano (formazione di Capo San Marco, SMR). Si tratta di faglie immergenti verso SSW e SW con elevate inclinazioni e con rigetti non esattamente determinabili. Nel caso della Faglia di Atzori, il contatto tettonico tra le rocce vulcaniche (andesiti di Atzori) ed i calcari di Villagreca sembra indicare rigetti superiori a 25 m, calcolati sulla base dello spessore affiorante della formazione calcarea a tetto della faglia (circa 10 m) e dello spessore della formazione di Ussana (15 m), che si trova interposta tra queste due unità. La faglia è ricoperta da depositi olocenici, quindi l'età della sua attività è in larga parte indeterminata.

Poco a S la Faglia di Sa Conca s'Omini (a N di M. Palla) mette in contatto la formazione di Ussana con la formazione di Capo San Marco. Anche in questo caso il rigetto non è facilmente misurabile poiché i rapporti stratigrafici originari tra queste formazioni non affiorano nell'area del Foglio 528 "Oristano" e non si conoscono nel dettaglio. Tuttavia, circa 1 km a N del limite settentrionale del Foglio, la successione tortoniano-messiniana del III ciclo miocenico sembra essere progressivamente discordante sulle formazioni del I ciclo, ossia sui calcari di Villagreca, sulla formazione di Ussana, e sulle vulcaniti oligo-aquitaniane sottostanti. Ciò indicherebbe rigetti relativamente modesti per la Faglia di Sa Conca s'Omini, presumibilmente nell'ordine di poche decine di metri. Anche in questo caso il limite cronologico superiore dell'età della faglia è determinato solo da sedimenti olocenici. Nella fascia orientale del Foglio, come già accennato, sono state individuate strutture analoghe tramite indagini sismiche, descritte da Casula *et alii* (2001) e dalle elaborazioni inedite. Si tratta di lineamenti estesi che possono superare diversi chilometri di lunghezza con rigetti verticali superiori a un centinaio di metri.

Circa 5 km più a S presso N.ghe S' Argara, una faglia diretta orientata NNE-SSW immergente verso WNW, taglia i depositi della successione messiniana (formazione di Capo San Marco, calcari laminati del Sinis e calcari di Torre del Sevo), ma è ricoperta in discordanza dalle rocce basaltiche del Pliocene medio. In questo caso l'intervallo cronologico relativo all'attività della faglia è molto più ristretto e sembra riconducibile all'evoluzione tettonica tardo-miocenico-pliocenica dell'adiacente "*Graben* del Campidano". Questa faglia, affiorante a tratti al di sotto dei basalti pliocenici, è estesa almeno 2 km ed è poi sepolta da sedimenti quaternari. I rigetti, anche in questo caso misurabili con difficoltà, sembrano nell'ordine di una ventina di metri. Anche in questo caso nel settore orientale del Foglio sono state riconosciute, tramite le stesse indagini sismiche, strutture disgiuntive con analoga orientazione. L'estensione dei rigetti verticali è rilevante.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 15 - *Schema tettonico del Foglio 528 "Oristano".*

Dai relativi profili sismici si deduce che anche per queste faglie sepolte il limite cronologico superiore è determinato dalle rocce basaltiche plioceniche che sigillano queste faglie (v. profilo A-A1). In altri casi queste faglie sembra che rigettino le vulcaniti plioceniche (v. profili B-B1 e C-C1) e indicherebbero un'ulteriore successiva riattivazione.

Nell'area di N.ghe Giovanni Nieddu - Su Monte Mesu è stata rilevata un'altra faglia diretta, questa volta orientata circa NW-SE ed immergente verso SW, che mette in contatto la formazione di Capo San Marco con i calcari di Torre del Sevo, il cui rigetto presunto è di una quindicina di metri. La faglia è ricoperta da depositi quaternari, ma gli affioramenti di rocce basaltiche presenti sui due blocchi fagliati sono situati alle stesse quote, suggerendo una loro messa in posto successiva all'attività della faglia.

Infine, nell'area di Capo S. Marco sono state cartografate altre due faglie dirette orientate circa N-S ed immergenti verso W. Le faglie, ben visibili lungo il tratto di costa occidentale, coinvolgono i depositi della formazione di Capo San Marco; quella più a W interessa anche i sedimenti della formazione di Nuraghe Baboe di età pliocenica inferiore. In questo caso l'intervallo cronologico relativo all'attività tettonica è ben limitato tra il Pliocene inferiore e quello medio, poiché la base delle rocce basaltiche del Pliocene medio non è coinvolta dalla faglia. I rigetti sembrano anche in questo caso modesti, nell'ordine di una decina di metri al massimo. Anche questo sistema di strutture orientate circa N-S è stato individuato dalle indagini sismiche nel settore orientale del Foglio, al di sotto dei depositi quaternari. La loro estensione è notevole fino a raggiungere una decina di chilometri, mentre i rigetti possono arrivare a diverse centinaia di metri (v. profilo A-A1). In alcuni casi queste faglie sono sigillate dalle colate basaltiche plioceniche, ma altre volte le strutture interessano oltre le vulcaniti anche una parte dei sovrastanti depositi quaternari.

In conclusione, i rilievi CARG effettuati nel Foglio 528 "Oristano" hanno messo in evidenza diversi sistemi di faglie dirette orientate da NW-SE a NNE-SSW, con rigetti di modesta entità, di qualche decina di metri al massimo, che interessano principalmente i sedimenti messiniani (localmente anche quelli oligo-aquitaniani e del Pliocene inferiore), ma non risultano interessare le rocce basaltiche del Pliocene medio e i depositi quaternari. Le rocce basaltiche sono comunque localmente interessate da fitti sistemi di fratturazione, orientati principalmente NNW-SSE (Costa Randada), che dimostrano il perdurare di un'attività tettonica disgiuntiva successiva a quella vulcanica.

Gli elementi strutturali riscontrati durante i rilevamenti CARG si inquadrano bene con le conoscenze geologiche relative all'attività tettono-magmatica e sedimentaria del resto della Sardegna centro-meridionale e soprattutto nell'area del Campidano, durante il Cenozoico.

PROGETTO CARG

Infatti, una gran mole di dati ed informazioni sia sulle aree emerse e sommerse circostanti il Campidano, sia sul sottosuolo del Foglio 528 "Oristano" sono disponibili nella letteratura geologica sarda (Tilia Zuccari, 1969; Finetti & Morelli, 1973; Fanucci *et alii*, 1976; Lecca *et alii*, 1987; Francolini *et alii*, 1990; Fais *et alii*, 1996; Lecca, 2000; Carmignani *et alii*, 2001a; Casula *et alii*, 2001 *cum bibl.*; Finetti *et alii*, 2005; *etc.*).

In particolare, i risultati dei rilievi sismici e di sondaggi profondi (pozzi "Oristano 1" e "Oristano 2") effettuati entro i limiti del Foglio per ricerche petrolifere dalla SAIS e dall'AGIP negli anni 1960 e 1992, di prospezione mineraria e di carattere scientifico, permettono di ricostruire per questi settori una complessa ed articolata evoluzione tettonica, magmatica e sedimentaria durante tutto il Cenozoico. Grazie alle stratigrafie dei già citati sondaggi profondi (fino a circa 1.800 m) eseguiti nel Foglio 528 "Oristano" è possibile conoscere la successione sedimentaria e vulcanica presente nel sottosuolo del Campidano settentrionale (v. tav.2) e correlarla con le formazioni affioranti nelle aree circostanti.

Dal confronto delle stratigrafie di questi sondaggi, distanti circa 20 km in senso meridiano, si evince che gli spessori dei depositi continentali plio-pleistocenici sono in entrambi i casi relativamente elevati (circa 600 m) e che le successioni sedimentarie dal Pliocene inferiore fino all'Oligocene superiore - Miocene inferiore hanno spessori sensibilmente diversi.

Nel pozzo "Oristano 2" questi sedimenti hanno potenze molto inferiori, ma per contro sono presenti cospicui spessori di rocce vulcaniche appartenenti al ciclo vulcanico oligo-aquitaniano ed a quello burdigaliano, assenti nel pozzo "Oristano 1". I consistenti spessori di rocce vulcaniche terziarie nel pozzo "Oristano 2" ben si correlano con la diffusa presenza di queste rocce nei vicini settori situati a E, a NE ed a N del sondaggio (Samugheo, Monti Ferru, *etc.*).

La differente successione stratigrafica dei due sondaggi profondi del Foglio suggerisce una distribuzione molto eterogenea dei paleoambienti e delle aree di deposizione, controllata da concomitanti fenomeni vulcano-tettonici. Le fasi vulcano-tettoniche perdurano con varie modalità e tempi, dall'Oligocene superiore al Pliocene, come indicano anche i dati di superficie nelle aree circostanti della Sardegna centro-meridionale.

I dati più interessanti sull'evoluzione tettonica cenozoica del Campidano settentrionale e sulla sua struttura profonda derivano dai profili sismici eseguiti fin dagli anni '70, ma soprattutto da quelli eseguiti dall'AGIP e dalla Progemisa all'inizio degli anni '90 (Casula *et alii*, 2001). Dalle interpretazioni degli stessi Autori sui profili sismici realizzati attraverso il Campidano settentrionale (tav.16), si identificano vari orizzonti riconducibili a diverse sequenze vulcano-sedimentarie, separate da discordanze ben correlabili con quelle affioranti nella Sardegna centro-occidentale e meridionale.

PROGETTO CARG

Al di sopra di un basamento acustico (A in tav.16), rappresentato da rocce di età pre-oligocenica superiore, poggia una successione vulcano-sedimentaria formata da diversi orizzonti di età compresa tra l'Oligocene superiore ed il Quaternario. Come illustrato nella sezione "OR line 1" orientata circa E-W, una faglia con rigetti verticali diretti taglia il livello "B1", ma non la base del livello "B2" e mostra una crescita consistente di depositi "B1" nel blocco ribassato. Ciò indica un'attività tettonica contemporanea alla deposizione della successione "B1". Pure nella sezione "OR line 2", anch'essa orientata circa E-W, la successione "B1" è costituita da formazioni sintettoniche connesse allo sviluppo del sistema di faglie del Sinis; essa mostra un rigetto della base maggiore rispetto al tetto.

Nella medesima sezione lungo lo stesso sistema di strutture, si evince che anche il livello "B2" è rigettato da una faglia, ma il suo tetto non ne è interessato. Ciò indicherebbe una fine dell'attività della faglia durante la deposizione del livello "B2". Nelle sezioni di tav.16, altre faglie tagliano con rigetti modesti, anche i livelli soprastanti, fino a quelli più superficiali. In altre sezioni sismiche orientate E-W, eseguite in aree limitrofe al Foglio, faglie dirette tagliano tutta la successione fino all'ultimo livello "E" (ad es. la sez. "OR-302-92-V" in Casula *et alii*, 2001.

Sia queste sezioni sismiche sia gli studi ed i rilevamenti più recenti effettuati in tutto il Campidano, anche nell'ambito del Progetto CARG, indicano per il Campidano un'evoluzione tettono-sedimentaria lunga e complessa.

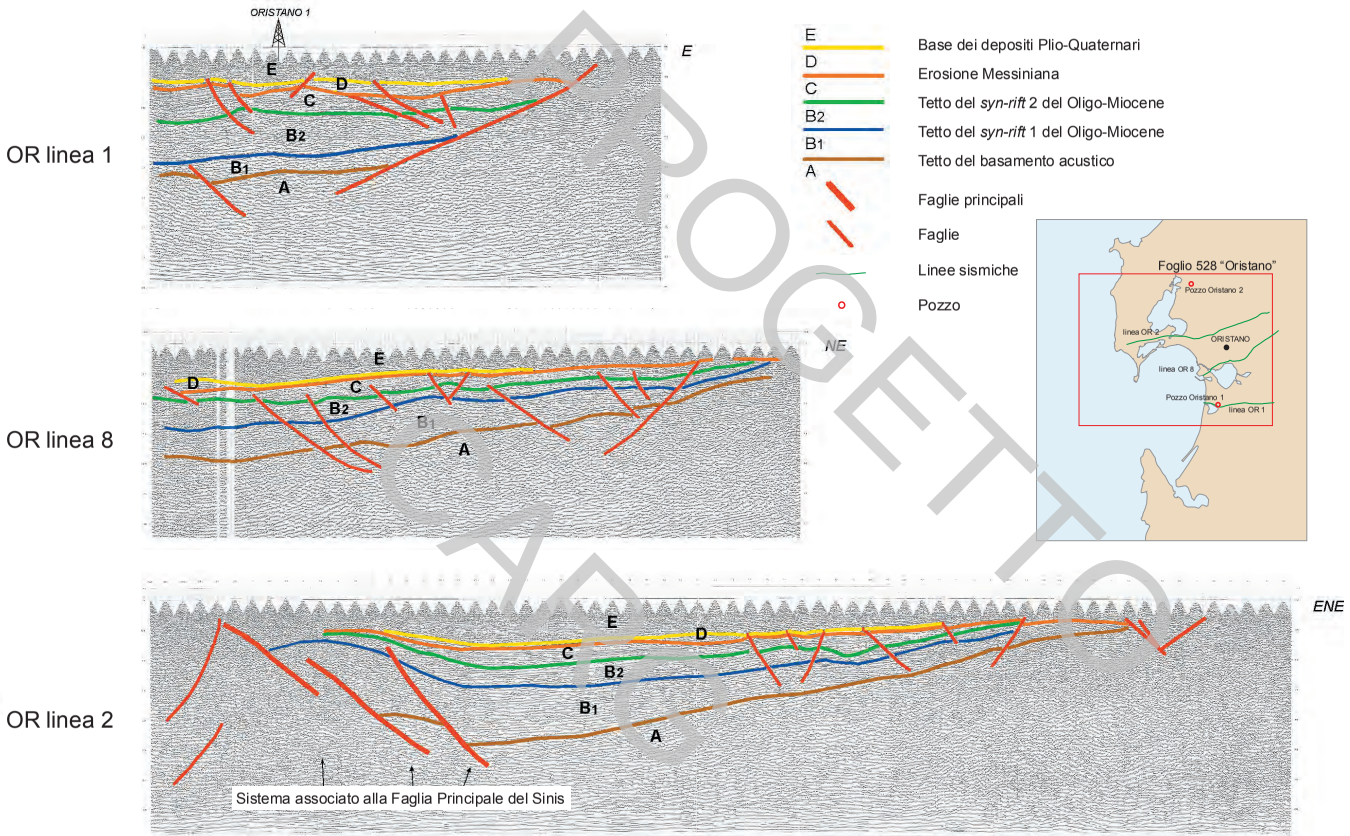
Secondo alcuni Autori (Cherchi & Montadert, 1982; 1984; Cherchi & Trémolières, 1984; Casula *et alii*, 2001), i potenti depositi miocenici sarebbero riconducibili principalmente allo sviluppo di fosse tettoniche ("*Rift* sardo" *Auct.*) in relazione all'evoluzione geodinamica estensionale del Mediterraneo centro-occidentale, che in Sardegna sarebbe iniziata nell'Oligocene superiore.

Successivamente alla tettonica distensiva, Casula *et alii* (2001) individuano altre due fasi di raccorciamento orientate NE-SW e NW-SE rispettivamente di età miocenica inferiore e miocenica superiore-pliocenica inferiore, ed una nuova importante fase estensionale sviluppata tra il Pliocene e l'Attuale.

Questi Autori interpretano quindi gli orizzonti delle sezioni sismiche suddette ("B1", B2", "C", "D" ed "E" in tav.16) sulla base di questo modello geodinamico:

- l'orizzonte "B1" corrisponde alla successione basale sintettonica ("*syn-rift*") formata principalmente da sedimenti continentali oligo-aquitaniani deposti lungo scarpate di faglia (formazione di Ussana) o di origine vulcano-clastica;
- l'orizzonte "B2" è attribuito alla parte alta della successione "*syn-rift*", composta da depositi progradanti di ambiente deltizio con brusche variazioni laterali fino a depositi più distali;

PROGETTO CARG



Tav. 16 - *Profili sismici e loro interpretazione. Da* CASULA *et alii, 2001 modificato.*

- l'orizzonte "C" rappresenta i depositi miocenici "*post-rift*", caratterizzati da strati da paralleli e sub-paralleli a progradanti, rispettivamente di ambiente litorale e torbiditico (diffusi nel sottosuolo di Oristano), di scarpata continentale e di delta;
- l'orizzonte "D" è correlabile con i depositi marini del Pliocene inferiore, contraddistinti da granulometrie medio-grossolane (ambienti marginali) e più fini lungo gli assi dei bacini;
- l'orizzonte "E" si correla bene con i potenti depositi alluvionali intercalati con vulcaniti basaltiche alla base, di età compresa tra il Pliocene medio ed il Quaternario.

Secondo altri Autori (Carmignani *et alii*, 1992b; Oggiano *et alii*, 1995; Pasci, 1997; Pasci *et alii*, 1998; Funedda *et alii*, 2000; Carmignani *et alii*, 2001a; 2004; Oggiano *et alii*, 2009), l'evoluzione strutturale sarebbe più complessa per quanto riguarda la deposizione delle successioni dell'Oligocene superiore - Miocene inferiore-medio in Sardegna.

Questi Autori riconoscono in tutta la Sardegna una tettonica trascorrente attiva fino all'Aquitaniano, seguita da una tettonica distensiva a partire solo dal Burdigaliano. Infatti, nell'Oligocene superiore - Miocene inferiore il Blocco sardo-corso avrebbe subìto gli effetti attenuati della collisione tra il Margine sud-europeo e la Placca apula che hanno portato allo sviluppo della catena appenninica, di cui il Blocco sardo-corso rappresenta il retropaese (Boccaletti *et alii*, 1971; Alvarez & Cocozza, 1974).

Soltanto durante il Burdigaliano-Langhiano, contemporaneamente alla rotazione del Blocco sardo-corso e all'apertura del Bacino balearico e del Tirreno settentrionale, un'importante fase tettonica estensionale ha sviluppato, tra il Golfo di Cagliari, il Golfo di Oristano e quello dell'Asinara, un sistema di fosse colmate da notevoli spessori di vulcaniti calcalcaline e di sedimenti prevalentemente marini. Sia la tettonica trascorrente che quella successiva estensionale sono accompagnate dal vulcanismo oligo-miocenico, che rappresenta uno degli eventi geologici terziari più importanti del Mediterraneo occidentale. Anche se il ciclo vulcanico calcalcalino copre un lungo intervallo di tempo compreso tra l'Oligocene superiore e il Miocene medio, la maggiore parte dell'attività vulcanica è però concentrata tra l'Aquitaniano e il Burdigaliano (Beccaluva *et alii*, 1985), cioè in un breve intervallo di tempo corrispondente al passaggio dalla tettonica compressiva, legata alla collisione appenninica, a quella distensiva *post*-collisionale.

Nella Sardegna centro-settentrionale e nella "Corsica Ercinica" è ben documentata un'importante tettonica trascorrente di età Oligocene superiore - Aquitaniano, caratterizzata da strutture orientate principalmente NE-SW e con rigetti sinistri plurichilometrici e da strutture orientate E-W con rigetti destri (Pasci, 1997; Pasci *et alii*, 1998).

PROGETTO CARG

Alle faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW sono associate sia zone di transpressione con raddoppi tettonici (ad es. M. Albo), che strutture transtensive. A queste ultime si associano bacini di *pull-apart* con potenti depositi soprattutto di ambiente continentale dell'Oligocene superiore - Aquitaniano, coevi con una importante attività vulcanica (Oggiano *et alii*, 1995).

Nella Sardegna centro-meridionale le strutture trascorrenti sono invece orientate NW-SE, con movimenti prevalentemente destri, ma con rilevanti componenti dirette che portano ad una sedimentazione prevalentemente marina.

Questa tettonica transtensiva sarebbe quindi responsabile della formazione dei bacini oligo-aquitaniani a sedimentazione marina, orientati NW-SE, sviluppati tra gli attuali golfi di Oristano e Cagliari e coevi con quelli a sedimentazione continentale, orientati NE-SW nella Sardegna centro-settentrionale. Solo durante il Burdigaliano i bacini orientati NE-SW della Sardegna centro-settentrionale sono stati tagliati dai bacini marini orientati NNW-SSE. Contemporaneamente, le faglie transtensive dei bacini oligo-aquitaniani orientati NW-SE nella Sardegna centro-meridionale sarebbero state riattivate con rigetti diretti.

A partire dal Miocene superiore e fino al Pliocene-?Pleistocene, buona parte dell'Isola è interessata da una nuova e importante fase distensiva che ha dato luogo al "*Graben* del Campidano". A questa fase sono legate anche le estese manifestazioni vulcaniche prevalentemente basiche ad affinità alcalina, transizionale e tholeiitica, connesse con l'apertura del Tirreno centro-meridionale (Beccaluva *et alii*, 1985; Sartori, 1989 *cum bibl.*).

Sulla base di questa interpretazione strutturale, i livelli individuati nei profili sismici nell'Oristanese come quelli di tav.16 possono essere interpretati in maniera differente. I potenti depositi dell'intervallo "B1" potrebbero rappresentare la deposizione sintettonica nei bacini controllati da faglie transtensive destre orientate NW-SE (I ciclo sedimentario miocenico). I successivi depositi del livello "B2" potrebbero corrispondere alla deposizione burdigaliano-langhiana coeva alla riattivazione delle precedenti strutture come faglie dirette (II ciclo sedimentario miocenico).

Questa interpretazione trova riscontro anche nei recenti rilevamenti del Progetto CARG (ad es. Foglio 540 "Mandas", Foglio 548 "Senorbì") che hanno messo in evidenza una significativa discordanza angolare tra i due cicli miocenici ed una forte differenza di spessori come quella osservata nei profili sismici. Anche dai rilievi dei nuovi fogli CARG della Sardegna sud-occidentale (ad es. Foglio 566 "Assemini", Foglio 564 "Carbonia", Foglio 555 "Iglesias") sono emerse le evidenze di una attività tettonica compressiva fino all'Oligocene superiore-Aquitaniano e di una distensiva di età burdigaliana.

Per ciò che riguarda i livelli sismici più superficiali di tav.16, le interpretazioni sono più concordi.

PROGETTO CARG

Il livello "C" corrisponderebbe alla successione del III ciclo sedimentario miocenico di età tortoniano-messiniana, in parte affiorante nel Foglio 528 "Oristano". Il livello "D" corrisponderebbe quindi ai depositi marini del Pliocene inferiore, limitati alla base dalla superficie di erosione messiniana, che affiorano nel Foglio. Il livello "E", potente fino a circa 600 m, corrisponderebbe alla successione sintettonica di ambiente continentale di età Pliocene medio - ?Pleistocene, contemporanea allo sviluppo del "*Graben* del Campidano" (formazione di Samassi, Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969).

Questa nuova attività tettonica avrebbe riattivato ancora una volta le precedenti faglie, in particolare quella principale che separa il Blocco del Sulcis-Iglesiente-Arburese fino all'Isola Mal di Ventre (a SW) dalla piana del Campidano, come ipotizzato da Carmignani *et alii* (2001a) e da Casula *et alii* (2001) *cum bibl.* (v. tav.16).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VI - GEOLOGIA MARINA

Dopo un primo sviluppo nella seconda metà del secolo scorso, grazie agli studi di numerosi Autori, negli ultimi decenni è stata raggiunta una soddisfacente comprensione dell'assetto tettonico della Sardegna centro-occidentale e della stratigrafia del Neogene e del Quaternario anche grazie alle ricerche in mare. Le prime linee sismiche nella piattaforma continentale e nel margine della Sardegna centro-occidentale vennero eseguite per la ricerca del petrolio (AGIP, 1968), seguirono linee dell'O.G.S. di Trieste (Finetti & Morelli, 1973) e altre di ricerca universitaria (Fanucci *et alii*, 1976). Numerose crociere del P.F. Oceanografia e Fondali Marini (C.N.R, 1977-1982 condotte dal Dipartimento di Scienze della Terra, resp. L. Lecca e dal Centro Studi Geominerari e Mineralurgici, resp. M. Carta, CNR - Università di Cagliari) denominate *Placers* (78/1, 78/4, 78/5, 79/1, 79/3, 81/1 e 81/2) consentirono l'esecuzione di linee *Sub Bottom Profiler* (3,5 kHz), *Side Scan Sonar*, *Sparker* 800 J, *Uniboom* 500 J.

Le prime campionature (bennate e carotaggi a gravità) vennero eseguite durante diverse campagne *Placers* (Carta *et alii*, 1986). In seguito, durante crociere di ricerca scientifica universitaria (Margini Continentali Sardi, 1983-1985, resp. A. Ulzega) furono eseguite campionature con l'obiettivo di verificare l'interpretazione sismostratigrafica, oltre a ulteriori linee *Sub Bottom Profiler* (3,5 kHz) e *Sparker* 1kJ. Di particolare interesse sono stati i risultati di tre carotaggi a vibrazione, eseguiti al traverso di Is Arutas durante la campagna MCS/85, che hanno consentito di confermare su base biostratigrafica l'attribuzione cronostratigrafica in precedenza supportata solo da interpretazione sismo-stratigrafica (Leone *et alii*, 1981; Lecca *et alii*, 1986; 1987; Francolini *et alii*, 1990).

I contributi dei diversi progetti di ricerca, completati dai risultati già noti del DSDP sito 133-134 (Cita, 1973), hanno consentito di correlare le sequenze sismo-stratigrafiche individuabili in questa piattaforma, che proseguono a maggiori profondità nel margine continentale, alle ben conosciute sequenze neogeniche e quaternarie delle aree emerse della Sardegna attraversate dai sondaggi "Oristano 1" e "Oristano 2" nel Bacino di Oristano (Tilia Zuccari, 1969; Pomesano Cherchi, 1971; Pala *et alii*, 1982a; Cherchi, 1985; Cherchi & Murru, 1985; Thomas *et alii*, 1988a; 1988b; Fais *et alii*, 1996; 2002; Casula *et alii*, 2001; Finetti *et alii*, 2005; Murgia, 2008).

Oltre alle pubblicazioni geologico-regionali della Sardegna emersa, numerosi studi consentono di completare le conoscenze sia della geologia di questa piattaforma (Leone *et alii*,1981; Lecca, 1982; Lecca *et alii*, 1983a; 1983b; 1986; 1987; Carboni *et alii*, 1989; Francolini *et alii*, 1990; Forti & Orrù, 1995; Lecca, 2000), sia delle specifiche tematiche stratigrafiche e geologico ambientali costiere (Maxia & Pecorini, 1968; 1973; Mezzadri & Vinci, 1968; Ambrosetti, 1972; Pecorini, 1972; Agus *et alii*, 1974; Carboni *et alii*, 1978; Cherchi *et alii*, 1978; Cherchi & Martini, 1981; Carboni & Lecca, 1985; 1992a; 1992b; Carboni *et alii*, 1990; 1998; Ferretti *et alii*, 1990; Grosso, 1999; Pilia, 1999; De Muro, 1999; De Muro *et alii*, 1999; De Falco *et alii*, 2000; 2003; 2006; 2008; De Falco & Piergallini, 2003a; 2003b; Magni *et alii*, 2008; Lecca & Carboni, 2007; 2009).

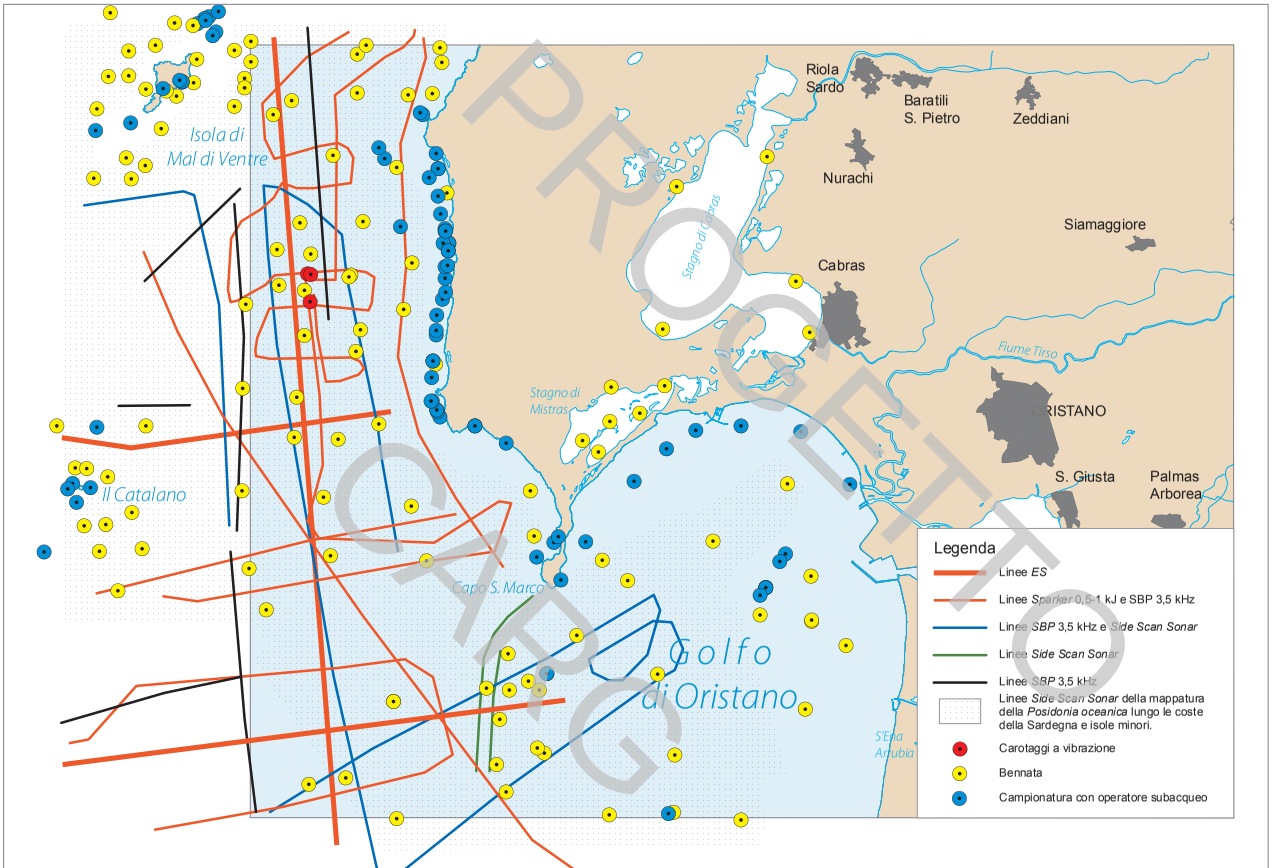
La stratigrafia e la geologia della parte marina di questo Foglio si sono avvalse di numerose nuove campionature del fondo marino (115 bennate e 54 immersioni subacquee), oltre a limitate nuove linee *Side Scan Sonar*, che hanno consentito di integrare i dati precedenti, costituiti principalmente di linee sismiche ed ecografiche di diversi gruppi di ricerca e di alcuni carotaggi a vibrazione. L'intero *dataset* (tav.17) ha consentito una sintesi di buon livello sia dei depositi superficiali sia della geologia del sottofondo.

PROGETTO CARG

1. - GEOLOGIA DEL PRE-SISTEMA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIO

1.1. - Rift sardo e margine continentale della Sardegna occidentale

La strutturazione del margine continentale della Sardegna occidentale e quella del *Rift* sardo sono riconducibili al *rifting* oligo-miocenico in dominio di *back-arcintra-arc* rispetto agli Orogeni Appenninico e Magrebino, che ha dato origine al Bacino del Mediterraneo occidentale (Rehault *et alii*, 1984).



Tav. 17 - *Ubicazione delle linee sismiche ed ecografiche consultate e delle campionature eseguite.*

In seguito l'intera area ha continuato a evolversi per tettonica estensionale durante la fase di apertura del Bacino del Tirreno (Miocene superiore-Plio-Quaternario: Sartori, 1989; Kasten & Mascle, 1990; Sartori *et alii*, 2001). La struttura è quella tipica di un margine continentale passivo costituito da una serie di blocchi abbassati fino alla transizione con la litosfera oceanica.

Le linee sismiche disponibili consentono di riconoscere la struttura dell'intero margine cui appartiene la porzione di piattaforma del Foglio Oristano (fig.62).

Il basamento acustico viene attribuito al Paleozoico con locali coperture di serie mesozoiche e paleogeniche e da litologie vulcaniche appartenenti al ciclo calco-alcalino oligo-miocenico, non distinguibili per ragioni di geometrie, disturbi tettonici e bassi contrasti di impedenza acustica (esempio: contatto basamento ercinico - andesiti oligo-mioceniche). La tettonica estensionale, tramite abbassamenti e rotazioni dei blocchi, ha generato nel margine superiore bacini di *half graben* asimmetrici che nella parte alta ospitano, sulla base di chiare evidenze sismostratigrafiche, una successione *syn- post-rift* correlabile a sequenze sedimentarie mioceniche sormontate dai sedimenti pliocenici e quaternari. Nel bacino della piattaforma, ancora più in basso, è presente un complesso sismo-stratigrafico meno risolto dalla sismica, correlabile con sequenze marine e/o vulcaniche che assume una collocazione *syn-rift*, rispetto al quale non è chiaramente distinguibile il sottostante *pre-rift*.

La litosfera della Sardegna centro-occidentale conserva pertanto le strutture della fase del *rifting* del Mediterraneo occidentale e della genesi del *Rift* sardo, consistita nello smembramento transtensionale ed estensionale della parte occidentale della placca europea oligocenica. La stato *pre-rift* è riconducibile alla chiusura eo-oligocenica dei Pirenei a W del paleo Blocco sardo-corso e delle Alpi occidentali a NE.

PROGETTO CARG

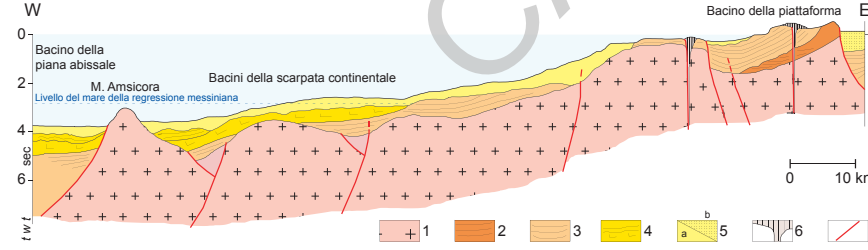


Fig. 62 - *Sezione geologica schematica del margine continentale della Sardegna occidentale a W di Capo S. Marco. Interpretazione della linea sismica MS40 sul margine e di linee ES236 e Sparker sulla piattaforma: 1) basamento ercinico intrusivo e in subordine metamorfico; 2) complesso vulcanico e sedimentario oligo-miocenico; 3) successione marina del Miocene; 4) sequenza messiniana evaporitica del margine e della piana abissale; 5) complesso sedimentario plio-quaternario, a: marino, b: continentale; 6) effusioni basaltiche; 7) faglia estensionale. Da Francolini et alii, 1990 modificato.*

In seguito, nell'Oligocene superiore - Burdigaliano medio, diversi processi geodinamici contribuirono al *rifting* e al *drifting* del Blocco sardo-corso, che divenne un frammento mobile di litosfera europea (Alvarez *et alii*, 1974; Montigny *et alii*, 1981; *arc massif sensu* Dickinson & Seely, 1979; Reutter, 1981; Rehault *et alii*, 1984) a causa della subduzione della litosfera oceanica tetidea sotto quella europea e dei movimenti di convergenza Africa-Europa. L'individuazione di una precisa cinematica e geodinamica di controllo dell'evoluzione del Mediterraneo occidentale, del *Rift* sardo e del dominio tirrenico-appenninico è tuttora oggetto di diverse interpretazioni (cfr. Carminati & Doglioni, 2012; Carminati *et alii*, 2012; Viti *et alii*, 2009; v. § V - TETTONICA).

Durante questo mutamento geodinamico del Mediterraneo occidentale, all'interno della microplacca sardo-corsa, principalmente nella Sardegna, si propaga una complessa depressione limitata da faglie, sede di un vulcanismo orogenico, (Deriu, 1964; Coulon, 1977; Dostal *et alii*, 1982; Beccaluva *et alii*, 1987; Lecca *et alii*, 1997) e invasa dal mare miocenico lungo i principali golfi, denominata in letteratura inizialmente "Fossa sarda" (Vardabasso, 1963; Pecorini, 1966; Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969; Pala *et alii*, 1982b) e in seguito "*Rift* sardo" (Cherchi & Montadert, 1982; 1984; Casula *et alii*, 2001).

A scala minore, i movimenti relativi tra i blocchi di vario ordine che costituiscono la crosta della Sardegna utilizzano i sistemi di faglie del basamento sardo risalenti a età fino a tardo-erciniche, già riattivate durante il Mesozoico e il Paleogene.

L'evoluzione dell'intero "*Rift* sardo" segue una propagazione da S verso N di un sistema di faglie regionali disposte grosso modo NE-SW e NW-SE, con movimenti da trascorrenti a transtensivi fino a estensionali, che danno luogo a un sistema regionale di depressioni ramificate e sub-bacini, non perfettamente sincroni sotto il controllo eustatico globale, separati da blocchi di *horst* o dalla culminazione di blocchi tettonici ruotati e interrotti da soglie.

Il progressivo mutare del contesto mediterraneo, pervenuto a diverse configurazioni geodinamiche, ha riattivato in più fasi la prima struttura del *Rift*, dal vulcanismo andesitico dell'Oligocene superiore - Miocene inferiore alle trasgressioni marine dell'Aquitaniano - Burdigaliano superiore, al prevalere dei movimenti estensionali (Assorgia *et alii*, 1995; Lecca *et alii*, 1997; Sau *et alii*, 2005). Quando il Mediterraneo occidentale raggiunse circa l'attuale configurazione, il "*Rift* sardo" aveva trascorso una lunga fase tardo *syn-rift* - *post-rift* ed il vulcanismo era ormai cessato, la struttura oligo-miocenica venne riattivata dalla fase estensionale correlabile con l'apertura del Bacino del Tirreno, cui si è associato in Sardegna un vulcanismo anorogenico plio-quaternario (Beccaluva *et alii*, 1977), documentato in questo Foglio da diversi prodotti effusivi basici.

PROGETTO CARG

Tra questi controlli tettono-sedimentari si inserisce la crisi di salinità messiniana che definisce, sia con sequenze evaporitiche che con profonde erosioni, i margini continentali sardi e i bacini del "*Rift* sardo", ormai in fase *post-rift* e sede della riattivazione estensionale correlata al Tirreno (Hsü *et alii*, 1972; Lecca, 2000; André *et alii*, 2004; Sage *et alii*, 2005; Cornée *et alii*, 2008; Bache *et alii*, 2009).

1.2. - Struttura tettonica e successione di colmamento dei bacini

La piattaforma continentale a W del Golfo di Oristano e della Penisola del Sinis occupa la transizione tra il "*Rift* sardo" e il margine continentale della Sardegna occidentale prodotto dal *rifting* tra la placca europea e il Blocco sardo-corso e dal successivo *drifting* (Rehault *et alii*, 1984). In questo settore dai bacini del "*Rift* sardo" emerso si passa ai bacini della piattaforma e da questi a quelli del margine con una certa continuità, ma un importante dislivello morfostrutturale presente alla fine della piattaforma segna la netta transizione alla scarpata, evidenziando un maggior coefficiente di assottigliamento crostale verificatosi nel margine (Thomas *et alii*, 1988a; 1988b; Gailler *et alii*, 2009) e, probabilmente, uno sfasamento della subsidenza rispetto ai bacini del "*Rift* sardo".

Lo stile tettonico a blocchi di *horst*, blocchi ruotati e bacini di semi-*graben* del margine della Sardegna centro-occidentale è analogo a quello del "*Rift* sardo" oligo-miocenico (fig.63); vi si riconoscono il Blocco di *horst* dell'Arburese-Sinis e quello di Mal di Ventre - Il Catalano, che delimitano un bacino di semi-*graben* in piattaforma e verso terra il semi-*graben* del Bacino di Oristano.

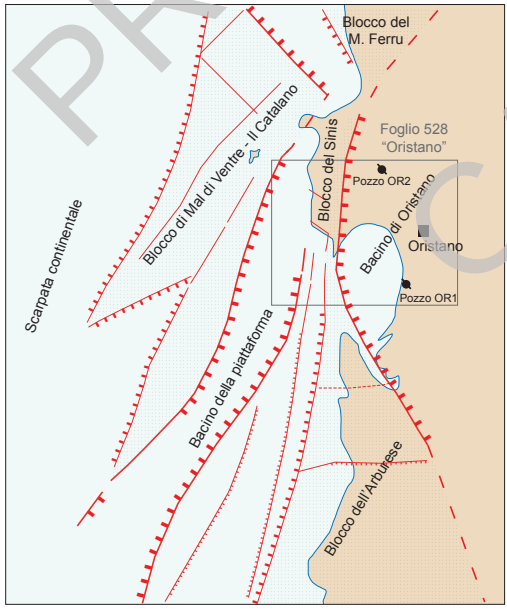


Fig. 63 - *Blocchi di horst e bacini del margine della Sardegna centro-occidentale. Da Fais et alii,1996 modificato. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 528 "Oristano".*

PROGETTO CARG

Il Sinis costituisce la prosecuzione verso N del Blocco dell'Arburese, ma essendo situato a una quota più bassa è stato interessato dalla sedimentazione *post-rift*, composta nel Sinis dalla formazione di Capo San Marco (SMR) e dalla sequenza messiniana (calcari laminati del Sinis, CLS e calcari di Torre del Sevo, CTS; Cherchi *et alii*, 1978).

In piattaforma l'assetto strutturale è marcato dalla presenza del Blocco di Mal di Ventre - Il Catalano, orientato principalmente su direttrici circa N-S e NNE-SSW, che costituisce l'ultimo Blocco del "*Rift* sardo" prima della transizione alla scarpata continentale. La natura dell'alto strutturale è documentata dalle granodioriti di Mal di Ventre (MDV) e dalle rocce basiche effusive plioceniche dello scoglio de Il Catalano (facies Il Catalano, BGF_a). Probabilmente tali lave sono state effuse lungo la zona di faglia che taglia il basamento granitoide e scistoso, lungo la quale il bacino della piattaforma si è abbassato verso E durante la riattivazione estensionale pliocenica. Le faglie che lo delimitano a W impostano la scarpata continentale definendone il passaggio morfologico fino al pendio occidentale sardo. Ad E del Blocco di Mal di Ventre il bacino della piattaforma prosegue più a S fino al traverso di Capo Pecora, dove si raccorda alla scarpata continentale.

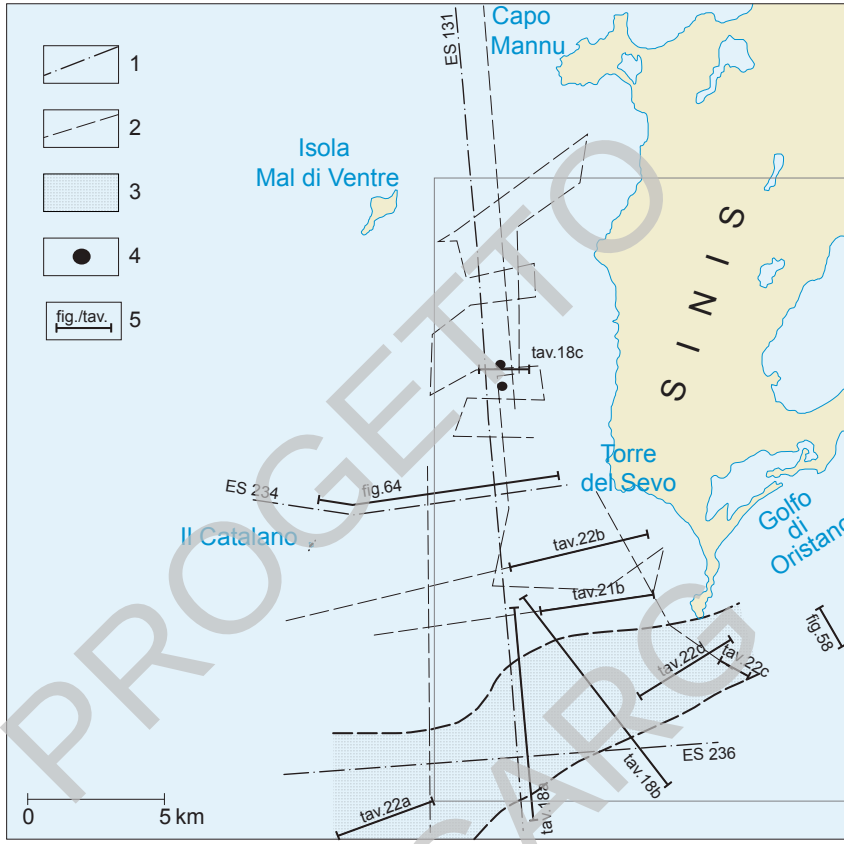
Esternamente al Golfo di Oristano, in vicinanza della costa e verso N, si osserva la progressiva scomparsa del basamento acustico a causa dell'approfondimento del basamento geologico proveniente dal Capo Frasca, parte più settentrionale del Blocco dell'Arburese, dove affiorano vulcaniti andesitiche oligo-mioceniche e sedimenti miocenici.

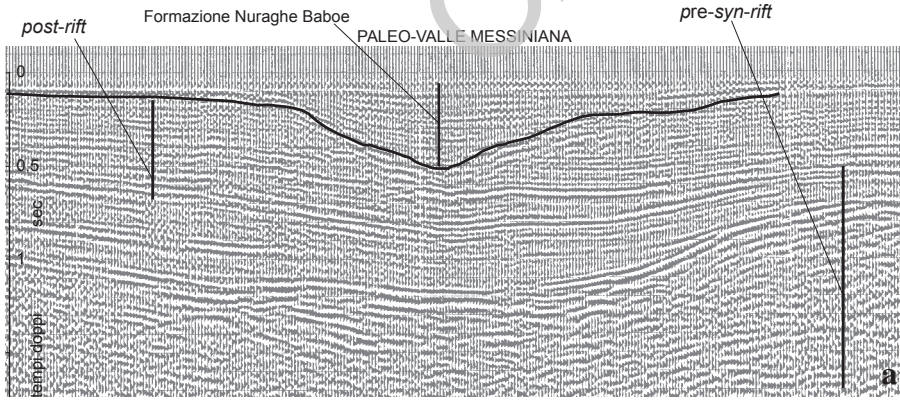
Il basamento risale più a N col Blocco del Sinis ricoperto da una articolata successione sedimentaria neogenico-quaternaria. A S di Capo S. Marco, la sequenza del bacino della piattaforma è incisa da una paleovalle messiniana, profonda circa 500 m rispetto all'attuale livello del mare, proveniente dall'interno del Bacino di Oristano e colmata nel Pliocene (tav.18) dalla formazione di Nuraghe Baboe (NBB).

Ancora più a N, oltrepassata la paleovalle messiniana, nella piattaforma interna sono presenti unità sempre più recenti, le quali infine affiorano nella Penisola del Sinis identificandosi con gli strati attribuiti al Tortoniano, Messiniano, Pliocene.

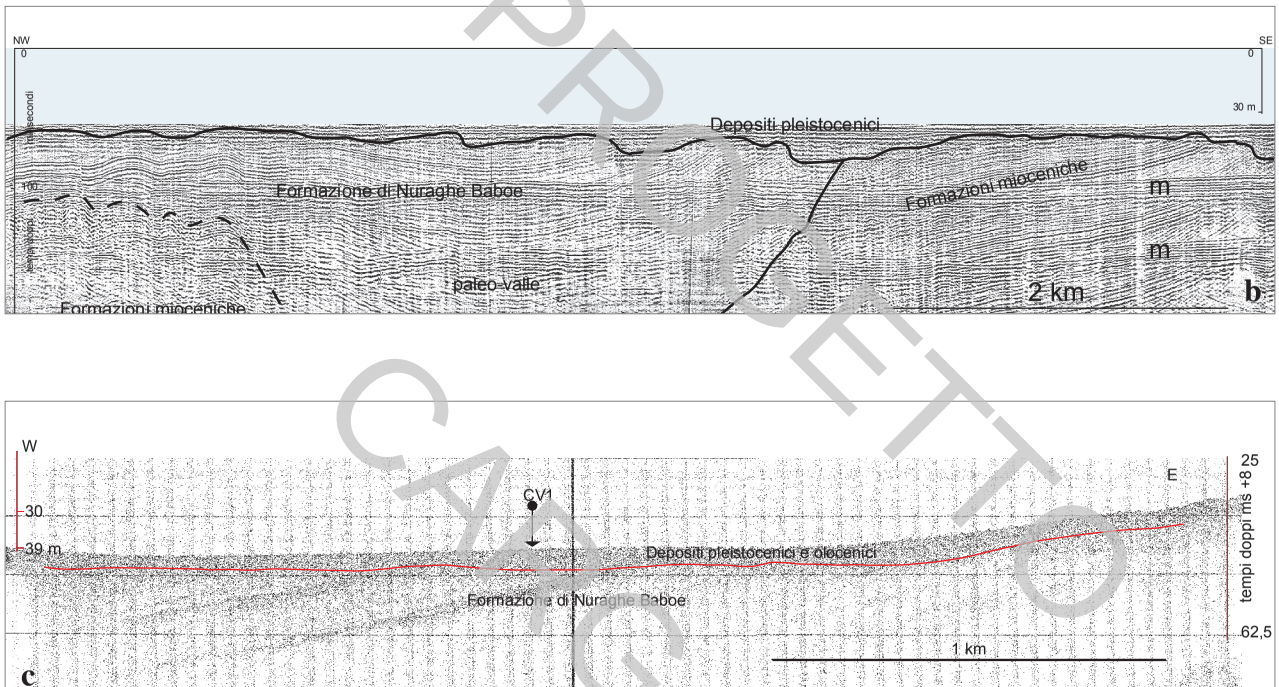
In piattaforma esterna, sul Pliocene Inferiore si sovrappone in debole discordanza un sistema di depositi progradanti la cui parte basale, a stratificazione parallela e inclinata, è attribuibile al Pliocene superiore. Nella parte più alta e ancora più recente, la progradazione assume geometrie *complex sigmoid-oblique* ed è correlabile con le fasi regressive glacio-eustatiche del Quaternario, mentre nella piattaforma interna queste stesse fasi hanno dato luogo complessivamente ad intense erosioni.

PROGETTO CARG





PROGETTO CARG



Tav. 18 - *Ubicazione dei profili sismici e dei carotaggi a vibrazione (1: ES; 2: sparker; 3: paleovalle messiniana; 4: carotaggi a vibrazione; 5: ubicazione figure. a) Linea Aquapulse ES131 (AGIP, 1968), valle messiniana in sezione trasversale all'uscita dal Golfo di Oristano, ben evidente nel bacino della piattaforma. b) Linea sparker 300 j che evidenzia la paleovalle e la prosecuzione verso N della superficie di erosione. c) Linea Sub Bottom Profiler (3,5 kHz) che ha consentito l'ubicazione di CV1.*

PROGETTO CARG

Il Bacino di Oristano, attualmente evidenziato dalla presenza di una parte ancora sommersa costituita dall'odierno Golfo di Oristano e ubicato all'interno del "*Rift* sardo" oligo-miocenico, è limitato ad E dal grande Blocco di alto tettonico della Sardegna centrale, a W dal piccolo Blocco della penisola del Sinis e verso SW dal Blocco dell'Arburese.

La successione sedimentaria oligo-miocenica conosciuta nella Sardegna meridionale è stata attraversata nei sondaggi "Oristano 1 e 2" (Tilia Zuccari, 1969; Cherchi, 1974; Pala *et alii*, 1982a). Anche se il bacino della piattaforma è separato dal Bacino di Oristano dalla zona di faglia congiungente il Blocco dell'Arburese con la culminazione del Sinis, la linea ES 236 (AGIP, 1968) consente di correlare la parte alta *post-rift* tortoniano-messiniana dei due bacini, che supera la zona di faglia con una debole flessura estensionale, mentre la parte bassa viene distinta per l'architettura *syn* e *post-rift* (tav.19).

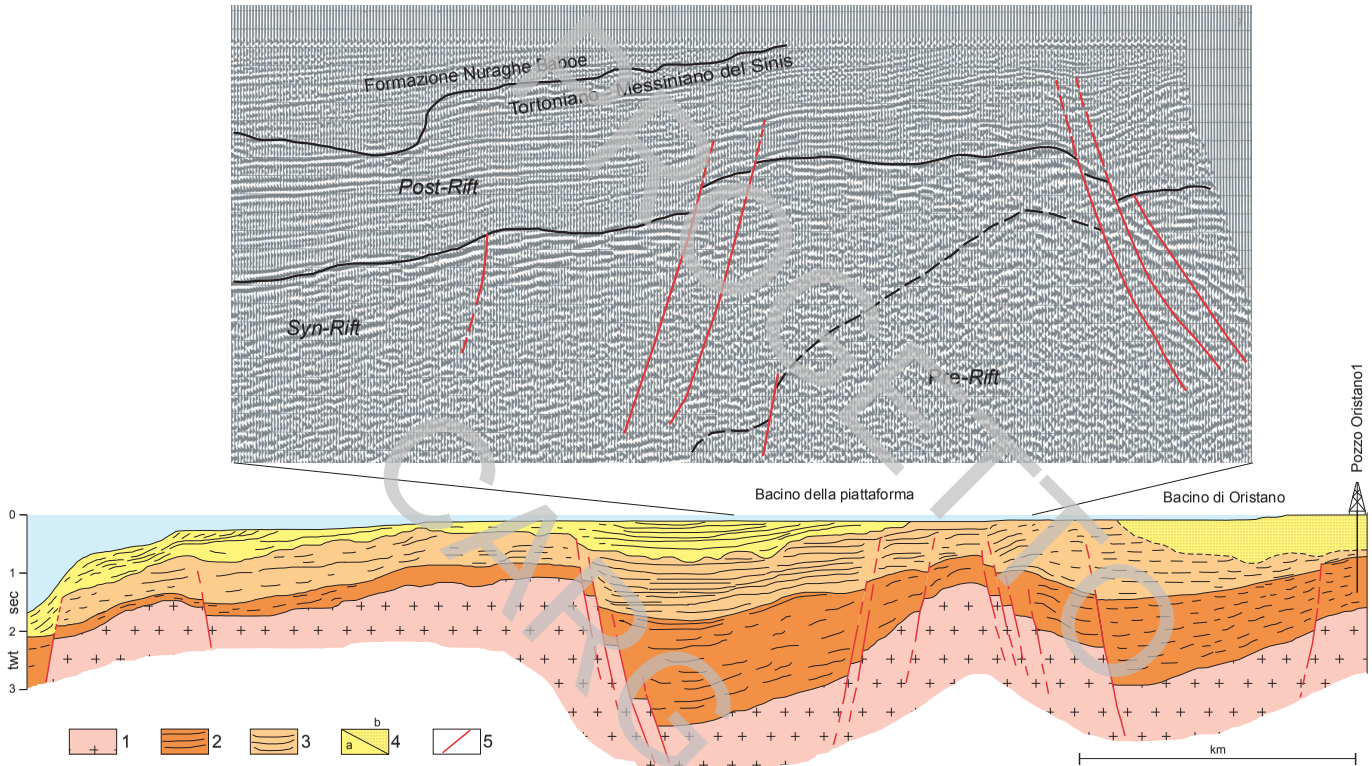
La soglia ubicata lungo la prosecuzione verso N del Blocco dell'Arburese, tra Capo Frasca e Capo S. Marco che, separa il Bacino di Oristano da quello della piattaforma, si è probabilmente accentuata durante il Pliocene. Attualmente tale soglia costituisce l'espressione morfologica di una importante zona di faglia diretta, chiude il Golfo di Oristano e probabilmente ne controlla l'evoluzione paleo-geografica pleistocenico superiore - olocenica, costituendo verso W la costa d'appoggio per le paleo-spiagge attualmente sommerse.

Le linee sismiche documentano che il bacino della piattaforma ospita diverse unità sismo-stratigrafiche correlabili con le fasi di riempimento del Bacino di Oristano (Casula *et alii*, 2001) e quindi del *Rift* sardo meridionale (fig.64). L'unità più bassa, senza un chiaro limite con il basamento acustico, ha caratteri di dubbio *pre-rift*, quella *syn-rift* assume caratteri di tardo *syn-rift*, cui segue una chiara unità *post-rift*. L'ultima unità infine poggia in discordanza su una superficie di erosione attribuita al Messinano e in particolare riempie una paleovalle evolutasi in condizioni emerse (v. tav.18).

Il Blocco di Mal di Ventre - Il Catalano, costituito dalle granodioriti di Mal di Ventre (MDV), attraversato dalle rocce effusive basiche della facies Il Catalano (BGF_a), risulta ricoperto da una sequenza oligo-miocenica, fino a miocenica superiore ridotta.

Confrontando le conoscenze geologiche di superficie e del sottosuolo (Pozzo Oristano 1), già citate, si riscontra che la successione che colma i due bacini è simile a quella affiorante nella Trexenta-Marmilla costituita da una parte non raggiunta dal sondaggio (formazione di Ussana, formazione di Nurallao), dalla formazione della Marmilla (sedimenti marini e vulcaniti andesitiche *syn-rift* raggiunti nella parte bassa del pozzo), dalle marne di Gesturi (marne e arenarie *post-rift sensu* Cherchi, 1985), da conglomerati terrigeni probabilmente messiniani.

PROGETTO CARG



Tav. 19 - *Sezione geologica schematica E-W, tra il Bacino di Oristano (delineato senza interpretazione di linee sismiche perché non disponibili), la parte sommersa del blocco del Sinis, il bacino della piattaforma continentale e la scarpata. 1) basamento ercinico intrusivo e in subordine metamorfico (basamento acustico); 2) complesso vulcanico e sedimentario oligo-miocenico syn-rift; 3) successione marina miocenica post-rift; 4) complesso sedimentario plio-quaternario, a: marino, b: continentale; 5) faglia estensionale. Interpretazione di linea ES 236 Aquapulse Agip, Fais et alii, 1996 modificato. Ubicazione in tav.18.*

Sulla discordanza messiniana poggiano i sedimenti marini del Pliocene inferiore, dalla formazione di Samassi (*sensu* Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969) e infine verso l'alto, la successione è completata da colate di basalto, conglomerati continentali pleistocenici e sabbie marine lagunari tirreniane. Il Pozzo Oristano 2, a N del Sinis (Tilia Zuccari, 1969) documenta invece una successione meno bacinale a maggiore controllo vulcanico, simile a quelle affioranti nella Sardegna centro-settentrionale. Questa potrebbe avere una relazione con l'unità *pre-rift - syn-rift* della ES234 (fig.64).

Lo studio sismo-stratigrafico su linee sismiche eseguite nella parte emersa del bacino di Oristano (Casula *et alii*, 2001) descrive uno stile tettono-sedimentario simile a quello osservabile nella parte sommersa di questo Foglio e individua nella successione di colmamento il problema dell'esistenza di un *syn-rift* 1 e un *syn-rift* 2, in buono accordo con quanto si osserva nelle sezioni del bacino della piattaforma (v. tav.16). Tuttavia nelle interpretazioni del bacino della piattaforma, presentate in tale studio, non viene presa in giusta considerazione la quota della discordanza messiniana (Lecca *et alii*, 1986; 1987; Francolini *et alii*, 1990; Lecca, 2000; tavv.19 e 20), pertanto le sezioni geologiche nella soglia del Sinis e nel bacino di piattaforma attribuiscono al Pliocene un eccessivo spessore di sedimenti.

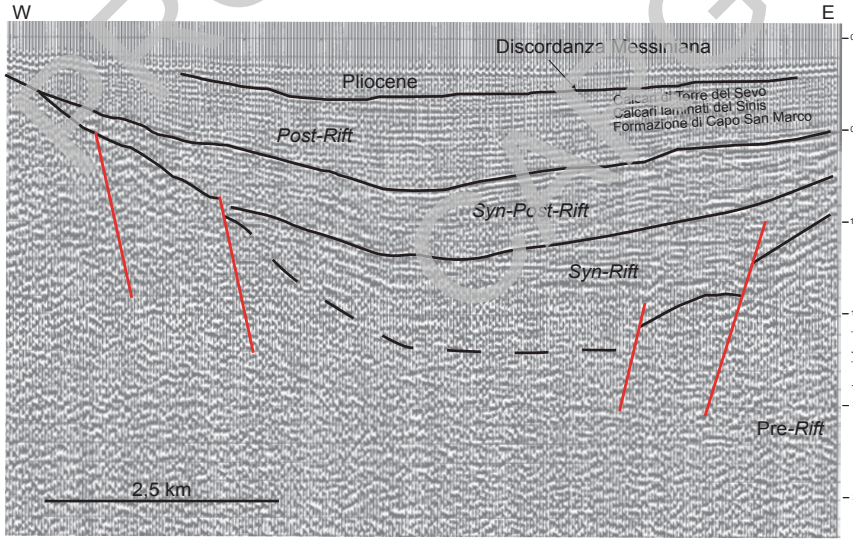


Fig. 64 - *Sezione W-E del bacino della piattaforma (Linea Aquapulse ES 234, Agip, 1968). Si evidenziano due unità syn-rift, la prima vulcanica e continentale, la seconda vulcanica e marina, cui si sovrappone una unità post-rift marina che risale verso E e affiora nella Penisola del Sinis. Ubic. in tav.18.*

PROGETTO

1.3. - Paleovalle messiniana e trasgressione pliocenica

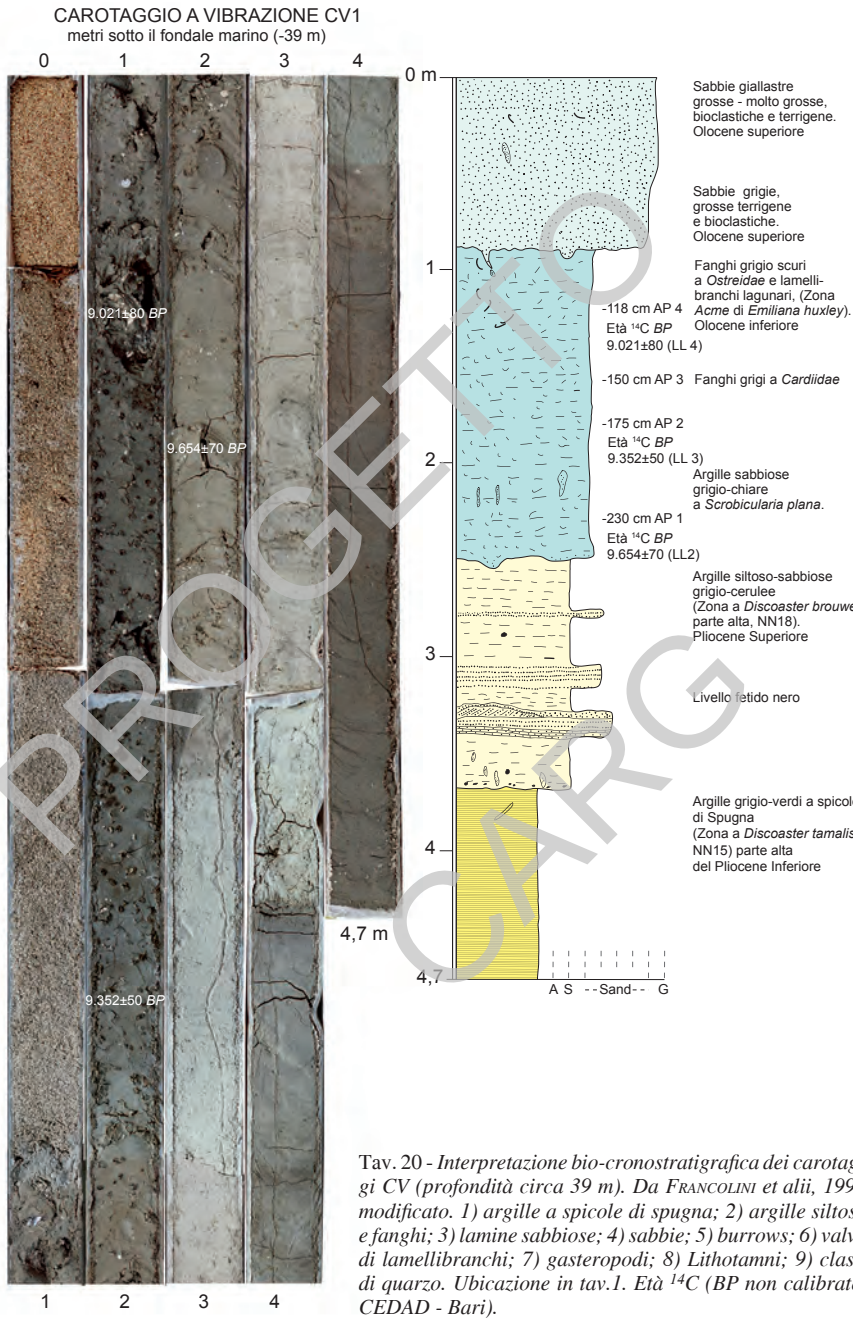
Già sulla base delle prime interpretazioni sismostratigrafiche venne riconosciuta in tutta la piattaforma continentale della Sardegna occidentale la presenza di una discordanza erosionale attribuibile alla regressione messiniana (Lecca, 1982; Lecca *et alii*, 1986). Durante tale regressione è stata erosa un'ampia valle, rilevabile in più profili sismici a W del Golfo di Oristano, riconducibile a un paleo-Tirso messiniano, che deve avere avuto anche fasi di paleo-*canyon* sottomarino pliocenico (v. tav.18a, 18b).

Al fine di verificare questa ipotesi interpretativa, sono stati eseguiti tre carotaggi a vibrazione a 39 m di profondità, in un'area in cui i sedimenti quaternari sono spessi solo qualche metro (v. tav.18c). Le analisi del *nannoplancton* eseguite su tali carotaggi hanno documentato, circa 40-50 m al di sopra della superficie di erosione messiniana, la presenza di argille a spicole di spugna del Pliocene inferiore (Lecca *et alii*, 1987; Francolini *et alii*, 1990), escludendo la precedente attribuzione di tali sedimenti al Quaternario (Fanucci *et alii*, 1976).

I carotaggi (tav.20) hanno così documentato in piattaforma interna la parte alta della formazione di Nuraghe Baboe (NBB), avendo raggiunto uno strato della parte alta del Pliocene inferiore (zona a *Discoaster tamalis*, NN15 di Martini (1971) riferibile a circa 3,5 ÷ 3,0 Ma), più recente rispetto alla sezione affiorante nella costa (cfr. Pecorini, 1972; Cherchi & Martini, 1981; Cherchi *et alii*, 1985; Francolini *et alii*, 1990), sotto la facies di Costa Randada (BGF_c). Inoltre i carotaggi hanno attraversato altri tre depositi, separati da discordanze, non affioranti in terra emersa perché pertinenti a livelli del mare più bassi dell'attuale. Il primo costituito da argille siltoso-sabbiose grigio chiare a veneridi, granuli di vulcaniti, vetro vulcanico e pirosseni, oltre a rare spicole di spugna, è riferibile al Pliocene superiore - Selinuntiano, (parte alta della zona a *Discoaster brouweri*, NN18 riferibile a circa 2 ÷ 1,6 Ma). Esso è verosimilmente successivo al vulcanismo del Catalano e lateralmente correlabile ai depositi del Pliocene superiore, calcari a foraminiferi lagunari e depositi eolici della regressione medio pliocenica descritti nella sezione di Mandriola (Pecorini *et alii*, 1974; Carboni & Lecca, 1995).

Segue un deposito di fanghi a scrobicularidi, cardidi, ostreidi e mitilidi, con spessore variabile tra 2 ÷ 1 m, di chiaro ambiente lagunare, pertinente ad un paleo-livello del mare a circa -41 ÷ -38 m che intercettava un sistema transizionale tra Il Catalano, l'Isola di Mal di Ventre e la costa occidentale del Sinis. Le analisi palinologiche (tab.6), eseguite su quattro campioni, indicano una fase di riscaldamento, con un bosco di clima umido prossimo a una costa con ambienti salsi, caldi e umidi. I dinoflagellati documentano un ambiente costiero con salinità elevata, acque calde e buon apporto di nutrienti continentali.

PROGETTO CARG



Tav. 20 - *Interpretazione bio-cronostratigrafica dei carotaggi CV (profondità circa 39 m). Da* Francolini *et alii, 1990 modificato. 1) argille a spicole di spugna; 2) argille siltose e fanghi; 3) lamine sabbiose; 4) sabbie; 5) burrows; 6) valve di lamellibranchi; 7) gasteropodi; 8) Lithotamni; 9) clasti di quarzo. Ubicazione in tav.1. Età ^{14}C (BP non calibrate, CEDAD - Bari).*

PROGETTO CARG

Tab. 6 - *Contenuto in pollini e dinoflagellati del sondaggio CV1 (-39 m). Ubicazione dei campioni in tav.20.*

	Campioni del sondaggio CV1			
	AP1	**AP2**	**AP3**	**AP4**
POLLINI	*Apiaceae*	*Apiaceae*	*Alismataceae*	*Apiaceae*
	Aspleniaceae	*Aristolochiaceae*	*Apiaceae*	*Asteraceae*
	Asteraceae	*Betulaceae* (*Alnus glutinosa*)	*Aristolochiaceae*	*Betulaceae*
	Caryophillaceae	*Brassicaceae*	*Asteraceae*	*Caryophillaceae*
	Cistaceae	*Caryophillaceae*	*Betulaceae*	*Cistaceae*
	Cupressaceae	*Cistaceae*	*Caryophillaceae*	*Corylaceae*
	Equisetaceae	*Crassulaceae*	*Cupressaceae*	*Cupressaceae*
	Ericaceae	*Cupressaceae*	*Fabaceae*	*Ericaceae*
	Fabaceae	*Fabaceae*	*Liliaceae*	*Euphorbiaceae*
	Iridaceae	*Geraniaceae*	*Linaceae*	*Fabaceae*
	Liliaceae (*Asphodelus*)	*Lamiaceae*	*Oleaceae*	*Fagaceae*
	Marsilaceae	*Liliaceae*	*Osmundaceae*	*Liliaceae* (*Asphodelus*)
	Osmundaceae	*Marsilaceae*	*Poaceae*	*Ophioglossaceae*
	Poaceae	*Osmundaceae*	*Selaginellaceae*	*Osmundaceae*
	Ranunculaceae	*Polygonaceae*	*Ulmaceae*	*Poaceae*
	Saxifragaceae	*Ranunculaceae*		*Ranunculaceae*
	Selaginellaceae	*Saxifragaceae*		*Ulmaceae*
	Tamaricaceae	*Selaginellaceae*		
		Ulmaceae		
DINOFLAGELLATI	*Dapsilidinium* spp.	*Dapsilidinium* spp.	*Dapslidinium* spp.	*Brigantedinium* spp.
	Dapsilidinium pseudocolligerum	*Spiniferites bentorii*	*Dapsilidinium pseudocolligerum*	*Lingulodinium machaerophorum*
	Dapsilidinium simplex	*Brigantedinium* spp.	*Dapsilidinium simplex*	*Dapsilidinium* spp.
	Lingulodinium machaerophorum	*Tectatodinium* spp.	*Lingulodinium machaerophorum*	*Dapsilidinium pseudocolligerum*
	Cleistosphaeridium spp.	*Lingulodinium machaerophorum*	*Spiniferites bentorii*	*Dapsilidinium simplex*
	Spiniferites bentorii	*Spiniferites mirabilis*	*Polysphaeridium zoharyi*	*Spiniferites bentorii*
	Polysphaeridium zoharyi	*Tectatodinium pellitum*	*Brigantedinium* spp.	*Spiniferites ramosus*
	Spiniferites mirabilis	*Batiacasphaera* spp.	*Spiniferites ramosus*	*Batiacasphaera* spp.
	Operculodinium spp.	*Habibacysta tectata*	*Batiacasphaera* spp.	
	Tectatodinium spp.	*Operculodinium* spp.	*Tectatotidinium pellitum*	
	Spiniferites spp.	*Spiniferites membranaceus*		
	Barrsidinium taxandrianum (rimaneggiato)	*Achomosphaera andalousiensis* (rimaneggiato)		
	Brigantedinium spp.			

PROGETTO CARG

Le analisi geocronologiche, eseguite presso il CEDAD (Università di Bari) su tre lamellibranchi, attestano età ^{14}C *BP* comprese tra circa 9.700 e 8.950 (10.570÷9.540 cal. *BP* secondo Hughen, *et alii*, 2004; v. tav.20). I dati indicano che il mare olocenico sia risalito con tassi medi di circa 3 cm/anno per circa 100 m rispetto alle paleo-coste di circa 13.000 anni fa (cfr. § 3. e v. fig.67) e abbia trasgredito sulla piattaforma continentale per decine di chilometri.

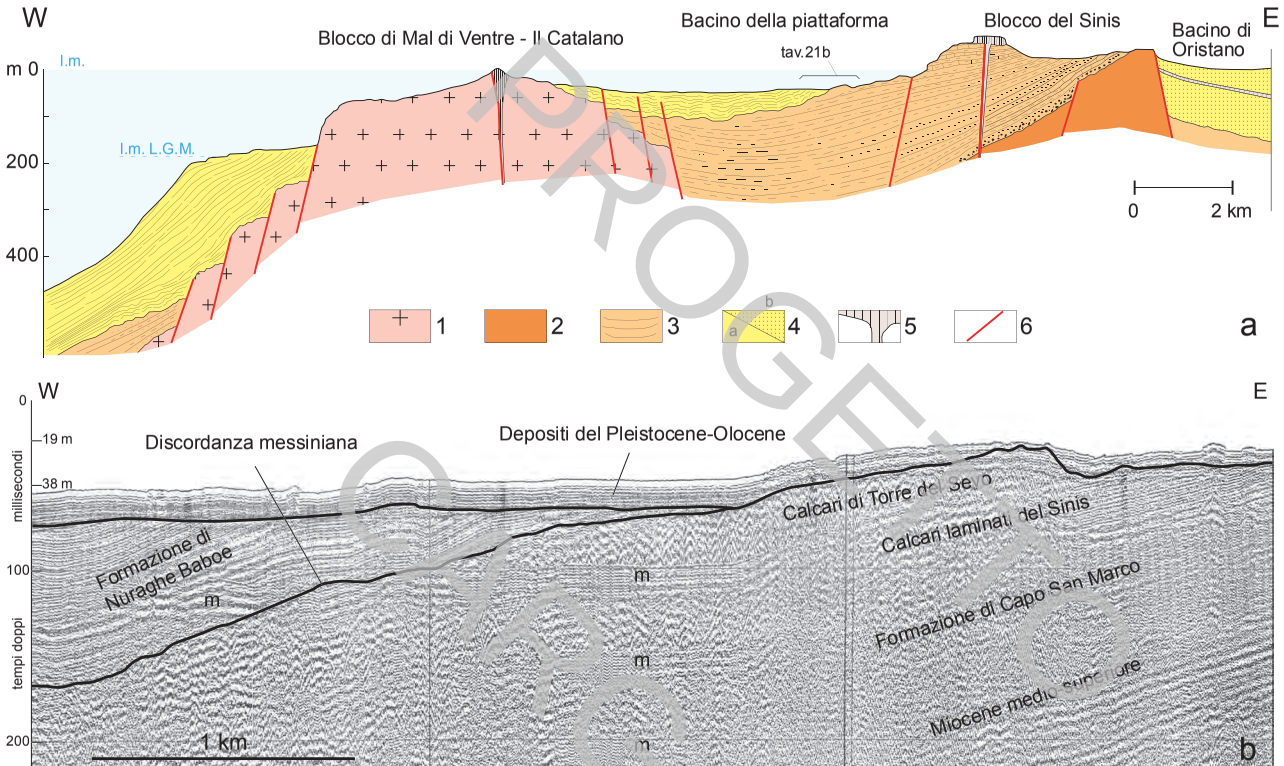
La sovrastante discordanza è correlabile ad una polifasica *ravinement surface* erosa dalle correnti sottomarine associate alle tempeste da NW e da W, molto frequenti nella piattaforma occidentale (ISPRA-RON, 2009), che rende questi sedimenti mobili sul fondo. Le sabbie bioclastiche e in subordine terrigene che ricoprono la discordanza appartengono al sistema deposizionale dell'Olocene medio-superiore - Attuale e costituiscono l'unità dei depositi rielaborati da correnti (g_{16}) pertinente all'attuale livello del mare.

L'insieme dei risultati conferma la sismostratigrafia della piattaforma interna e consente una ricostruzione geologica ed evolutiva di questo settore di piattaforma continentale (tav.21). L'età pliocenica della parte bassa dei carotaggi CV consente di estendere il significato di regressione messiniana a tutta la discordanza ampiamente rilevata nella piattaforma interna ed esterna di quasi tutta la piattaforma continentale della Sardegna occidentale e nella scarpata continentale (Lecca, 2000).

Due recenti carotaggi eseguiti nel 2014, circa 3,5 km a N del limite del foglio, nell'abitato di Mandriola in prossimità della riva del mare, hanno confermato la presenza della formazione di Nuraghe Baboe (NBB) al di sotto dei calcari pliocenici di Mandriola (*sensu* Carboni & Lecca, 1995), pertanto anche nel Sinis settentrionale risulta provata l'età pliocenica dell'unità sismica rilevata in piattaforma continentale al di sopra dei calcari di Torre del Sevo (fig.65a) e della discordanza messiniano-pliocenica. Tale discordanza è stata raggiunta dai carotaggi a circa 21-22 m sotto il livello del mare.

L'osservazione delle litofacies attraversate dai due carotaggi ha consentito di attribuire i ciottoli campionati nella bennata B2 (fig.65b, 65c), ubicata nell'angolo NW del foglio a 16 m sotto il livello del mare al largo delle falesie di Sa Rocca de su Tingiosu, alle areniti della parte alta della formazione di Nuraghe Baboe (NBB) oltre che dei calcari di Torre del Sevo (CTS). La natura di tali ciottoli documenta la presenza delle litofacies messiniane e plioceniche associate alla discordanza messiniana alla base della successione pliocenica e quaternaria di Capo Mannu (Sinis settentrionale, Foglio 514 "Cuglieri"). Si deduce che le sequenze messiniana, pliocenica e quaternaria, dislocate da locali faglie dirette, poggiano verso W sulle granodioriti di Mal di Ventre (MDV), come indicato in tav.21 lungo una sezione al traverso di Torre del Sevo.

PROGETTO CARG



Tav. 21 - *(a) Sezione geologica schematica tra il Bacino di Oristano, il Sinis e la piattaforma continentale (traverso di Torre del Sevo). Interpretazione di linee Sparker 1 kj e di campionature nel Bacino della piattaforma e di altri dati della parte emersa: 1) basamento ercinico intrusivo e in subordine metamorfico; 2) complesso vulcanico e sedimentario oligo-miocenico; 3) successione marina del Miocene; 4) complesso sedimentario plio-quaternario, a: marino, b: continentale; 5) effusioni basaltiche; 6) faglia estensionale; l.m.: livello del mare attuale; l.m. L.G.M: livello del mare durante l'ultimo massimo glaciale, circa 21-19000 anni fa. Da* Lecca *et alii, 1987, modificato. Ubicazione in tav.18. (b) Linea Sparker 1 kj: si riconosce la formazione di Nuraghe Baboe (NBB) che poggia sui calcari di Torre del Sevo (CTS). m: riflessione multipla.*

PROGETTO



Fig. 65 - *Microfacies messiniane e plioceniche: a) oosparite, calcari di Torre del Sevo (CTS) attraversati dal carotaggio di Mandriola, 21-22 m sotto il livello del mare; b) grainstone a foraminiferi bentonici, formazione di Nuraghe Baboe (NBB), bennata B2; c) mudstone, calcari di Torre del Sevo (CTS), bennata B2. Barra = 1 mm.*

PROGETTO CARG

2. - PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE

L'attuale livello del mare induce una percezione incompleta dei depositi pleistocenici consentendo di osservare, lungo le coste o nelle aree a pochi metri di profondità di una costa tettonicamente stabile, come quella della Sardegna occidentale (Ferranti *et alii*, 2006; Antonioli *et alii*, 1999; 2008) e in particolare lungo le coste del Sinis (ritenute stabili nel Plio-Quaternario, Carboni *et alii*, 1978), solo i sedimenti degli ultimi interglaciali precedenti quello attuale, cioè del *MIS*5 e *MIS*7-9 (Maxia & Pecorini, 1968; Ambrosetti, 1972; Ulzega *et alii*, 1980; Carboni & Lecca, 1985; Ulzega & Hearty, 1986; Davaud *et alii*, 1991; Kindler *et alii*, 1997; Lecca & Carboni, 2007; Andreucci *et alii*, 2009b). Durante questi interglaciali il livello del mare ha raggiunto quote simili all'attuale o di alcuni

metri più alte; pertanto ad ogni interglaciale l'erosione costiera rimaneggiava i depositi del precedente ciclo, come si può dedurre dalla curva di Waelbroeck *et alii* (2002) applicata alle aree stabili (fig.66).

Il rilevamento dei fondali marini della piattaforma ha consentito di osservare sedimenti associati ai livelli del mare pleistocenico raggiunti duranti i minimi glacio-eustatici (Lecca *et alii*, 1983a; Carboni *et alii*, 1989; Carboni & Lecca, 1992b) fino a profondità di 100 m (cfr. § 3. e v. fig.67).

In seguito all'ultimo minimo glacio-eustatico (circa 21-19 ka) il livello del mare è risalito fino alla quota attuale, tra la fine del Pleistocene (fine dell'ultimo massimo glaciale - tardo-glaciale) e tutto l'Olocene, deponendo quasi esclusivamente sedimenti tuttora incoerenti, ad eccezione di sabbie e ghiaie di spiaggia con diagenesi precoce (*beach rock*).

Questo quadro interpretativo è stato di recente messo in dubbio ipotizzando una mobilità verticale della Sardegna e una revisione dell'età degli strati in precedenza ritenuti tirreniani fino ad età oloceniche (Coltorti *et alii*, 2007; 2010; 2012). Una tale mobilità non appare probabile, infatti se il comportamento fosse stato subsidente gli strati tirreniani dovrebbero trovarsi sommersi, al contrario se avesse prevalso l'innalzamento dovrebbero trovarsi a decine di metri di quota sul mare. Visto che anche i dati geocronologici portati a sostegno mostrano serie contraddizioni (Catto, 2010; Thiel *et alii*, 2010), appare motivato mantenere le attribuzioni *auctorum* e ritenere che le variazioni di facies e le discordanze presenti nel Tirreniano sardo possano essere attribuite alle fluttuazioni del livello del mare durante l'interglaciale *MIS*5e rispetto a una litosfera in equilibrio isostatico, a comportamento verticale quasi stabile, soggetta alle sole limitate variazioni idroisostatiche (Chesi *et alii*, 2007; Lecca & Carboni, 2007; Andreucci *et alii*, 2009b; Carboni *et alii*, 2014).

PROGETTO CARG

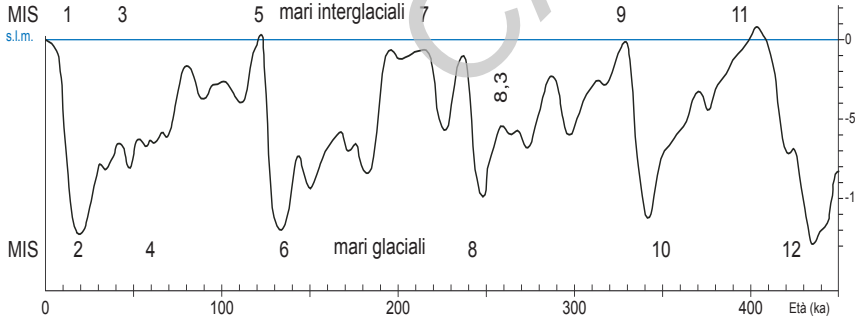


Fig. 66 - *Curva eustatica globale ice-equivalent (Waelbroeck et alii, 2002), che corrisponde con la curva eustatica relativa per una litosfera stabile come nel caso della Sardegna occidentale. MIS: Marine Isotopic Stage.*

Nelle aree sommerse è stata accertata la prosecuzione di diversi affioramenti di sedimenti pleistocenici della costa emersa e altri indipendenti dai sistemi costieri. Sott'acqua non è possibile eseguire una analisi stratigrafica di dettaglio, pertanto tutti i sedimenti costieri da coerenti a debolmente coerenti presenti da pochi metri di profondità fino a circa 30 m, di età non precisabile, sono stati assegnati al Pleistocene superiore con locali crescite oloceniche e cartografati come *beach rock* (g_{10}).

3. - SISTEMA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIO

L'età olocenica della parte alta dei carotaggi a vibrazione (CV, v. tavv.17 e 19, tab.6) e le precedenti analisi dei sedimenti più superficiali della piattaforma centro-occidentale e delle linee ecografiche 3,5 kHz (Carboni *et alii*, 1989), assieme alla vasta bibliografia considerata, hanno consentito di riconoscere che i depositi della risalita del mare olocenico, nei vari ambienti deposizionali della piattaforma continentale, costituiscono un'unità trasgressiva che si sovrappone a tutte le precedenti. Tale unità, limitata alla base da una discordanza presente a scala regionale anche se non sempre chiaramente individuabile nei profili *Sub Bottom Profiler* 3,5 kHz, seppure di limitato spessore, in genere da qualche metro a qualche decina di metri, rappresenta l'unità più superficiale quasi sempre presente nei fondali della piattaforma continentale interna, ad eccezione delle aree di affioramento del substrato (tav.22a).

Il carotaggio a gravità CG7 eseguito a 144 m di profondità al largo di Capo Pecora, ubicato a S del Foglio Oristano a W del Foglio 546 "Guspini" (Carboni & Lecca, 1992b), ha raggiunto siltiti marnose messiniane e sopra di esse sabbie ghiaiose di spiaggia a lamellibranchi, sormontate da sabbie progressivamente limose pertinenti a profondità maggiori di quelle di spiaggia, deposte durante il progredire della trasgressione tardo-glaciale olocenica (fig.67). Questi depositi sono stati raggiunti anche in altri carotaggi (Carboni *et alii*, 1989), ma non sempre sono presenti e, in particolare, non sempre la base della trasgressione in facies di spiaggia è stata risparmiata dalla *ravinement surface* delle tempeste dei mari dei livelli eustatici glaciali.

L'età ^{14}C (CEDAD, Università di Bari) determinata su una conchiglia di *Veneridae* del deposito sabbioso ghiaioso di questo carotaggio, assieme a quelle determinate nella carota CV1 (v. tav.20), hanno consentito di incrementare i dati della curva della risalita eustatica relativa al Golfo di Cagliari realizzata nel corso dei lavori per il Foglio 566 "Pula" (fig.68), che mantiene la sua validità anche in questa parte della Sardegna, presupponendo una relativa stabilità tettonica almeno per i tempi olocenici.

PROGETTO CARG

La carota CG7 documenta un livello del mare a circa -145 ÷ -144 m ai tempi (12.991 ± 60 anni ^{14}C *BP*, non calibrata; 14.832 ±187 cal. *BP* secondo Hughen *et alii*, 2004, cfr. LL1 in fig.68) dell'ultimo aumento dei ghiacci nelle Alpi, cioè tra l'interstadiale *Allerød* e l'inizio dello *Younger Dryas*. Questo dato è coerente con le età ^{14}C determinate su vermetidi *Dendropoma* dragati nella stessa zona della piattaforma continentale della Sardegna occidentale tra i -140 e i -160 m, che hanno documentato un intervallo compreso tra i 12.300 ± 80 anni *BP* e i 14.090 ± 130 anni *BP*, cfr. CA1-2-3 in fig.68 (Pirazzoli, 1996).

La quota così bassa di questa paleo-spiaggia di regressione, rispetto ad altre parti della piattaforma continentale sarda, è molto probabilmente comprensiva di un sensibile contributo di tipo idro-isostatico. Le tre datazioni della carota (CV1, v. tavv.18 e 20, cfr. LL2-3-4 in fig.68) documentano invece una laguna che si è instaurata su una superficie di erosione a spese della formazione di Nuraghe Baboe (NBB), a circa -41 ÷ -40 m tra 9654 ± 70, 9352 ± 50 e 9021 ± 80 anni ^{14}C *BP* non calibrati, cioè un intervallo tra circa 10.570 e circa 9.540 cal. *BP* secondo Hughen *et alii* (2004). Tali dati si mostrano compatibili con quelli del Foglio 566 "Pula".

La curva finale, seppure eterogenea per la tipologia e la distribuzione dei dati, documenta un eustatismo relativo totale sulla piattaforma continentale della Sardegna occidentale e meridionale di circa 140 m. Tra il tardo-glaciale e l'inizio dell'Olocene l'innalzamento eustatico avrebbe avuto tassi medi di circa 3 cm/anno, mentre durante l'Olocene il tasso è progressivamente diminuito fino a qualche millimetro all'anno.

Questo comportamento di trasgressione eustatica è pienamente compatibile con le constatazioni di facies e morfologie di bassa profondità coperti da sedimenti e geometrie deposizionali di maggiore profondità, come documentano sia la carota CG7 (v. fig.67) che le CV (v. tavv.17 e 19). Pertanto i fondali della piattaforma continentale della Sardegna occidentale, compresa la parte che ricade in questo Foglio, mostrano le differenti facies di sedimenti e strutture conseguenti al controllo dei fattori associati a tale trasgressione (tav.22).

Davanti alle coste basse i fondali marini sono costituiti da sedimenti incoerenti, in prevalenza terrigeni ghiaioso-sabbiosi e limosi, e in subordine sabbiosi bioclastici. Dove l'energia del moto ondoso è maggiore e dove i sedimenti sono insufficienti, il substrato di varia natura affiora costituendo fondali rocciosi fino a profondità di 5-10 m circa, ricoperti da esigui spessori di sedimenti instabili. Nei fondali a maggiori profondità, fino a circa 30-35m, sono presenti estesi fondali variamente colonizzati dalla *Posidonia oceanica* (tav.22b) e in subordine da altre fanerogame e alghe verdi. A tali fondi colonizzati si associa, in genere ma non sempre, una elevata produttività bioclastica che contribuisce sensibilmente in volume di sabbie. Le facies variano tra il bioclastico grossolano a molluschi o algale e quello fine a microbioclasti e foraminiferi (v. IV - 5. § 5.6. & 5.9.).

PROGETTO CARG

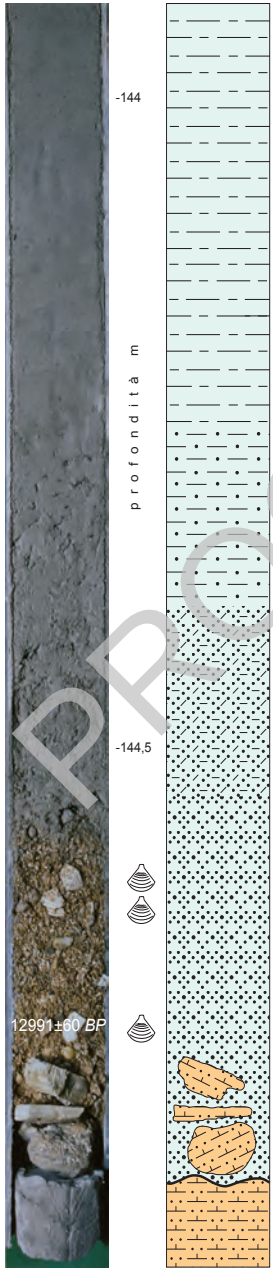


Fig. 67 - *Carotaggio a gravità CG7, -145 m al largo di Capo Pecora. Sabbie ghiaiose con clasti di quarzo, calcari e marne messiniane, deposte durante il mare basso dell'ultimo massimo glaciale, ricoperte da sabbie fangose della successiva risalita eustatica; 12991±60 BP non calibrata, CEDAD - Bari, LL1 età calibrata in fig.68.*

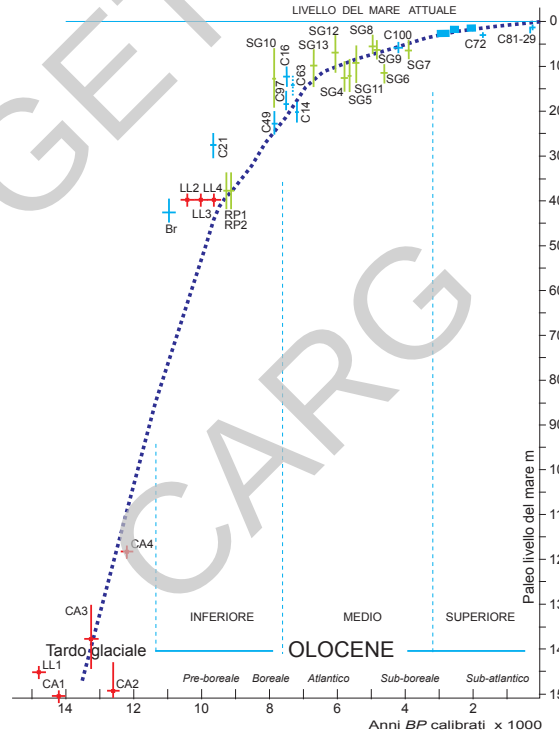
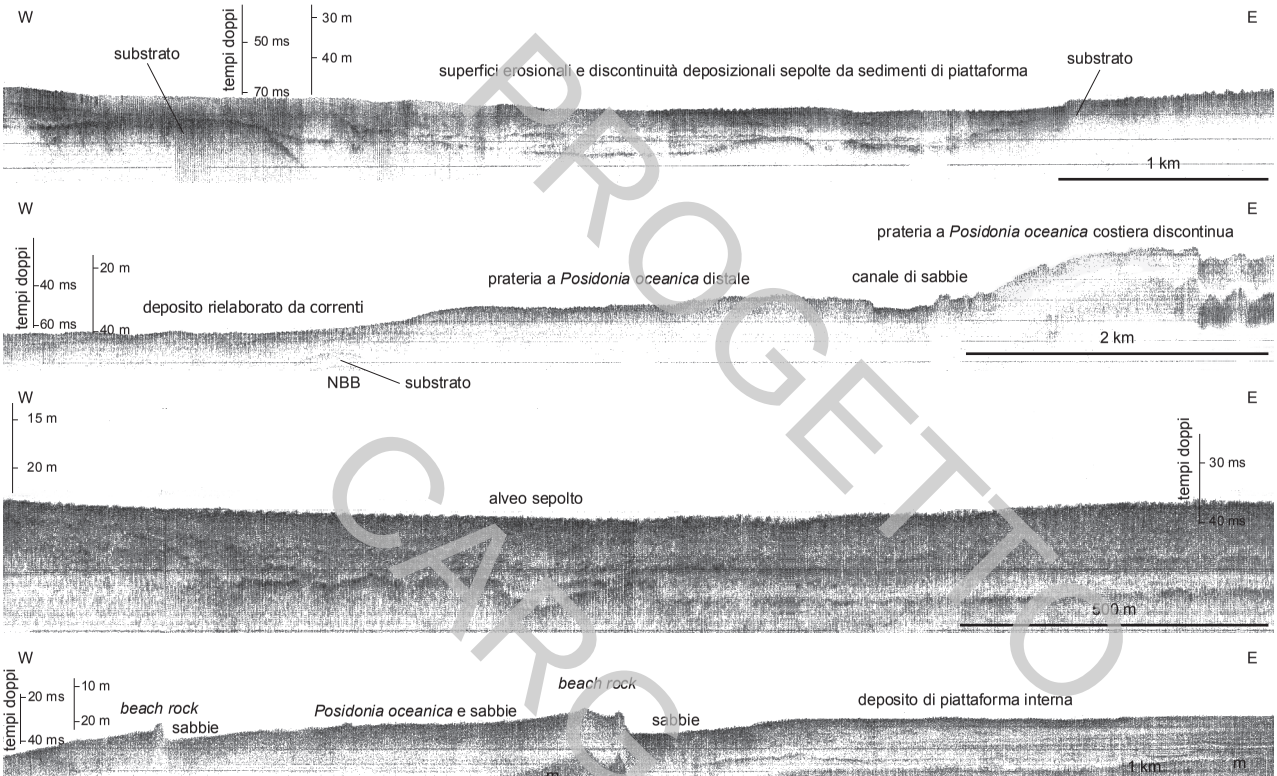


Fig. 68 - *Eustatismo relativo nella piattaforma continentale sarda (Fogli 528 "Oristano" & 566 "Pula") dal tardo-glaciale all'Olocene. Datazioni ^{14}C calibrate secondo Hughen et alii (2004): in rosso i dati CARG di questo Foglio, in verde i dati CARG del Foglio 566 "Pula", in azzurro i dati da Orrù et alii, 2004 ricalibrati. Le profondità includono l'idroisostasia. Curva di Lambeck et alii, 2004 prolungata fino ai dati del tardo-glaciale.*

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 22 - *Linee SBP 3,5 kHz: a) sezione circa E-W dell'ampia valle circa N-S erosa durante la regressione post-tirreniana, sepolta dai depositi della trasgressione olocenica; ubicazione a S del Foglio 528 "Oristano", a W di Capo Frasca; b) sezione a W di S. Giovanni di Sinis, si osserva la zonazione costituita da diversi tipi di prateria e dai depositi elaborati da correnti nella parte più profonda; c) sezione circa E-W a SW di Capo S. Marco: arenarie e conglomerati di beach-rock del Pleistocene superiore - Olocene; d) sezione circa E-W a SE di Capo S. Marco: piccola valle erosa durante la regressione post-tirreniana, colmata da sedimenti stratificati sabbioso-fangosi pleistocenici e olocenici. m: riflessione multipla.*

Nel Golfo di Oristano, la riduzione dell'energia del moto ondoso associata alla presenza di una depressione determina un deposito di piattaforma interna sabbioso-limoso. Tale depressione è probabilmente riconducibile alla paleovalle messiniana, in seguito riutilizzata come valle fluviale, lagune o foci estuarine fino all'Olocene. Le registrazioni *Sub Bottom Profiler* documentano che la depressione è interessata da diverse fasi di riempimento che ricoprono le incisioni probabilmente relative a un paleo-Tirso del Pleistocene superiore - Olocene, ma un'età pliocenica non può essere esclusa per la parte più profonda (v. tav.22c). L'erosione sottomarina, da parte delle intense correnti da NW, di queste litologie costiere sommerse produce sedimenti terrigeni rimaneggiati, che occupano areali in cui ci si aspetterebbe una natura bioclastica per la vicinanza delle praterie a *Posidonia oceanica*. Anche nella parte meridionale del Golfo di Oristano è presente un terrazzo colonizzato dalla *Posidonia oceanica* dove, nonostante la produttività bioclastica, prevale una componente terrigena proveniente dai paleo-sedimenti alluvionali del Fiume Tirso e di altri fiumi, probabilmente rimaneggiati durante la trasgressione dell'Olocene medio-superiore.

Esternamente al Golfo di Oristano, tra Capo S. Marco e Capo Frasca, sono presenti paleo-linee di riva sommerse che si evidenziano nelle linee *Sub Bottom Profiler* 3,5 kHz, per una tipica morfologia a pinnacolo dovuta all'affioramento del substrato roccioso (v. tav.22d).

Nei fondali più profondi di questo Foglio, -35 ÷ -55 m, ossia nella parte bassa della porzione eufotica, dove i fondali non vengono colonizzati dalla *Posidonia oceanica*, prevalgono sabbie di varia natura e tessitura. Le facies bioclastiche sono nettamente prevalenti e vengono elaborate da correnti che conferiscono forme di fondo a *megaripple* di sabbie grosse ghiaiose e ampie dune di sabbie medie e fini.

Tutte queste facies di depositi, in questa parte di piattaforma compresa nel Foglio 528 "Oristano", si avvicendano lateralmente senza dar luogo a crescite o progradazioni e costituiscono un sistema deposizionale che può essere considerato un *transgressive system tract*, relativo alla trasgressione dell'Olocene medio-superiore. Solo nelle parti più distali, nella parte sud-occidentale del Foglio, o nelle parti più profonde e a W di esso, qualche deposito fangoso potrebbe assumere il significato di *high stand system tract* per la parte riferibile alla sedimentazione dell'Olocene medio-superiore - Attuale, rispetto al *transgressive system tract* del tardo-glaciale e dell'Olocene inferiore, come viene documentato nella carota CG7 (v. fig.67), ma i limitati spessori in genere inferiori alla decina di metri riducono l'applicabilità di queste distinzioni sequenziali.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VII - CENNI GEOMORFOLOGICI

1. - AREA CONTINENTALE

1.1. - Generalità

Il Foglio ricade nella terminazione settentrionale del Golfo di Oristano che costituisce il bordo nord-occidentale della depressione tettonica del Campidano (cfr. cap. V) e con andamento NNW-SSE suddivide la Sardegna meridionale (Carmignani *et alii*, 2001a; Casula *et alii*, 2001).

Sul margine nord-orientale del Foglio affiorano limitati lembi di substrato, in genere sepolti dai depositi quaternari. Non è dunque possibile effettuare una trattazione esaustiva dei raccordi con il substrato e le faglie bordiere orientali della fossa tettonica. Il substrato affiora invece ampiamente nella penisola del Sinis. Questa a sua volta è separata dai rilievi dell'entroterra dalla pianura che delimita il Golfo di Oristano ed al di sotto della quale il substrato è ribassato tettonicamente (Casula *et alii*, 2001).

La morfologia del Foglio Oristano è caratterizzata da cinque grandi unità del paesaggio:

- conoide alluvionale antica del Fiume Tirso;
- morfologie fluviali vallive e piana costiera del Fiume Tirso;
- morfologie costiere;
- morfologie deposizionali ed erosive della penisola del Sinis;
- Isola Mal di Ventre e Il Catalano.

1.2. - Conoide alluvionale antica del Fiume Tirso

I resti dell'antica conoide alluvionale del Fiume Tirso costituiscono larga parte del settore orientale dell'area che si estende per diversi chilometri ad E del limite del Foglio; essa cresce progressivamente di quota sino al raccordo con l'area montana (Villanova Truschedu, Foglio 529 "Samugheo").

Nel Foglio affiora la parte medio-distale della conoide, che da quote prossime a 50 m nei settori più orientali, scende progressivamente sino a pochi metri sul bordo della pianura costiera. La pendenza varia da 0,75% (45 m in 6 km) nella zona più interna (tra N.ghe Aurras e Campulongu) a 0,22% (10 m in 4,5 km) nel tratto sino a Donigala Fenughedu. In questo settore alla sommità della conoide affiorano suoli con un discreto grado di evoluzione, localmente con orizzonte argillico (Carboni *et alii*, 2006), sebbene essi non siano comparabili con quelli attribuiti all'ultimo interglaciale di altri settori dell'Isola e delle aree appenniniche (Barca *et alii*, 2005; Coltorti & Pieruccini, 2006; Pasci *et alii*, in stampa). Il grado di alterazione di questi suoli dunque conferma l'attribuzione della conoide all'ultima glaciazione (Pleistocene superiore).

1.3. - Morfologie fluviali vallive e piana costiera del Fiume Tirso

La conoide alluvionale antica è stata dissecata e terrazzata dalla successiva incisione del Fiume Tirso e degli altri torrenti minori (Riu Canargia a N, Riu Merd'e Cani a S). L'alveo attuale del Fiume Tirso, delimitato oggigiorno da argini artificiali, ha un tracciato irregolare che alterna tratti quasi rettilinei a tratti sinuosi rappresentati da alcuni meandri in prossimità della foce. Nella pianura alluvionale, che raggiunge 3 km di larghezza, numerosi canali artificiali sono impostati sui tracciati dei paleoalvei. Altri paleoalvei sono stati individuati in foto aerea grazie alla marcata variazione di tono cromatico del riempimento rispetto ai sedimenti circostanti. Essi hanno tracciati irregolari ma non sono riconoscibili veri e propri tracciati a meandri. La presenza di canali multipli suggerisce che la pianura era occupata da alvei secondari in graduale aggradazione ed era interessata da fenomeni di esondazione sino a tempi recenti. In alcuni tratti del Fiume Tirso interni agli argini artificiali sono evidenti ampi ventagli di esondazione.

Il corso d'acqua attuale, entrando nella pianura costiera, devia verso S poco a W dell'abitato di Oristano dove genera un delta debolmente arcuato. La portata solida del fiume è attualmente limitata per la presenza, lungo il tracciato montano, di diversi invasi artificiali di grosse dimensioni. Il valore angolare dell'intersezione dei cordoni litorali con l'asse del canale distributore permette di attribuire questo apparato deltizio alla classe B ($180° < \alpha < 140°$) proposta da Bellotti (2000).

PROGETTO CARG

In passato l'apparato deltizio si sviluppava più a N, sulla prosecuzione dell'asse vallivo, generando un esteso delta cuspidato. Il cordone litorale di Torre Grande costituiva il lato meridionale del delta mentre, sul lato settentrionale, si addossava sui rilievi di Paegrevas chiudendo il grande "golfo" che ha dato origine all'attuale Stagno di Cabras.

1.4. - Morfologie costiere

Le morfologie costiere sono dominate da un'alternanza di cordoni litorali, stagni e lagune costiere.

Lo stagno più importante dell'area meridionale è quello di S'Ena Arrubia, che in passato si estendeva verso E in un settore oggigiorno bonificato per la creazione di estese aree agricole (ex Stagno di Sassu). A S di Oristano si sviluppa lo Stagno S. Giusta, di forma ellittica, con una lunghezza di circa 3,5 km ed una larghezza di 3 km. Entrambi gli stagni sono collegati al mare da canali artificiali. La loro origine è connessa alla formazione di cordoni litorali con estesi apparati dunari e alla parziale sedimentazione fluviale (Stagno S. Giusta). La presenza di sottili lembi di depositi costieri (a quota prossima al livello del mare) sulle sponda orientale dello Stagno S. Giusta indica come l'andamento della linea di costa fosse più articolato nel recente passato.

Il tratto costiero settentrionale, da Torre Grande a Tharros, è caratterizzato ancora da sistemi di cordoni litorali progradanti che formano la laguna di Mistras. La genesi dei cordoni sembra associata alla deriva litorale verso N dei sedimenti fluviali del Fiume Tirso.

Generalmente alla sommità dei cordoni sono presenti estesi sistemi di dune costiere e che si spingono verso l'entroterra per alcuni chilometri. Localmente sono presenti dune paraboliche, alte fino a 10 m, che si sviluppano per oltre 100 m di lunghezza, e il cui orientamento indica una provenienza dei venti dominanti di NW.

1.5. - Morfologie deposizionali ed erosive della Penisola del Sinis

La morfologia della penisola del Sinis è molto articolata e differenziata tra il settore occidentale, che fronteggia direttamente il Mare di Sardegna e quello orientale, posto all'interno in posizione protetta. La forma in pianta del suo perimetro è circa trapezoidale con il lato meridionale fortemente assottigliato. A W la morfologia è caratterizzata da una costa con tratti a falesia che si alterna a promontori e lidi sabbiosi.

PROGETTO CARG

Le falesie, alte fino a 40 m, spesso a strapiombo, sono intagliate sulle marne e calcari miocenici (Roia de su Cantaru), sulle eolianiti pleistoceniche e localmente (Capo S. Marco) su sedimenti pelitici e clastici pliocenici sovrastati da lave basaltiche plioceniche.

Tra S. Giovanni di Sinis, Torre di S. Giovanni e Capo S. Marco affiorano estesi apparati dunari pleistocenici, che nella prima località poggiano su una superficie di abrasione marina attribuita al Tirreniano, suggerendo la possibilità che durante l'ultimo interglaciale i due promontori più meridionali (Torre di S. Giovanni e Capo S. Marco) costituissero isolotti in mare aperto. La morfologia sommitale della penisola è dominata dall'erosione selettiva a spese degli espandimenti basaltici in giacitura suborizzontale.

Il settore centrale è caratterizzato da una *mesa* (Su Pranu Nurachedus, Roia sa Murta), e verso S da torri isolate (*butte*). Fa eccezione la parte più meridionale di Capo S. Marco, nei pressi di quota 40 m, dove la presenza di sparse ghiaie di quarzo arrotondate alla sommità del basalto permette il riconoscimento dei resti di un antico terrazzo di abrasione marina. Più a N l'erosione selettiva del substrato miocenico ha condotto al modellamento in corrispondenza dei livelli calcarenitici, di brevi *cuestas* (M. Rasu e M. Prama).

Sul lato orientale la scarpata che separa il rilievo tabulare dalla pianura di Oristano è poco acclive e graduale per la presenza ai piedi del versante di depositi colluviali ed eolici. In superficie affiorano depositi clastici recenti connessi a processi colluviali.

I depositi eolici caratterizzano anche il settore settentrionale della pianura, dove ricoprono sedimenti di spiaggia antichi. La presenza di questi ultimi sedimenti anche più a S indica che, nella sua storia geologica recente, un ampio braccio di mare separava il Sinis dalla terraferma.

1.6. - Isola Mal di Ventre e Il Catalano

L'Isola Mal di Ventre costituisce il settore emerso di una breve dorsale orientata circa NE-SW. Essa è caratterizzata da una morfologia blandamente spianata, modellata direttamente sul substrato e delimitata su tutti i lati da scarpate di erosione costiera. Sebbene raggiunga 18 m di altezza nei pressi del faro, questa quota costituisce un'eccezione perchè mediamente le quote del ripiano sono prossime a 10 m.

Si tratta verosimilmente di una superficie di abrasione marina sollevata, sebbene l'età del modellamento sia di difficile determinazione. È comunque certamente precedente al Pleistocene superiore, dato che depositi eolici e costieri di esigua estensione sono stati osservati ai piedi della scarpata sud-occidentale.

PROGETTO CARG

Poco più a N, ai piedi della medesima scarpata, sono presenti i resti di un nuraghe a testimoniare la sua frequentazione sin dall'antichità. A N dell'isola sono presenti alcuni scogli che testimoniano una sua maggiore estensione nel passato e l'intensità dei processi erosivi costieri. Scogli isolati sono d'altra parte comuni nelle vicinanze della costa.

Analoghe caratteristiche presenta la piccola isola Il Catalano, la cui sommità a 12 m suggerisce un modellamento assimilabile a quella di Mal di Ventre. In quest'isola però non sono stati osservati depositi pleistocenici.

2. - AREA MARINA

2.1. - Generalità

La piattaforma continentale della Sardegna occidentale tra Capo Pecora e Capo Mannu mostra una zonazione parallela alla costa costituita da un ripiano di piattaforma prossimale (-20 ÷ -70 m circa), un pendio (-70 ÷ -120 m), una fascia di transizione alla piattaforma esterna e la piattaforma esterna stessa, costituita da un'estesa piana limitata verso la scarpata da un bordo progradante mediamente alla profondità di -200 m (Leone *et alii*, 1981; Lecca, 1982; Carboni *et alii*, 1989).

Al traverso del Golfo di Oristano e della penisola del Sinis tale zonazione è meno riconoscibile perché un ampio avvallamento orientato N-S separa il ripiano della piattaforma, elaborato sulla sommità del blocco di Mal di Ventre e ricoperto da *bindstone* quaternari (Carboni & Lecca, 1992a), dal settore attuale costiero roccioso a falesie, promontori poco prominenti e insenature sabbiose.

Nella parte marina del Foglio sono presenti essenzialmente quattro aree distinguibili per caratteristiche morfologiche. La prima area di piattaforma interna si è instaurata nel Golfo di Oristano, che costituisce la parte sommersa del bacino di Oristano. Nella parte emersa di tale bacino, dagli ambienti sottomarini si passa al complesso sistema transizionale composto di lagune, stagni, piane e conoidi fluviali ai piedi dei versanti del vulcano pliocenico del M. Arci.

La parte prossimale della piattaforma continentale a W della costa del Sinis occidentale è costituita dalle spiagge sottomarine e da un pendio fino a circa -25 ÷ -30 m colonizzato da fanerogame e solcato da canali di sabbie.

A W del Golfo, cioè all'esterno del bacino di Oristano, e più a N oltrepassata la fascia a fanerogame a profondità di circa -30 ÷ -40 m, si individua la parte più profonda della piattaforma interna costituita da alcune depressioni allungate N-S, tra la costa rocciosa e a falesie e l'alto strutturale costituito da Il Catalano e dalla sua connessione sommersa con l'Isola Mal di Ventre.

PROGETTO CARG

Oltre il limite occidentale del Foglio i fondali risalgono in due alti morfo-strutturali, orientati circa NNE-SSW; quello più a S emerge dal mare con le basaniti - trachibasalti de Il Catalano, quello più a N, sfalsato di circa 2÷3 km, emerge con le rocce granitoidi dell'Isola Mal di Ventre.

A W di questo alto morfo-strutturale è presente una stretta piattaforma esterna che tramite un bordo progradante si raccorda col pendio del margine continentale.

2.2. - Golfo di Oristano

Nella parte più prossimale è presente una spiaggia a bassa energia con sedimenti limosi (Carboni *et alii*, 1990), fondali regolari colonizzati da fanerogame marine a breve distanza dalla costa e depositi di materiali biogeni derivati dalla prateria a *Posidonia oceanica*. Nella parte centrale del Golfo di Oristano prevale un fondale a bassa profondità, in genere inferiore ai 20 m, ricoperto da fanerogame, principalmente da *Posidonia oceanica* e in subordine, in aree a minor energia, da *Cymodocea nodosa* Ucria (Cancemi *et alii*, 1997; Tigny *et alii*, 2007; De Falco *et alii*, 2010). Le analisi dei sedimenti indicano che la distribuzione delle fanerogame marine è influenzata dalla deposizione, causata dal calo di energia del moto ondoso all'interno del golfo, di componenti limose provenienti da alimentazione fluviale o da attività antropiche (De Falco *et alii*, 2006).

Nella parte più interna e centrale spicca un modesto apparato di foce del Fiume Tirso che presenta una rilevante variabilità secondo cicli pluriennali. Infatti nel 2000 era largo circa 700 m e ampio circa 400 m, costituito da un truogolo interno, una barra e un pendio solcato da microcanali all'interno dei quali si deponevano frazioni organiche, derivate dalle posidonie, analogamente a quanto accade alla base delle spiagge a bassa energia delle parti più interne del golfo (fig.69a). Tale delta subì una profonda modificazione causata da una fase di piena fluviale documentata dalle foto del 2003 (fig.69b). In seguito, come documentano diverse coperture di foto aeree (fig.69c), ha acquisito un nuovo accrescimento nel 2010; nel 2011 ha subito una nuova erosione e attualmente nonostante una tendenza alla crescita non ha ancora riacquistato una morfologia ampia come quella del 2000.

Poco più a S del Foglio 528 "Oristano" tale basso fondo si collega con l'area influenzata dalla foce del Riu Flumini Mannu e Riu Sitzerri, che sfociano attualmente nello Stagno di S. Giovanni - Stagno di Marceddì (Foglio 538 "Terralba"), ma che durante le regressioni forzate dall'abbassamento eustatico potevano raggiungere la parte a N di Capo Frasca, nel settore meridionale del golfo, dove è presente un'ampia paleo-forma dovuta a tali fiumi, probabilmente una paleo-valle colmata.

PROGETTO CARG

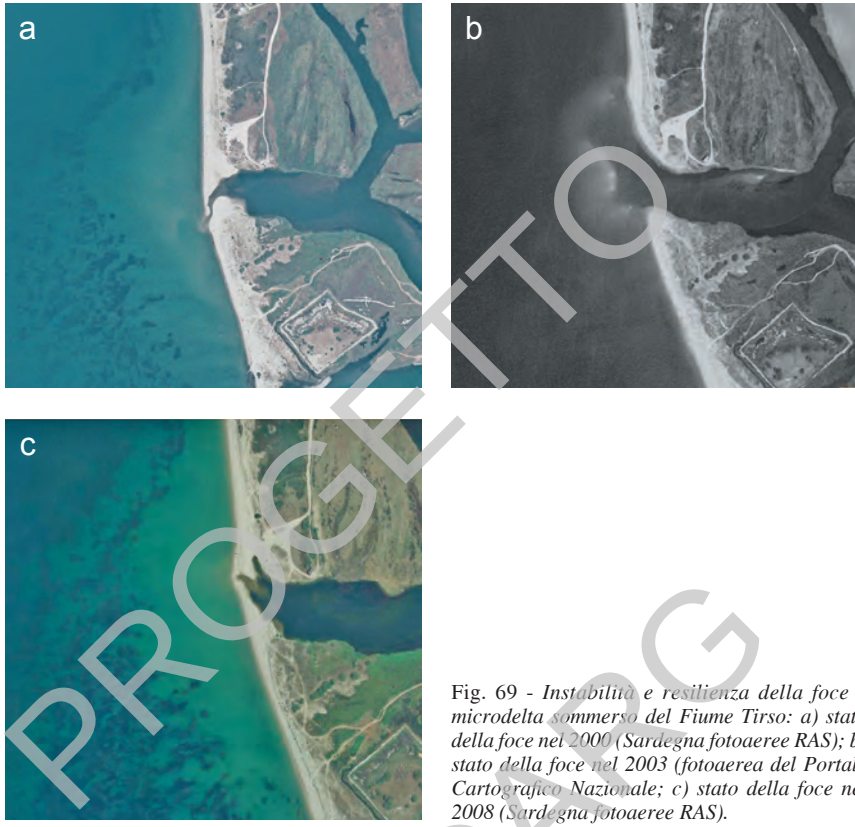


Fig. 69 - *Instabilità e resilienza della foce e microdelta sommerso del Fiume Tirso: a) stato della foce nel 2000 (Sardegna fotoaeree RAS); b) stato della foce nel 2003 (fotoaerea del Portale Cartografico Nazionale; c) stato della foce nel 2008 (Sardegna fotoaeree RAS).*

PROGETTO CARG

Verso N una depressione canaliforme, ampia circa 3 km, attraversa l'intero golfo in senso ENE-WSW dove la sedimentazione attuale è in prevalenza limoso-sabbiosa, quasi priva di fanerogame forse a causa della presenza di eccessiva componente limosa. Tale depressione probabilmente costituisce l'attuale espressione della sottostante paleovalle messiniana, parzialmente colmata e in seguito reincisa durante le fasi di mare basso del Quaternario (v. tav.21c) ad opera del paleo-Tirso e del paleofiume che percorreva la paleovalle dello Stagno di Cabras, proveniente dalle pendici meridionali del Montiferru.

Verso il largo il golfo è limitato da Capo S. Marco a N, Capo Frasca a S e da un collegamento sommerso tra i due promontori, che costituisce una soglia strutturale e morfologica su cui poggiano sedimenti di spiaggia di livelli eustatici pleistocenici e olocenici fino a circa -25 m sotto l'attuale livello del mare (v. tav.10 e tav.22d).

2.3. - Esterno del golfo

Nella parte esterna al golfo, la costa occidentale della penisola del Sinis è interessata in modo quasi continuo da forme erosive, attualmente attive su litologie pre-quaternarie e su limitati depositi di paleo-spiaggia relativi alle fasi di stazionamento pleistoceniche.

Alle coste rocciose alte in rocce stratificate e alle loro fasi di arretramento nel Pleistocene superiore - Olocene si associano depositi di blocchi o isolati blocchi, che documentano l'evoluzione retrograda dei promontori durante l'Olocene superiore e contribuiscono positivamente alla loro relativa attuale stabilità (Carboni *et alii*, 2010).

L'assenza di blocchi sommersi si associa in genere con un relativo locale aumento della profondità, che consente una maggiore erosione della falesia da parte del moto ondoso.

Nelle insenature sono presenti estesi depositi sabbiosi di spiaggia sommersa, attuali e sub-attuali, terrigeni e in subordine bioclastici. Oltre la spiaggia sommersa il pendio è colonizzato fino a -20 ÷ -25 m da *Posidonia oceanica*, (v. tav.21b) caratterizzata da depressioni e micro-forme causate dall'azione delle tempeste e interrotta da canali che raccolgono i sedimenti terrigeni, provenienti dalla spiaggia sommersa, e bioclastici dalle posidonie.

2.4. - Depressioni

La depressione canaliforme da N verso S è divisibile in tre subordinate depressioni (Istituto Idrografico della Marina, 1990; Forti & Orrù, 1995) separate da due soglie morfostrutturali che costituiscono le prosecuzioni sommerse dei promontori di Torre del Sevo e di Capo Sa Sturaggia.

Le profondità massime sono rispettivamente di circa 39 m tra l'Isola Mal di Ventre e Sa Rocca de su Tingiosu, 40 m a NW di P.ta Maimoni, maggiore di 50 m nella parte che prosegue più a S verso la piattaforma della costa arburese.

Alla base del pendio, a circa -30 m la colonizzazione della *Posidonia oceanica* si riduce fino a terminare verso il fondo delle tre ampie depressioni chiuse, più a largo dall'alto strutturale che congiunge l'Isola Mal di Ventre e Il Catalano.

La parte più profonda è costituita da superfici soggette alle correnti indotte dalle tempeste da maestrale, caratterizzate da sabbie bioclastiche con forme da corrente evidenti a diversa scala, come ampie *sand wave* e *megaripple* trasversali (v. fig.61) e rare strutture longitudinali da corrente dominante proveniente da NW.

PROGETTO CARG

2.5. - Alti morfostrutturali

L'alto morfostrutturale della piattaforma intermedia costituisce la culminazione del blocco tettonico di Mal di Ventre - Il Catalano. Tale alto a S emerge dal mare con affioramenti di rocce basiche (BGF_a) de Il Catalano che proseguono verso NNE e SSW in un rilievo allungato.

Più a N le rocce de Il Catalano si arrestano in un canale profondo circa -45 m oltre il quale l'alto, spostato a W di circa 2-3 km, riprende nelle propaggini meridionali dell'Isola Mal di Ventre con rocce granodioritiche (MDV) che affiorano verso NNE per circa 6 km.

I fondali circostanti l'Isola Mal di Ventre e Il Catalano a bassa profondità sono caratterizzati dal prevalere dell'azione del moto ondoso sulle coste, prevalentemente rocciose e spoglie di sedimenti. La parte sommersa dell'Isola Mal di Ventre è distinguibile nella parte ridossata rispetto alle mareggiate da maestrale e in quella esposta. L'erosione sulle coste basse granitoidi evidenzia vari ordini di fratture, le mesofaglie e i filoni associati.

La costa sommersa esposta alle mareggiate da NW e W presenta maggior erosione e minori evidenze di coperture di sabbie e di *Posidonia oceanica*; la costa ridossata possiede sabbie di spiaggia sommersa in diverse insenature e macchie isolate di cespugli di posidonia su roccia che si avvicendano a isolate depressioni sabbiose fino a circa -7 ÷ -10 m, mentre a maggiori profondità la copertura della posidonia diviene quasi continua.

Di particolare rilievo per la distribuzione dei sedimenti sono i canali che, a seguito di favorevoli correnti da moto ondoso, trasferiscono quote di sabbie grosse - molto grosse arcosiche-litiche dalle spiagge sommerse di ciascuna insenatura fino a conche poste a profondità maggiori.

La costa rocciosa sommersa de Il Catalano è costituita da affioramenti quasi privi di sedimenti fino a -20 ÷ -30 m mostrando spettacolari forme di basalti colonnari, come documentato da diversi autori nelle varie secche, in particolare a N de Il Catalano (Forti & Orrù, 1995; *www.areamarinasinis.it*) e rilevati mediante immersione e profili *Side Scan Sonar*.

I versanti sommersi sono maggiormente acclivi e irregolari rispetto a quelli dell'Isola Mal di Ventre, essendo costituiti da affioramenti rocciosi di basalti in posto e da blocchi eterometrici ruotati o deposti ai piedi delle falesie sommerse.

Esternamente e localmente all'interno degli affioramenti sommersi del Catalano la colonizzazione della *Posidonia oceanica*, localizzata in deboli rilievi, è discontinua e segnata da depressioni elaborate dalle correnti. Verso S, a profondità di circa -20 ÷ -30 m si instaurano depositi di sabbie soggette all'azione delle correnti, maggiormente da maestrale e ponente.

PROGETTO CARG

2.6. - Microforme

Alla scala metrica e sub metrica i fondali sono ricchi di forme e micro-forme associate ai processi genetici delle diverse unità cartografate. Le sabbie mostrano forme di fondo conseguenti in particolare all'azione delle correnti associate all'azione della base del moto ondoso dovute ai venti da NW e W.

Normalmente nella spiaggia sommersa si osservano *ripple* e *mega-ripple* (v. tav.12), scalzamenti delle *matte* di *Posidonia oceanica* e, nelle piane sabbiose esterne alle posidonie, sia *mega-ripple*, sia ampie *sand wave*, sia strutture lineari parallele alla direzione della corrente, indicando velocità supercritiche delle correnti agenti sul fondo.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VIII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - CAVE

Nel Foglio sono presenti un certo numero di cave attive nelle quali il materiale estratto è classificato come "Uso civile come inerti per conglomerati e per rilevati e riempimenti" (R.A.S., 1992; 1998a).

In gran parte si tratta di cave aperte per l'adeguamento e ammodernamento della SS 131. Le più grandi di esse sono ubicate nella porzione orientale del Foglio, in corrispondenza dei depositi alluvionali pleistocenici e olocenici. Alcune aree di cava sono presenti nell'area del porto industriale di Oristano e sono state utilizzate per l'estrazione delle sabbie eoliche attuali.

Nella tabella 7, indicante le cave censite dal SIPAC (L.R. 31/89), è evidenziata la situazione al marzo 2007. Le superfici di attività sono da considerarsi come dato puramente indicativo.

Le grandi cave attive di notevole impatto antropico sono quelle di Matza Serra, Tanca Molino e Pranu 'e Cixiri, dove il materiale estratto, costituito da ghiaie e sabbie pleistoceniche e oloceniche, è classificato come "inerti per conglomerati". L'ultima cava, tra quelle citate, utilizza i vuoti di coltivazione come discarica per materiali inerti. Nella cava di Su Barroccu (fig.70), con fronti alti fino a 30 m, si coltivano le sabbie e le ghiaie pleistoceniche per i rilevati del nuovo tracciato stradale della SS131. La cava di Mitza s'Eucaria estrae esclusivamente sabbie pleistoceniche ed è parzialmente in fase di ripristino. Infine, nell'area del porto industriale di Oristano una grande cava utilizza le sabbie delle dune eoliche attuali.

Tab. 7 - *Tabella delle cave attive e inattive, censite dal SIPAC (L.R. 31/89).*

Codice SIPAC	Stato	Comune	Località	Uso	Tipo Commerciale	Litotipo	Superfici di Attività (mq)
271	A	Solarussa	Terra Arrubia	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	187500
246	A	Solarussa	Terra Arrubia	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	46800
1212	A	Siamaggiore	Su Barroccu	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Ghiaie e sabbie	125000
241	A	Oristano	Tanca Soreri	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	687500
207	A	Oristano	Tanca Molino	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	265600
1116	A	Oristano	Pranu 'e Cixiri	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	250000
1075	A	Santa Giusta	S'Eucaria	Civile	Inerti per conglomerati	Sabbie	62500
473	A	Santa Giusta	Porto Industriale	Civile	Inerti per conglomerati	Sabbie	515600
480	I	Siamaggiore	Is Caladeddas	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	31250
1285	I	Oristano	Su Fenosu	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	109300
183024	I	Siamaggiore	Santa Lucia	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	78100
1189	I	Siamaggiore	Santu Perdu	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	15600
183019	I	Tramatza	S'Ena Manna	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	31250
183005	I	Tramatza	S'Artixeddu	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Andesiti	46800
300091	I	Zeddiani	Salto is Serras	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	15600
179006	I	Santa Giusta	Cant. S'Anna	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	15600
184004	I	Santa Giusta	Serra Figus	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	15600
184003	I	Palmas Arborea	Cuc.ru is Serras	Civile	Inerti per conglomerati	Ghiaie e sabbie	78100
193	I	Santa Giusta	Porto Industriale	Civile	Inerti per conglomerati	Sabbie	31250
168002	I	Cabras	Nuraghe Muras	Civile		Arenarie	31250

PROGETTO CARG



Fig. 70 - *Panoramica della cava nei depositi alluvionali (PVM_{2a}). Località Su Barroccu.*

Fra le cave inattive alcune hanno dimensioni discrete ma sono parzialmente rinaturalizzate, come quelle di Palmas Arborea e di Siamaggiore (Is Caladeddas). Poco a S del porto industriale di Oristano l'estrazione di sabbie eoliche oloceniche ha causato la completa distruzione di un sistema di dune paraboliche.

L'attività di cava ha interessato in passato anche altri litotipi affioranti soprattutto nella penisola del Sinis. Si tratta di cave di modeste dimensioni che non sono nel censimento del SIPAC, ma che sono indicate nella carta geologica con l'apposito simbolo.

Presso N.ghe S'Argara, lungo la strada per Is Arutas, sono ancora visibili due cave, una impostata sul filone basaltico pliocenico, l'altra sulle marne messiniane. A M. Palla venivano utilizzati i calcari brecciati messiniani. Infine presso Zeddiani, lungo la S.S.131 sono presenti diverse cave di prestito, nelle quali si estraevano le facies brecciate delle andesiti oligoceniche.

Un cenno a parte meritano le piccole cave sulle arenarie eoliche pleistoceniche presenti lungo la costa occidentale del Sinis e comprese tra S. Giovanni di Sinis, P.ta Maimoni e Is Arutas (fig.71). Esse assumono un'importanza particolare da un punto di vista storico-archeologico perché sono testimonianza dell'attività estrattiva dell'epoca punico-romana, e probabilmente anche di età precedente. Per questo motivo esse andrebbero salvaguardate e valorizzate.

PROGETTO CARG



Fig. 71 - *Cava punico-romana nelle arenarie eoliche (PVM_{2b}). Località P.ta Maimoni.*

2. - CAMPAGNE DI RICERCA PER IDROCARBURI

Il territorio del Foglio 528 "Oristano", posto nel settore settentrionale della Piana del Campidano, è stato interessato da numerose campagne di ricerca per idrocarburi a partire dalla fine degli anni '50 del XX secolo (tav.23). L'interpretazione dei rilievi sismici e delle perforazioni profonde eseguiti durante queste ricerche ha fornito un importante contributo alla conoscenza dell'assetto geologico, stratigrafico e strutturale dell'intero settore.

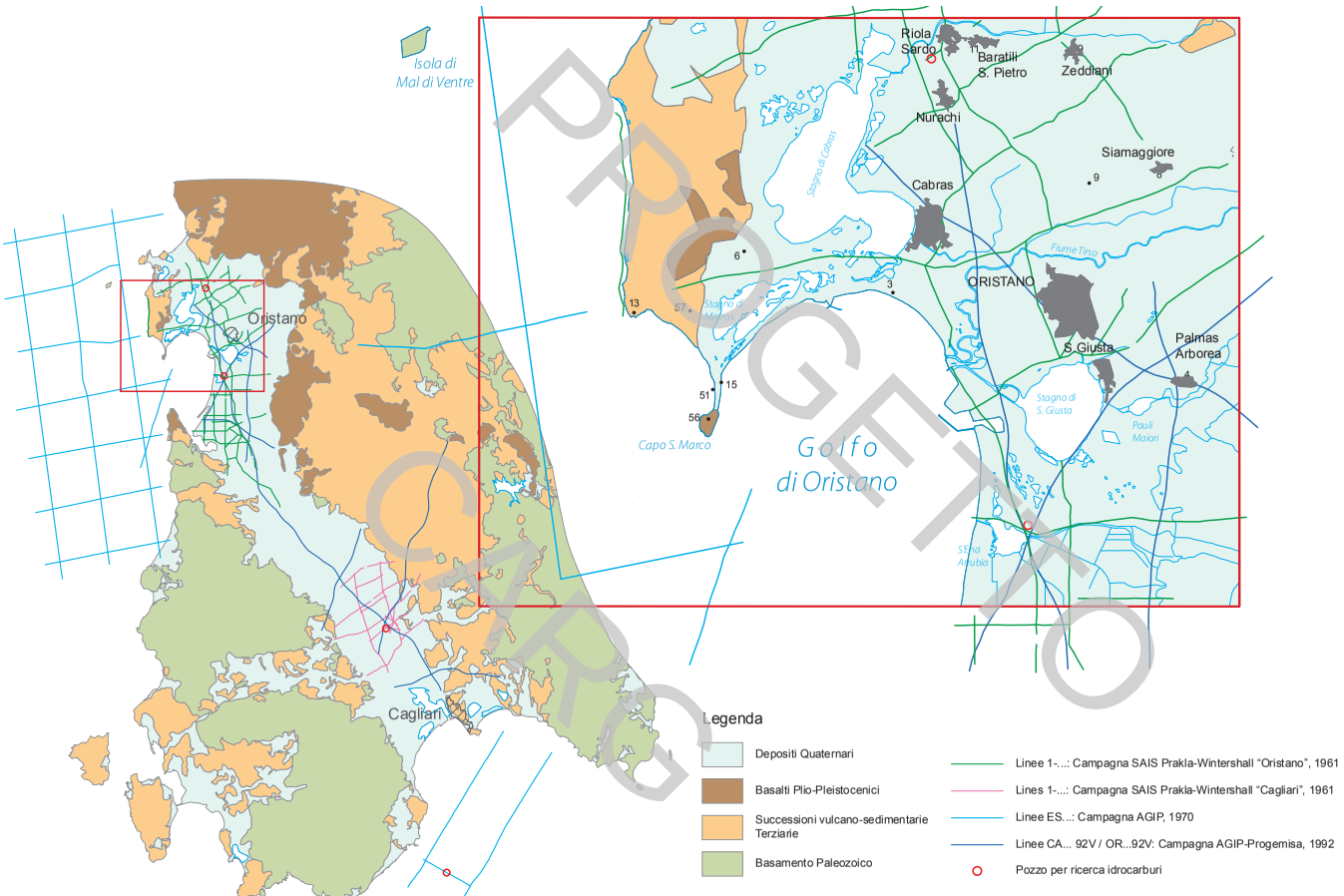
Le ricerche per idrocarburi ebbero inizio nel 1956 ad opera della SAIS (Società per Azioni Idrocarburi in Sardegna; 70% Wintershall e 30% Regione Autonoma Sardegna); nei tre permessi di ricerca assegnati (permessi "Oristano", "Campidano" e "Anglona") vennero acquisiti complessivamente 593 km di linee sismiche analogiche. Nel Campidano di Oristano le 32 linee sismiche (pari a 344 km), disposte secondo un *grid* irregolare, hanno guidato l'ubicazione dei pozzi "Oristano 1 e 2" (v. tav.2). Con i 137 km (12 linee sismiche) del Campidano di Cagliari, a formare un *grid* piuttosto ampio, venne ubicato il pozzo "Campidano 1". L'esito negativo dei tre sondaggi esplorativi indusse SAIS a chiudere le attività nel 1964.

All'inizio degli anni '70 AGIP avviò l'esplorazione della prosecuzione *offshore* dell'area campidanese meridionale (Golfo di Cagliari), acquisendo linee sismiche digitali (tav.23). Il sondaggio esplorativo eseguito ("Marcella 1") diede esito minerario negativo. Nel 1986 AGIP riprese l'attività esplorativa acquisendo 837 km di linee sismiche nell'*offshore* occidentale (da Capo Pecora fino a N di Capo Mannu), la cui interpretazione portò alla richiesta di tre permessi di ricerca. Nel 1988 Total Mineraria, in collaborazione con *IFP* (*Institut Français du Pétrole*), rielaborò i dati delle campagne SAIS, informatizzando e riprocessando le linee relative al Campidano meridionale.

Nel biennio 1990/91, Progemisa (Agenzia Governativa della Regione Sardegna), in collaborazione con *ENSPM* (*École Nationale Supérieure Pétrole et des Moteurs*) e *IFP* (*Institut Français du Pétrole*), ha riprocessato le linee sismiche SAIS relative ad Anglona e Campidano settentrionale, definendo per il secondo l'assetto geologico mediante l'analisi geofisica, effettuando una modellizzazione geochimica sulle possibili rocce madri eoceniche ed oligo-mioceniche, infine elaborando un primo modello geo-giacimentologico che ha condotto ad una individuazione preliminare di aree ed obiettivi stratigrafici di possibile rilievo minerario (Casula *et alii*, 1991).

Sulla base di questi studi preliminari, l'esplorazione petrolifera nella Piana del Campidano riprese nel 1991, nell'ambito di una J.V. AGIP-Progemisa, con la realizzazione di studi geologici di dettaglio (Casula *et alii*, 1991; 1992), seguiti dall'acquisizione mediante tecnologie avanzate (tecnica *vibroseis*) di 8 nuove linee sismiche per complessivi 285 km.

PROGETTO CARG



Tav. 23 - *Campagne di ricerca per idrocarburi nell'areale del Foglio 528 "Oristano".*

Mentre i vecchi rilievi SAIS, nonostante il nuovo *reprocessing*, risultavano nel complesso scadenti, i nuovi rilievi, pur con dati sismici non ottimali, fornirono una maggiore continuità dei riflettori nei primi 3 secondi, consentendo una buona caratterizzazione della facies sismica (Murgia *et alii*, 1993).

Per il Campidano di Oristano l'interpretazione delle linee di nuova e vecchia acquisizione (parte dell'ex permesso "Oristano") portò alla mappatura di sei riflettori significativi. L'orizzonte sismico più profondo individuato venne attribuito alla base della successione sedimentaria oligo-miocenica.

Il Campidano di Oristano (Murgia *et alii*, 1993) in ragione della ridotta fratturazione, della presenza di una potenziale roccia madre (riferibile alla formazione della Marmilla, miocenica) e dello spessore significativo della successione sedimentaria, venne ritenuto un'area interessante per la ricerca. Questa pertanto fu proseguita con uno studio sismostratigrafico degli orizzonti mappati sul Miocene medio - Pliocene, evidenziando sistemi deltizi di varia estensione, caratterizzati da apporti clastici considerevoli. In particolare, ai margini del bacino sono stati individuati episodi più grossolani, da fluviali a marino-marginali, con buone caratteristiche di *reservoir*.

I dati sismici hanno consentito di descrivere il bacino terziario come un semi-*graben*, delimitato da una *master fault* (nota in letteratura scientifica come Faglia del Sinis) immergente verso E, in corrispondenza dell'alto della penisola del Sinis (v. tav.16). La monoclinale risultante, interessata da faglie antitetiche, risale verso E. La *master fault* interessa le sequenze B1 e B2 ed era evidentemente attiva durante la sedimentazione, come testimoniato dai caratteri sismici. Verso E i segnali sembrano chiudersi in *on-lap* verso l'appoggio del basamento acustico (A *sequences*). Una minore continuità sembra invece riscontrata durante la deposizione delle sequenze superiori (C e D). Si evidenzia così, in corrispondenza del massimo approfondimento della *master fault*, una zona depocentrale ad asse N-S compresa entro il Golfo di Oristano, tra Capo S. Marco e Capo Frasca (Casula *et alii*, 2001).

La strutturazione del bacino è dell'Oligocene medio-superiore; a causa della mediocre qualità del segnale sismico della sequenza A (zoccolo acustico) non sono chiari i rapporti con strutture più antiche eventualmente riattivate.

La presenza di sistemi di faglie con direzioni prevalenti N40°E e N160°E, che nell'area centrale del bacino interessano le sequenze *syn-rift* (*sensu* Cherchi & Montadert, 1984; cfr. § IV - 2., "successione vulcano-sedimentaria del I ciclo), determinano la discontinuità evidenziata B-C, con troncatura dei segnali sottostanti. Ciò ha determinato la formazione di blocchi tra loro separati, e strutture di medio-piccole dimensioni comunque interessate dalle deposizioni delle sequenze *post-rift* (*sensu* Cherchi & Montadert, 1984; cfr. § IV - 2.3., "successione vulcano-sedimentaria del II & III ciclo).

PROGETTO CARG

Una prosecuzione dell'area depocentrale è testimoniata dagli approfondimenti registrati lungo l'asse N-S prima descritto, solo marginalmente interrotti dalla discontinuità tra le sequenze D ed E in corrispondenza dell'erosione messiniana. Il *modelling* geochimico ha indicato per il settore di Oristano uno stadio di maturità nella finestra olio e gas della roccia madre miocenica; l'area di drenaggio è risultata però esigua, a causa dei limiti areali del bacino (Murgia *et alii*, 1993).

Nonostante i risultati incoraggianti di questa campagna, le ricerche si sono interrotte sino al 2007 quando, per opera della SARAS S.p.A., in regime di Autorizzazione di Indagine, sono state acquisite 17 linee sismiche per un totale di 230 km, nel Campidano e nell'*off-shore* occidentale.

I nuovi rilievi hanno consentito di approfondire e migliorare le conoscenze geologiche sull'area, definendone anche i principali caratteri geominerari. Le potenziali rocce madri, riferibili al Miocene (formazione della Marmilla), mostrano spessori della serie di sicuro interesse per la ricerca; il *modelling* geochimico ha inoltre confermato uno stadio di maturità nella finestra olio e gas.

Il rigetto verticale complessivo del basamento lungo i margini può essere stimato in affioramento intorno ai 1200 m, mentre i profili sismici evidenziano che nel sottosuolo può raggiungere i 1500 m. Il sistema di faglie che lo genera è complesso; la fossa colmata dal riempimento sedimentario e vulcanico, ha *trend* principale N-S, con direzioni secondarie NNE-SSW e NNW-SSE. Le analisi strutturali hanno confermato la presenza nel bacino di strutture compressive a pieghe (anticlinali/sinclinali), faglie tipo *strike-slip/wrench faults*, e anticlinali allungate tipo *flower structures*, atte a costituire trappole. I principali *reservoir* sono costituiti dai sedimenti carbonatici mesozoici e dai sedimenti clastici miocenici.

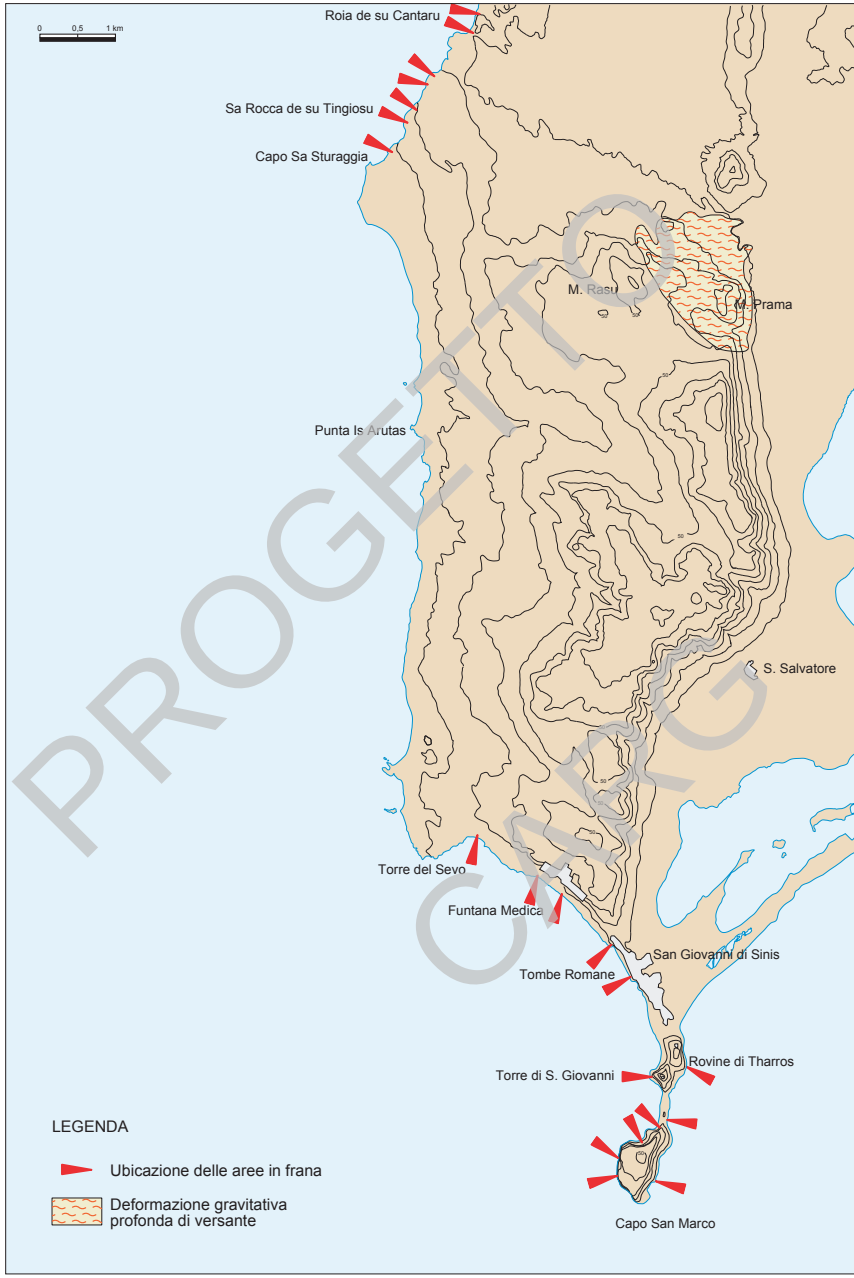
Le campagne esplorative condotte da SARAS S.p.A. sono in corso al momento della stesura di queste note.

3. - FRANE

Il dissesto idrogeologico per frana nel Foglio 528 "Oristano" interessa alcune aree della penisola del Sinis (tav.24) sia sulla fascia costiera (frane costiere) sia nel settore collinare (deformazione gravitativa profonda di versante, DGPV). I movimenti franosi in atto delle coste alte del Sinis sono stati censiti dal Progetto IFFI (APAT, 2007) e studiati in dettaglio dall'Università di Cagliari per conto della Provincia di Oristano (Carboni *et alii*, 2010), lavori a cui si rimanda.

In questa sede sono analizzati i fenomeni franosi in base allo stato di attività, compreso tra attivo, quiescente e stabilizzato (Amanti *et alii*, 1996).

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Tav. 24 - *Carta schematica con l'ubicazione delle frane nella penisola del Sinis.*

Utilizzando la classificazione di Cruden & Varnes (1994) i tipi di movimento identificati nell'area del Foglio sono essenzialmente per crollo, ribaltamento, scivolamento rotazionale e colamento. È stata individuata anche una probabile deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV). La gran parte delle frane attive rilevate lungo la costa sono in genere litosomi di limitata estensione, inferiore a 1 ha, non cartografabili alla scala dalla carta geologica (Pasquaré *et alii*, 1992), la posizione delle quali è stata indicata nello schema della tav.24.

Le formazioni geologiche interessate dalle frane sono le marne e i calcari del Messiniano, i sedimenti clastici e le lave del Pliocene, nonché i depositi eolici del Pleistocene ed i colluvi olocenici.

Nelle falesie comprese tra Capo Sa Sturaggia, Sa Rocca de su Tingiosu e Roia de su Cantaru (v. tav.24) sono presenti numerosi corpi di frana che conservano morfologie particolarmente fresche, riconducibili a processi di crollo in atto e in evoluzione. In quest'area affiora la successione messiniana che è costituita alla base da argilliti marnose, calcari marnosi e al tetto da calcareniti brecciate. La giacitura degli strati è suborizzontale, sono però presenti fratture verticali parallele alla costa e la pendenza delle falesie, alte fino a 20 m, è prossima alla verticale. I fattori predisponenti sono lo scalzamento al piede per opera del moto ondoso e i processi di dissoluzione e ammollimento delle argille (*softening*) che, in particolari condizioni meteorologiche e meteomarine, diventano cause determinanti.

A Roia de su Cantaru, durante i rilevamenti per la carta geologica si è verificata nell'inverno del 2006 una frana di discrete dimensioni, come si vede nella fig.72. Gli effetti più evidenti di questi fenomeni di crollo è il progressivo arretramento della linea di costa.

Altri fenomeni franosi per crollo e ribaltamento sono osservabili presso Funtana Medica. In questo tratto di costa le formazioni geologiche sono rappresentate da depositi colluviali dell'Olocene e da arenarie eoliche pleistoceniche, che formano ripe verticali di altezza fino a 5 m (fig.73). Da un punto di vista litologico si alternano strati di arenarie fini con lenti di detriti clastici grossolani e siltiti pedogenizzate. Condizioni meteo-marine intense provocano periodici franamenti e il progressivo arretramento della costa.

Franamenti di notevole impatto si sviluppano nella località Tombe Romane e lungo il perimetro costiero del promontorio di Capo S. Marco (v. tav.24), dove gli elementi a rischio sono le numerose strutture archeologiche della città punico-romana di Tharros (tav.25; cfr. § 3.1.). Qui i fenomeni franosi si realizzano in corrispondenza delle argilliti marnose messiniane, delle arenarie e dei basalti pliocenici, e dei depositi eolici pleistocenici. Poco a N delle Tombe romane e a S della Torre di S. Giovanni, le arenarie eoliche poggiano direttamente sulle argilliti mioceniche. Queste ultime sono soggette a variazioni di volume che perdono di coesione anche per l'azione delle acque che si infiltrano nelle arenarie permeabili.

PROGETTO CARG

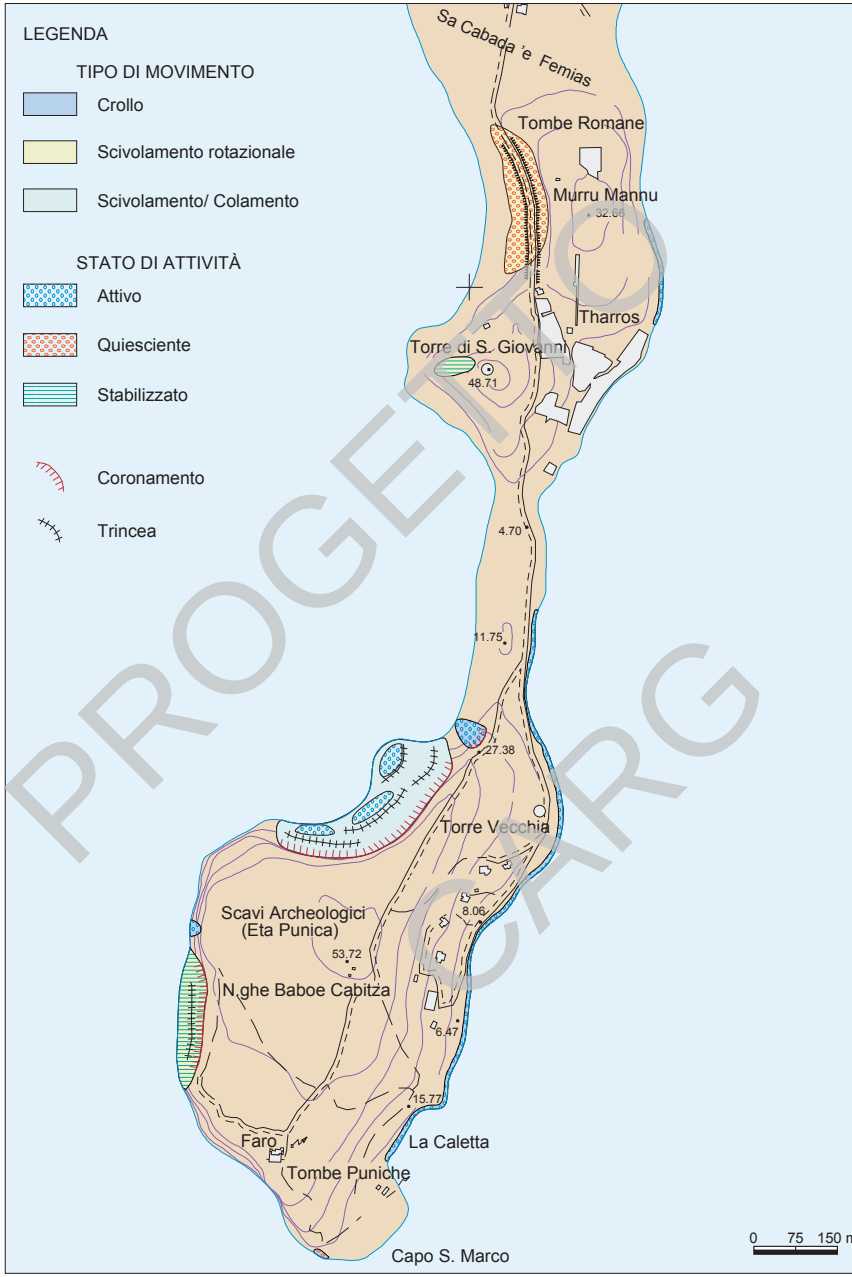


Fig. 72 - *Frane di crollo nella successione messiniana. Roia de su Cantaru.*



Fig. 73 - *Trincea nei depositi colluviali (b_2) ed eolici (PVM_{2b}). Funtana Medica.*

PROGETTO CARG



Tav. 25 - *Carta dei fenomeni franosi nell'area archeologica di Tharros.*

A tale processo si associa l'azione del moto ondoso che produce lo scalzamento alla base della ripa e determina crolli a cadenza stagionale.

Le frane di ribaltamento e crollo che hanno coinvolto le due necropoli fenicio-puniche del lato occidentale, località Tombe romane (fig.74) e istmo di S. Giovanni (fig.75), con tombe a pozzo scavate nelle arenarie eoliche massive, sembrano causate anche dai tagli artificiali che ne hanno compromesso le caratteristiche litotecniche.

L'intero perimetro costiero della zona archeologica di Tharros è interessato da movimenti franosi, che stanno compromettendo parte degli antichi edifici urbani e delle necropoli, anche sul lato orientale del promontorio di Capo S. Marco, da Torre Vecchia sino a Su Murru Mannu (v. tav.25).

Sul lato W del promontorio di Capo S. Marco una frana di crollo si è verificata durante i rilevamenti CARG nell'autunno del 2005 (fig.76). Sulla falesia, alta fino a circa 40 m e con una pendenza molto elevata, affiorano alternanze di conglomerati, arenarie, siltiti e argilliti del Pliocene inferiore (v. tav.6 in § 3.1.). La parete prossima alla verticale, il differente carattere litotecnico delle rocce e lo scalzamento operato dal moto ondoso, determinano il franamento con un'arretramento progressivo della costa.

PROGETTO CARG



Fig. 74 - *Frana di crollo che ha interessato la necropli fenicio-punica, scavata nelle arenarie eoliche pleistoceniche (PVM_{2b}). S. Giovanni di Sinis.*



Fig. 75 - *Frana di crollo che ha interessato la necropoli fenicio-punica scavata nelle arenarie eoliche pleistoceniche (PVM_{2b}). Istmo S. Giovanni di Sinis.*



Fig. 76 - *Frana di crollo nella formazione di Nuraghe Baboe, lato W di Capo S. Marco.*

PROGETTO CARG

Movimenti franosi di diverso tipo si sviluppano sui versanti dove affiorano i sedimenti messiniani e i basalti pliocenici. Nella costa occidentale del promontorio di Capo S. Marco sono segnalate due frane di scivolamento in stato di attività quiescente, una più piccola in prossimità della Torre di S. Giovanni e la seconda, più estesa, ubicata a W del faro di Capo S. Marco (v. tav.25). Il primo franamento di tipo traslativo, che si sviluppa sui basalti e le sottostanti argilliti marnose del Messiniano nella collina della Torre di S. Giovanni, ha generato due corpi separati, a quote differenti e in contropendenza. La seconda frana di tipo rotazionale è ubicata lungo la falesia occidentale di Capo S. Marco e si estende in lunghezza per quasi 300 m.

Il movimento interessa le marne alternate alle calcareniti ed i basalti pliocenici (v. fig.47) lungo una superficie di scivolamento rotazionale. Alla base del coronamento è ben evidente una trincea principale che sblocca il corpo di frana, ancora smembrato da due trincee minori poste a quote differenti e in contropendenza. L'altezza della scarpata principale (*sensu* Cruden & Varnes, 1996) è pari a 12 m e progressivamente diminuisce verso S raccordandosi alla superficie topografica.

Una frana a movimento complesso è stata riconosciuta (fig.77) sul versante settentrionale del promontorio di Capo S. Marco (v. tav.25).



Fig. 77 - *Frana a movimento complesso con singole colate attive, lato nord di Capo S. Marco.*

PROGETTO CARG

Essa ha interessato le argilliti marnose, i calcari e i soprastanti basalti e si ritiene il suo stato di attività stabilizzato. Il franamento si è attivato come scivolamento probabilmente nell'Olocene antico, successivamente è evoluto in singole colate, che hanno generato un corpo a morfologia irregolare. È presente la nicchia di distacco a forma semicircolare, che ha uno sviluppo di circa 500 m, mentre è scomparsa del tutto la zona di accumulo, probabilmente erosa dall'azione del moto ondoso. Movimenti in atto sono testimoniati dalle trincee e dalle colate presenti in diversi punti del versante. Per contrastare questi franamenti sono stati approntati interventi di ingegneria naturalistica (fig.78). Tali interventi sino ad ora hanno dato scarsi risultati, in quanto la tecnica delle graticciate appare poco efficace a bloccare un movimento che interessa l'ammasso a profondità sicuramente maggiore di quelle messe in atto dalle opere (fig.79).



Fig. 78 - *Interventi di ingegneria naturalistica sul lato nord di Capo S. Marco.*



Fig. 79 - *Resti di alcune graticciate sul lato nord di Capo S. Marco.*

PROGETTO CARG

Nell'entroterra del Sinis l'area tra M. Rasu e M. Prama è stata interpretata come una deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV), (v. tav.24). I litotipi affioranti appartengono alle formazioni messiniane, costituite da argilliti marnose, marne arenacee e calcari. La superficie di scivolamento sembra impostata sulla formazione basale, che costituisce il livello con le caratteristiche litotecniche più scadenti. Si tratta probabilmente di una deformazione gravitativa antica che ha subito nel tempo un notevole rimodellamento. Tuttavia si possono ancora riconoscere una parte della trincea, delle contropendenze alla base e delle giaciture degli strati a immersione opposta, caratteri che suggeriscono spostamenti differenziali del corpo di frana. L'area ha un'estensione di circa 2 kmq e il coronamento si sviluppa per circa 2,5 km in direzione NW-SE.

3.1. - Sito archeologico di Tharros e monumenti a rischio

3.1.1. - *Cenni storici sulla città di Tharros*

La città di Tharros è stata fondata dai Fenici attorno all'800 a.C. (Moscati, 2005), sull'area occupata nella seconda metà del II millennio a.c. da insediamenti nuragici (villaggio nuragico di Su Murru Mannu). Nel periodo cartaginese la città è amministrata dai sufeti e costituisce un'importante piazzaforte marittima a dominio del bacino occidentale del Mediterraneo e, in particolare della rotta verso Massalia (Marsiglia). Il carattere commerciale di Tharros nei periodi tardo-orientalizzante, arcaico e classico è evidenziato dal ritrovamento di abbondanti ceramiche d'importazione etrusca. Tharros passa nel 238-237 a.C. sotto il dominio romano e nel 77 a.C. subisce l'assedio di M. Emilio Lepido resistendo fino alla vittoria. Durante l'età imperiale (fine II - inizi III sec.) la città viene elevata a rango di colonia onoraria. La fine dell'Impero coincide con una progressiva decadenza della città. Nel periodo bizantino la città diviene sede vescovile (chiesa paleocristiana di S. Giovanni) ed è documentato il suo carattere di fortezza (*castrum*) nel VII sec. La città viene abbandonata tra l'VIII e il IX sec. presumibilmente in seguito alle scorrerie dei Saraceni. A un temporaneo reinsediamento nel 1052-1056, fa seguito il definitivo abbandono nel 1070 quando la sede del Giudicato d'Arborea e dell'Arcivescovado vengono trasferiti a Oristano (Acquaro & Finzi, 1986).

3.1.2. - *Archeologia di Tharros e i monumenti a rischio di frana*

I ritrovamenti riferibili al periodo punico riguardano le due aree funerarie di Capo S. Marco (Barreca, 1958) e di S. Giovanni, il primo strato del *tophet* e il

PROGETTO CARG

tempietto di Capo S. Marco. Le necropoli denotano l'uso del rituale della cremazione, con tombe a cista litica e tombe a fossa entro le quali venivano depositate le urne cinerarie. Nel *tophet* la tipologia delle urne è databile al VII secolo a.C.

Quando Cartagine, alla fine del VI sec. a.C., occupa stabilmente Tharros il rito dell'inumazione sostituisce radicalmente il rito funerario della cremazione con l'adozione della tomba a camera ipogeica (Moscati, 2005) e la stele nel *tophet*. Viene mantenuta la stessa collocazione delle necropoli e del *tophet* con una conseguente sovrapposizione culturale. La città viene inoltre fortificata su lato N di Su Murru Mannu e sul colle di S. Giovanni, tramite una cinta ancora ben visibile.

La necropoli fenicio-punica di S. Giovanni e quella a W di Capo S. Marco sono interessate da importanti frane di crollo, tanto che alcune parti appaiono irrimediabilmente danneggiate (v. figg.74 e 76). Il "tempietto" di Capo S. Marco, ubicato sul bordo delle colate basaltiche già soggette a crolli, è tra l'altro compreso tra due aree di frana, quindi in situazione di rischio elevato.

La città romana si sovrappone all'impianto urbanistico punico e si arricchisce degli edifici caratteristici dell'età romana-imperiale (Acquaro & Finzi, 1986). È ancora conservato un deposito d'acqua potabile (*castellum aquae*) che tramite un acquedotto recapitava le acque da un pozzo scavato nelle sabbie eoliche delle dune di S. Giovanni. I due impianti termali conservano ancora gli elementi strutturali come il *calidarium* e le *suspensurae*. Le terme del "Convento vecchio" mostrano i resti di un pavimento a mosaico policromo datato II sec. d.C.; in età bizantina questi edifici vennero parzialmente utilizzati per erigere il battistero.

Le necropoli romane sono ubicate rispettivamente nell'istmo a S del centro urbano e in corrispondenza del fossato di Su Murru Mannu. Purtroppo la prima necropoli è fortemente compromessa in quanto l'area è soggetta alle mareggiate stagionali provocate dai venti di scirocco (SE). Infine, l'acquedotto sembra crollato a causa di uno scivolamento gravitativo delle argille messiniane, sulle quali poggia la costruzione (v. tav.25).

PROGETTO CARG

4. - BONIFICHE IDRAULICHE

La regione del Campidano di Oristano ha subito nel tempo importanti interventi antropici che hanno trasformato l'area da un punto di vista paesaggistico e per quanto concerne l'uso del territorio. Infatti fino dai primi decenni del 1900 l'area è stata profondamente modificata dalle attività di bonifica idraulica. L'area interessata dalle bonifiche è una vasta porzione di pianura prospiciente il Golfo di Oristano (tav.26); in gran parte costituisce la piana alluvionale del Fiume Tirso e del Riu Mogoro, assieme a corsi d'acqua minori che drenano i rilievi di Montiferru, Barigadu e Marmilla (aree fuori Foglio, ubicate rispettivamente a N, E e S).

Il territorio è caratterizzato da morfologie pianeggianti, con ampie depressioni in corrispondenza degli stagni e delle lagune costiere. Prima degli interventi di bonifica, oltre ai numerosi stagni e paludi, esisteva lo Stagno di Sassu che era all'epoca il più vasto d'Europa (oltre 3000 ha). Queste aree acquitrinose favorivano la proliferazione delle zanzare malarigene durante l'estate, mentre nella stagione invernale erano impraticabili a causa delle piene e inondazioni del Fiume Tirso e del Riu Mogoro.

L'opera di bonifica presentava notevoli difficoltà tecniche, infatti si dovevano prosciugare i terreni acquitrinosi, posti anche al di sotto del livello del mare e regolamentare il sistema idrico dei due fiumi principali. Le caratteristiche generali del territorio, le condizioni idrologiche e la natura dei terreni fecero propendere per una bonifica per canalizzazione e prosciugamento artificiale tramite macchine idrovore.

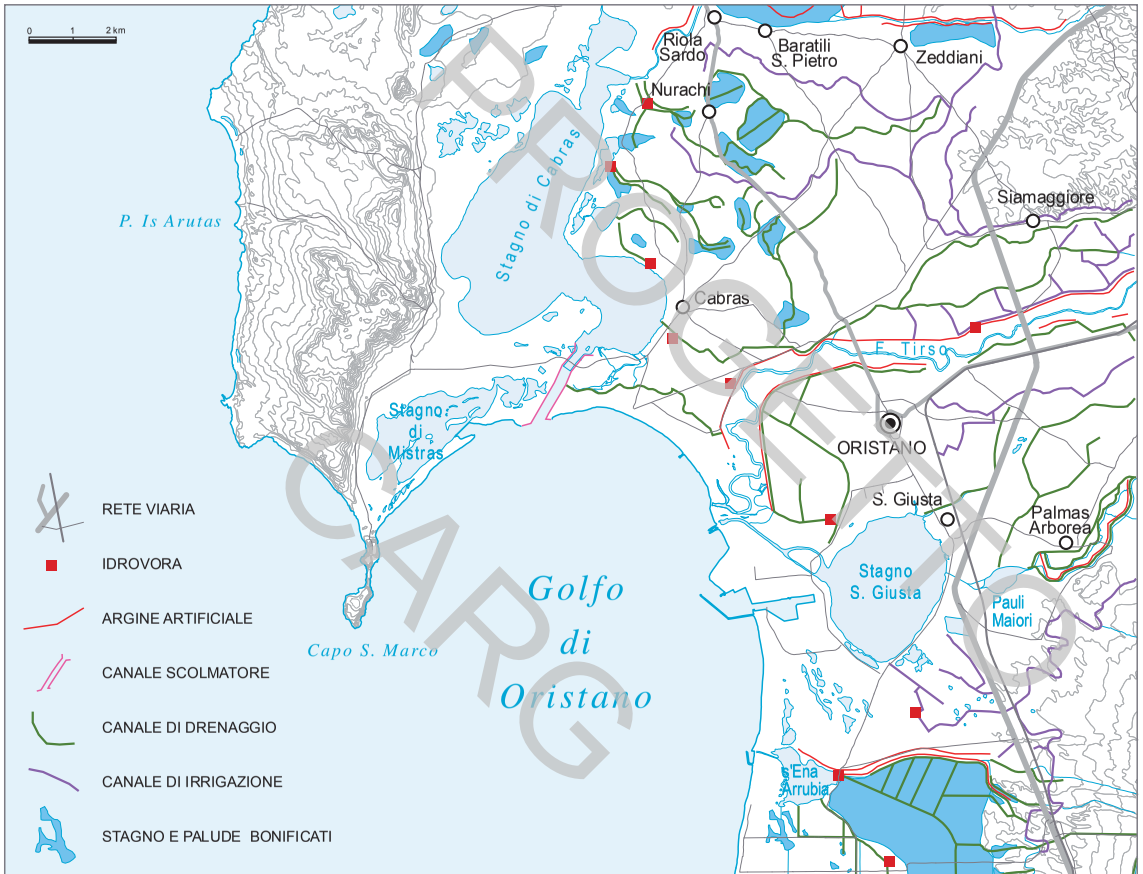
Nel 1915 iniziarono i lavori per la realizzazione della diga sul Fiume Tirso con una capacità di invaso di quasi 500 milioni di metricubi (Diga S. Chiara, nel comune di Busachi). Nel 1918 venne costituita la "Società Bonifiche Sarde", che aveva il compito di realizzare la bonifica idraulica dello Stagno di Sassu.

4.1. - Cenni storici sui consorzi di bonifica

Il "Consorzio di Bonifica del territorio in destra del Tirso" fu il primo consorzio istituito nel 1926 e le opere di bonifica definite di prima categoria dalla Legge del 30 dicembre 1923, n°3256. Il territorio di competenza fu ampliato in diverse fasi. Nel 1932 furono compresi i territori dei comuni di Riola Sardo e Tramatza; nel 1964 fu inserito il territorio del Sinis, e incluso il territorio del "Consorzio di Bonifica dello Stagno di Cabras" (costituito nel dicembre 1928) assieme al comprensorio di bonifica di Is Benas e di Benettudi. Nel 1931 fu costituito il "Consorzio di Bonifica Campidano Minore", che interessava una superficie di circa 11.000 ha nei comuni di Ollastra Simaxis, Oristano, Palmas Arborea, Santa Giusta, Simaxis e Zerfaliu. Nel 1970 i due consorzi si unirono per costituire il "Consorzio di Bonifica del Campidano di Oristano", di superficie pari a circa 50.000 ha.

I territori in concessione alla Società Bonifiche Sarde, ricadenti nei comuni di Terralba, Marrubiu, Arborea e Santa Giusta, nel 1957 costituirono rispettivamente il "Consorzio di Bonifica del Campidano di Terralba" ed il "Consorzio di Bonifica di Arborea" e nel 1977 vennero riuniti nel "Consorzio di Bonifica di Terralba-Arborea". Quest'ultimo si estendeva per circa 35.000 ha ed era compreso tra la piana di Arborea, il territorio in sinistra idrografica del Riu Mogoro e gli stagni di S. Giovanni e S'Ena Arrubia.

PROGETTO CARG



Tav. 26 - *Schema delle opere di bonifica idraulica nel Foglio 528 "Oristano".*

L'attuale "Consorzio di Bonifica dell'Oristanese" è nato nel 1996, dall'unione del "Consorzio di Bonifica di Terralba-Arborea" con il "Consorzio di Bonifica del Campidano di Oristano".

Il nuovo consorzio interessa i territori di 25 comuni della provincia di Oristano e ha una superficie di circa 85.000 ha. All'interno del Foglio 528 "Oristano" ben 14 comuni fanno parte del Consorzio, quali: Arborea, Baratili S. Pietro, Cabras, Narbolia, Nurachi, Oristano, Palmas Arborea, Riola Sardo, San Vero Milis, Santa Giusta, Siamaggiore, Simaxis, Tramatza e Zeddiani.

Il "Consorzio di Bonifica dell'Oristanese" ha tra le sue attività principali la manutenzione di reti ed impianti irrigui e la programmazione di nuove opere, oltre la pianificazione di eventuali collegamenti con le reti principali. Il consorzio ha ripartito il territorio consortile in zone idrauliche omogenee, bacini e sottobacini idraulici, al fine di garantire la corretta gestione del sistema idraulico.

4.2. - Cenni sulla bonifica e la trasformazione fondiaria

La "Società Bonifiche Sarde" tra gli anni 1920-30 ha effettuato nell'area di Arborea (all'epoca era territorio di Terralba) le prime importanti opere di bonifica idraulica e di sistemazione territoriale ed irrigua. Questo settore è al di fuori del Foglio Oristano, solo una parte è compreso nel bordo meridionale (v. tav.26).

Il progetto di bonifica (Società Bonifiche Sarde, 1929) prevedeva principalmente:

- prosciugamento di grandi zone paludose;
- regimazione dei corsi d'acqua;
- realizzazione di reti idriche collettive per l'irrigazione;
- costruzione di una rete viaria rurale.

L'obiettivo primario era il prosciugamento del grande Stagno di Sassu (concluso nel 1937) e di numerose altre paludi distribuite sulla pianura costiera. Nel contempo si rendeva necessaria la regimazione del Riu Mogoro che costituiva il principale immissario dello stagno, attraverso la realizzazione di un serbatoio di ritenuta, l'arginatura dell'alveo e la deviazione del suo tratto finale, spostando la sua foce dallo Stagno di Sassu diversi chilometri più a S, direttamente al mare. Anche i corsi d'acqua minori provenienti dal M. Arci (Riu di S. Anna) venivano deviati e arginati (Società Bonifiche Sarde, 1929). Il sistema di drenaggio era collegato a tre stazioni idrovore denominate Sassu, Principale e Luri, che convogliavano le acque nello stagno S'Ena Arrubia e al mare, attraverso lo Stagno di San Giovanni. A queste opere di sistemazione idraulica seguirono la costruzione di una rete viaria rurale e il frazionamento dei poderi con la realizzazione di diversi centri colonici e il comune di Arborea (allora Mussolinia).

PROGETTO CARG

La bonifica portò notevoli cambiamenti nelle abitudini agricole dei territori interessati, favorendo l'abbandono di colture estensive asciutte e l'introduzione di colture irrigue specializzate e diversificate. Inoltre si ebbe il miglioramento fondiario con l'accorpamento dei piccoli appezzamenti sparsi e la costituzione di aziende più grandi e moderne. Intorno agli anni '60 nacquero anche le prime associazioni per la commercializzazione dei vari prodotti agricoli.

Nel comprensorio del "Consorzio di Bonifica del Campidano di Oristano" le opere principali hanno riguardato la bonifica idraulica, l'irrigazione, la viabilità e l'elettrificazione. I lavori per la bonifica idraulica furono eseguiti suddividendo il territorio in tre sistemi idraulici, denominati: Stagno di Mare Foghe e Stagno di Cabras, Fiume Tirso, Riu Merd'e Cani e Stagno S. Giusta. Il lavoro venne attuato per fasi, nel modo seguente:

- arginatura del tratto vallivo del Fiume Tirso e dei suoi affluenti in sinistra idrografica;
- sistemazione delle zone a tergo argine e realizzazione di reti secondarie;
- convoglio delle acque del Riu Merd'e Cani direttamente allo Stagno S. Giusta;
- costruzione del canale emissario dello Stagno di Mare Foghe;
- opere di regimazione dello Stagno di Cabras con la realizzazione del canale scolmatore.

In particolare, per drenare lo Stagno di Mare Foghe venne realizzata una rete di canali per il deflusso delle acque verso lo Stagno di Cabras ed eseguita la sistemazione idraulica di alcuni corsi d'acqua immissari dello stesso stagno. Nel contempo si rese necessario regimare le acque dello Stagno di Cabras, che periodicamente inondavano i terreni agricoli e il centro abitato di Cabras. Venne quindi realizzato sul bordo meridionale dello Stagno di Cabras il canale scolmatore, lungo circa 3 km e largo in media 0,25 km, per migliorare il deflusso idrico e regolare le frequenti piene.

Nel settore compreso tra gli abitati di Cabras, Nurachi, Riola Sardo e Zeddiani è stata realizzata una rete di canali di scolo, talvolta con deviazione di corsi d'acqua minori. Presso l'abitato di Nurachi sono stati prosciugati gli stagni Lorissa, Pala Bidda e altri più piccoli (cfr. cap. IX, fig.83 e tab.9). Per quanto riguarda le opere irrigue il "Consorzio di Bonifica dell'Oristanese" è suddiviso in 23 distretti, alimentati dalle acque che giungono dal grande invaso sul Fiume Tirso, la Diga S. Chiara. La rete irrigua è costituita, generalmente, da canali in calcestruzzo di forma trapezoidale a pelo libero; essa è suddivisa in due sistemi separati, in destra ed in sinistra del Fiume Tirso. Il primo sistema fornisce l'acqua al comprensorio del "Consorzio di Bonifica del Campidano di Oristano", di area pari a circa 9.000 ha. Il secondo serve un'area di circa 14.000 ha suddivisa tra il comprensorio del "Consorzio di Bonifica del Campidano di Oristano" (circa 6.000 ha) ed il comprensorio del "Consorzio di Bonifica di Terralba-Arborea" (circa 8.000 ha).

PROGETTO CARG

Il sistema irriguo è dotato di 14 impianti di sollevamento (fig.80) per servire le zone che hanno quote superiori rispetto a quelle della rete di adduzione. La rete di distribuzione idrica attinge l'acqua dal canale di sinistra del Fiume Tirso e la distribuisce a 16 distretti irrigui. La rete di distribuzione è generalmente del tipo tubato in pressione. Le acque in esubero dei bacini e sottobacini idraulici sono raccolte dalla rete di canali di scolo e recapitate verso il Fiume Tirso, lo Stagno di Cabras, S'Ena Arrubia ed il mare.



Fig. 80 - *Idrovora Sa Mestia. Cabras.*

PROGETTO CARG

5. - GEOPEDOLOGIA

Sulla base dei dati acquisiti in campagna e sul lavoro di analisi e confronto con quanto riportato nella numerosa bibliografia prodotta in questi anni, si può delineare un quadro della distribuzione delle principali associazioni e complessi pedologici presenti nel Foglio in oggetto. Di seguito si riporta una sintetica descrizione delle principali associazioni di suoli individuate sulle unità distinte nella carta geologica e il loro uso.

5.1. - Suoli sulle alluvioni recenti dell'Olocene

Unità diffusa su morfologie pianeggianti e gli alvei dei corsi d'acqua anche a rischio di inondazione. L'unità rappresenta suoli con profilo A-C, profondità di oltre 80 cm, scheletro talvolta abbondante, tessitura franco-sabbiosa, drenaggio da normale a rapido (*Psammentic Xerofluvents*, *Psammentic Xerorthents*); suoli a profilo A-C, profondi oltre 100 cm, generalmente privi di scheletro, tessitura franca, drenaggio normale, possono presentare caratteri vertici, andici, idromorfi (*Vertic Xerofluvents*, *Andic Xerofluvents*, *Aquic Xerofluvents*).

La loro idoneità alla trasformazione irrigua è talvolta elevata e condizionata dalla necessità di interventi di bonifica, infatti questi suoli possono risultare saturi d'acqua per un periodo abbastanza lungo. Inoltre possono avere un arricchimento eccessivo in scheletro. In ogni caso su questi suoli sono diffuse colture erbacee, ortive irrigue e risaie a S di Cabras e a W di Oristano.

5.2. - Suoli sulle argille degli stagni e delle lagune dell'Olocene

In questa unità sono presenti suoli a profilo A-C, profondi oltre 100 cm, tessitura argillosa, ricchi in argille espandibili, talvolta con accumuli di carbonati in profondità, drenaggio lento (*Typic Pelloxererts* e *Chromic Pelloxererts*), suoli a profilo A-Ck e A-Cg, profondi oltre 100 cm, tessitura argillosa o argilloso-franca, frequenti orizzonti di accumulo di carbonati a modesta cementazione. Drenaggio da lento a impedito. Limitati alle aree degli stagni bonificati (*Aquic*, *Calcic Xerofluvents*, *Vertic Aquic Calcic Xerofluvents*).

In prossimità del mare e degli stagni il profilo di questi suoli è interamente salso (*Salorthids*) e il drenaggio impedito. Si trovano talora nelle aree depresse che costituiscono il fondo di antichi stagni, soprattutto nell'area tra Nurachi e Zeddiani e Sassu. L'idoneità è abbastanza elevata ma generalmente, data l'impermeabilità del substrato, vengono sfruttati a risaie. Le aree prossime agli stagni sono caratterizzate dalla presenza di vegetazione riparia alofila.

5.3. - Suoli sui conglomerati di spiaggia e le calcareniti del Pleistocene superiore, sui depositi lacustri carbonatici dell'Olocene

Sono suoli diffusi su superfici suborizzontali o con modeste pendenze e a tratti anche su zone depresse. Sono anche presenti ampi tratti di roccia affiorante. L'unità raggruppa suoli a profilo (A)-C con spessore assai limitato (15-20 cm) e con pietrosità e rocciosità elevate (*Rock outcrop*); suoli a profilo A-Bt-C, profondi 30-70 cm ed oltre, contenuto in scheletro generalmente moderato, tessitura franco-sabbio-argillosa in superficie ed argillosa in profondità, a tratti orizzonte di accumulo di carbonati quasi sempre cementato, drenaggio da normale a lento, pietrosità da moderata a frequente (*Typic Rhodoxeralfs* e *Petrocalcic Rhodoxeralfs*). Si rinvengono anche suoli a profilo A-C o A-Ck, profondi da 50 ad oltre 100 cm, tessitura argillosa o argilloso-franca, frequenti orizzonti di accumulo di carbonati a modesta compattazione; si associano suoli a tessitura franco-sabbiosa o franco-sabbio-argillosa, drenaggio normale, pietrosità da moderata ad elevata (*Mollic Xerorthents* associati a *Lithic* e *Ruptic Calcixerolls*).

PROGETTO CARG

Sono presenti soprattutto nella penisola del Sinis e nell'intorno dello Stagno di Cabras. La limitazione principale di questi suoli è costituita dalla presenza degli accumuli di carbonati e dei crostoni calcarei, che limita la scelta delle colture, sebbene rientrino nelle classi più elevate per l'idoneità all'irrigazione. Le specie colturali variano dai seminativi ai vigneti ed oliveti, questi ultimi diffusi soprattutto ad E dello Stagno di Cabras dove si trovano sia in coltura specializzata, sia misti a seminativi o vigneti, sia alternati a diversi tipi di colture orticole.

5.4. - Suoli sulle alluvioni terrazzate del Pleistocene superiore

I sedimenti alluvionali pleistocenici sono tra i più diffusi nell'area e costituiscono alluvioni terrazzate; derivano in parte dal rimaneggiamento di depositi alluvionali più antichi del Fiume Tirso e dei corsi d'acqua minori provenienti dal versante occidentale del Monte Arci. Costituiscono morfologie ondulate o sub-pianeggianti e/o pianeggianti che sono incise in corrispondenza dei corsi d'acqua attuali.

Recenti ricerche (Carboni *et alii*, 2006) individuano da un punto di vista pedologico alcune unità (B e C sono comprese nel Foglio) a diverso grado di evoluzione, sviluppatesi sulla conoide alluvionale del Fiume Tirso a partire dai rilievi al di fuori del Foglio, fino ai pressi della fascia costiera. Vengono riportati i risultati conseguiti nell'analisi di alcuni suoli sepolti distribuiti nell'unità B, quella più rappresentativa nel Foglio Oristano.

L'unità B raggruppa suoli a profilo A-Bt-C e A-B-C da poco a non lisciviati, profondi oltre 100 cm, contenuto in scheletro vario ma generalmente elevato sin dalla superficie, tessitura da franco-sabbio-argillosa a franco-sabbiosa, drenaggio normale (*Alfic Xerochrepts*). A volte si rileva la presenza di argille espandibili e/o di accumuli di carbonati (*Calcic* e *Petrocalcic Palexeralfs* e *Haploxeralfs*), questi ultimi localizzati nelle aree di Zeddiani e Massama; suoli a profilo A-Btg-Cg, da molto ad eccessivamente lisciviati, profondi oltre 100 cm, contenuto in scheletro, anche grossolano, quasi sempre elevato, talvolta sin dalla superficie, tessitura da franco-sabbio-argillosa ad argillo-sabbiosa, drenaggio molto lento (*Ultic Palexeralfs* e *Ultic Aquic Palexeralfs*); suoli a profilo A-Bt-Cg e A-Btg-Cg, da mediamente a molto lisciviati, profondi oltre 100 cm, contenuto in scheletro vario, talvolta elevato sin dalla superficie, tessitura franco-sabbio-argillosa, drenaggio da lento a molto lento (*Typic Palexeralfs* e *Aquic Palexeralfs*).

Per i *Palexeralfs* l'idoneità all'irrigazione è da media a debole con limitazioni dovute prevalentemente al drenaggio, la presenza dei carbonati, lo scheletro e l'eccessiva lisciviazione. In ogni caso le coltivazioni diffuse su tutta l'area sono prevalentemente a prato pascolo e foraggio, pascoli, vigneti, risaie nella parte meridionale dell'area e orti.

PROGETTO CARG

A tratti sono presenti rimboschimenti prevalentemente ad Eucalipti e colture arboree ad oliveto (es. Zeddiani). I depositi di sabbie e ghiaie sono anche spesso utilizzati come materiali di cava per inerti.

5.5. - Suoli sulle arenarie eoliche del Pleistocene superiore

Si tratta di suoli diffusi sulle arenarie eoliche a morfologia lievemente ondulata. L'unità raggruppa suoli a profilo A-C, A-Ck, A-B-C, profondi oltre 80-100 cm, tessitura sabbiosa e sabbioso-franca, drenaggio da normale a rapido, associati ad aree idromorfe di limitata superficie (*Typic Xeropsamments*, *Calcic Xeropsamments*, *Psammentic Xerochrepts*); suoli a profilo A-Bt-Cg e A-Btg-Cg, profondi oltre 80-100 cm, tessitura sabbiosa in superficie ed argillo-sabbiosa in profondità, drenaggio normale in superficie e molto lento in profondità (*Aquic Psammentic Palexeralfs*). Per questi suoli è possibile un'ampia scelta delle colture (soprattutto ortive specializzate e vigneti), ma necessitano di opere di difesa contro l'erosione, hanno modesta fertilità e richiedono particolare cura nella pratica irrigua. Sono diffusi soprattutto a N dello Stagno di Cabras, Riola Sardo e Nurachi.

5.6. - Suoli sui calcari compatti del Miocene inferiore e superiore

Si tratta di suoli sviluppati su morfologie subpianeggianti con dolci pendenze verso W, e tratti anche su forti acclività.

L'unità raggruppa: roccia affiorante, suoli a profilo (A)-C, con spessori assai limitati (15-20 cm), pietrosità e rocciosità molto abbondante (*Rock outcrop*); suoli a profilo A-Bt-C, profondi da 30-50 cm, con tessitura franco-sabbio-argillosa in superficie ed argillosa in profondità, talvolta presenti orizzonti con accumulo di carbonati, drenaggio da normale a lento, pietrosità talvolta abbondante, associati a tratti a roccia affiorante e suoli a minimo spessore (*Typic Rhodoxeralfs* e *Lithic Rhodoxeralfs*). Talvolta gli apporti eolici influenzano la presenza di tessitura ad elementi fini in superficie.

Nell'area del Sinis e con riferimento ai suoli profondi, si nota come essi possiedano generalmente elevata idoneità all'uso irriguo, per cui è anche possibile un'ampia scelta di colture. In realtà tali suoli non sono utilizzati secondo le loro potenzialità, infatti vi si trovano coltivazioni prevalentemente in asciutto, costituite quasi esclusivamente da seminativi (foraggio, frumento e barbabietola). Dove la pietrosità è elevata i terreni sono incolti. Nei tratti con roccia affiorante e litosuoli prevale il pascolo e la macchia degradata. L'utilizzazione futura dovrebbe prevedere la ricostituzione dell'ambiente naturale.

PROGETTO CARG

5.7. - Suoli sui calcari a debole compattazione, calcari arenacei e marnosi e argille marnose del Miocene superiore

Si tratta di suoli diffusi su morfologie fortemente dissecate, anche con discrete pendenze; si trovano anche tratti di roccia affiorante. Sono presenti suoli a profilo (A)-C di minimo spessore, su roccia compatta e suoli a profilo (A)-C di minimo spessore, su rocce friabili con pietrosità e rocciosità elevate, drenaggio relativamente lento (*Rock outcrop*, *Lithic Xerorthents*), associati a suoli a profilo (A)-B-C profondi 25-40 cm (*Lithic Xerorthents* e *Lithic Xerochrepts*) e qualcuno oltre i 50 cm a profilo (A)-B-Ck. Questi suoli sono presenti in alcuni settori del Sinis dove le limitazioni maggiori sono dovute al debole spessore, alla pendenza, alla presenza di crostoni ed al drenaggio. Vi si trovano seminativi asciutti e in misura minore vigneti.

5.8. - Suoli su rocce effusive e loro derivati dell'Oligocene e del Pliocene

Sono suoli diffusi sulle tipiche forme tabulari e sub-pianeggianti delle rocce effusive. Nel Foglio sono localizzati sulla penisola del Sinis, da Capo S. Marco a Costa Atzori. Si tratta di suoli a profilo (A)-C con spessori assai limitati (15-20 cm), pietrosità e rocciosità elevate (*Rock outcrop*). Sono utilizzati prevalentemente a pascolo per la presenza di macchia mediterranea degradata.

6. - PERICOLOSITÀ DA INONDAZIONE

Le aree a rischio per fenomeni di piena nel territorio del Foglio 528 "Oristano" sono state individuate nel Piano di Assetto Idrogeologico (PAI, Regione Autonoma Della Sardegna, 2002), che insieme con gli altri piani stralcio costituisce il più ampio Piano di Bacino, come previsto dalla legge 18 maggio 1989 n°183 "Norme per riassetto organizzativo e funzionale per la difesa del suolo".

La metodologia utilizzata nel PAI ha consentito un'analisi complessiva delle cause di pericolosità e un confronto dei risultati, che rende possibile un utilizzo futuro del lavoro nell'ottica di un aggiornamento delle aree a rischio successive alla realizzazione di interventi di mitigazione.

Tra i risultati prodotti dal PAI è stata definita anche la perimetrazione delle aree pericolose che costituisce uno strumento da utilizzare come indicazione-guida per interventi futuri. Questo allo scopo di prevenire un uso improprio del territorio come ad esempio nuove aree di espansione dei centri abitati, attività turistiche in aree attualmente non occupate, nuove infrastrutture; esse costituiscono la maggioranza dei casi a rischio.

PROGETTO CARG

Dal PAI si può osservare che il rischio di piena presente nell'intero territorio regionale risulta spesso indotto da una scarsa attenzione ai corsi d'acqua ed alle loro aree di pertinenza, soprattutto quando questi interagiscono con le infrastrutture.

Con deliberazione in data 30.10.1990 n. 45/57, la Giunta Regionale suddivide il Bacino Unico Regionale in sette sub-bacini, già individuati nell'ambito del Piano per il Razionale Utilizzo delle Risorse Idriche della Sardegna (Piano Acque) redatto nel 1987. Tutti i sub-bacini sono caratterizzati da omogeneità geomorfologiche, geografiche e idrologiche con notevoli differenze di estensione territoriale.

Il Foglio 528 "Oristano" è compreso nel "sub-bacino del Tirso" che si estende per complessivi 5.327 kmq, pari al 22% del territorio regionale, e include tredici opere di regolazione in esercizio e numerose derivazioni.

La rete idrografica che ricade nel Foglio è costituita da diversi corsi d'acqua di una certa entità che lo attraversano solo nel loro tratto terminale; essi sono:

a) Fiume Tirso;
b) Riu Canargia - Riu Mare Foghe, alimenta lo Stagno di Cabras;
c) Riu Tanui, scorre parallelo al Fiume Tirso in sponda destra e sfocia nello Stagno di Cabras;
d) Riu Merd'e Cani, scorre a S del tratto terminale del Fiume Tirso, alimenta lo Stagno S. Giusta;
e) altri corsi d'acqua minori, che sfociavano nell'ex Stagno di Sassu, attualmente sono deviati e alimentano lo Stagno di S'Ena Arrubia.

L'individuazione delle aree a rischio idraulico nel PAI è stata realizzata secondo i seguenti criteri:

1. individuazione dei tronchi critici del reticolo idrografico;
2. analisi idrologica e idraulica per ciascun tronco critico;
3. delimitazione delle aree inondabili di ciascun tronco critico e loro intersezione con elementi a rischio.

L'individuazione dei tronchi critici è stata condotta in base a diversi criteri quali:

- analisi storica delle inondazioni;
- analisi geomorfologica dell'area e dell'alveo;
- intersezioni delle infrastrutture viarie e ferroviarie con il reticolo idrografico;
- considerazione di aree di pregio adiacenti al reticolo idrografico;
- presenza di dighe.

Le cause principali di esondazione sono dovute all'interazione tra infrastrutture di trasporto e reticolo idrografico, unitamente ad una scarsa manutenzione fluviale. Buona parte delle cause deve ascriversi a un'insufficienza della luce libera sotto i ponti, alla scarsa manutenzione fluviale, all'urbanizzazione in aree di pertinenza fluviale, all'insufficienza della sezione alveata e di adeguate opere di difesa; in misura minore incidono altri fattori.

PROGETTO CARG

Complessivamente, pertanto, se si sommano le cause legate alla viabilità, all'urbanizzazione e alla scarsa manutenzione si può affermare che le cause di pericolosità idraulica sono indotte essenzialmente da fattori legati ad un non attento uso del territorio.

Se si sovrappongono le aree pericolose con la cartografia degli elementi a rischio si ottengono le superfici a rischio. Si rammenta che il confronto fra le aree inondabili caratterizzate dai livelli di pericolosità Hi da 1 a 4 e le aree a rischio caratterizzate da analoghi livelli d'intensità, non è direttamente effettuabile. Tenendo conto della non immediata corrispondenza fra le classi, in generale si osserva che all'incirca la metà delle superfici inondabili in Sardegna colpisce aree antropizzate, generando un rischio molto alto; altrettanto si verifica nelle aree ad alto valore economico. Grandi porzioni di territorio presentano rischio di perdita di vite umane, danni a importanti infrastrutture e rilevanti danni economici.

La "carta delle aree inondabili" e la "carta delle aree a rischio di piena" riportate nelle figg.81 e 82 sono ottenute dalle Carte di Rischio e di Pericolosità alla scala di dettaglio adottando, come supporto cartografico, la Carta Tecnica Regionale in scala 1:10.000 del PAI e stralciando da esse il settore del Foglio 528 "Oristano".

Esse sono state redatte per ciascun tronco fluviale che presenta fenomeni di esondazione, secondo la mappatura:

- degli elementi e superfici a rischio di piena;
- delle aree inondabili dovute al passaggio, lungo un tronco critico, di una piena la cui portata al colmo fosse caratterizzata da tempi di ritorno pari a 50, 100, 200, 500 anni.

La "carta delle aree a rischio di piena" presenta tutte e quattro le classi di rischio, definite dal DPCM 29/09/1998, in particolare lungo il Fiume Tirso e il Riu Mare Foghe, mentre nella "carta delle aree inondabili" le classi di pericolosità sono due: H4 "a molto alta probabilità di inondazione" e H1 "a bassa probabilità di inondazione".

In questo modo, mentre la carta rappresentativa del tema "aree a rischio" fornisce il quadro dell'attuale livello di rischio esistente sul territorio, la carta del tema "aree inondabili" consente di evidenziare il livello di pericolosità che insiste sul territorio anche se attualmente non sono presenti elementi esposti. Lo scopo è quello di evitare un uso improprio di aree non sicure come le nuove aree di espansione urbana, le attività turistiche in aree attualmente non occupate o le nuove infrastrutture.

Il reticolo idrografico del Foglio Oristano presenta le sue maggiori criticità nelle parti vallive, come si verifica nel resto dell'Isola. In particolare, i corsi d'acqua principali sono per lo più interessati da opere di ritenuta e da interventi di regimazione idraulica, costituiti da rettifiche d'alveo ed arginature.

PROGETTO CARG

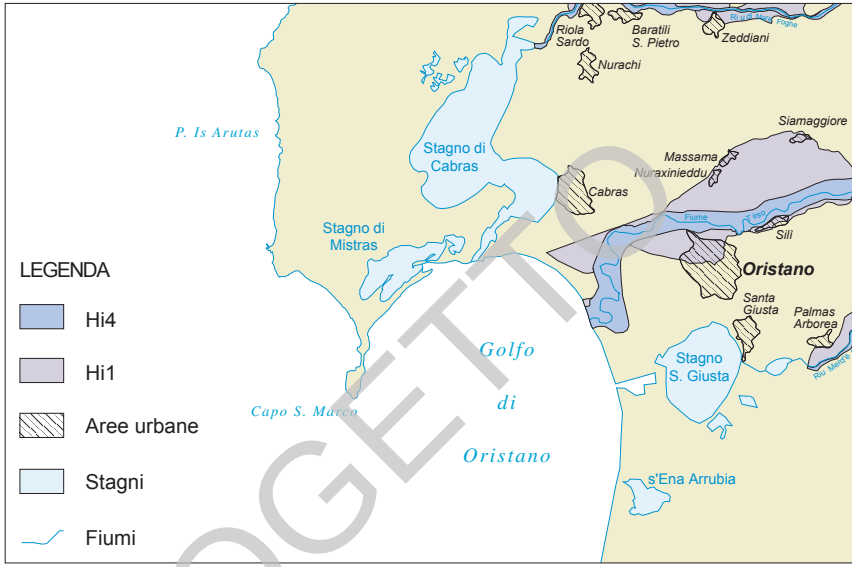


Fig. 81 - *Carta delle aree inondabili nel Foglio 528 "Oristano". Da R.A.S., 2002 modificato.*

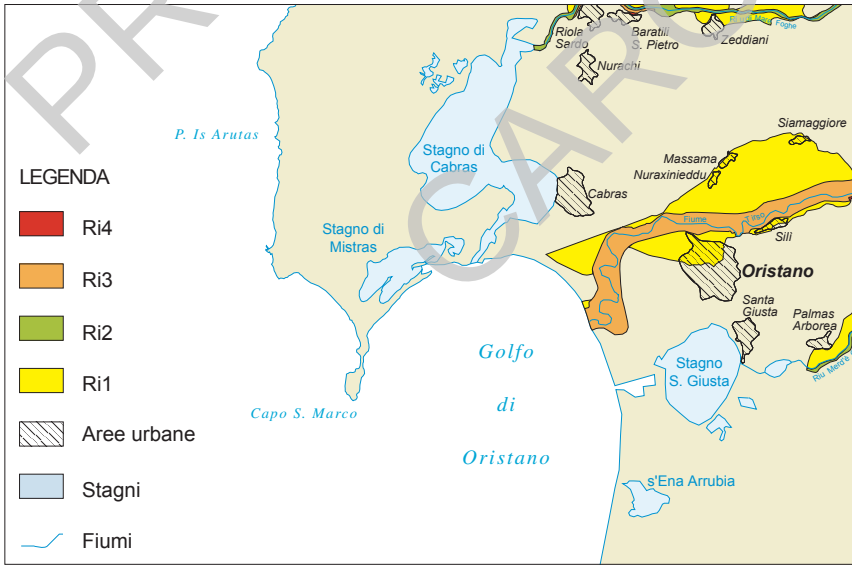


Fig. 82 - *Carta della aree a rischio di piena nel Foglio 528 "Oristano". Da R.A.S., 2002 modificato.*

PROGETTO CARG

Tuttavia in alcuni casi la scarsa manutenzione fluviale, con conseguente crescita della vegetazione in alveo, ha reso più vulnerabili i tratti arginati, dando luogo sovente all'esondazione delle onde di piena. Il più delle volte i problemi derivano dagli affluenti, dove la manutenzione è ancor più insufficiente.

In sintesi le aree inondabili e a rischio di piena ricadenti nel Foglio 528 "Oristano" sono:

- le campagne e le aree urbanizzate adiacenti al Riu Mare Foghe in comune di Zeddiani;
- le aree urbanizzate dei comuni di Baratili S. Pietro e Riola Sardo adiacenti le sponde del Riu Mare Foghe;
- le aree adiacenti la parte terminale del Riu Mare Foghe, arginato sino allo Stagno di Cabras di cui è l'immissario principale;
- le campagne e la parte bassa dell'abitato di Palmas Arborea adiacenti il Riu Merd'e Cani;
- le campagne e le aree urbanizzate, in modo particolare quelle del comune di Oristano adiacenti l'alveo del Fiume Tirso presenta, per tutto il tratto a valle della diga di S. Vittoria fino al mare, una arginatura bilaterale, realizzata a partire dagli anni '30 per successivi lotti nell'ambito dei lavori di bonifica del Campidano di Oristano. Tra le aree particolarmente a rischio si segnala il depuratore di Silì;
- le aree di magra del Fiume Tirso, nel tratto terminale in vicinanza della foce, che presentano andamento meandriforme tipico dei corsi d'acqua di pianura, e sono prevalentemente allo stato naturale. In questi settori si rilevano fenomeni erosivi in atto sulle banche golenali, in corrispondenza dei vertici delle anse dell'alveo di magra, in particolare in sponda sinistra. In alcuni tratti, per effetto delle piene ricorrenti, si sono manifestati preoccupanti avvicinamenti delle anse al piede degli argini maestri.

Le misure di salvaguardia e gli interventi di mitigazione derivano dalle dirette disposizioni del DPCM 29/09/1998.

Per i settori che ricadono nel territorio del Foglio 528 "Oristano", come prima indicazione attuativa di misura di salvaguardia occorrerà che l'uso del territorio vada confrontato, sia per situazioni esistenti che per piani di sviluppo futuri, con le aree a rischio e pericolose censite nel PAI.

Infatti se le aree a rischio rappresentano l'intersezione di elementi a rischio esistenti con fenomeni pericolosi potenziali o presenti, le aree pericolose vanno considerate come vincoli a territori ancora privi di insediamenti, il cui eventuale utilizzo dovrà essere soggetto alla riduzione di tale grado di pericolosità. Nelle aree a rischio il regime dei vincoli deve intendersi fino a quando non vengono attuate le possibili azioni di mitigazione per la riduzione della pericolosità o per l'eventuale delocalizzazione degli elementi a rischio presenti.

PROGETTO CARG

Per quanto riguarda gli interventi di mitigazione, detta fase si sostanzia in analisi ed elaborazioni anche grafiche, sufficienti a:

- individuare le tipologie di interventi da realizzare per la mitigazione o rimozione dello stato di rischio;
- consentire l'individuazione, la programmazione e la progettazione preliminare per l'eventuale finanziamento degli interventi strutturali e non strutturali o comunque per l'apposizione di vincoli definitivi all'utilizzazione territoriale;
- definire le eventuali, necessarie misure di delocalizzazione di insediamenti.

Per questo si rende necessaria una adeguata campagna di informazione e sensibilizzazione, da riproporre sistematicamente, tesa a promuovere nelle popolazioni la cultura della corretta gestione delle aree a rischio (R.A.S., 2002).

7. - IDROGEOLOGIA

Sotto l'aspetto idrogeologico il Foglio 528 "Oristano" è caratterizzato da due settori distinti: il più vasto comprende un'ampia zona della pianura alluvionale del Fiume Tirso; ad occidente invece risalta la propaggine meridionale della penisola del Sinis, soprattutto per la difformità morfologica e geologica.

Nella porzione di pianura compresa nel Foglio, il Fiume Tirso percorre il suo tratto terminale scorrendo per 19 km in un alveo in gran parte arginato e con debole pendenza. Al ponte di Silì la valutazione della lama d'acqua defluita fornisce un valore di 241,6 mm. La foce a delta non è molto pronunciata perché la scarsa quantità di apporti solidi durante il periodo estivo impedisce la costruzione di un delta a "cuspide" caratteristico di molti fiumi italiani. Inoltre a circa 50 km dalla foce il fiume è sbarrato dalla diga di S. Chiara (Foglio 515 "Ghilarza") e la diminuzione dei deflussi che si verifica a valle del manufatto influisce sull'entità dei processi morfogenetici e sul regime idrologico delle falde.

La foce del Fiume Tirso ha subìto nella seconda metà del 1900 numerose modificazioni ad opera di interventi antropici. Tra queste la deviazione sino allo sbocco indipendente al mare del Canale di Pesaria, emissario dello Stagno S. Giusta, che fino ai primi anni '50 affluiva nella palude che il Fiume Tirso formava nei pressi della foce. L'opera si rese necessaria in quanto le piene del fiume si ripercuotevano attraverso il canale nello stagno, abbassando il tenore salino delle sue acque con grave danno per l'attività ittica.

Nella piana di Sassu (Arborea) appartenente al bacino idrografico del Riu Mogoro (porzione meridionale del Foglio) defluisce il "Canale adduttore Tirso-Arborea", che ha una portata di 21 mc/s ed è alimentato dalle acque dello sbarramento costruito nel 1933 sul Fiume Tirso alla stretta di S. Vittoria (Diga S. Vittoria, Foglio 529 "Samugheo").

PROGETTO CARG

Dallo stesso bacino artificiale trae origine il “Canale Generale”, ubicato nella parte NE del Foglio, che con una portata di 12,60 mc/s serve le aziende agricole dell’area di Zeddiani e Siamaggiore.

A N del bacino del Fiume Tirso, il Riu Canargia si immette nello Stagno di Cabras.

Nel periodo precedente alla bonifica realizzata nei primi anni ‘60, il suo sbocco naturale era lo Stagno di Mare Foghe, uno specchio d’acqua che lambiva gli abitati di Riola Sardo e Baratili S. Pietro. L’emissario dello stagno prendeva il nome di Riu Sa Praia e dopo circa 3,5 km terminava nello Stagno di Cabras.

Nella penisola del Sinis non è presente un reticolo idrografico organizzato degno di menzione soprattutto per via del totale isolamento morfologico dai versanti montani del Montiferru (Foglio 514 “Cuglieri”).

7.1. - Permeabilità degli acquiferi

Sulla base delle prove di emungimento o in mancanza di esse sulle osservazioni in situ, si sono individuati quattro gradi di permeabilità relativa (tav.27):

- permeabilità alta;
- permeabilità medio-alta;
- permeabilità medio-bassa;
- permeabilità bassa.

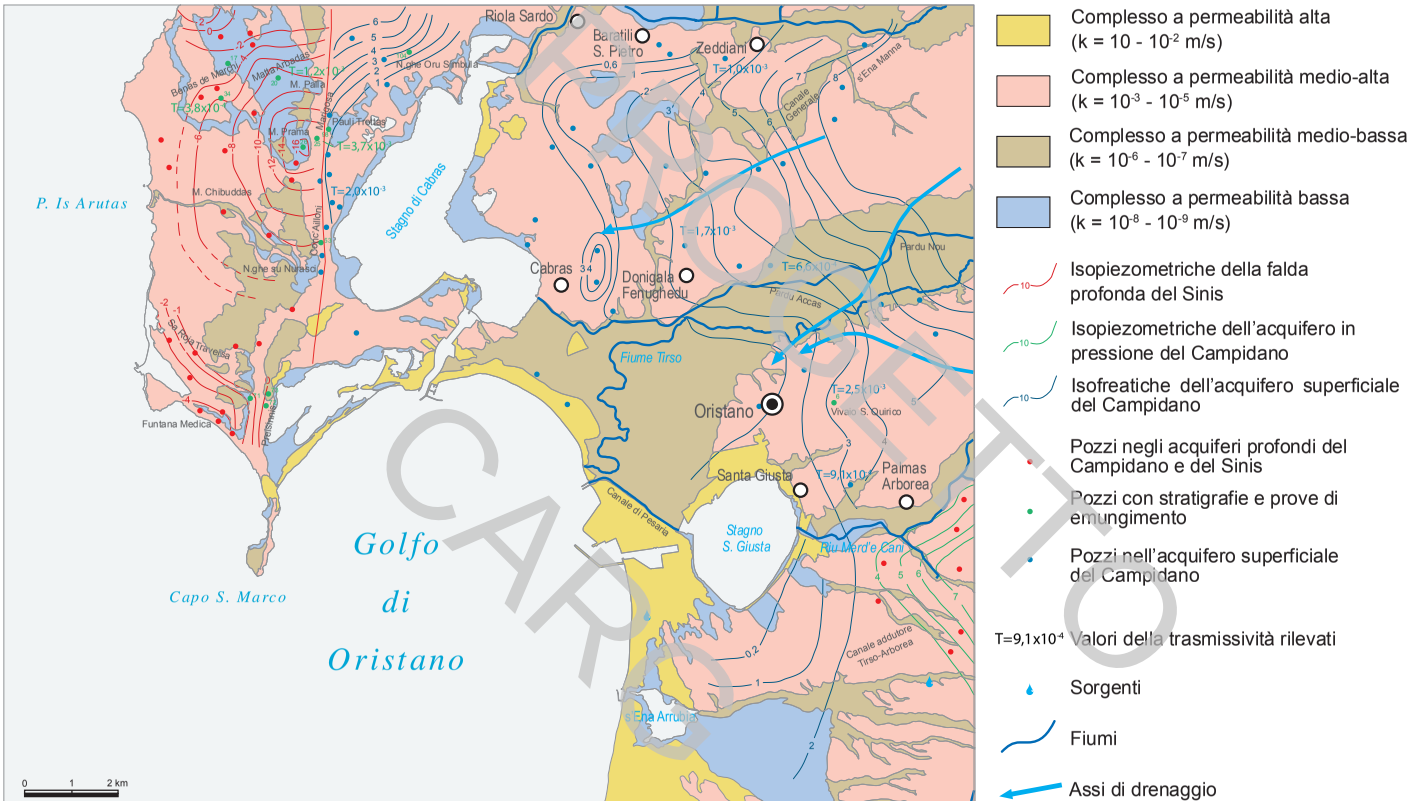
7.1.1. - *Complesso a permeabilità alta*

Comprende i depositi antropici (h), i depositi di spiaggia (g_{2a}) e dei cordoni litorali (g_{2b}), i depositi lagunari sabbiosi (e_{5b}) e i depositi eolici (d). Mentre le prime unità, in ragione della loro limitata estensione, non assumono grande importanza sotto l’aspetto idrogeologico, i depositi eolici affiorano su una vasta area intorno alla foce del Fiume Tirso ed allo Stagno S. Giusta.

7.1.2. - *Complesso a permeabilità medio-alta*

Comprende i depositi alluvionali terrazzati (b_n), le ghiaie e sabbie alluvionali terrazzate (PVM_{2a}) a clasti di rocce paleozoiche che occupano la superficie maggiore in tutto il Foglio, le arenarie eoliche (PVM_{2b}), i conglomerati e arenarie litorali (PVM_1), i calcari di Torre del Sevo (CTS) (permeabilità per fessurazione), i calcari di Villagreca (VLG) e la formazione di Ussana (USS).

PROGETTO CARG



Tav. 27 - *Schema idrogeologico del Foglio 528 "Oristano".*

7.1.3. - *Complesso a permeabilità medio-bassa*

Include i depositi alluvionali con sabbie e limi (b), che occupano tutta la piana attuale del Fiume Tirso sviluppandosi maggiormente sulla sponda destra, le ghiaie quarzose del sintema del Faro (SIF), i basalti del Golfo di Oristano (BGF) in colate e filoni strato (permeabilità per fessurazione), i conglomerati a ciottoli di quarzo e metamorfiti della formazione di Nuraghe Casteddu (NCA), i conglomerati e arenarie della formazione di Nuraghe Baboe (NBB), infine i calcari laminati del Sinis (CLS).

7.1.4. - *Complesso a permeabilità bassa*

Sono compresi i depositi palustri e lagunari (e_5), i depositi lacustri (e_2) che hanno potenza molto limitata, la formazione di Capo San Marco (SMR) e le andesiti di Atzori (AAZ).

7.2. - Geometria degli acquiferi

Dall'osservazione dei caratteri idrogeologici generali e delle stratigrafie dei pozzi, nell'area sono stati individuati due sistemi acquiferi che, a grandi linee, corrispondono al complesso sabbioso-ghiaioso-argilloso quaternario (acquifero del Campidano) e al complesso calcareo-conglomeratico-sabbioso-ghiaioso miocenico (acquifero del Sinis) (Carboni *et alii*, 2002).

7.2.1. - *Acquifero del Campidano*

Costituisce un acquifero multistrato in cui livelli sabbioso-ghiaiosi di elevata permeabilità si intercalano a strati argilloso-limosi (più raramente calcarei o arenacei) impermeabili o semipermeabili. Si tratta della parte sommitale del complesso alluvionale pleistocenico che colma il *Graben* del Campidano, la cui potenza è dell'ordine di 150 m (Cas.Mez, 1984a). Il limite inferiore dell'acquifero multistrato non è ben definito e passa gradualmente ad un sottostante complesso argilloso che include alcuni strati sabbioso-ghiaiosi sovente permeati da acque salmastre.

Un accumulo deltizio del Fiume Tirso, con potenza che supera 100 m, riempie una vasta depressione tra Simaxis e Santa Giusta. La permeabilità delle alluvioni è elevata nei primi 50 m e più ridotta in profondità.

PROGETTO CARG

Nei pressi di Cabras, una paleovalle profonda tra i 50 e i 100 m si collega alla depressione; al di sotto delle alluvioni sono presenti delle colate basaltiche che costituiscono un unico acquifero.

Nel territorio compreso tra Palmas Arborea e Sant'Anna alcune trivellazioni hanno mostrato una discreta pressione e, in alcuni casi, si è registrata una prevalenza di circa un metro. Gli *aquitard* costituiti dalle intercalazioni argillose, benché di limitata potenza, hanno un'estensione areale di molti chilometri che permette una buona capacità d'immagazzinamento.

Un'ultima considerazione dettata dalla geometria rilevata permette di affermare l'esistenza di "filtrazioni" dai livelli superiori a quelli più profondi, sebbene si verifichino in tempi lunghi.

A W il complesso del Campidano è chiuso da un limite di tamponamento costituito dalla faglia che, con direzione circa N-S, ha rialzato il pilastro tettonico del Sinis, ponendo a contatto l'acquifero campidanese con le marne mioceniche di permeabilità praticamente nulla.

7.2.2. - *Acquifero del Sinis*

Il complesso calcareo-conglomeratico-sabbioso-ghiaioso (complesso del Sinis) è sede di una falda confinata che si estende per quasi tutta l'area della penisola del Sinis.

Si tratta di un complesso piuttosto omogeneo con variazioni di facies laterali, sovrastato da marne argillose con potenze medie di 85 m che costituiscono il tetto della falda. Le stratigrafie indicano la presenza del tetto dell'acquifero ad una profondità compresa tra -26 m (pozzo 53 presso Conca Ailloni) e -132 m (pozzo 25 a NE del M. Prama). In media l'acquifero si intercetta tra -75 e -80 m e si approfondisce fino a -132 m in corrispondenza della Faglia del Sinis. Il suo limite inferiore è costituito dalle andesiti ed epiclastiti oligo-mioceniche, che rappresentano il basamento impermeabile del Sinis, e sono state rinvenute a -90 m s.l.m. nel pozzo 17 (Carboni *et alii*, 2002). Talvolta, il substrato impermeabile è rappresentato dai livelli marnosi della successione miocenica, come risulta dalle stratigrafie dei pozzi 20, 21 (siti in località M. Palla) e 70, 72, 73 (in località Preisinnis).

Come si è già rilevato l'acquifero è separato dal complesso del Campidano da un sistema di faglie, perciò le acque che circolano nell'acquifero quaternario non interferiscono con il corpo idrico del complesso miocenico perché tamponate dalle argille presenti ad oltre 150 m di profondità. Una conferma di quanto asserito si ha dalla marcata difformità dei livelli piezometrici nei due sistemi e dai risultati di una prova di emungimento nel pozzo 25.

PROGETTO CARG

7.3. - Piezometrie delle falde

7.3.1. - *Acquifero del Campidano*

A causa dell'intenso sviluppo agricolo la piana del Fiume Tirso è soggetta in alcuni settori a forti prelievi dalle falde, mentre in altre zone è operante la rete irrigua gestita dal "Consorzio di Bonifica del Campidano di Oristano". Il sistema naturale è quindi alterato dagli interventi antropici e ciò risulta con maggiore evidenza nei rapporti intercorrenti tra deflussi superficiali e sotterranei.

Nel territorio compreso tra Pardu Nou, Silì ed Oristano l'alveo del Fiume Tirso, che in questo tratto scorre seguendo il limite tra i depositi alluvionali attuali (sabbie e limi) e i depositi alluvionali terrazzati olocenici e pleistocenici, coincide con un asse di alimentazione ed è compreso tra due assi di drenaggio. In particolare quello più meridionale, molto accentuato, è dovuto alla presenza dei numerosi canali artificiali realizzati per la bonifica di una vasta area paludosa.

Verso occidente i rapporti si invertono ed il corso d'acqua passa dalla condizione di alimentazione a quella di drenaggio: più o meno in corrispondenza dell'area di Silì, che è una delle più produttive dell'intero Campidano.

Gli effetti dell'irrigazione sono riscontrabili in un settore ad E dell'abitato di Cabras (località compresa tra C. Pinna e C. Piredda), dove a causa di un repentino innalzamento del livello si formano delle isofreatiche chiuse tra le piezometriche 1 e 0,5 m.

La geometria riscontrata permette un'infiltrazione dai livelli acquiferi superiori verso quelli più profondi, sebbene in tempi lunghi. I pozzi che raggiungono l'acquifero profondo non sono però condizionati correttamente quindi la pressione piezometrica può essere considerata come la risultante del valore medio delle pressioni presenti nei vari livelli che intersecano. Evidentemente paragonare valori relativi ad anni diversi può portare ad una certa imprecisione, fermo restando l'andamento generale del fenomeno.

Il gradiente idraulico, mediamente dell' 1,2‰, conferma una buona omogeneità del materiale acquifero seppure con alcune eccezioni. Nell'area compresa tra gli abitati di Baratili S. Pietro e Zeddiani i valori oscillano tra 4,8‰, e 5‰, mentre ad E di Zeddiani, in località S'Ena Manna, il valore più alto riscontrato (5,7‰) è da attribuirsi, più che ad una diminuzione della permeabilità con conseguente diminuzione della sezione di deflusso, ad un innalzamento del substrato costituito dalle andesiti affioranti poco più a NE. Tra lo Stagno di Cabras ed il Golfo di Oristano la falda è inglobata nel livello sabbioso del subsintema di Cala Mosca (PVM_1). Qui non è stato possibile tracciare le isofreatiche perché la falda, a causa degli eccessivi emungimenti, è notevolmente depressa e non supera mediamente i 30 cm.

PROGETTO CARG

Nel settore sud-orientale della pianura alluvionale le falde si rinvengono a profondità variabile e sono spesso artesiane. La difficoltà riscontrata nel correlare i vari orizzonti acquiferi, anche in pozzi vicini tra loro, è dovuta alla discontinuità sia orizzontale sia verticale dei depositi esaminati, ma in parte è da attribuire alle inesattezze contenute nelle stratigrafie che si riferiscono a trivellazioni eseguite in periodi diversi.

Sulla base dei livelli rilevati si sono disegnate le isopiezometriche dell'acquifero profondo nell'area a S di Palmas Arborea, mentre si sono tralasciati i dati dei pozzi più prossimi alla città di Oristano perchè gli intensi e continui emungimenti rendono difficile il rilevamento delle piezometrie. La rappresentazione per quanto approssimata, mette in buona evidenza che la direzione del deflusso è orientata NE-SW verso lo Stagno S. Giusta.

Anche nel settore nord-occidentale dello Stagno di Cabras, ad E della Faglia del Sinis, la falda è in pressione con le direzioni di deflusso che hanno andamento NNW-SSE. I livelli piezometrici oscillano tra +6,25 m e -1,69 m rispetto al livello del mare.

L'escursione della superficie piezometrica tra i periodi di massima e di minima è circa un metro, mentre la morfologia si mantiene inalterata. Il gradiente idraulico è 3,8 ‰ e diminuisce fino a 1,8 ‰ nel periodo estivo, nella zona prossima allo Stagno di Cabras. (Pala & Cossu, 1994).

7.3.2. - *Acquifero del Sinis*

Per la ricostruzione della morfologia delle falde profonde del Sinis, sono stati misurati i livelli di circa 90 pozzi ubicati tra la parte settentrionale dello Stagno di Cabras a E e Capo S. Marco a S.

A causa del condizionamento dei pozzi eseguito in maniera approssimativa le falde più superficiali, presenti nelle intercalazioni calcaree e ghiaiose delle marne argillose grigie, vengono messe in comunicazione con la falda profonda esponendola a rischiosi inquinamenti da pesticidi e fertilizzanti o da acque molto saline.

Per quanto concerne il sistema acquifero miocenico, la forma delle isopiezometriche delinea due grandi coni di emungimento, uno dei quali si interrompe in corrispondenza della Faglia del Sinis. I livelli piezometrici si attestano tutti sotto il livello del mare raggiungendo il punto di minore quota presso il pozzo 26 (-16,25 m), nelle vicinanze del quale il pozzo 25 è sottoposto ad emungimento pressoché continuo. Durante la massima escursione del livello di falda, che si registra in genere nel periodo marzo-aprile, la quota raggiunta è prossima al livello del mare.

PROGETTO CARG

Per le ragioni più volte esposte, il cono non si propaga nel sistema acquifero situato ad E della Faglia del Sinis a riprova che non esistono importanti interferenze tra i due acquiferi.

Un altro cono di emungimento è localizzato verso S, con il centro in corrispondenza di un pozzo che alimenta il complesso turistico in località Funtana Medica (Carboni *et alii*, 2002).

Le isopieze nel settore N della carta appaiono regolarmente spaziate (gradiente idraulico ≅ 5‰), e tendono a distanziarsi ulteriormente (gradiente idraulico ≅ 4‰) verso NW, ad indicare un aumento di permeabilità in tale direzione.

Durante il periodo estivo le escursioni piezometriche sono rilevanti in conseguenza dei forti prelievi effettuati ed in qualche punto raggiungono i 15 m. Infine si riportano alcune considerazioni in merito alle zone di alimentazione.

Nell'acquifero miocenico l'identificazione dell'area d'alimentazione non è agevole, trattandosi di una falda in pressione localizzata in un territorio con acclività poco accentuata e sottoposta ad emungimenti continui. Si può tuttavia ipotizzare un apporto dal complesso vulcanico del Montiferru ed in parte dai sedimenti profondi della Fossa del Campidano da cui risalirebbero, attraverso il sistema di faglie, acque con evidenti caratteri termali. Infatti nel settore meridionale del Sinis, in località Sa Roia Traversa e Preisinnis, le acque analizzate mostrano il chimismo tipico delle acque di circolazione profonda.

Nell'acquifero quaternario buona parte dell'alimentazione, almeno per ciò che riguarda gli strati superficiali, avviene per infiltrazione diretta. Nel settore più settentrionale un buon apporto è dato dal Montiferru, come dimostrano le emergenze del settore di Narbolia - S. Vero Milis (Foglio 514 "Cuglieri"). Un contributo determinante è da attribuire alle conoidi che si aprono a ventaglio alla base del M. Arci.

Anche nell'acquifero del Campidano è stato accertato un miscelamento con acque di provenienza profonda, non solo nei pressi della Faglia del Sinis ma anche in pozzi distanti alcuni chilometri, come nel caso del pozzo 104 poco a N del N.ghe Oru Simbula in cui è stata misurata una temperatura di 22°C (Carboni *et alii*, 2002).

Una certa quota dell'alimentazione è poi da attribuire ai corsi d'acqua. A questo proposito, nello studio già citato della Cas.Mez (1984b), una valutazione di tale frazione, eseguita utilizzando quando possibile misure dirette ed in altri casi applicando l'equazione di Darcy (1856), ha quantificato che il contributo del Fiume Tirso all'alimentazione della falda ammonterebbe a 15x 106 mc/anno.

Il torrente tributario del Riu Merd'e Cani (vi si immette presso Isca Manna), immissario dello Stagno S. Giusta, fornirebbe per sei mesi all'anno e per una lunghezza di 3 km, 100 l/s pari a 1,5x106 mc/anno (Cas.Mez., 1984b).

PROGETTO CARG

7.4. - Caratteristiche idrodinamiche degli acquiferi

Nell'area in esame le perforazioni sono numerose, sia nell'acquifero del Campidano sia nell'acquifero del Sinis. Per quanto attiene all'area campidanese i parametri idrodinamici sono stati dedotti in parte dai pozzi del progetto Cas.Mez. in cui erano state eseguite prove di emungimento, ma nella maggior parte dei casi si è fatto ricorso al metodo delle portate specifiche.

In genere il complesso alluvionale ha mostrato valori di trasmissività superiori a 10^{-3} mq/s. Considerando le diverse località con maggior dettaglio si sono determinate le seguenti trasmissività (T).

A Zeddiani la $T=1,0x10^{-3}$ mq/s con una potenza dell'acquifero di 10,50 m; a Donigala Fenughedu la $T=1,7x10^{-3}$ mq/s con un acquifero di 8 m di potenza.

Nel territorio di Vivaio S. Quirico (ad E di Oristano) dove si sono rilevati valori che vanno da $8,6x10^{-4}$ a $1,2x10^{-3}$ mq/s, anche gli spessori dell'acquifero presentano notevoli variazioni con un minimo di 3 ed un massimo di 23 m.

A Pardu Accas la potenza dell'acquifero è di 45 m ed il valore della $T=6,6x10^{-4}$ mq/s.

A Pardu Nou la $T=1,1x10^{-4}$ mq/s è rilevata in un acquifero potente solo 3,5 m.

Nell'area circostante la città di Oristano si sono ricavati valori piuttosto eterogenei dei parametri idrodinamici, si passa infatti da un massimo di $T=1,5x10^{-2}$ ad un minimo di $T=7,9x10^{-4}$ mq/s ai quali corrisponde una potenza dell'acquifero che oscilla tra 19,50 m e 45 m.

Il pozzo 6 realizzato dalla Cas.Mez., ubicato nell'Azienda Agricola Universitaria (località Massidda) ha una profondità di 152 m, lo spessore dell'acquifero saturo è 117 m, mentre la trasmissività è pari a $2,5x10^{-3}$ mq/s e la permeabilità a $2,1x10^{-4}$ m/s.

In prossimità di Santa Giusta il parametro della trasmissività è molto omogeneo, infatti varia da $8,0 \times 10^{-3}$ a $2,0 \times 10^{-4}$ mq/s ed altrettanto omogeneo è lo spessore, pari a 26 m; buona omogeneità si riscontra anche nell'agro di Palmas Arborea, dove la trasmissività oscilla da $3,0x10^{-4}$ a $9,1x10^{-4}$ mq/s con un acquifero di spessore pari a 14-15 m.

Nell'acquifero del Sinis i parametri idrodinamici sono stati ricavati con alcune prove d'emungimento realizzate in regime d'equilibrio (Carboni *et alii*, 2002). La numerazione dei pozzi e tutti i parametri misurati si riferiscono al lavoro citato.

Il pozzo 34 in località Benas de Marchi ha una profondità di 100 m; il piezometro d'osservazione era collocato ad una distanza di 171 m. Con una portata d'esercizio di 10 l/s è stata rilevata una trasmissività media di $3,8x10^{-4}$ mq/s mentre il raggio d'azione teorico è di 325 m.

PROGETTO CARG

Un'altra prova è stata eseguita sul pozzo 20 in località Matta Arbadas. Anche in questo caso la profondità è di 100 m; il piezometro era ad una distanza di 367 m. La trasmissività media è $1,2x10^{-3}$ mq/s ed il raggio d'azione risulta 880 m. Il valore della trasmissività rispetto al pozzo 32 è maggiore di un ordine di grandezza rispetto a quello determinato nella prova precedente. Il piezometro nonostante la notevole distanza risente dell'emungimento in un tempo molto breve, infatti lo spessore dell'acquifero è di soli 5 m e ne consegue che il valore della permeabilità è piuttosto elevato. Si tratta infatti di un mezzo ghiaioso, privo di elementi fini, costituito da ciottoli di metamorfiti del diametro fino a 25 cm.

La prova più interessante è stata eseguita nel pozzo 25 in località Sa Marigosa, ad una profondità di 146 m. Poiché il pozzo si trova in corrispondenza dell'area della Faglia del Sinis sono stati utilizzati due pozzi d'osservazione.

Il primo, pozzo 26 (località M. Prama), posto a W del sistema di faglie, profondo 150 m e ad una distanza di 474 m; il secondo, pozzo 98 (Pauli Trottas), profondo 80 m, situato ad E rispetto al pozzo di prova e distante 291 m.

La portata critica del pozzo 25 di prova è risultata di 15 l/s, la trasmissività $3,7x10^{-3}$ mq/s, mentre il raggio d'azione aveva una distanza teorica di 950 m.

Il livello piezometrico nel pozzo 98 non ha subìto alcuna variazione per tutta la durata della prova, a conferma del fatto che l'acquifero quaternario del Campidano non viene a contatto con quello miocenico del Sinis.

7.5. - Bilancio idrologico

Le stazioni pluviometriche utilizzate per il calcolo della lama d'acqua affluita sono: Riola Sardo (9 m s.l.m.), Cabras (9 m s.l.m.), Simaxis (17 m s.l.m.), Oristano (12 m s.l.m.), S. Giusta (10 m s.l.m.), Sassu (idrovora) (5 m s.l.m.), Cantoniera S. Anna (12 m s.l.m.); le due stazioni situate appena fuori del Foglio sono state adottate per una miglior applicazione del metodo dei topoieti, anche se, data l'uniformità delle altimetrie, si sarebbe potuto utilizzare il metodo della media aritmetica. La lama d'acqua affluita calcolata su un periodo di 40 anni è di 609,15 mm. La sola stazione termometrica all'interno dell'area, attiva da un periodo di tempo sufficiente per avere un dato statisticamente valido, è quella di S. Giusta; la temperatura media su quarant'anni è 16,7°C.

Considerando l'uniformità altimetrica della zona e che le variazioni di temperatura in un'area di estensione limitata dipendono quasi esclusivamente dall'altitudine, il dato può essere assunto come valido su tutto il territorio. Il calcolo dell'evapotraspirazione reale, determinato secondo la formula di Turc (1955) applicata con la modifica di Santoro (1970), porta ad un valore di 459,9 mm.

PROGETTO CARG

Utilizzando la metodica proposta da Thornthwaite (1957) si perviene ad un valore molto simile, pari a 445,3 mm.

Agli apporti naturali vanno aggiunti quelli dovuti all'irrigazione, in quanto gran parte del territorio è servita da una fitta rete di canali gestita dal "Consorzio di Bonifica del Campidano di Oristano". Se si tiene conto che una buona percentuale delle coltivazioni sono costituite da risaie, si può ammettere che l'acqua d'irrigazione riesca a coprire il *deficit* di evapotraspirazione (differenza tra evapotraspirazione potenziale e reale).

Secondo i dati forniti dal Consorzio vengono erogati 119.855.067 mc in 5 anni su una superficie irrigua di 311,47 ha. La superficie sulla quale insiste l'intera rete irrigua è molto estesa ed è stata valutata in 222 kmq. Sulla base di questi dati la lama d'acqua dovuta all'irrigazione ammonta a 540 mm annui. Gli apporti totali sono perciò pari a 1.155,81 mm. Le perdite calcolate tenendo conto degli apporti dovuti all'irrigazione sono risultate di 844,2 mm, valore proporzionale all'aumento degli afflussi.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IX - AREE DI INTERESSE NATURALISTICO

1. - ZONE UMIDE

All'interno del Foglio 528 "Oristano" sono presenti numerosi stagni e paludi, molti dei quali oramai bonificati, che caratterizzano l'area da un punto di vista ambientale e dell'uso del territorio.

Gli stagni e le lagune di maggiori dimensioni sono utilizzati in genere come peschiere sin dai secoli passati, alcuni hanno avuto un impiego come saline, altri dopo le opere di bonifica (fig.83) costituiscono aree agricole (cfr. cap. VIII - 4.) talvolta di notevole pregio (risaie).

La legge regionale n°59 del 1956 ha abolito i diritti esclusivi di pesca sugli stagni e lagune (diritti feudali di pesca risalenti al XVI sec.), ma solo nei primi anni del 1980 si è avuto il definitivo passaggio al Demanio della maggior parte delle peschiere dell'Oristanese.

Le zone umide di maggiore estesione e pregio ambientale sono state poi inserite tra le aree da tutelare e proteggere, sulla base di decreti nazionali, leggi regionali e direttive comunitarie. Nelle tabb.8 e 9 sono indicati i nomi degli stagni, le aree bonificate e il loro utilizzo.

Si riassumono di seguito i caratteri paesaggistici e naturali dei principali stagni e lagune presenti nel Foglio.

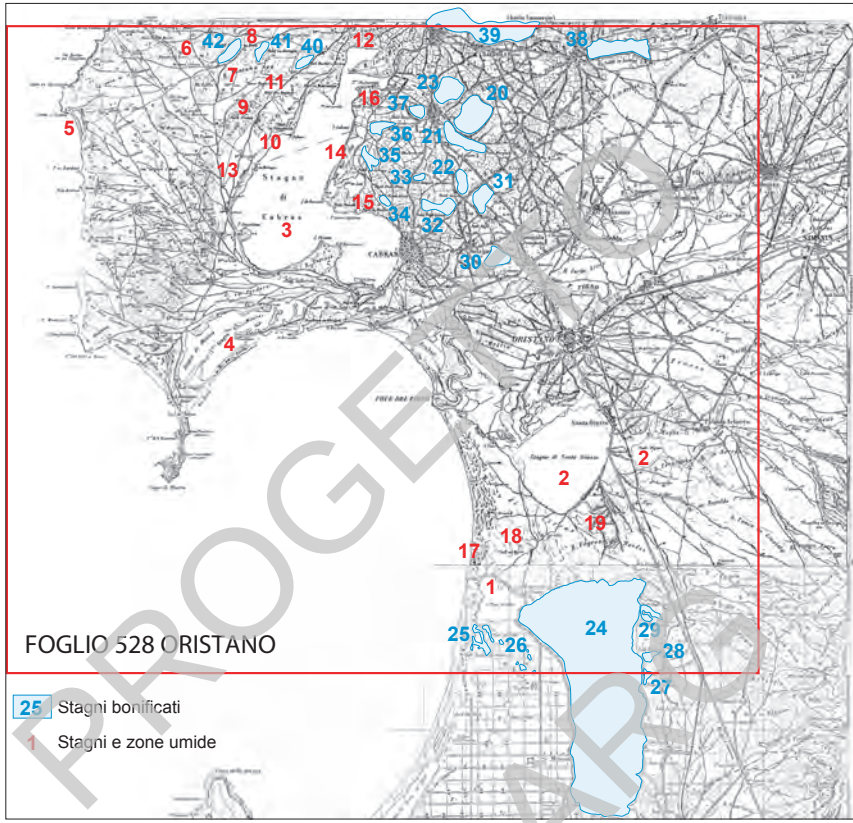


Fig. 83 - *Carta degli stagni nel Foglio 528 "Oristano". Base cartografica I.G.M. in scala 1:50.000 dei fogli: 217 sez. III "Terralba", del 1931; 217 sez. IV "Oristano", del 1900; 216 sez. I "Capo S. Marco", del 1900. Per la numerazione v. le tabb.8 e 9.*

PROGETTO CARG

1.1. - S'Ena Arrubia

Costituisce la parte residua del grande Stagno di Sassu bonificato tra gli anni 1920-30, infatti è circondato dai terreni di bonifica ad intensa utilizzazione agricola e zootecnica. Riceve le acque dolci dei canali di bonifica, tramite un'idrovora, e del Riu S. Anna, ed è separato dal mare da un cordone dunare e di spiaggia, quest'ultimo interrotto artificialmente da una bocca protetta da un molo. Il grande carico di reflui e inquinanti provoca periodici fenomeni di distrofia con moria della ittiofauna (Cannas *et alii*, 1998).

Tab. 8 - *Stagni e zone umide del Foglio 528 "Oristano"; per la numerazione v. fig.83 (rosso).*

N°	Nome	Comune	Superficie max (ha)	Proprietà	Uso	Tutele Ambientali
1	Stagno di S'Ena Arrubia	Arborea	120	Contenzioso privati-demanio	peschiera	Ramsar; D.M. 17/6/77; SIC; ZPS
2	Stagno Santa Giusta - Pauli Maiori	Santa Giusta, Oristano, Palmas Arborea	800	R.A.S.	peschiera	Ramsar (P. Maiori); D.M. 3/3/78; SIC; ZPS
3	Stagno di Cabras	Cabras, Riola Sardo, Nurachi	2228	R.A.S.	peschiera	Ramsar; D.M. 3/4/78; SIC; ZPS
4	Stagno di Mistras	Cabras	475	Privata	peschiera	Ramsar; SIC; ZPS
5	Mari Ermi	Cabras	15 (temp.)	Demanio	ex salina	A.M.P.
6	Pauli Bidda Maiori	S. Vero Milis	temporaneo		ex salina	SIC; ZPS
7	Pauli Civas	Riola Sardo	15 (temp.)	Demanio	ex salina	in progetto (Life, Natura 2000)
8	Pauli Murtas	S. Vero Milis	10		ex salina	
9	Pauli Trottas	Riola Sardo	100 (temp.)	Demanio		in progetto
10	Pauli Cuccuru Sperrau	Riola Sardo	50 (temp.)	Demanio		in progetto
11	Stagno Istiai	Riola Sardo	25 (temp.)	Demanio		in progetto
12	Pauli Ludosu	Riola Sardo				
13	Pauli s'Ollastu	Cabras	temporaneo			
14	Stagno Mari 'e Pauli	Cabras	100 (temp.)	Demanio		in progetto
15	Stagno Pauli 'e Sali	Cabras	30 (temp.)	Demanio		in progetto
16	Stagno Piscaredda	Nurachi	25 (temp.)	Demanio		in progetto
17	Stagno Zugru Trottu	Arborea	temporaneo			in progetto (Life, Natura 2000)
18	Pauli Grabriolas	Arborea	temporaneo			
19	Pauli Tonda	Arborea	temporaneo			

Tab. 9 - *Stagni bonificati del Foglio 528 "Oristano"; per la numerazione v. fig.83 (blu).*

N°	Nome	Comune	N°	Nome	Comune
20	Lorissa	Nurachi	32	Pauli Predi Gioma	Cabras
21	Baracani	Nurachi	33	Pauli su Dottori	Cabras
22	Pauli Pala Canna	Nurachi	34	Pauli Nicola Aresti	Cabras
23	Palabidda	Nurachi	35	Pauli sa Carroga	Cabras
24	Stagno di Sassu	Arborea	36	Pauli Managus	Nurachi
25	Pauli Longu de Sassu	Arborea	37	Pauli Bingia	Nurachi
26	Pauli Su Crabu	Arborea	38	S'Isca	Zeddiani
27	Pauli Benazzedda	Arborea	39	Stagno Mare 'e Foghe	Riola-Baratili
28	Pauli Terrasalis	Arborea	40	Pauli Bachile Bertula	Riola
29	Pauli Pagu e Bonu	Arborea	41	Pauli su Antrixiu	Riola
30	Pauli Canneddu	Oristano	42	Pauli Benatzu su Moru	Riola
31	Pauli Nurechi	Cabras			

PROGETTO CARG

Nonostante lo stagno sia fortemente a rischio, esso ha mantenuto aspetti naturalistici rilevanti che lo pongono tra le più importanti zone umide. Infatti questo stagno è protetto dalla Convenzione di Ramsar, è dichiarato "zona umida" di valore internazionale del D.M. 17/6/77 e fa parte della Rete Natura 2000 dell'Unione Europea come SIC e ZPS.

La flora è costituita da fragmiteto, scirpeto e giuncheto. L'avifauna è rappresentata da specie nidificanti quali Airone rosso, Tarabuso, Filistone turco, Pollo sultano e Falco di palude; le specie svernanti sono anatre, aironi, folaghe e cormorani.

Per quanto riguarda la proprietà, esiste una controversia tra Demanio marittimo e Società Bonifiche Sarde. La gestione economica è la pesca in concessione a una cooperativa (RAS, 1998b).

1.2. - Stagno Santa Giusta e Pauli Maiori

In origine questo stagno comunicava col mare attraverso la foce del Fiume Tirso tramite il Canale di Pesaria. Attualmente esso è compreso tra il porto industriale di Oristano e l'area industriale, così che la sua estensione si è ridotta nel tempo. Riceve le acque dolci del Riu Merd'e Cani e altri canali che convogliano nutrienti e inquinanti. Il suo stato trofico è gravemente compromesso e con frequenza si verificano episodi di distrofia con la morte di tutte le forme viventi, (Cannas *et alii*, 1998). L'ambiente naturale risulta seriamente degradato a causa dell'apporto di acque con carico trofico eccessivo e la proliferazione di un anellide tubicolo, che in vasti banchi contribuisce al rallentamento delle acque. La flora acquatica stagnale è oggi rappresentata da poche specie e la stessa elevata proliferazione di alghe indica uno stato di sofferenza. È notevole però il canneto di Pauli Maiori.

Per quanto riguarda l'avifauna (fig.84), si osserva una notevole rarefazione nel bacino principale, mentre è molto ricca e numerosa a Pauli Maiori, dove nidificano Pollo sultano, Folaga, Porciglione, Germano reale, Falco di palude. Nello Stagno Santa Giusta svernano Anatidi e l'Airone cinerino, mentre sono numerosi Cormorani, Gabbiani reali e comuni (RAS, 1998b). Pauli Maiori è protetto dalla Convenzione di Ramsar e assieme allo Stagno Santa Giusta è dichiarato "zona umida" di valore internazionale dal D.M. 3/3/78, fa parte della Rete Natura 2000 dell'Unione Europea come SIC e ZPS.

1.3. - Stagno di Cabras

È lo stagno più esteso della Sardegna con una superficie che supera 2200 ha. La complessa dinamica delle acque e la particolare conformazione rendono questo

PROGETTO CARG



Fig. 84 - *Fenicotteri in volo. Stagno Santa Giusta.*

PROGETTO CARG

ambiente molto interessante da un punto di vista idrologico e botanico-faunistico. Gli apporti di acque dolci provengono dal Riu Mare e Foghe - Riu Canargia - Riu Cispiri e da numerosi canali di bonifica, mentre gli scambi col mare avvengono attraverso un canale scolmatore.

La complessa configurazione morfologica determina una serie di *habitat* differenti che arricchiscono il valore naturalistico e paesaggistico. Infatti esso è protetto dalla Convenzione di Ramsar e assieme allo Stagno Santa Giusta è dichiarato "zona umida" di valore internazionale dal D.M. 3/4/78; fa parte della Rete Natura 2000 dell'Unione Europea come SIC e ZPS.

La flora è caratterizzata da associazioni a bassa salinità come fragmiteto, tifeto e giuncheto. L'avifauna comprende specie molto diverse e presenti in maniera consistente quali Tuffetto, Germano reale, Folaga, Falco di palude, Cormorano e Airone.

La gestione produttiva dello stagno avviene tramite la concessione da parte dell'Amministrazione regionale ad un consorzio di diverse cooperative cui aderiscono alcune centinaia di soci che praticano la pesca (RAS, 1998b).

1.4. - Stagno di Mistras

È ubicato a S dello Stagno di Cabras col quale era in collegamento fino alla fine degli anni 1970. Mistras è in realtà una laguna ed è parzialmente separato dal mare tramite due cordoni litorali. Non ha apporti di acque dolci, perciò presenta valori di salinità variabili fino alla sovrassalazione.

Da un punto di vista naturalistico esso ha perso molti dei caratteri originari a causa della forte pressione antropica; comunque rimangono piccoli *habitat* che accolgono importanti specie avicole. Sono presenti specie rare come Pernice di mare, Fraticello e Cavaliere d'Italia. La flora è tipicamente alofila con salicornia, limonio e scirpeto.

La gestione economica è attuata dalla concessione di privati a una cooperativa costituita da una decina di soci (RAS, 1998b). Si pratica la pesca e l'allevamento ittico e dei molluschi.

2. - AREE PROTETTE

2.1. - Area Marina Protetta "Penisola del Sinis - Isola Mal di Ventre"

L'Area Marina Protetta "Penisola del Sinis - Isola Mal di Ventre", affidata al Comune di Cabras (Ente Gestore), è stata istituita secondo la Legge 979 del 1982 e integrata dalla Legge 394 del 1991, con Decreto del Ministero dell'Ambiente, il 12.12.97.

Il perimetro che delimita l'A.M.P. verso terra è caratterizzato da una costa con notevoli prerogative paesaggistiche ed ambientali. La peculiarità del Sinis è dovuta alla sensazione di continuità tra la terra ed il mare che il paesaggio trasmette. I lineamenti morfologici della parte di penisola del Sinis interessata dall'Area Marina Protetta (A.M.P.) sono stati condizionati dalla struttura geologica e dai fenomeni tettonici dell'era terziaria, le cui fasi hanno comportato l'isolamento dell'alto strutturale granitico dell'Isola Mal di Ventre a N e de Il Catalano a S.

Il territorio di costa compreso nell'area protetta è estremamente eterogeneo. Da Su Siccu, l'estremità dell'A.M.P. nel Golfo di Oristano, il paesaggio lagunare è caratterizzato da un lungo lido sabbioso che separa lo stagno di Mistras dallo stagno Su Pizzinnu Mortu.

Dal promontorio di Capo S. Marco il litorale diviene roccioso per poi digradare nel Mare Vivo a S. Giovanni di Sinis e risalire con la falesia di Torre del Sevo. Proseguendo verso N la costa si alterna a bassi promontori rocciosi e lunghi arenili di sabbia quarzosa, come Is Arutas e Mari Ermi, con cordoni dunari coperti da una tipica vegetazione psammofila.

PROGETTO CARG

Superato Capo Sa Sturaggia, le alte e bianche falesie di Sa Roca de su Tingiosu limitano il territorio costiero dell'area protetta.

Come tutte le aree protette, anche questa è regolata da norme applicate a tre zone a diverso grado di tutela, quindi a diverso grado di utilizzo, per un'estensione totale di 24.800 ha (www.areamarinasinis.it).

Si distinguono le zone A, B e C, a diverso grado di protezione e salvaguardia, che sono schematizzate come segue:

Zona A - tutela integrale

(Superficie: 529 ha - lunghezza linea di costa: 1.356 m)

Fanno parte di questa zona il settore settentrionale dell'Isola Mal di Ventre (fig.85) e lo scoglio de Il Catalano, per un raggio di 1.000 m attorno ad esso. La zona A rappresenta il più elevato livello di protezione degli *habitat* e delle specie ed in esse è consentito l'accesso ai soli mezzi ed al personale autorizzati per la ricerca e la sorveglianza.



Fig. 85 - *Marangoni dal ciuffo. Isola Mal di Ventre.*

Zona B - tutela generale

(Superficie: 1.031 ha - lunghezza linea di costa: 5.236 m)

Tutte le attività umane devono essere improntate al criterio dello sfruttamento compatibile, con il controllo del numero degli utilizzatori della stessa risorsa

PROGETTO CARG

e dei suoi metodi di sfruttamento. Sono consentiti:
- la pesca professionale, la pesca sportiva, la pesca-turismo secondo il regolamento dell'Ente Gestore;
- le immersioni, le visite subacquee, l'ancoraggio e l'ormeggio disciplinati e autorizzati dall'Ente Gestore;
- la navigazione a motore, a vela e a remi secondo le modalità stabilite dall'Ente Gestore.

Zona C - tutela parziale
(Superficie: 24.113 ha - lunghezza linea di costa: 18.507 m)
Sono consentite quelle attività che non confliggono con le finalità istitutive.
Sono consentiti:
- la navigazione a motore per le diverse tipologie di mezzi regolamentata dall'Ente Gestore;
- l'ancoraggio e l'ormeggio regolamentati dall'Ente Gestore ai fini della salvaguardia del fondale;
- la libera navigazione a remi e a vela, le visite subacquee e le immersioni;
- la pesca professionale, la pesca-turismo, la pesca sportiva disciplinata dall'Ente Gestore.

Gli importanti valori paesaggistici e naturalistici dell'Area Marina Protetta sono fortemente minacciati a causa di un'elevata pressione turistica concentrata in poche settimane l'anno, dell'immissione di inquinanti nei mari e negli stagni, dei sistemi di pesca indiscriminati e spesso fuori da ogni controllo, delle costruzioni edilizie lungo la costa.

In questi ultimi anni l'impoverimento dei mari è stato progressivo come quello degli arenili; infatti la sabbia quarzosa di Is Arutas nel corso degli anni è stata asportata abusivamente dai privati in quantitativi difficilmente quantificabili. In alcune zone le praterie di Posidonia si sono drasticamente ridotte e delle antiche foreste di Gorgonie non sono rimasti che pochi rami.

Nell'Area Marina Protetta del Sinis sono state condotte le seguenti attività di monitoraggio:
- valutazione dello stato delle praterie di *Posidonia oceanica*;
- presenza di specie ornitiche marine presso l'Isola Mal di Ventre;
- stato delle sabbie quarzose delle spiagge di Mare Vivo;
- idoneità dei fondali per la realizzazione di campi ormeggio;
- valutazione della vegetazione delle spiagge e delle dune (vegetazione psammofila).

Attualmente sono in corso attività di monitoraggio per valutare:
- gli effetti della massima protezione nelle zone A sulla presenza di specie animali e vegetali indicatrici;
- le popolazione di riccio di mare (*Paracentrotus lividus*) allo scopo di valutare

PROGETTO CARG

lo stato delle popolazioni e poter prevedere il miglior periodo del prelievo;
- la stabilità/instabilità delle spiagge di sabbie quarzose.

Le attività vengono svolte in collaborazione con il Centro Marino Internazionale (IMC) di Torre Grande (Oristano), con le Università della Sardegna ed altri enti di ricerca (www.areamarinasinis.it).

2.2. - Parco Comunale di Seu

Il promontorio di Seu (identificato nelle carte I.G.M. dal toponimo Torre del Sevo) delimita a settentrione la zona costiera di S. Giovanni di Sinis e di Funtana Medica. In questa area gli insediamenti umani più antichi sono riferibili alla Civiltà Nuragica (circa 1.500-1.000 a.C.).

Infatti presso la spiaggia di Maimone, si trova un tempio a pozzo nuragico per il culto delle acque. I Cartaginesi vi impiantarono cave di arenaria, materiale utilizzato per la costruzione della città di Tharros. Al periodo romano risalgono i laterizi e le ceramiche che documentano l'esistenza di un centro abitato nell'area. I pericoli rappresentati dalle incursioni delle navi saracene determinarono lo spopolamento dei luoghi e di questo periodo è testimonianza la torre di avvistamento aragonese del XVI secolo.

Nei primi anni del 1900 i nobili Carta di Oristano, proprietari degli stagni e delle peschiere di Cabras, acquistano una porzione di questo territorio pari a circa 115 ha da utilizzare come riserva di caccia. Solo nel 1981 l'area viene protetta con l'istituzione di un'oasi faunistica del WWF e nel 1998 viene acquisita dal Comune di Cabras diventando parco comunale.

Elemento di grande interesse, oltre la torre, è la grande varietà di specie animali e vegetali. La vegetazione si suddivide principalmente in macchia costiera e formazioni arboree. La macchia costiera è rappresentata da raggruppamenti in cui prevalgono l'olivastro, il lentisco, la fillirea, la palma nana, il ginepro, il cisto. La più significativa formazione arborea è costituita dalla pineta a Pino d'Aleppo, che pur essendo stato introdotto artificialmente è ben adattato e si va diffondendo.

Il promontorio di Seu rappresenta un'area dove la natura ha racchiuso gli aspetti più significativi dell'intera penisola del Sinis: la macchia mediterranea, il boschetto di Pino d'Aleppo, le falesie a picco sul mare. La difficile accessibilità della falesia ha permesso la sopravvivenza di particolari specie tra i volatili. Sono presenti specie rare come il Falco pellegrino, la Pernice di mare e la Rondine di mare.

Da qualche anno è presente il Centro di Esperienze come struttura dell'Area Marina Protetta "Penisola del Sinis - Isola di Mal di Ventre", dedicata in particolare al mondo della scuola. Si realizzano progetti di educazione ambientale attraverso attività di laboratorio e all'aria aperta.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (1983) - *North American Stratigraphic Code.* A.A.P.G. Bull., **67** (5): 841-875, Tulsa.

AA.VV. (2004) - *Wind and Wave Atlas of the Mediterranean Sea. Statisical results B15.* Mar. Sc. Ist. ISMAR, Venezia.

Acquaro E. & Finzi C. (1986) - *Tharros.* Sardegna Archeologica, **5**: 130 pp., Sassari.

Agip (1968) - *Profili sismici ES (Western Geophysical, Sardinia Area).* AGIP Direzione Mineraria, Servizio Geofisico, Milano.

Agus M., Alfano G.B., Carbini P., Ciccu R., Del Fa C., Ghiani M. & Massacci P. (1974) - *Risultati del campionamento delle spiagge litoranee della Sardegna. Prime indicazioni sulle ricerche e valorizzazioni possibili.* Studi geominerari e mineralurgici CNR, 38-61, Cagliari.

Alvarez W. & Cocozza T. (1974) - *The tectonics of central-eastern Sardinia and the possible continuation of the Alpine chain to the south of Corsica.* In: C. Maxia & A. Cherchi Pomesano (Eds.): «*Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*». Cagliari, 23-27 luglio 1973, vol. monogr., Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl. 5, **43**: 5-34, Cagliari.

Alvarez W., Cocozza T. & Wezel Forese C. (1974) - *Fragmentation of the alpine orogenic belt by microplate dispersal.* Nature, **248**: 309-314, London.

Amanti M., Casigli N., Catani F., D'Orefice M. & Motteran G. (1996) - *Guida al censimento dei fenomeni franosi ed alla loro archiviazione.* Serv. Geol. d'It., Miscell., **8**: 109 pp., Roma.

Ambrosetti L. (1972) - *L'Elefante fossile della Sardegna.* Boll. Soc. Geol. It., **91**: 127-131, Roma.

Amorosi A. & Milli S. (2001) - *Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions.* Sed. Geol., **144**: 357-375, Amsterdam.

Andrè J.P., Saint Martin J.P., Moissette P., Garcia F., Cornée J.J. & Ferrandini M. (2004) - *An unusual Messinian succession in the Sinis Peninsula, western Sardinia, Italy.* Sed. Geol., **167**: 41-55, Amsterdam.

Andreucci S., Clemmersen L.B., Murray A.S. & Pascucci V. (2009a) - *Middle to Late Pleistocene coastal deposits of Alghero, northwest Sardinia (Italy): chronology and evolution.* Quat. Int., **222** (1-2): 3-16, Oxford.

Andreucci S., Pascucci V. & Clemmersen L.B. (2006) - *Upper Pleistocene coastal deposits of West Sardinia: a record of sea-level and climate change.* GeoActa (2006) **5**: 79-96, Bologna.

Andreucci S., Pascucci V., Murray A.S. & Clemmensen L.B. (2009b) - *Late Pleistocene coastal evolution of S. Giovanni in Sinis, west Sardinia (Western Mediterranean).* Sed. Geol., **216**: 104-116, Amsterdam.

Antonioli F. (2007) - *I depositi tirreniani nell'area di Molentargius (Cagliari).* Il Quaternario, **20** (1): 93-99, Torino.

Antonioli F., Ferranti L., Anzidei M. & Trainito E. (2008) - *Comparing Last Interglacial with late Holocene vertical movements along Mediterranean sea. A zoom on Sardinia.* Rend. Soc. Geol. It. *online*, **2**: 1-3, Roma.

Antonioli F., Silenzi S., Vittori E. & Villani C. (1999) - *Sea level changes and tectonic mobility: precise measurements in three coastlines of Italy considered stable during the last 125 ky.* Phy. Chem. Earth (A), **4** (24): 337-342, Amsterdam.

APAT (2007) - *Rapporto sulle frane in Italia. Il progetto IFFI, metodologia, risultati e rapporti regionali.* Dipartimento Difesa del Suolo, Roma.

Arthaud F. & Matte P. (1966) - *Contribution à l'étude de tectoniques superposées dans la chaine hercynienne: étude microtectonique des series metamorfiques du Massif des Maures (Var.).* C. R. Acad. Sci., **262**: 436-439, Paris.

Arthaud F. & Sauniac S. (1981) - *Une coupe synthétique à travers la chaine varisque de Sardaigne. Commentaires sur l'évolution tectono-metamorphique.* Bull. Soc. Geol. France, **23**: 535-539, Paris.

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., Barca S., Mighela P., Muntoni A., Murgia G., Porcu A., Rizzo R., Rombi G. & Spano C. (1997) - *La successione vulcano-sedimentaria oligo-miocenica del settore compreso tra Bosa e Santa Caterina di Pittinuri (Sardegna centro-occidentale).* In: A. Assorgia, S. Barca & C. Spano (Eds.): «*La "Fossa Sarda" nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*», Villanovaforru.

Assorgia A., Beccaluva L., Deriu M., Di Battistini G., Gallo F., Macciotta Pingani L., Venturelli G., Vernia L. & Zerbi M. (1981) - *Carta geopetrografica del complesso vulcanico del Montiferro (Sardegna centro-occidentale).* Grafiche STEP, Parma.

Assorgia A., Passiu P. & Spano C. (1983) - *Contributo alla conoscenza del Terziario e del Quaternario di Capo Frasca (Sardegna occidentale).* Boll. Soc. Sar. Sc. Nat., **23**:75-98, Cagliari.

Atzeni A., Pani D. & Ibba N. (2007) - *Sinis Peninsula (Western Sardinia, Italy) coastal system analysis through hydrodynamic and remote-sensing techniques.* Geol. Soc. Am. Spec. Papers, **426**: 189-197, Boulder.

Bache F., Olivet J.L., Gorini C., Rabineau M., Baztan J., Aslanian D. & Suc J.P. (2009) - *Messinian erosional and salinity crises: view from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean).* Earth Planet. Sci. Lett., **286**: 139-157, Amsterdam.

Barca S. & Costamagna L.G. (1997) - *Compressive "Alpine" tectonics in Western Sardinia: geodinamic consequences.* C.R. Acad. Sci. Paris, **325**: 791-797, Paris.

Barca S. & Costamagna L.G. (2000) - *Il bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente (Sardegna SW): nuovi dati stratigrafico-strutturali per un modello geodinamico nell'ambito dell'orogenesi pirenaica.* Boll. Soc. Geol. It., **119**: 497-515, Roma.

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.

Barreca F. (1958) - *Scoperte a Capo S. Marco.* In: «*Notizie degli scavi di antichità*». R. Acc. Lincei, **16**: 741-745, Roma.

Beccaluva L., Brotzu P., Macciotta G., Morbidelli L., Serri G. & Traversa G. (1987) - *Caenozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Thyrrenian 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.

PROGETTO CARG

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.

Bellotti P. (2000) - *Il modello morfo-sedimentario dei maggiori delta tirrenici italiani.* Boll. Soc. Geol. It., **119**: 777-792, Roma.

Boccaletti M., Elter P. & Guazzone G. (1971) - *Plate tectonics model for the development of the Western Alps and Northern Apennines.* Nature, **234**: 108-111, London.

Boschian A., Bossio A., Dall'Antonia B. & Mazzanti R. (2006) - *Il Quaternario della Toscana costiera.* In: «*Studi Costieri. Dinamica e difesa dei litorali - Gestione integrata della fascia costiera*». Gruppo Nazionale Ricerca Ambiente Costiero, **12**: 207 pp., Siena.

Bonifay E. & Mars P. (1959) - *Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternarie méditerranéen.* Bull. Soc. Géol. de France, Sér., 1 (1): 62-78, Paris.

Boudouresque C.F., Bernard G., Bonhomme P., Charbonnel E., Diviacco G., Meinesz A., Pergent G., Pergent Martini C., Ruitton S. & Tunesi L. (2006) - *Preservation et conservation des herbiers a Posidonia oceanica.* RAMOGE Pub., France: 1-202, Stilelibero, Monte Carlo.

Bradley M.P., Raposa K. & Tuxbury S. (2007) - *Report on the Analysis of True Color Aerial Photography to Map and Inventory Zostera marina L.* In: «*Narragansett Bay and Block Island, Rhode Island*». Rhode Island Natural History Survey, 1-16 and 9 Mapsheets, Kingston, RI.

Bradley M.P. & Stolt M.H. (2003) - *Subaqueous soil-landscape relationships in a Rhode Island estuary.* Soil Sc. Soc. Am. J., **67**: 1487-1495, Madison.

Bralia A., Ghezzo C., Guasparri G. & Sabatini G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso.* Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 701-764, Milano.

Brotzu P., Callegari E. & Secchi F.A. (1994) - *The search for the parental magma of the high-K calc-alkaline igneous rock series in the southernmost Sardinia Batholith.* Period. Min., **62**: 253-280, Roma.

Brotzu P., Ferrini V. & Masi U. (1982) - *Stable isotope geochemistry of Hercynian granitoid rocks from Sarrabus Massif (South-eastern Sardinia, Italy).* Isotope Geosciences: **1**. 77-90, Amsterdam.

Caloi L., Kotsakis T. & Palombo M.R. (1980) - *Il giacimento a vertebrati del Pleistocene superiore di San Giovanni di Sinis (Sardegna occidentale).* Rend. Sci. Fis. Mat. Nat. Lincei, **69**: 185-197, Roma.

Cancemi G., Pasqualini G., Piergallini G., Baroli M., De Falco G. & Pergent Martini C. (1997) - *Indagine cartografica sulla prateria a Posidonia oceanica (L.) Delile di Capo San Marco (Golfo di Oristano) mediante elaborazione di immagini fotoaeree.* Biol. Mar. Medit., **4** (1): 8-10, Genova.

Cannas A., Cataudella S. & Rossi R. (1998) - *Gli stagni della Sardegna.* Quaderni C.I.R.S.P.E., Forlì.

Carboni S., Cherchi A., Marini A. & Murru M. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 216-217 (Capo S. Marco, Oristano).* CNR PF Geodinamica-Neotettonica, Contr. Prelim. Carta Neot. Italia., Off. Graf. Nap., 200-203, Napoli.

Carboni S., Di Gregorio F., Ferrara C., Cipriani L.E. & Pranzini E. (1990) - *Atlante delle spiagge italiane (scala 1/100000), fogli 216-217, Capo San Marco - Oristano.* S.EL.CA, Firenze.

Carboni S. & Lecca L. (1985) - *Osservazioni sul Pleistocene medio-superiore della Penisola del Sinis (Sardegna occidentale).* Boll. Soc. Geol. It., **104**: 459-477, Roma.

Carboni S. & Lecca L. (1992a) - *Quaternary carbonate sedimentation in the western Sardinian Shelf.* XXXIIIe Congr., Ass. Plénière de la CIESM, 123 pp., Trieste.

Carboni S. & Lecca L. (1992b) - *Upper Pleistocene Lowstand of Sea-level on the Continental Shelf of Western Sardinia: palaeo-bathymetric evidences.* In: C. Zazo & T. Bardaji (Eds.): INQUA Subcomm. Mediter. Black Sea Shorelines, Newsletter, **14**: 57-65, Madrid.

Carboni S. & Lecca L. (1995) - *Le Pliocène de Capo Mannu (Sardaigne occidentale): transition marin littoral-continental dunaire.* C.R. Acad. Sci., **320** (2a): 1203-1210, Paris.

PROOFING CARE

Carboni S. & Lecca L. (2010a) - *4° day stop 1: last interglacial marine sequence and late ? Pleistocene to holocene continental units in tipiri-c. Le s'umbra. Stop 2: the middle pleistocene marine and continental sequences outcropping in S. Giovanni di sinis: ois5 stratigraphic record, and dating.* In: S. Carboni & L. Lecca (Eds.): «*Commission Sardinia 25-29 october 2010*», field trip guide, 978-84-7484-231-9, 7-27, Madrid.

Carboni S. & Lecca L. (2010b) - *The new interest in the sardinian ois 5e deposits ("tirreniano"). Inqua on decoding the last interglacial in western mediterranean.* In: S. Carboni & L. Lecca (Eds.): «*Commission Sardinia 25-29 october 2010*», field trip guide, 978-84-7484-231-9, 7-27, Madrid.

Carboni S., Lecca L. & Ferrara C. (1989) - *La discordanza versiliana sulla piattaforma continentale occidentale della Sardegna.* Boll. Soc. Geol. It., **108**: 503-519, Roma.

Carboni S., Lecca L., Hillaire-Marcel C. & Ghaleb B. (2014) - *MIS 5e at San Giovanni di Sinis (Sardinia, Italy): stratigraphy, U/Th dating and "eustatic" inferences.* Quat. Int. **328-329**: 21-30, Oxford.

Carboni S., Lecca L. & Tilocca G. (2010) - *Analisi stratigrafico-morfologica e censimento dei processi franosi in atto sulle coste alte nel settore costiero compreso tra Capo San Marco e Capo Marrargiu (Sardegna centro-occidentale).* Univ. Cagliari, Dip. Sc. Terra, Prov. Oristano, **1**: 260 pp., Cagliari.

Carboni S., Nicolò C., Pala A. & Pili S.L. (2002) - *Studio idrogeologico degli acquiferi profondi del Sinis (Sardegna centro-occidentale).* Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **68** (1): 177-220, Cagliari.

Carboni S., Pala A. & Guaita S.L. (1998) - *Geologia e idrogeologia di Is Arenas (Narbolia San Vero Milis, Sardegna centro-Occidentale).* Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **72** (1): 51-90, Cagliari.

Carboni S., Palomba M., Vacca A. & Carboni G. (2006) - *Paleosols provide sedimentation, relative age and climatic information about the alluvial fan of the River Tirso (central-western Sardinia, Italy).* Quat. Int., **156-157**:79-96, Oxford.

Carmignani L., Barca S., Cappelli B., Di Pisa A., Gattiglio M., Oggiano G. & Pertusati P.C. (1992a) - *A tentative model for the hercynian basement of Sardinia.* In: «*Contribution to the Geology of Italy*». I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 61-82, Padova.

Carmignani L., Barca S., Disperati L., Fantozzi P., Funedda A., Oggiano G. & Pasci S. (1994) - *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement.* Boll. Geof. Teor. Appl., **36** (141-144): 45-62, Trieste.

Carmignani L., Carosi R., Disperati L., Funedda A., Musumeci G., Pasci S. & Pertusati P.C. (1992b) - *Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy*. In: L. Carmignani & F.P. Sassi (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*». I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 83-96, Siena.

Carmignani L., Cocozza T., Ghezzo C., Pertusati P.C. & Ricci C.A. (1982) - *Lineamenti del basamento sardo*. In: L. Carmignani, T. Cocozza, C. Ghezzo, P.C. Pertusati & C.A. Ricci (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., **1**: 11-23, Roma.

Carmignani L., Cocozza T., Minzoni N. & Pertusati P.C. (1978) - *Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a NE del Campidano.* Mem. Soc. Geol. It., **19**: 501-510, Roma.

Carmignani L., Funedda A., Oggiano G. & Pasci S. (2004) - *Tectono-sedimentary evolution of southwest Sardinia in the Paleogene: Pyrenaic or Apenninic Dynamic?* Geodinamica Acta, **17** (4): 275-287, Paris.

Carmignani L., Oggiano G., Barca S., Conti P., Salvadori I., Eltrudis A., Funedda A. & Pasci S. (2001a) - *Geologia della Sardegna, Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna alla scala 1:200.000.* Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It., **60**: pp. 283, Ist. Poligr. Zecca dello Stato, Roma.

Carminati E. & Doglioni C. (2012) - *Alps vs. Apennines: The paradigm of a tectonically asymmetric.* Earth Sci. Revs, **112**: 67-96, Amsterdam.

PROGETTO CARG

Carminati E., Doglioni C., Gelabert B., Panza G., Raykova R.B., Roca E., Sabat F. & Scrocca D. (2012) - *Evolution of the Western Mediterranean.* In: D. Roberts & A.W. Bally (Eds.): «*Regional Geology and Tectonics. Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps*». Elsevier, chapter **12**: 437-470, Amsterdam.

Carobene L. & Pasini G. (1973) - *Contributo alla conoscenza del Pleistocene superiore e dell'Olocene del Golfo di Orosei (Sardegna orientale).* Boll Soc. Adriatica di Scienze, **64**: 5-36, Trieste.

Carrara A., D'Elia B. & Semenza E. (1982) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi.* In: AA. VV. (Eds.): «*Fenomeni franosi: Sintesi dei risultati conseguiti durante lo svolgimento del Progetto Finalizzato del C.N.R. "Conservazione del Suolo"*», C.N.R. Pubbl. **274**: 16 pp., Bergamo.

Carta M., Del Fà C., Ulzega A. & Uras I. (1986) - *La piattaforma continentale della Sardegna*. P.F. Oceanografia e fondi marini, S.P. Risorse minerarie, Rapp. Tec. Fin., 119-218, Roma.

Cas.Mez. & Sassari U.D.S.D. (1984a) - *Studio organico delle risorse idriche sotterranee della Sardegna - Sassari.* II fase (prog. 25/96) Campidano, Relazione idrogeologica, **3**: 1-112, Sassari.

Cas.Mez. & Sassari U.D.S.D. (1984b) - *Studio organico delle risorse idriche sotterranee della Sardegna - Sassari.* II fase (prog. 25/96) Campidano, Relazione idrogeologica, **3**: All. 5/III, Sassari.

Castorina F. & Petrini R. (1992) - *Based Nd-models ages in highly evolved granites: an example from Buddusò intrusion (NE Sardinia, Italy).* Neues Jb. Miner. Mh., **6**: 227-288, Stuttgart.

Casula G., Cherchi A., Montadert L., Murru M. & Sarria E.A. (2001) - *The Cenozoic Graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data.* Marine and Petroleoum Geology, **18**: 863-888, Amsterdam.

Casula G., Pischedda R. & Sarria E.A. (1991) - *Progetto di Ricerca per lo studio dell'assetto strutturale del Campidano finalizzato alla valutazione del potenziale petrolifero ed altre risorse. Risultati fase preliminare.* Progemisa S.p.A., Rapporto interno inedito, 33 pp., Cagliari.

Casula G., Pischedda R. & Sarria E.A. (1992) - *Valutazione del potenziale petrolifero del Campidano. Profilo Geologico lungo il tracciato della linea sismica CA 303-92 V. Nota descrittiva.* J.V. AGIP S.p.A. & Progemisa S.p.A., Rapporto interno inedito, 69 pp., Cagliari.

Catto N. (2010) - *"Geomorphology, stratigraphy and facies analysis of some Late Pleistocene and Holocene key deposits along the coast of Sardinia (Italy)", and "Geochronology for some key sites along the coast of Sardinia (Italy)": a note from the Editor-in-Chief.* Quat. Int., **222**: 17-18. Oxford.

Cherchi A. (1973) - *Appunti biostratigrafici sul Pliocene in Sardegna (Italia).* Boll. Soc. Geol. It., **92**: 891-902, Roma.

Cherchi A. (1974) - *Appunti biostratigrafici sul Miocene della Sardegna (Italia).* Inter. Néogéne Medit., Lyon-1971, Mem. B.R.G.M., **78**: 433-445, Lyon.

Cherchi A. (1985) - *Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book.* In: A. Cherchi (Ed.): «*19th European Micropaleontological Colloquium*». Sardinia, October 1-10, 1985. AGIP, 338 pp., Cagliari.

Cherchi A., D'Onofrio S., Martini E. & Murru M. (1985) - *Tortonian of S. Giovanni di Sinis.* In: «*19th European Micropaleontological Colloquium*». Sardinia, October 1-10, 285-299, Cagliari.

Cherchi A., Marini A., Murru M. & Robba E. (1978) - *Stratigrafia e paleoecologia del Miocene superiore della penisola del Sinis (Sardegna occidentale).* Riv. Ital. Paleont. Strat., **9**: 773-1036, Milano.

Cherchi A. & Martini E. (1981) - *Calcareus nannoplankton and planktonic foraminifera of the Messinian and basal Pliocene from Capo S. Marco (W Sardinia).* Géol. Méditerr., **8** (2): 109-120, Ax-en-Provance, Marseille.

Cherchi A., Maxia C. & Ulzega A. (1973) - *Evoluzione paleogeografica del Terziario della Sardegna.* Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **43**: 73-90, Cagliari.

Cherchi A. & Montadert L. (1982) - *The Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the western mediterranean basin.* Nature, **298**: 736-739, London.

Cherchi A. & Montadert L. (1984) - *Il sistema di rifting oligo-miocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo.* Mem. Soc. Geol. It., **24**: 387-400, Roma.

PROOF COPY

Cherchi A. & Murru M. (1985) - *Plio-Quaternary Campidano graben.* In: A. Cherchi (Ed): «*European Micropal. Coll.*», Sardinia Oct. 1-10 1985, 105-112, Cagliari.

Cherchi A. & Schroeder R. (1976) - *Présence de galets du Vraconien supérieur-Cénomanien basal de provenance ibérique dans le Paléogène continental du Sud-Ouest de la Sardaigne.* Bull. Soc. Géol. France, **18**: 1217-1219, Paris.

Cherchi A. & Trémolières P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoique et au Cénozoique de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen.* C.R. Acad. Sci. Paris, **298**: 889-894, Paris.

Chesi F., Delfino M., Abbazzi L., Carboni S., Lecca L. & Rook L. (2007) - *New fossil vertebrate remains from S. Giovanni di Sinis (Late Pleistocene, Sardinia): the last Mauremys (Reptilia, Testudines) in the Central Mediterranean.* Riv. It. Paleont. Strat., **113** (2): 287-297, Milano.

Chiesa S., Coltorti M., Cremaschi M., Ferraris M. & Prosperi L. (1990). - *Loess sedimentation and quaternary deposits in the Marche province. Prooc. Int. Meet. INQUA Commission on Loess and paleogeography: The loess in northern and central Italy. A loess basin between the Alps and the mediterranean region.* Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, 103-130, Milano.

Cita M.B. (1973) - *I pozzi profondi perforati nel 1970 nel quadro paleogeografico e geodinamico del mediterraneo occidentale.* Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, Suppl., **43**: 91-143, Cagliari.

Cocherie A. (1985) - *Interation manteau-croute: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calcoalcalines, costraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène.* Doc. B.R.G.M., **90**: 246 pp., Orléans.

Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L. & Fan J.-X. (2015) - *The ICS International Chronostratigraphic Chart.* Episodes, **36**: 199-204, Harlem.

Coltorti M. (1997) - *Human impact in the Holocene fluvial and coastal evolution of the Marche region, Central Italy.* Catena, **30**: 311-335, Cremlingen.

Coltorti M., Barca S. & Melis E. (2007) - *Stable or mobile sea-level, stable or mobile Sardinia during the Holocene: evidence from the Cagliari Gulf.* Il Quaternario, **20** (1): 87-91, Torino.

Coltorti M. & Dramis F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy.* Permafrost and Periglacial Processes, **6**: 235-242, Chichester.

Coltorti M., Melis E. & Patta D. (2010) - *Geomorphology, stratigraphy and facies analysis of some Late Pleistocene and Holocene key deposits along the coast of Sardinia (Italy).* Quat. Int., **222**: 19-35, Oxford.

Coltorti M., Montagna P. & Pieruccini P. (2012) - *Geomorphology, stratigraphy, facies analysis and geochronology of Quaternary deposits at Capo S. Marco (Sinis peninsula, west Sardinia, Italy).* Inqua Section on European Quaternary Stratigraphy (SEQS) 2012 Meeting, Sardinia (Italy), Abstracts, 17 pp., Sassari.

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., Cornamusini G., Ielpi A. & Verrazzani F. (2009) - *A sagging along the eastern Chianti Mts, Italy.* Geomorphology, **112**: 15-26, Amsterdam.

Comaschi Caria I. (1954) - *Nuovi lembi di Quaternario in Sardegna*. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, **24**: 205-216, Cagliari.

Conti S. & Fontana D. (1999) - *Miocene chemoherms in the northern Apennines (Italy).* Geology **27**: 927-930, Boulder.

Cornée J.J., Maillard A., Conesa G., Garcia F., Saint Martin J.P., Sage F., & Münch P. (2008) - *Onshore to offshore reconstruction of the Messinian erosion surface in western Sardinia, Italy: implications for the Messinan salinity crisis.* Sed. Geol., **210**: 48-60, Amsterdam.

Coulon C. (1977) - *Le volcanisme calco-alcalin cénozoique de la Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitique et des ignimbrites. Signification géodinamique.* Thèse Doct. 3 Cycle, Université d'Aix - Marseille, 385 pp., Marseille.

Cremaschi M. & Trombino L. (1998) - *Eolianites, Sea Level Changes and Paleowinds in the Elba Island (Central Italy) during Late Pleistocene.* In: A.J. Busacca (Ed.): «*Dust Aerosols, Loess Soils and Global Change*». Washington State University College of Agriculture and Home

PROOF NOT CORRECTED

Economics, Pullman, 131-134, Washington.

Cruden D.M. & Varnes D.J. (1996) - *Landslides types and processes.* In: A.K. Turner; R.L.Shuster (Eds.): «*Landslides: Investigation and Mitigation.*» Trans. Res. Board, Spec. Rep., **247**: 36-75, National Academy Press, WA.

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.

Darcy H. (1856) - *Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau.* V. Dalmont, Paris.

Davaud E., Kindler P., Martini R. & Strasser A. (1991) - *Enregistrement des variations eustatiques dans des dépots littoraux du Pleistocène supérieur (San Giovanni Sinis, Sardaigne occidentale).* Bull. Soc. Gèol. France, **162**: 523-533, Paris.

De Falco G., Baroli M., Cucco A. & Simeone S. (2008) - *Intrabasinal conditions promoting the development of a biogenic carbonate sedimentary facies associated with the seagrass Posidonia oceanic.* Continental Shelf Research, **28**: 797-812, Amsterdam.

De Falco G., Baroli M., Murru E., Piergallini G. & Cancemi G. (2006) - *Sediment analysis evidences two different depositional phenomena influencing seagrass distribution in the Gulf of Oristano (Sardinia - western Mediterranean).* J. Coast. Res. **22** (5): 1043-1050, Coconut Creek, Florida.

De Falco G., Ferrari S., Cancemi G. & Baroli M. (2000) - *Relationships between sediment distribution and Posidonia oceanica seagrass.* Geo- Marine Letters, **20**: 50-57, Springer, Berlin.

De Falco G., Molinaroli E., Baroli M. & Bellacicco S. (2003) - *Grain size and compositional trends of sediments from Posidonia oceanica meadows to beach shore, Sardinia, western Mediterranean.* Estuarine Coastal and Shelf Science, **58** (2): 299-309, Amsterdam.

De Falco G. & Piergallini G. (2003a) - *Vulnerabilità dei litorali sabbiosi: tendenza evolutiva dei litorali della Penisola del Sinis, Golfo di Oristano.* In: G. De Falco & G. Piergallini (Eds.): «*Mare, golfo, lagune, studi e ricerche*». S'Alvure, 68-81, Oristano.

De Falco G. & Piergallini G. (2003b) - *Vulnerabilità dei litorali sabbiosi: dinamica dei sedimenti litorali della Penisola del Sinis, Golfo di Oristano.* In: G. De Falco & G. Piergallini (Eds.): «*Mare, golfo, lagune, studi e ricerche*». S'Alvure, 54-67, Oristano.

De Falco G., Tonielli R., Di Martino G., Innangi S., Simeone S. & Parnum I.M. (2010) - *Relationships between multibeam backscatter, sediment grain size and Posidonia oceanica seagrass distribution.* Continental Shelf Research, **30**: 1941-1950, Amsterdam.

Del Moro A., Di Pisa A., Oggiano G. & Villa I.M. (1991) - *Isotopic ages of two contrasting tectonometamorphic episodes in the Variscan chain in northern Sardinia*. In: «*Geologia del basamento italiano*», Siena 21-22 Marzo 1991, 33-35, Siena.

De Muro S. (1999) - *Clima di agitazione ondosa nel Golfo di Oristano.* Rapporto tecnico convenzione Comune di Cabras, Oristano.

De Muro S., Brambati A. & Marocco R. (1999) - *Sedimentologia degli Stagni di San Giovanni Marceddì e Corru 'e S'ittiri, Sardegna Occidentale.* Rapporto tecnico convenzione Comune di Cabras, Oristano.

Deriu M. (1964) - *Notizie sulla costituzione geologica del Bosano, della Planargia e del Montiferro settentrionale e occidentale.* Monografia reg. Bosano, Ass. comm. Bosa e Cuglieri, 1-50, Bosa.

Deriu M. & Zerbi M. (1967) - *Notizie sulla costituzione geopetrografica dell'Isola di Mal di Ventre.* Ateneo Parm., Acta Nat., **3**: 113-143, Parma.

Di Battistini G., Mezzadri G., & Zerbi M. (1974) - *Su un affioramento della formazione andesitoide superiore nei sedimenti quaternari del Sinis (Sardegna centro- occidentale)*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **10**: 59-81. Parma.

Dickens G.R., Castillo M.M. & Walker J.G.C. (1997) - *A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first- order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate.* Geology, **25**: 259-262, Boulder.

PROGETTO CARG

Dickinson W.R. & Seely D.R. (1979) - *Structure and stratigraphy of forearc regions.* A.A.P.G. Bull., **63**: 2-31, Tulsa.

Dieni I. & Massari F. (1966) - *Il Neogene ed il Quaternario dei dintorni di Orosei (Sardegna).* Soc. It. Sc. Nat. & Museo Cineo, **15**(2): 91-141, Milano.

D'Orefice M., Graciotti R. & Capitanio F. (2007) - *Le eolianiti dell'Isola d'Elba: i depositi del promontorio di M. Calamita e del Golfo di Viticcio.* Il Quaternario, **20**(1): 21-44, .

D'orefice M., Graciotti R., Lo Mastro S., Muraro C., Pantaloni M., Soligo M. & Tuccimei P. (2012) - *U/Th dating of a Cladocora coespitosa from Capo San Marco marine quaternary deposits (Sardinia, Italy).* Alpine and Mediterranean Quaternary, AIQUA, **25** (1): 35-40, Verona.

Di Simplicio P., Ferrara G., Ghezzo C., Guasparri G., Pellizzer R., Ricci C.A., Rita F. & Sabatini G. (1974) - *Notes on the Paleozoic magmatism and metamorphism of Sardinia.* Mem. Soc. Geol. It., **13**: 161-164, Roma.

Di Simplicio P., Ferrara G., Ghezzo C., Guasparri G., Pellizzer R., Ricci C.A., Rita F. & Sabatini G. (1975) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico nella Sardegna.* Rend. Soc. It. Min. Petr., **30** (1974): 979-1068, Milano.

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.

Duncan R., Ginesu S., Secchi F. & Sias S. (2011) - *The recent evolution of the Sinis region (western coast of Sardinia, Italy) on the basis of new radiometric data of the pliocenic volcanism.* Geogr. Fis. Dinam. Quat., **34**: 175-181, Torino.

Fabbri P. (1985) - *Coastline variations in the Po delta since 2500 B.P.* Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd., **57**: 155-167, Berlin.

Fadda A. F. & Pala A. (1993) - *Le Acque della Sardegna.* Co.Edi.Sar., Cagliari.

Fais S., Klingele E.E. & Lecca L. (1996) - *Oligo-Miocene half-graben structure in western Sardinian shelf (western Mediterranean): reflection seismic and aeromagnetic data comparison.* Mar. Geol., **133**: 203-222, Amsterdam.

Fais S., Klingele E.E. & Lecca L. (2002) - *Structural features of the southwestern sardinian shelf (Western Mediterranean) deduced from aeromagnetic and high-resolution reflection seismic data.* Ecl. Geol. Helv., Swiss Journal of Geosciences, **95** (2): 169-182, Birkhäuser Verlag, Berlin.

Fanucci F., Fierro G., Ulzega A., Gennesseaux M., Rehault J.P. & Viaris De Lesegno L. (1976) - *The continental shelf of Sardinia: Structure and sedimentary characteristics.* Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1201-1217, Roma.

Fedele L., Lustrino M., Melluso L., Morra V., D'Amelio F. (2007) - *The Pliocene Montiferro volcanic complex (central-western Sardinia, Italy): geochemical observations and petrological implications.* Per. Mineral., **76**: Roma.

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.* Quaternary International, **145**(46): 30-54, Oxford.

Ferretti O., Niccolai I., De Benedetto C. & Meschini A. (1990) - *Valutazione delle condizioni geologico-ambientali della piattaforma costiera interna della penisola del Sinis (Sardegna occidentale).* Mem. Soc. Geol. It., **45**: 367-376, Roma.

Finetti I.R., Del Ben A., Fais S., Forlin E., Klingele E., L. Lecca, Pipan M. & Prizzon A. (2005) - *Crustal tectono-stratigraphic setting and geodynamics of the Corso-Sardinian Block from new CROP seismic data.* In: I.R. Finetti (Ed.): «*Crop Deep seismic esploration of Mediterranean region*», 413-446, Elsevier, Amsterdam.

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.

Forti S. & Orrù P. (1995) - *Geomorfologia costiera e sottomarina della Penisola del Sinis (Sardegna Occidentale).* Boll. Soc. Geol. It., **114**: 3-21, Roma.

PROGETTO CARG

Francolini L., Lecca L. & Mazzei R. (1990) - *La presenza del Pliocene inferiore nella piattaforma continentale della Sardegna occidentale.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. ser A, **97**: 93-111, Pisa.

Funedda A., Carmignani L., Pasci S., Patta 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., Carmignani L., Pertusati P.C., Uras V., Pisanu G. & Murtas M. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 540 "Mandas"*. ISPRA Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, 208 pp., Roma.

Funedda A., Oggiano G. & Pasci S. (2000) - *The Logudoro basin: a key area for the tertiary tectonosedimentary evolution of North Sardinia.* Boll. Soc. Geol. It., **119** (1): 37-38, Roma.

Gailler A., Klingelhoefer F., Olivet J.L., Aslanian D. & Sardinia-group (2009) - *Crustal structure of a young margin pair: new results across the Liguro–Provencal Basin from wide-angle seismic tomography.* Earth Planet. Sci. Lett., **286**: 333-345, Amsterdam.

Gandolfi R. & Porcu A. (1967) - *Contributo alla conoscenza delle microfacies mioceniche delle colline di Cagliari (Sardegna).* Riv. It. Paleont. Strat., **73**: 313-348, Milano.

Ghezzo C., Guasparri G. & Sabatini G. (1972) - *Lineamenti geopetrologici del cristallino sardo. Le plutoniti e la loro successione negli eventi intrusivi.* Mineral. Petrogr. Acta, **18**: 205-234, Bologna.

Ghezzo C. & Orsini J.B. (1982) - *Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico sardo-corso in Sardegna.* In: L. Carmignani, T. Cocozza, C. Ghezzo, P.C. Pertusati & C.A. Ricci (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 165-181, Roma.

Grosso A.P. (1999) - *Caratterizzazione geochimica e mineralogica dei sedimenti marini tra Capo S. Marco e la foce del Tirso (Golfo di oristano).* Tesi di laurea inedita, Università di Cagliari, Sc. Geologiche, a.a. 1998-99, 1-135 pp, 17 tavv. Cagliari.

Henriet J.P. & Mienert J. (1998) - *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change.* Geological Society, **137**: 338 pp., London.

Hsü K.J., Cita M.B. & Ryan W.B.F. (1972) - *The origin of the Mediterranian evaporites.* In: W.B.F. Ryan, K.J Hsü, *et alii* (Eds.): «*Initial reports of the deep sea drilling project*». 13: 1203-1231, Dallas.

Hughen K.A., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G.S., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Herring C., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Ramsey C.B., Reimer P.J., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., Van Der Plicht J. & Weyhenmeyer C.E. (2004) - *Marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP.* Radiocarbon, **46** (3): 1059-1086, Tucson.

Hutchinson J.N. (1988) - *General report:Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology.* In: C. Bonnard (Ed.): «*Proceedings, 5th International Symposium of Landslides*», **1**: 3-35, Lausanne.

I.I.M.I. (1990) - *Carta nautica 293: Golfo di Oristano. Scala 1: 40.000.* Istituto Idrografico della Marina Italiana. Genova, 1985.

ISPRA, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale - RON, Rete Ondametrica Nazionale (2009) - *www.telemisura.it*, Roma.

Issel A. (1914) - *Lembi fossiliferi quaternari e recenti osservati nella Sardegna meridionale dal Prof. D. Lovisato.* Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **23**: 759-770, Roma.

Johnsen S.J., Dahl Jensen D., Dansgaard W. & Gundestrup N. (1995) - *Greenland palaeotemperatures derived from GRIP borehole temperature and ice core profiles.* Tellus, **47**(B): 624-629, Stockholm.

Kasten K. & Mascle J. (1990) - *The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP LEG 107.* Proceedings of the ODP, Scientific Results, **107**: 3-26, College Station, TX.

Kindler P., Davaud E. & Strasser A. (1997) - *Tyrrhenian coastal deposits from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea level and shifting climate belts during the last Interglacial (isotopic substage 5e).* Paleo 3, **133**: 1-25, Amsterdam.

PROGETTO SARG

King C.A.M. (1972) - *Beaches and coasts.* (2nd ed.): London, Edward Arnold, 570 pp., London.

King C.A.M. (1981) - *An introduction to coastal geomorphology.* John Pethick, Edward Arnold, 354 pp., London.

La Marmora A. (1857) - *Voyage en Sardaigne, Troisième partie. Description Géologique et Paléontologique*. Bocca impr. Royale, **2**: 707-782, Torino.

La Marmora A. (1860) - *Itinéraire de l'ile de Sardaigne.* vol. 1, Torino.

Lambeck K., Antonioli F., Purcell A. & Silenzi S. (2004) - *Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yrs.* Quat. Sci. Rev., **23**: 1567-1598, Oxford.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. & Zanettin R. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali silica diagram.* J. Petrol., **27** (3): 745-750, Oxford.

Lecca L. (1982) - *La piattaforma continentale della Sardegna occidentale. Nota preliminare.* Rend. Soc. Geol. Ital., **5**: 93-97, Roma.

Lecca L. (2000) - *La piattaforma continentale miocenico-quaternaria del margine occidentale sardo: blocco diagramma sezionato.* Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **70**(1): 49-70, Cagliari.

Lecca L. & Carboni S. (2007) - *The Tyrrhenian section of San Giovanni di Sinis (Sardinia): stratigraphic record of an irregular single high stand.* Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **113**: 509-523, Milano.

Lecca L. & Carboni S. (2009) - *Limited eustatic variations in the tyrrhenian (OIS 5e) interglacial of Sardinia.* IAS 2009, 27° Meeting Alghero, Italy. Book of Abstracts 978-88-6025-123-7, 574.

Lecca L., Carboni S., Erba E., Muller C., Pisano S., Secchi F. & Tilocca G. (1987) - *Campagna Oceanografica "Margini Continentali Sardi 1985": resoconto e risultati preliminari.* Rend. Soc. Geol. It., **40**: 61-64, Roma.

Lecca L., Carboni S., Scarteddu R., Secchi F., Tilocca G. & Pisano S. (1986) - *Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **36**: 31-40, Roma.

Lecca L., Lonis R., Luxoro S., Melis E., Secchi F. & Brotzu P. (1997) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review.* Per. Mineral., **66**: 7-61, Roma.

Lecca L., Panizza V. & Pisano S. (1998) - *The sedimentary framework of Cagliari basin: a Plio-Pleistocene underfed rift basin in the southern Sardinia margin.* Il Quaternario, **11** (2): 301-318, Verona.

Lecca L., Scarteddu R. & Sechi F. (1983a) - *Testimonianze delle regressioni del Pleistocene superiore lungo la piattaforma continentale ovest della Sardegna.* Conv. AIQUA. (1982), Como. Il Pleistocene sup. in Italia. Geograf. Fis. Din. Quat., **6**: 191-193, Torino.

Lecca L., Scarteddu R. & Sechi F. (1983b) - *La piattaforma continentale sarda da Capo Mannu a Capo Marrargiu.* Boll. Soc. Geol. It., **102**: 57-86, 10 tavv., Roma.

Leone F., Ulzega A. & Lecca L. (1981) - *Nouvelles observations sur la morphologie et la structure de la plate-forme continentale de la Sardaigne occidentale.* Rapp. Comm. Int. Mer Médit., **27** (8): 37-38, Cagliari.

Lowe J.J., Rasmussen S.O., Björck S., Hoek W.Z., Steffensen J.P., Walker M.J.C. & Yu Z. (2008) - *Precise dating and correlation of events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group.* Quat. Sci. Rev., **27**: 6-17, Oxford.

Magni P., Como S., Cucco A., De Falco G., Domenici P., Ghezzo M., Lefrançois C., Simeone S. & Perilli A. (2008) - *A multidisciplinary and ecosystemic approach in the Oristano Lagoon-Gulf System (Sardinia, Italy) as a tool in management plans.* Transit. Wat. Bull., **2**: 41-62, Lecce.

Marchi M., Macciotta G. & Garau A.M. (2002) - *Cainozoic magmatism in Sardinia and its geodynamic significance.* Rend. Soc. Pal. It., **1**: 343-348, Modena.

Mariani G. & Parona C.F. (1887) - *Fossili tortoniani di Capo S. Marco in Sardegna*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **30**:1-2, Milano.

Marini A. & Murru M. (1977) - *Rilevamento geologico della Penisola del Sinis.* Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **47**(3/4): 459-466, Cagliari.

Marini A. & Murru M. (1981) - *Sull'età della formazione di Nuraghe Casteddu (Dorgali - Sardegna Orientale).* Rend. Soc. Geol. It., **4**:11-12, Roma.

PROGETTO ORS

MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation.* Proc. 2nd Plankt. Confer., **2**: 739-785, Roma.

MARTINIS B. (1969) - *Italia. Sardegna (Ricerca petrolifera).* Enciclopedia del petrolio, ENI, **6**, Milano.

MASSARI F. & DIENI I. (1973) - *La formazione fluvio-lacustre di Nuraghe Casteddu*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 377-409, Roma.

MASTINU M. (2012) - *Osservazioni geologiche, sedimentologiche ed evolutive della spiaggia di Is Arutas, Sardegna occidentale.* Tesi di laurea inedita, Universita di Cagliari, Geol. Tecn. e Amb., a.a. 2011-12, 1-166, 5 tavv., Cagliari.

MATTE P. (1986) - *La chaine varisque parmi les chaines paléozoiques 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. (1968) - *Il Quaternario della Sardegna.* Atti X Congresso Intern. di Studi Sardi Simposio sul Quaternario della Sardegna. 59-69, Fossataro, Cagliari.

MAXIA C. & PECORINI G. (1973) - *Il Pleistocene della Sardegna.* In: A. DESIO (Ed.): «*Geologia dell'Italia*», UTET, 709-712, Torino.

MCPHIE J., DOYLE M. & ALLEN R. (1993) - *Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.* Center for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania, 198 pp., Hobart.

MELIS R.T., PALOMBO M.R. & MUSSI M. (2001) - *Mammuthus lamarmorae (Major, 1883) remains in the pre-Tyrrhenian deposits of S. Giovanni di Sinis (Western Sardinia, Italy).* The World of Elephas, International Congress, 2001, Roma.

MELIS R.T., PALOMBO M.R. & MUSSI M. (2002) - *The stratigraphic sequence of Gonnesa (SW Sardinia). Palaeoenvironmental, palaeontological and archaeological evidence.* In: W.H. WALDREN & J.A. ENSENYAT (Eds.): «*World Islands in Prehistory*». Int. Insular Investigations, BAR Int. Ser. **1095**: 445-453, Mallorca.

MEZZADRI G. & VINCI A. (1968) - *Studio petrografico e sedimentologico delle formazioni quaternarie della costa centro occidentale sarda tra il Fiume Temo e Punta Foghe.* At. Parm. Acta Nat., **4**: 1-96, Parma.

MIALL A.D. (1977) - *A review of the braided river depositional environment.* Earth Science Review, **13**: 1-62, Amsterdam.

MIALL A.D. (1985) - *Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits.* Earth-Science Review, **22**: 261-308, Elsevier, Amsterdam.

MIALL A.D. (1987) - *Recent developments in the study of fluvial facies models.* In: F.G. ETHRIDGE, R.M. FLORES & M.D. HARVEY (Eds.): «*Recent Developments in Fluvial Sedimentology*», Soc. Econ. Paleont. Mineral., sp. publ., **39**: 1-9, Tulsa.

MIALL A.D. (1992) - *Alluvial deposits.* In: R.G. WALKER & P.J. NOEL (Eds.): «*Facies models: response to sea-level change*». Geol. Ass. Canada, 119-142, Toronto.

MIALL A.D. (1995) - *Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective.* Sedimentology, **42**: 379-384, Oxford.

MIALL A.D. (1996) - *The geology of fluvial sediments.* Springer-Ed., pp. 582, Berlin.

MINISTERO DELL'AMBIENTE E DELLA TUTELA DEL TERRITORIO. SERVIZIO DIFESA DEL MARE (2002) - *Mappatura delle praterie di Posidonia oceanica lungo le coste della Sardegna e delle piccole isole circostanti.* Relazione finale, parte **I**: 203 pp., parte **II**: 321 pp. e allegati. Nautilus, Vibo Valentia.

MONTANINI A., BARBIERI M. & CASTORINA F. (1994) - *The role of fractional crystallisation, crustal melting and magma mixing in the petrogenesis of rhyolites and mafic inclusion-bearing dacites from the Monte Arci volcanic complex (Sardinia, Italy).* Jour. Vol. Geot. Res., **61**: 95-120, Amsterdam.

MONTIGNY R., EDEL J.B. & THUIZAT R. (1981) - *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K/Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary Volcanism.* Earth Planet. Sc. Letters, **54**: 261-271, Amsterdam.

MOSCATI S. (2005) - *Fenici e Cartaginesi in Sardegna.* Illisso, 315 pp., Nuoro.

MURGIA M.V. (2008) - *Piana del Campidano: approccio metodologico per la valutazione del potenziale petrolifero.* Rend. online Soc. Geol. It. , **3**: p. 587, Roma.

PROGETTO CARG

Murgia M.V., Aiolfi C., Casula G., Costa V., Gaiani A., Gorza M., Pischedda R., Sarria E.A., Scotti P. & Valenti G. (1993) - *Valutazione del potenziale petrolifero del Campidano. Rapporto finale: valutazione geomineraria.* J.V. AGIP S.p.A. & Progemisa S.p.A., Rapporto interno inedito, 44 pp., S. Donato Milanese.

Oggiano G., Cherchi G.P., Aversano A., Di Pisa A., Ulzega A., Orrù P.E., Pintus C. & Puliga G. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000, Foglio 411 "Santa Teresa di Gallura"*. Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, 176 pp., Roma.

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 transtensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale.* Boll. Soc. Geol. Ital., **114**: 465-475, Roma.

Orrù P., Antonioli F., Carboni S. & Lecca L. (2011a) - *Geomorphological evolution of Cagliari coastal plain-continental shelf system to late Pleistocene - Holocene transition, correlations with stable Mediterranean sites.* Il Quaternario, **24**: 45-47, Roma.

Orrù P.E., Antonioli F., Hearty J.P & Radtke U. (2011b) - *Chronostratigraphic confirmation of MIS 5 age of a baymouth bar at Is Arenas (Cagliari, Italy).* Quat. Int., **232** (1-2): 169-178, Oxford.

Orrù P.E., Antonioli F., Lambeck K., Verrubi V., Lecca C., Pintus C. & Porcu A. (2004) - *Holocene sea level change in the Cagliari coastal plane (South Sardinia, Italy).* Quaternaria Nova, **8**: 193-212, Roma.

Orsini J.B. (1976) - *Les granitoides hercyniennes corso-sarde. Mise en evidence de deux associations magmatique*. Bull. Soc. Geol. Fr., **18**: 1203-1206, Paris.

Ozer A., Paskoff P., Sanlaville P. & Ulzega A. (1980) - *Essai de corrélation du Pléistocène supérieur de la Sardaigne et de la Tunisie.* C.R. Acad. Sc. Paris, **291**: 801-804, Paris.

Pala A.& Cossu M. (1994) - *Idrogeologia di un settore del Campidano di Oristano.* Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **64** (1): 97-115, Cagliari.

Pala A., Pecorini G., Porcu A. & Serra S. (1982a) - *Geologia e idrogeologia del Campidano.* In: «*Ricerche Geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al Graben del Campidano*», CNR - Progetto Finalizzato Energetica - Sottoprogetto Energia Geotermica, **10**: 87-103, Pisa.

Pala A., Pecorini G., Porcu A. & Serra S. (1982b) - *Schema geologico strutturale della Sardegna.* In: «*Ricerche geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al graben del Campidano*». CNR - Progetto Finalizzato Energetica - Sottoprogetto Energia Geotermica, **10**:7-24, Pisa.

Pasci S. (1995) - *La tettonica terziaria della Sardegna centro-settentrionale.* Tesi di dottorato, pp. 189, Università di Cagliari.

Pasci S. (1997) - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia.* Bull. Soc. Geol. France, **168**: 301-312, Paris.

Pasci S., Carmignani L., Pisanu G., Sale V., Ulzega A., Orrù P., Pintus C. & Deiana G. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000, Foglio 564 "Carbonia"*. Servizio Geologico d'Italia, 272 pp., Roma.

Pasci S., Oggiano G. & Funedda A. (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.

Patta E.D. (2003) - *Geomorfologia e dinamiche quaternarie nel Campidano meridionale. Realizzazione di un sistema geografico informativo (G.I.S.).* Tesi di Dottorato, Univ. Cagliari, 134 pp., Cagliari.

Pecorini G. (1954) - *Le dune fossili della Nurra di Alghero.* Rend. Acc. dei Lincei, **16**: 735-741, Roma.

PROGETTO CARG

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. (1972) - *La trasgressione pliocenica nel Capo S. Marco (Oristano, Sardegna occidentale).* Boll. Soc. Geol. It., **91**: 365-372, Roma.

Pecorini G. & Pomesano Cherchi A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna).* Mem. Soc. Geol. It., **8**: 421-451, Roma.

Pecorini G., Rage J.C. & Thaler L. (1974) - *La Formation continentale de Capo Mannu, sa faune de Vertébrés pliocènes et la question du Messinien en Sardaigne.* Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl., **43**: 305-320, Bologna.

Pilia M. (1999) - *L'ambiente marino del Golfo di Oristano: geochimica e sedimentologia dei sedimenti tra lo Stagno di S'Ena Arrubia e Capo della Frasca.* Tesi di laurea inedita, Università di Cagliari, Sc. Geologiche, a.a. 1998-99, 1-135 pp., 17 tavv., Cagliari.

Pirazzoli P.A. (1996) - *Sea level changes, the last 20.000 years.* Wiley & Sons, 210 pp., Chichester, UK.

Plaziat J.C. (1982) - *Introduction à l'écologie des milieux de transition eau douce-eau salée pour l'identification des paléoenvironnements correspondants. Critique de la notion de domaine margino-littoral.* Mém. Soc. Géol. Fr., N.S., **144**: 187-206, Paris.

Pomesano Cherchi A. (1971) - *Studio stratigrafico e micropaleontologico del Pozzo Oristano 1 (Sardegna).* Mem. Soc. Geol. It., **10**: 1-16, Roma.

Pranzini E. (2001) - *Updrift river mouth migration on cuspate deltas: two examples from the coast of Tuscany Italy.* Geomorphology, **38**: 125-132, Amsterdam.

Pranzini E. (2004) - *La forma delle coste. Geomorfologia costiera, impatto antropico e difesa dei litorali.* 256 pp., Bologna.

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.

Raffi I., Mozzato C., Fornaciari E., Hilgen F.J. & Rio D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region.* Micropaleontology, **49** (1): 1-26, New York.

R.A.S. Regione Autonoma della Sardegna (1992) - *PRAE - Piano Regionale dell'attività estrattiva di cava - Relazione illustrativa.* L.R.30/1989, Ass. Ind. Reg. Sardegna, Progemisa S.p.A., Cagliari.

R.A.S. Regione Autonoma della Sardegna (1998a) - *Aggiornamento Catasto Regionale Cave - Relazione illustrativa.* L.R.30/1989, art. 5,, Ass. Ind. Reg. Sardegna, Progemisa S.p.A., 21 pp., Cagliari.

R.A.S. Regione Autonoma della Sardegna (1998b) - *Studio finalizzato alla predisposizione di piani di gestione integrata ai fini di pesca e acquacoltura nella fascia costiera di Cagliari, Palmas, Oristano e Asinara.* C.I.R.S.P.E., Consorzio Mediterraneo, ICR Mare e Univ. Cagliari, **2,** Cagliari.

R.A.S. Regione Autonoma della Sardegna (2002) - *Piano stralcio per l'assetto idrogeologico (PAI).* Relazione generale, 20 pp., 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.

Rehault J.P., Boillot G. & Mauffret A. (1984) - *The Western Mediterranean Basin geological evolution.* Mar. Geol. **55**: 447-477, Amsterdam.

Reinson G.E. (1979) - *Barrier Island Systems.* In: R.G. Walker (Ed.): «*Facies Models 6*». Geosci. Can., Reprint Series 1, **6**: 57-74, Toronto.

Reutter K.J. (1981) - *A trench-forearc model for the Northern apennines.* In: F.C.Wezel (Ed.): «*Sedimentary basins of Mediterranean margins*». Tecnoprint, 433-443, Bologna.

Ricci C.A. & Sabatini G. (1978) - *Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica, and Provence.* N. Jh. Miner. Mh., **1**: 23-38, Stuttgart.

PROGETTO CARG

Rio D., Raffi I. & Villa G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareus nannofossil distribution patterns in western Mediterranean.* In: K.A. Kasten *et alii* (Eds.): Proc. ODP, Sci. Results, **107**: 513-533, College Station, TX.

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.

Ryan W.B.F. & Cita M.B. (1978) - *The nature and distribution of Messinian erosional surface.* Mar. Geol. **27**: 193-230, Amsterdam.

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**: 757-773, Oxford.

Salvador A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure.* The International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America, 214 pp., Boulder.

Santoro M. (1970) - *Sulla applicabilità della formula di Turc per il calcolo dell'evapotraspirazione effettiva in Sicilia.* Atti I Convegno Internazionale sulle Acque sotterranee, IAH, Palermo.

Sartori R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti.* G. Geol., **51** (2): 1-39, Bologna.

Sartori R., Carrara G., Torelli L. & Zitellini N. (2001) - *Neogene evolution of the southwestern Tyrrhenian sea (Sardinia Basin and Western Bathyal Plain).* Mar. Geol., **175** (1-4): 47-66, Amsterdam.

Sau A., Lecca L., Lonis R., Secchi F. & Fercia M.L. (2005) - *La seconda fase del Rift Sardo: evoluzione e vulcanismo dei sub-bacini transtensionale di Ardara-Chilivani e di Bonorva (Sardegna settentrionale).* Boll. Soc. Geol. It., **124**: 3-20, Roma.

Seuffert O. (1970) - *Die reliefentwieklung der Grabenregion Sardiniens.* Wurzburger Geogr. Arbeiten, pp. 129, Wurzburg.

Società Bonifiche Sarde (1929) - *Bonifica della pianura di Terralba, Stagno di Sassu e adiacenze.* Progetto esecutivo, lotto opere complementari di irrigazione, relazione generale e allegati a cura di Ing. R. Gramigna, Milano.

Spano C. (1989) - *Macrofauna circalitorale del Pliocene inferiore di Capo S. Marco (Sardegna Occidentale.* Riv. It. Paleont. Strat. **95**(2): 137-172, Milano.

Spano C. & Furina B. (1988) - *Osservazioni paleoecologiche sulle paleocomunità del Tortoniano di Capo S. Marco (Sardegna centro-occidentale).* Atti 4° Simposio di Ecol. e Paleoec. delle Comunità Bentoniche, 275-296, Sorrento.

Swift D.J.P. (1975) - *Barrier island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern U.S.A.* Sed. Geol., **14**: 1-43, Amsterdam.

Thiel C., Coltorti M., Tsukamoto S. & Frechen M. (2010) - *Geochronology for some key sites along the coast of Sardinia (Italy).* Quat. Int., **30**: 1-12, Oxford.

Thomas B., Gennesseaux M. & Lecca L. (1988a) - *Structuration et morphogenése de la Sardaigne au Cènozoique.* C.R. Acad. Sci., **306** (2): 903-910, Paris.

Thomas B., Lecca L. & Gennesseaux M. (1988b) - *La structure de la marge occidentale de la Sardaigne et la fragmentation de l'île au Cènozoique.* Mar. Geol., **83**: 31-41, Amsterdam.

Thornthwaite C.M. (1957) - *Instructions and tables for computing potential evapotraspiration and water balance.* Pubbl. Clim. Drexel Inst. of Climat. Technology, **10**: 323 pp., New Jersey.

Tigny V., Ozer A., De Falco G., Baroli M. & Djenidi S. (2007) - *Relationship between the evolution of the shoreline and the Posidonia oceanica meadow limit in a Sardinian coastal zone.* J. Coast. Res., **23** (3): 787-793. West Palm Beach (Florida).

Tilia Zuccari A. (1969) - *Relazione stratigrafica sul pozzo Oristano 2 (Riola Sardo), Sardegna occidentale.* Boll. Soc. Geol. It., **88**: 183-215, Roma.

Turc L. (1955) - *Le bilan d'eau des sols. Relation entre les precipitations, l'evaporation et l'ecoulement.* La Houille blanche, 3 journées de l'hydraulique de la Société Hydrotecnique de France, 36-44, Paris.

Ulzega A. & Hearthy P.J. (1986) - *Geomorphology, Stratigraphy and Geochronology of Late Quaternary Marine deposits in Sardinia.* Z. Geomorp., N. F. Suppl. Bd., **62**: 119-129, Stuttgart.

PROGETTO CARG

Ulzega A., Ozer A., Lecca L., Leone F., Pecorini G., Spano C. & Cordy M.J. (1980) - *Excursion Table-Ronde Tyrrhenian de Sardaigne.* (libro-guida), INQUA, Cagliari, 21-28 Aprile 1980, 88 pp., Cagliari.

Vardabasso S. (1956) - *Il Quaternario della Sardegna.* Atti IV Congr. Intern. Quat. Roma-Pisa, (1953), **2**: 995-1018, Roma.

Vardabasso S. (1962) - *Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico della Sardegna.* Mem. Soc. Geol. It., **3**: 655-673, Roma.

Vardabasso S. (1963) - *Die ausseralpine taphrogenese im Kaledonisch-variszisch konsolidierten sardischen vorlande.* Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau band, **53**: 613-630, Springer.

Vardabasso S., Zuffardi P. & Salvadori I. (1989) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 216-217 "Capo S. Marco-Oristano", scala 1:100.000.* Regione Autonoma della Sardegna, Roma.

Varnes D.J. (1978) - *Slope movements type and processes.* In: R.L. Schuster & R.J. Krizek (Eds.): «*Landslides, Analysis and Control*», Transp. Res. Board, Spe. Rep., Nat. Acad. Sci., Washington, DC, **176**: 11-33, Washington.

Vergniolle S.& Mangan M. (2000) - *Hawaiian and Strombolian eruptions.* In: H. Sigurdsson (Ed.): «*Encyclopedia of Volcanoes*», Academic Press, 447-475, New York.

Viti M., Mantovani E., Babbucci D. & Tamburelli C. (2009) - *Generation of Trench-Arc-Back Arc Systems in The Western Mediterranean Region driven by plate convergence.* Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), **128** (1): 89-106, Roma.

Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E. & Labracherie M. (2002) - *Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records.* Quat. Sc. Rev., 21: 295-305, Pergamon, Oxford.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

APPENDIX

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

EXTENDED ABSTRACT

CONTINENTAL AREA

Map Sheet 528 "Oristano" of the Geological Map of Italy (*Carta Geologica d'Italia*), 1:50.000 scale, is a contribution to the Carg Project (*Progetto Carg*) (L. 226/99 and APAT- RAS 2004 fundings for marine areas), through agreements between APAT - Department of Soil - Geological Survey of Italy and the Autonomous Region of Sardinia (*RAS*).

Map Sheet Oristano covers a continental area of about 370 kmq and about 240 kmq of the marine area. The mapped areas are included in the following 1:25.000 scale sections: 528 I "Oristano Nord", 528 II "Oristano Sud", 528 III "Capo San Marco", 528 IV "San Salvatore".

Map Sheet Oristano is located in the central-western side of Sardinia, including both the Sinis Peninsula almost completely, and the final part of the alluvial plane which includes the Tirso River mouth; it also includes two small islands, named Mal di Ventre and Il Catalano, located out of the coast.

Quaternary deposits lie in the central and eastern side of the Map Sheet, while the volcano-sedimentary tertiary formations outcrop on the western side. The late-Hercynian granitoids outcrop, even in W, in the Mal di Ventre Island while Hercynian metamorphic basement rocks are absent.

The structural setting is marked by two partially overlapping tectonic basins, the more recent, Plio-Pleistocene in age, named Campidano Graben and the older, Oligo-Miocene in age, named "Fossa Sarda" *Auct.*, both NW-SE in direction.

The Sardinian batholite, Carboniferous to Permian in age, generated by a *post*-collisional Hercynian magmatism, shows a compositional variability, which includes rock types as granodiorites, monzogranites, gabbro-diorites and subordinate leucogranites and tonalites. Several petrographic, mineralogical and geochemical studies highlighted their calcalcaline character. The *Mal di Ventre Granodiorites* (**MDV**) constitute the intrusive unit of the namesake Isle. These rocks range from granodioritic to monzogranitic in composition, with less leucocrate and melanocrate microgranular facies, usually gray in color, with a markedly inequigranular structure and an oriented texture, include plagioclase and quartz phenocrysts and K-feldspar megacrysts sized up to 10 cm. The femic minerals consist of biotite sometimes turned into muscovite. Microgranular dark enclaves, usually in iso-oriented ellipsoid shape, both with K-feldspar megacrysts which highlight the primary fluid structures, are frequent. Both planar and linear flow foliation collected data identify approximately some E-W oriented structures, mainly towards N and NE dipping, with average values of 45°-50°. The structural elements detected are homogeneously distributed and some directional consistency, with a maximum around N80E, is shown.

During the Upper Oligocene - Lower Miocene a great tectonic instability is highlighted by a major volcanic activity and by a powerful syntectonic clastic sequence placed in pull-apart continental basins. These phenomena are associated to tectonics connected to continental collision that originated the N Appennines. The marine sedimentation is documented from the Aquitanian to Middle Burdigalian (I Sedimentary Cycle). The intense volcanic activity, which in part is contemporaneous with the marine sedimentation, is between 28 and 15 M.a. The composition of volcanic varies from basaltic-andesitic to rhyolitic-riodacitic and is primarily calcalcaline by affinity. The next extensional tectonic phase results in two new transgressions marked by marine sedimentation during the upper Burdigalian-Serravallian (II Sedimentary Cycle) and the Tortonian-Messinian (III Sedimentary Cycle) ranges.

In the Map Sheet 528 “Oristano” only deposits of the I cycle (from Late Oligocene to Lower Burdigalian) and III cycle (Tortonian to Messinian) outcrop. So it exists a stratigraphical gap from the upper Burdigalian to the Serravallian age. The volcanic rocks, outcropping on the northern edge of the Map Sheet, are classified into two lithofacies: the first one consists of massive lavas (**AAZ**), the second one refers to epiclastic deposits (**AAZ$_a$**). It consists of andesitic lavas, in dome and flow emplacement, porphyritic in texture, with plagioclase, orthopyroxene and clinopyroxene phenocrysts, in a vitreous or microcrystalline plagioclase-bearing groundmass with a small fraction of oxides and glass. The epiclastic lithofacies includes elements with angular clasts of andesites and very altered crystalline rocks (granitoids) in a sandy matrix and coarse sand with a

PROGETTO CARG

plane-parallel stratification. The I Sedimentary Cycle begins with the *Ussana formation* (**USS**), which rests unconformably (onlap contact) on *Atzori Andesites* (**AAZ**). It consists of conglomerates made by sub-rounded quartz, metamorphic and magmatic Hercynian clasts, sized up to decimetre, very coarse quartz sandstones, carbonate cemented, plane-parallel stratified, without fossils. Sedimentary environment is referred to a distal alluvial-fan plane system. Above there are the *Calcari di Villagreca* (**VLG**), consisting of bioclastic calcarenites and biostromal limestones *Lithothamnium*-bearing, white-yellowish in color, with Molluscs remains of Oysters, corals and other macrofossils mostly in fragments.

The III Sedimentary Cycle begins with *Capo San Marco formation* (**SMR**), subdivided in an argillitic (**SMR$_a$**) and a calcareous (**SMR**) heteropic lithofacies. The former consists of shales and stratified gray-blackish marls, lenses of yellowhish calcarenites, gray-green fine sandstones and siltstones, fossiliferous in Oysters, Pectinids and other Bivalves; this last facies is overlayed by an alternation of plane-parallel stratified white limestones and plastic gray-green shales. The calcareous lithofacies (**SMR**) consists of microbialitic lenses and domes (carbonate buildup), gray yellowhish marls and siltstones fossiliferous in Pectinids and Oysters, clay sandstones with Cardids, marls and claystones gray in color, carbonaceous laminae, white calcareous marls with bivalves and cardids, biocalcarenites gray-white in color. Studies carried out of calcareous nannoplankton associations allow to date the dark-gray shales (SMR$_a$) from upper-Tortonian to lower-Messinian, referring the carbonate lithofacies (SMR) to lower-Messinian.

In accordance with the previous deposit we find the *Calcari Laminati del Sinis* (**CLS**), which consist in an alternance of chemical evaporitic deposits of white micritic limestones and calcareous marl, plane parallel stratified. The calcareous beds are usually without any fossils, while marls often show an oligotypical mollusc fauna association; upwards, sedimentary load cast structures, like convolutions and "folds" with a clear tangential component, are present. This formation, which is the first evaporitic horizon facies, is considered Messinian in age. The second Messinian evaporitic horizon facies is represented by the *Calcari di Torre del Sevo* (**CTS**), which consist in limestones and white stratified dolomitic limestones, often more or less brecciated. Usually in conformity, the baseline boundary sometimes shows an erosion contact (disconformity) with the *Calcari Laminati del Sinis*.

In Sardinia, at the beginning of the Pliocene age, another transgression occurs, which is simultaneous with an extensional tectonic phase favouring the opening of the southern Tyrrhenian Sea. Associated with this event an alkaline intraplate volcanism, mainly basaltic, and the filling of the Campidano Graben took place; within the Graben coarse clastic sediments (*Samassi formation*), some hundreds of meters powerful, are deposited.

PROOF TO CARS

In the Map Sheet Oristano both Lower Pliocene marine sediments and basaltic lava flows occur, while the Samassi formation is lacking (medium Pliocene-?Pleistocene), but the latter has been recognized in the deep wells stratigraphy of "Oristano 1" and "2 Oristano", performed for hydrocarbon exploration.

The *Nuraghe Baboe formation* (**NBB**) is a transgressive marine succession, discordant above the *Capo San Marco formation* (angular unconformity); it consists of breccias and conglomerates with Oysters and Barnacles, truncated at the top in an erosional unconformity by overlapping stratified marly sandstones gray in color, fossiliferous at Pectinids and Oysters, yellowish carbonate sandstones heteropic with marly shales gray in color, containing bivalves and sponge spicules; followed above, with a discordant erosive surface, by yellowish silty sandstones, partially heterotopic with gray silty marls containing sponge spicules and brachiopods. Finally, over an other erosional unconformity, calcarenites and clay limestones yellow-ocher in color there are. The calcareous nannoplankton analysis carried out on samples collected during the CARG geological survey confirm an age reported in the lower Pliocene.

In the Map Sheet 528 "Oristano", the clastic sediments outcropping at the base of the basaltic lavas and above the Messinian limestones are assigned to the *Nuraghe Casteddu formation* (**NCA**). It consists of conglomerates, fine gravels with pebbles of prevailing quartz, granitoids and Paleozoic metamorphic basement, selected and well-rounded, in centimetric layers alternating with silty sands. Sedimentary structures are not recognizable because of the considerable alteration of the matrix, due to thermal metamorphism of lavas which cover them. Composition and pebble selection degree indicate an accentuated maturity, probably inherited from older deposits.

Three facies characterize the *Oristano Gulf Basalts* (**BGF**): including one of them in lava flows (*Costa Randada facies*); the other two facies (*Conc'Ailloni facies*, *Il Catalano facies*) in sub-volcanic rocks. *Costa Randada facies* ($\mathbf{BGF_c}$) consists of overlapping lava flows metric in thickness, showing planar discontinuity surfaces without slag deposits interposition. Surface structures are usually *pahoehoe*-like. Petrographic analysis of this lava show a porphyritic hypoialine isotropic texture, made by plagioclase, clynopiroxene and olivine turned into iddingsite; the groundmass is sometimes tachilitic, consisting in plagioclase, olivine and rare oxides. The *Conc'Ailloni facies* ($\mathbf{BGF_b}$), which lies as a dyke along a bed surface within the siltstones of the Capo S. Marco formation, is basaltic-andesitic in composition, with an isotropic doleritic texture made by plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene and pigeonite phenocrysts, in a plagioclase-bearing holocrystalline groundmass. In Il Catalano islet outcrops the *Catalano facies* ($\mathbf{BGF_a}$), which is a lava body sub-circular in shape, about 200 m in size, related to a volcanic conduit (neck).

PROGETTO CARG

On the eastern side of the islet, lithified and altered pyroclastic deposits outcrop, whose contact with subvertical and slightly frayed lavas is clearly intrusive. The petrographic analysis of the lavas indicate a basaltic composition, with a porphyritic holocrystalline texture made by olivine, pyroxene and plagioclase phenocrysts, in a groundmass with plagioclase and oxides.

According to the UBSU convention (UBSU, "Unconformity Bounded Stratigraphic Units"), Litho-, Morpho- and Pedo-stratigraphic criteria, corresponding to Synthems as recommended by the Geological Survey of Italy, have been utilized in the Quaternary deposits identification outcropping in the Map Sheet 528 "Oristano". Separated by surfaces of erosion corresponding to phases of incision and terracing, three pre-Holocene Synthems have been distinguished: the *Faro Synthem* (**SIF**), Upper Pliocene to Lower Pleistocene in age; the *Serra de su Pranu Synthem* (**SDS**), Middle Pleistocene in age; the *Portovesme Synthem* (**PVM**), considered Upper Pleistocene in age. Because of the lack of geometric continuity between distinct lithofacies, the stratigraphic correlations are difficult, so the holocenic last unit, has been considered as an informal unit. Upper-Pleistocene aeolian and alluvial-fan deposits and Holocene alluvial deposits are the most extensive quaternary deposits. Because of the lack of suitable cross-section, the nature of these sediments and the relationships between the different lateral facies are somewhat complex and often difficult to establish. Anthropic Holocene deposits are included within the Holocene unit.

The oldest unit is represented by the *Faro Synthem* (**SIF**), which is Upper Pliocene to Lower Pleistocene in age. It consists of a thin very rounded coastal gravel and quartz sands deposits, devoid of fossils. It lies on an abrasion marine surface above the basalts at Capo S. Marco and, at the top, is limited by an other erosional unconformity which represents the basal portion of the *Serra de su Pranu Synthem* (**SDS**). This second unit consists of yellowish aeolian quartz sandstones, medium grain in size, with high-angle cross-stratification, poor in mammals and terrestrial gastropods remains (*Helix* sp). Radiometric data, together with its stratigraphic position relatively to the Tyrrhenian deposits, confirm a Middle Pleistocene age.

The *Portovesme Synthem* (**PVM**) consists in marine and continental sediments which are distinct in the *Calamosca sub-synthem* (**PVM_1**) and the *Portoscuso sub-synthem* (**PVM_2**). The former deposits (*Calamosca sub-synthem*, **PVM_1**) consist in conglomerates made of basalt blocks and pebbles, litoral quartz sandstones and calcarenites, lagoonal fossiliferous silt and calcarenites. The basal part of this sub-synthem is a regional very well known unconformity. The *Portoscuso sub-synthem* (**PVM_2**) which includes alluvial and alluvial fan gravels and sands (**PVM_{2a}**), aeolian sandstones (**PVM_{2b}**) above the Calamosca sub-synthem (**PVM_1**) lies.

PROGETTO CARG

The alluvial deposits form hanging terraces over the present day valley and consists of mainly angular to sub-rounded gravel, medium in size, locally interlayered to lenses and levels of coarse sands. The observed sedimentary structures indicate alluvial-fan systems with braided-like paths. The aeolian sandstone lithofacies (**PVM_{2b}**) consists of cross-stratified medium to coarse quartz sandstone, weakly cemented medium to fine plane-parallel sandstones, rarely massive and burrowed by rizo-concretions.

Finally, among the most extensive in the Holocene deposits are those of the floodplain (**b**, **b_n**), but landslide (**a_{1a}**) debris slope (**a**), eluvial and colluvial (**b_2**), recent aeolian (**d**), beach (**g_{2a}**), longshore bar (**g_{2b}**), lacustrine (**e_2**) and swampy (**e_5**, **e_{5b}**) deposits are also represented.

MARINE AREA

The "Oristano" 528 Map Sheet of the Geological Map of Italy is located in the western part of the central Sardinia and includes the Oristano Gulf and the continental shelf, which are the present geographic units of two underlying half graben basins of the Oligo-Miocene Sardinia Rift and its Plio-Quaternary extensional reactivation. The sedimentary system of the gulf and of the shelf have been recognized by analyzing numerous 3,5 kHz and Sparker Profiles datasets, beside littoral and shelf sediments (145 Van Veen grab samplings and 65 geological surveys and samplings by divers).

The submerged area of this sheet represents the transition between the system of the Oligo-Miocene rift of the emerged area and the western continental margin of Sardinia. This rift, well known in Sardinia, in the part at present covered by the sea shows a tectonic style of tilted blocks and half graben basins. The sequence of lithostratigraphic units filling the basins can be subdivided in pre-, syn- and post-rift.

The pre-rift is generally constituted by the Variscan basement with possible Mesozoic and Paleogenic covers, the syn-rift is constituted by volcanic and continental sedimentary units and shallow-marine deposits, the post-rift are generally made up of shallow-marine and shelfal deposits. Finally, during the Pliocene rift-in-rift phase continental and volcanic formations are placed in the upper part of the previous Oligo-Miocene rift.

In the upper part of the filling sequence of the rift basins can be recognized the eustatic effects of the Messinian event (i.e. Messinian Salinity Crisis) which caused a forced regression on the continental margin of western Sardinia up to about 2000 meters under the present sea level, including also the Pliocene extensional tectonics.

PROGETTO CARG

On these ancient infrastructure, the interglacial coastal dynamics, (trasgressive - high stand stages) erosional and depositional, acted alternate to the glacial phases which instead caused emersion and continental environments.

The seismic stratigraphic interpretation and the sampling of Miocene and Pliocene sediments in the sea bottom of the shelf, beside the geologic knowledge of terrain and Oristano 1 and 2 wells, allowed to reconstruct the basin architecture and tectonic features of this sub-regional area.

The Oristano Basin, belonging to the main Campidano Graben pursuiving southward up to Cagliari Gulf, in the western part is interrupted by a N-S submerged tectonic threshold between Capo S. Marco and Capo Frasca promontories. In the submerged part of this sheet, behind this threshold, under the inner shelf is present a N-S half graben basin, westward delimited by the Mal di Ventre - Il Catalano horst block. The W-E cross-section of the Oristano basin and of the inner shelf shows a double half-graben architecture with the master-fault zones at the western side.

The seismic sections show clearly that the most recent layers of the post-rift sequence (Middle-Late Miocene) go up toward E to appear on the surface in the Sinis peninsula and to identify with the *Capo San Marco*, *calcari laminati del Sinis* and *calcari di Torre del Sevo* formations.

Toward W, in the seismic sections, the Pliocene sequence (*Nuraghe Baboe formation*) is clearly recognized unconformably on the Miocene post-rift units and filling a Messinian paleo-valley. About four km westward off the coast of Sinis, three vibro-corings reached the Pliocene sediments confirming the interpretation of the seismic lines.

The involvement of this part of the Sardinian rift in the Pliocene rift-in-rift reactivation is testified both by the subsidence, underlined by the present sea flooding of the Oristano Basin, and by the basic anorogenic volcanism present in the Sinis peninsula and in the submerged structure of Il Catalano, in the middle of the shelf.

During the Plio-Quaternary rift-in-rift stage these two basins, are interested by a Plio-Quaternary infilling, but while the Oristano basin is filled by a continental sequence, in the half graben of the inner shelf a shallow-marine and shelfal depositional system grows.

During the Middle and Upper Pleistocene the interglacial seas, MIS5e and previous, deposited coastal-marine sediments well known in emerged area (e.g. Tirreniano and pre-Tirreniano of S. Giovanni of Sinis), whereas glacial phase (MIS6) deposited continental deposits. In submerged area is not possible to distinguish and follow in detail the stratigraphy as in emerged area, therefore the interglacial coastal and marginal-marine facies have been mapped as indistinct beach rocks (**g_{10}**).

PROGETTO CARG

Besides the beach rocks, the other sedimentary units present in submerged environment, with the exception of limited outcrops of older bedrocks (granodiorites, Miocene and Pliocene beds and basic effusive rocks), are related to the Holocene transgression documented in this part of the shelf by means of ^{14}C dating, from the Late-Glacial to the Present, producing submerged coasts mainly in the Oristano gulf.

With reference to the sediments in the today's seabed, the submerged part of this sheet is constituted by two areas: the Oristano gulf protected from the strong waves of mistral wind and the inner shelf westward exposed to severe storms, indeed the sedimentary system is not continuous but it is separated by the Capo S. Marco - Capo Frasca threshold.

Bioclastic muddy sands or gravelly sandy muds, rich of organic component, are present in few lagoons and marshes (**e_5**) of the Oristano gulf.

In the inner gulf the Tirso river produces a narrow delta made up of terrigenous sediments tributary to protected shoreface deposits, constituted of muddy sands rich in organic matter *Posidonia oceanica* derived and with mollusc bioclastic fragments (**g_9**).

In the western coast of the Sinis peninsula the shoreface are exposed to severe storms, therefore the sediments are siliciclastic moderately sorted coarse sands and gravelly sands, without mud and with subordinate bioclasts (**g_8**). The shoreface sand sheet often lies on deposits related to an antecedent high stand, MIS 5e (**PVM_1**).

At the base of the cliff cutting the basalt rocks of Capo San Marco promontory, a large amount of great boulders, cobbles and very coarse gravel covers a large area around the promontory (**g_{15}**). Several other small promontories have similar deposits but with minor amounts of boulders and with minor extent.

In the northern part of the Oristano gulf is present a NW depression probably due to a wide paleo-valley of Tirso River; in this depression sandy mud sediments are present because the wave energy within the Gulf decreases sharply. In the sub bottom, this deposit is due to lagoonal and estuarine environments related to the Holocene transgression. It is defined deposit of inner shelf being the dynamics independent from shoreface and being subject to the energy reduction peculiar of the inner shelf (**g_{19}**).

Posidonia oceanica (L.) Delile, with other marine phanerogams and algae colonizes widely the inner-middle shelf down to depths of -30 ÷ -40 m (**g_4**). This sea grass (*Angiospermae*, *Monocotyledoneae*) is a species of main ecological importance and so intensely dominates the sedimentation throughout the inner shelf. The sediments sampled in this part of the shelf show high percentage of carbonate bioclastic components. But in a large part of the Gulf has been documented that the *Posidonia oceanica* grows on terrigenous sediments, probably carried by the paleo-Tirso.

PROGETTO CARG

Furthermore the *Posidonia oceanica* meadow by its roots, rhizomes and leaves stabilizes the skeletal and terrigenous sediments, while the uncovered areas are subjected to currents and are characterised by ripples and megaripples bedforms. The spatial features of *Posidonia oceanica* meadow is constituted by mattes more or less continuous interrupted by intermatte channels, related to storm waves; patches and other patterns of partial and discontinuous colonization are frequents.

Within the colonized areas of *Posidonia* there are small surfaces without sea grass where the bioclastic sands from *Posidonia* biocoenosis accumulate. These fundamentally bioclastic sands are pebbly and poorly sorted (**g_{12}**).

Where the *Posidonia* meadow colonizes relict sediments, or next to other outcrops of relict deposits like the beach rocks, the eroded and re-sedimented sands or gravelly sands assume the meaning of "palinsesto" deposit (**m_9**), i.e. not coming from sediments in coherence with the present distribution of the Holocene transgression.

In the deepest part of the inner shelf, at about -35 ÷ -40 m, between the coast of Sinis, the island of Mal di Ventre and Il Catalano, there are large areas devoid of *Posidonia oceanica* and covered of sands where the currents from W and NW act strongly. The result is the presence of three wide areas where megaripples are the normal bed forms and the sediments are very coarse gravelly sands with bioclastic and terrigenous components, while large sand waves are made up of medium - fine sands (**g_{16}**).

Next to the coast and at depths up to about 30 m, there are sandstones and conglomerates of coastal environment, elongated and often in relief, in erosion, undoubtedly witnessing ancient coastlines. Unfortunately it has not been possible to document their age. It is believed that they do not belong to a single depositional phase; they are mainly Upper Pleistocene-Holocene in age, in some cases only Holocene. All of these deposits were mapped as beach rocks (**g_{10}**).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY DEPOSITS OF THE MARINE AREA

HOLOCENE DEPOSITS

LITTORAL DEPOSITS

Wave dominated shoreface deposit (g_8)

Gravely medium-very coarse sands of shoreface, generally with quartzose and quartzose-feldspatic variously bioclastic composition; sands deposed in open surfaces at the base of the cliffs. Thickness: up to about 5 m.

MIDDLE-UPPER HOLOCENE - PRESENT

Inner gulf shoreface deposit (g_9)

Shoreface muddy sands of the protected inner part of Oristano Gulf, mixed with organic matter phanerogam derived and with mollusc bioclasts. Thickness: between 5 to 10 m.

MIDDLE-UPPER HOLOCENE - PRESENT

Wave-cut cliff deposit (g_{15})

Boulders, large cobbles and gravels produced by landslides and erosion of cliffs. The composition depends on the nature of the cliff. Thickness: up to about 5 m.

MIDDLE-UPPER HOLOCENE - PRESENT

SHELF DEPOSITS

Inner shelf deposit (g_{19})

Organic matter rich mud of the trough of the northern part of the Oristano Gulf and some other minor troughs. Under the actual sediments is present a stratified infilling deposed during the Holocene. Thickness: up to about 20 m. *LOWER (?) -MIDDLE HOLOCENE - PRESENT*

Posidonia oceanica meadow (g_4)

Banks of the inner shelf more or less continuously colonized by *Posidonia oceanica*, associated with other phanerogams and green algae, growing on carbonate sands derived by the organogenic production and/or on terrigenous relict deposits. Thickness: about 1-3 m.

MIDDLE-UPPER HOLOCENE - PRESENT

Bioclastic deposit (g_{12})

Surface sediments of the internal major troughs of the *Posidonia oceanica* meadows. These meanly coarse gravely bioclastic sands, subordinate quartzose, are derivated from the *Posidonia oceanica* biocoenosis. Thickness: up to 1-3 m.

MIDDLE-UPPER HOLOCENE - PRESENT

Deposit elaborated by hydrodynamic flows (g_{16})

Sands and gravelly coarse sands, mainly bioclastic and less relict terrigenous and muddy medium-fine sands exposed to W and NW strongly currents elaborating large mega ripples and low sand waves. Thickness: up to about 10 m.

MIDDLE-UPPER HOLOCENE - PRESENT

PLEISTOCENE DEPOSITS

Palinsesto deposit (m_9)

Sands and gravelly terrigenous sands originating from erosion of outcrops of relict deposits and of beach rocks, re-sedimented retaining recognizable previous characters in comparison to the present bioclastic sediments. Thickness: up to 2-3 m.

UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

Beach rock (g_{10})

Long narrow and low rocky reliefs constituted by sandstones and conglomerates of several paleo-shorelines related to the Pleistocene glacial-eustatic variations and likely to the Holocene transgression. Thickness: varying 2-3, 5 m.

MIDDLE (?) - UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

QUATERNARY DEPOSITS OF THE CONTINENTAL AREA

HOLOCENE DEPOSITS

Anthropic Deposits (h_1)

Rubbish dump of inert (h_{1n}), fill material and reclaimed areas sometimes with fragments of archaeological material (meal rests, ceramics, litic tools) (h_{1r}), urban solid waste sites (h_{1u}). Thickness: up to 5 m. *HOLOCENE*

Alluvial deposits (b)

Gravels with clasts of Paleozoic rocks and Cenozoic volcanites (b_a); quartz sands and silts (b_b); alluvional silts (b_c). Thickness: up to 5 m.

HOLOCENE

PROGETTO CARG

Lagoons and swamps deposits (e$_5$)

Dark gray silts and clays with abundant organic split (e$_5$). Thickness in drilling: up to 5 m. Sands and gravels of lagoon beach (Cabras Marsh) with rests of actual molluscs (*Cardium* sp., *Ostrea* sp., venerids e ceriths) (e$_{5b}$). Thickness: up to 0,3 m. *HOLOCENE*

Beach deposits (g$_2$)

Coast sands and gravels (g$_{2a}$). Sub-actual longshore bar sands with mollusc fragments (*Glycimeris* sp.) (g$_{2b}$). Outcrop thickness is 3 m, in drilling up to 12 m. *HOLOCENE*

Aeolian deposits (d)

Actual and sub-actual sands of coastal dunes. They form dune fields levelled by the works of land reclamation (Cirras, Sassu) (d). Thickness: up to 2-10 m. *HOLOCENE*

Eluvial and colluvial deposits (b$_2$)

Detritus in a fine-grained matrix, sometimes with soil intercalations of varying development. Thickness: up to 3 m. *HOLOCENE*

Slope wash deposits (a)

Chaotic accumulations of angular detritus, sometimes partially cemented. Thickness: up to 3-5 m. *HOLOCENE*

Alluvial terraced deposits (b$_n$)

Gravels from medium to fine grained, with clasts of Paleozoic rocks and Cenozoic volcanites (b$_{na}$), quartz sands with sandy silts (b$_{nb}$). Thickness: up to 5 m. *HOLOCENE*

Lacustrine deposits (e$_2$)

Mudstones and lacustrine calcarenites with pulmonate gastropods (*Limnea* sp., *Planorbis* sp.) and bivalves (*Cardium* sp.). Thickness: up to 2 m. *HOLOCENE*

Landslides deposits (a$_{1a}$)

Ancient landslides. *HOLOCENE*

PLIO-PLEISTOCENE DEPOSITS

PORTOVESME SYNTHEM (PVM)

Portoscuso subsynthem (**PVM$_2$**)

Terraced alluvial gravels and sands (PVM$_{2a}$). Thickness: up to 35 m. Aeolic sandstones with bones of vertebrates and pulmonates, debris, colluvial deposits and paleosoils (PVM$_{2b}$).

Thickness: up to 20 m. *UPPER PLEISTOCENE*

Calamosca subsynthem (**PVM$_1$**) ("Panchina tirreniana" *Auct.*)

Conglomerates and shore sandstones, calcarenites and lagoonal silts with mollusc remains (*Cerastoderma edulis*, *Ostrea ostrea edulis*), corals and algae; silts and sandy clays with mollusc remains (*Mytilus galloprovincialis*, *Cerastoderma edulis*, *Conus* sp., *etc.*). Outcrop thickness: 6 m. *UPPER PLEISTOCENE*

SERRA DE SU PRANU SYNTHEM (SDS)

Eolian sandstones, with bones of mammals and pulmonates.

Thickness: less than 10 m.

MIDDLE PLEISTOCENE

PROGETTO CARG

FARO SYNTHEM (SIF)

Fine shore gravels with rounded quartz elements overlying in unconformity on basalts.
Thickness: less than 0,5 m.
?UPPER PLIOCENE - MIDDLE PLEISTOCENE

PLIOCENIC VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION

GULF OF ORISTANO BASALTS (BGF)

Basalts. *Facies Costa Randada* (**BGF_a**)

Lava flows, porphyritic for plagioclase, clinopyroxene and olivine, tachilitic ground mass with plagioclase, olivine and oxides, basaltic in composition. Outcrop thickness: 40 m.

Andesitic-basalts. *Facies Conc'Ailloni* (**BGF_b**)

Massive basaltic-andesitic lavas, doleritic texture for plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and pigeonite; olocrystalline ground mass for plagioclase they form sills intruded in Capo San Marco formation.

Basalts. *Facies Il Catalano* (**BGF_c**)

Massive basaltic lavas with peridotite nodules, olocrystalline, porphyritic texture for olivine, pyroxene and plagioclase, ground mass for plagioclase and oxides, forming necks. Pyroclastic bedded deposits, coarsening upward, made by ashes, microvesicular litic and metamorphic clasts.

LOWER-UPPER PLIOCENE

NURAGHE CASTEDDU FORMATION (NCA)

Conglomerates and sandstones poorly cemented with quartz and metamorphic elements, fluvial-deltaic environment. Thickness: up to 2-8 m.

MIDDLE PLIOCENE

NURAGHE BABOE FORMATION (NBB)

Conglomerates and breccias with heterometric clasts of Messinian limestones, silty and calcareous sandstones, with bivalves (*Pecten biparditus*, *Chlamys scabrella*, *etc.*) and planctonic foraminifers (*Globorotalia margaritae*). Thickness: up to 30 m.

LOWER PLIOCENE

OLIGOCENE-MIOCENE VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION

CALCARI DI TORRE DEL SEVO (CTS)

Limestones and residual dolomitic limestones, generally form breccias, bioclastic grainstone with bivalves. Thickness: up to 15 m.

MESSINIAN

CALCARI LAMINATI DEL SINIS (CLS)

PROGETTO CARG

Microcrystalline limestones and calcareous marls with rare oligotypic faunas. Thickness: up to 8-10 m.

MESSINIAN

CAPO SAN MARCO FORMATION (SMR)

Argillaceous and arenaceous siltites, biohermal limestones with *Cardidae*, *Mytilidae*, planktonic foraminifera (*Globorotalia conomiozea*), (SMR_b). Dark grey marly shales, arenaceous marls and siltites with *Corbula gibba* and *Neopycnodonte navicularis*, lenses of biohermal limestones with calcareous algae and molluscs (*Chama*, *Coralliophaga*), planktonic foraminifera (*Globorotalia acostaensis*), (SMR_a). Outcrop thickness: 50 m.

UPPER TORTONIAN - LOWER MESSINIAN

CALCARI DI VILLAGRECA (VLG)

Bioclastic grainstone, biostromal limestones with *Lithothamnium*, conglomerates with pebbles of andesites at bottom. Thickness: up to 5-10 m.

AQUITANIAN

USSANA FORMATION (USS)

Conglomerates with quartz elements, metamorphic and magmatic rocks, subrounded; interbedded quartz sandstones with micrite. Thickness: up to 15 m.

UPPER OLIGOCENE - LOWER AQUITANIAN

ATZORI ANDESITES (AAZ)

Andesitic lavas in domed porphyritic for plagioclase, clinopyroxene and orthopyroxene, in hypocrystalline groundmass; porphyritic flow lavas for plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and olivine, hypoialine groundmass (AAZ). At the base and in alternations epiclastic deposits with clasts of vulcanites and crystalline basement (AAZ_a).

Thickness: more than 20 m.

UPPER OLIGOCENE

LATE-PALAEOZOIC INTRUSIVES ROCKS

MAL DI VENTRE GRANODIORITES (MDV)

Strongly inequigranular coarse grained granodiorites for K-feldspar euhedral (size up 10 cm), plagioclase, quartz and biotite. Microgranular melanocratic enclaves. Texture orientated for magmatic flow.

UPPER CARBONIFEROUS - LOWER PERMIAN

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

APPENDICE (a cura di M. Coltorti)

1. - OSSERVAZIONI SULLA STRATIGRAFIA E SULLA RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA DEI DEPOSITI MARINI QUATERNARI

L'attribuzione stratigrafica al Pleistocene superiore (Tirreniano *Auct*.) o all'Olocene di alcuni depositi marini affioranti a diverse quote sul livello del mare attuale nelle aree costiere sarde è oggetto di un acceso dibattito nella comunità scientifica (Carboni & Lecca, 1985; Kindler *et alii*, 1997; Coltorti *et alii*, 2007; 2010; Antonioli, 2007; Lecca & Carboni, 2007; Andreucci *et alii*, 2009a; 2009b; Thiel *et alii*, 2010; Orrù *et alii*, 2011a; 2011b).

Alla luce di quanto emerso dal Progetto CARG in altre aree costiere italiane, dai dati della geologia marina e da osservazioni dirette effettuate *in situ*, il Servizio Geologico d'Italia, in accordo con la Regione Autonoma della Sardegna, nella fase di revisione scientifica ha preferito mantenere una posizione conservativa che ha condizionato la rappresentazione cartografica di tali depositi nel Foglio 528 "Oristano".

Lo scrivente, pur avendo seguito le indicazioni del Servizio Geologico, che suggerivano come limite massimo per i depositi marini olocenici la quota di 4 m s.l.m. (tale scelta è il risultato di un "compromesso" di tipo cartografico e non rappresenta un criterio altimetrico e planimetrico) ad una distanza idonea dall'attuale linea di riva, non condivide questa impostazione e, in accordo con il Servizio e con la R.A.S., espone di seguito le proprie motivazioni.

PROGETTO CARG

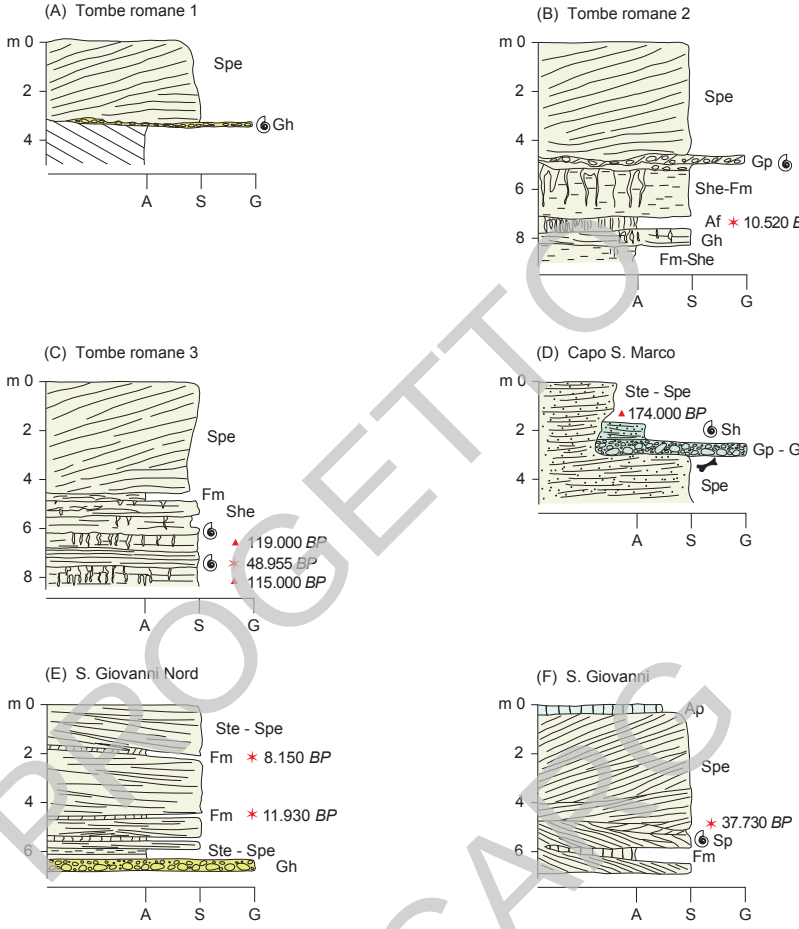
A parere di chi scrive gli unici depositi attribuibili al sintema di Portovesme, subsintema di Calamosca, e dunque inquadrabili nell'ambito dell'intervallo cronologico del *MIS*5 *sensu lato*, sono quelli affioranti lungo la costa occidentale della penisola del Sinis. La sezione di S. Giovanni di Sinis è quella più rappresentativa ma anche quella dove la complessità stratigrafica ha condotto a differenti interpretazioni (v. tav.8, cap. 4 § 4.1.) da parte di vari Autori e talora da parte dei medesimi Autori in tempi diversi (Carboni & Lecca, 1985; Ulzega & Hearty, 1986; Davaud *et alii*, 1991; Kindler *et alii*, 1997; Lecca & Carboni, 2007; Andreucci *et alii*, 2009a; 2009b; Coltorti *et alii*, 2010).

Si rimanda ai lavori citati per una descrizione dettagliata della sequenza, dei singoli livelli e delle motivazioni che hanno indotto gli Autori alle varie attribuzioni. Ulzega & Hearthy (1986), Davaud *et alii* (1991) e Coltorti *et alii* (2010) attribuiscono la base della sequenza (tav.28A) al Tirreniano *s.l.*, (ipotesi 1) mentre Carboni & Lecca, (1985), Lecca & Carboni (2007) e Andreucci *et alii* (2009a; 2009b) attribuiscono i livelli basali della sequenza ad un interglaciale pre-Tirreniano attribuendo al Tirreniano i livelli sovrastanti contenenti fossili marini (ipotesi 2).

Coltorti *et alii* (2010) hanno mostrato come siano presenti intercalazioni di depositi palustri e lacustri (tav.28B, 28C) tra i depositi eolici (che costituiscono uno dei cicli inferiori trasgressivo-regressivi secondo l'ipotesi 2). Le unghie degli apparati dunari infatti passavano lateralmente a piccoli stagni, e oggigiorno sono conservate impronte fossili di *Magaceros cazioti* con evidenti liquefazioni. Queste eteropie mal si giustificano con una cronologia che, sulla base delle datazioni *OSL*, mostra decine di migliaia di anni di differenza (ipotesi 2). Quello che però accomuna le varie interpretazioni è che il subsintema di Calamosca si trova sempre sepolto dal subsintema di Portoscuso. Questa caratteristica è evidente nel resto della Sardegna dove sono presenti depositi datati con il radiocarbonio (Coltorti *et alii*, 2010; Oggiano *et alii*, in stampa).

Durante le successive fasi climatiche fredde, con l'abbassamento del livello del mare l'antica piattaforma continentale del *MIS*5 è divenuta un'estesa pianura alluvionale ed i livelli marini trasgressivi sono stati sepolti sia da depositi alluvionali che da depositi eolici. In particolare sul bordo nord-orientale del Golfo di Oristano sono presenti estesi depositi di conoide alluvionale terrazzati che in alcune località (p.e. ad E di Baratili S. Pietro) si intercalano con depositi eolici dimostrandone la contemporaneità (v. tav.9 L). Larga parte del settore settentrionale dello Stagno di Cabras, utilizzando i criteri richiesti dal Servizio Geologico, risulterebbe appartenere al subsintema di Portoscuso in facies eolica (PVM_{2b}) ed al subsintema di Calamosca (PVM_1), in facies costiera. Sul lato nord-orientale ed orientale il subsintema di Portoscuso affiora in facies di conoide alluvionale (PVM_{2a}). Si può facilmente notare come nella carta ufficiale i depositi marini costituiscano sia la spiaggia interna dello Stagno di Cabras che il cordone litorale principale che sbarra la laguna verso mare.

PROGETTO CARG



LEGENDA

Colluvi e suoli (Olocene)

Depositi di spiaggia dei cordoni litorali antichi (Olocene)

SINTEMA DI PORTOVESME

Subsintema di Portoscuso

PVM_{2b} Sabbie e arenarie eoliche (Pleistocene superiore)

Subsintema di Calamosca

PVM_1 Conglomerati e arenarie litorali (Pleistocene superiore)

Substrato pre-Quaternario

✶ Datazioni radiometriche ^{14}C (in anni)

▲ Datazioni radiometriche *OSL* (in anni)

Ap: Suoli *post*-glaciali e/o agricoli attuali

Af: Alfisuoli

Fm: Limi massivi e sabbie limose

Gh: Ghiaie a stratificazione orizzontale

Gp: Ghiaie a stratificazione incrociata planare

Sh: Sabbie a stratificazione orizzontale

Ste: Sabbie eoliche a laminazione incrociata concava

She: Sabbie eoliche a laminazione orizzontale

Spe: Sabbie eoliche a laminazione incrociata planare

Rizoconcrezioni

Resti fossili di molluschi marini e terrestri

Resti fossili di vertebrati

PROGETTO CARG

Tav. 28 - *Colonne stratigrafiche dei depositi quaternari del Foglio 528 "Oristano". Per l'ubicazione v. tav.9.*

Il fatto che depositi costieri per vari chilometri lineari non siano sepolti dai successivi depositi alluvionali né da quelli eolici può avere solo due spiegazioni:

a) il limite attuale dei depositi di conoide e di quelli eolici dell'ultima glaciazione corrisponde al limite venutosi a creare dopo il ritiro del mare successivo al *MIS*5;
b) i depositi di conoide alluvionale ed eolici sono più antichi ed il mare olocenico ha praticamente rioccupato la posizione dell'ultimo interglaciale.

Nella prima ipotesi i depositi alluvionali, che localmente superano i 10 m di spessore, terminerebbero assottigliandosi contro i depositi costieri del *MIS*5. È una situazione iperconservativa che non trova riscontro in altre coste italiane ed europee. I depositi alluvionali avevano infatti la loro naturale prosecuzione verso il limite della piattaforma continentale come anche evidenziato da Lecca *et alii* (1998) nel Golfo di Cagliari. Non si spiegherebbe inoltre per quale motivo i cordoni non siano sovrastati da depositi eolici che nella maggior parte delle coste del Mediterraneo, inclusa la Sardegna, datano principalmente al *MIS*2 (Rose *et alii*, 1999; Melis *et alii*, 2002; D'Orefice *et alii*, 2007).

La seconda ipotesi si scontra con la continuità geomorfologica delle conoidi alluvionali, la loro limitata dissezione e la mancanza di suoli relitti comparabili a quelli attribuiti all'ultimo interglaciale (Coltorti & Pieruccini, 2006). Si porrebbe inoltre immediatamente il problema della mancanza di depositi alluvionali riconducibili all'ultima glaciazione, depositi riconosciuti e datati in larga parte dell'Isola (Andreucci *et alii*, 2006; 2009a; 2009b; Coltorti *et alii*, 2010).

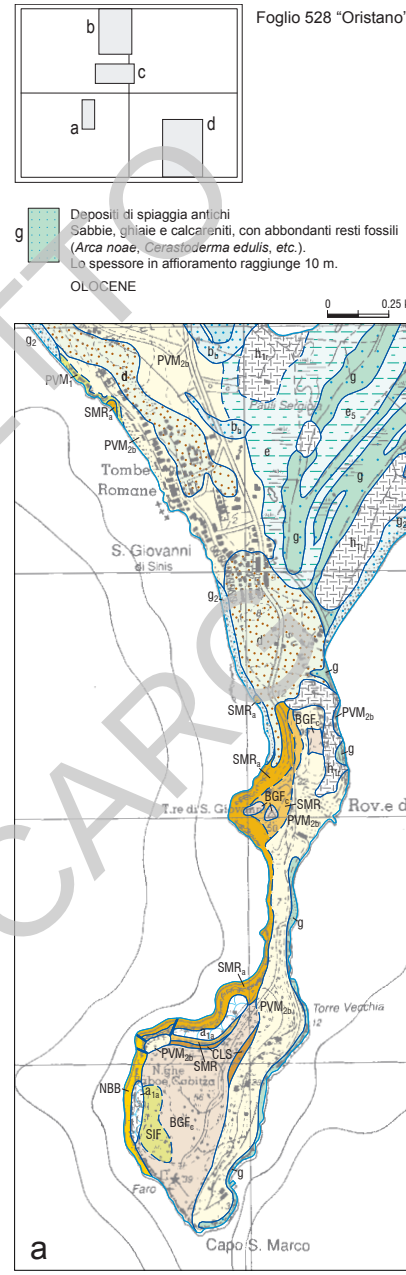
Il sondaggio di Pauli Figu (v. tav.9M), ubicato all'interno della pianura costiera attuale, al contatto tra i depositi di conoide alluvionale del subsintema di Portoscuso, presenta alla base depositi di conoide alluvionale, verosimilmente analoghi a quelli del terrazzo limitrofo, sovrastati da depositi torbosi di stagni e lagune costiere successivi a 7.300 ± 50 *BP* (età radiocarbonio convenzionale; Cal. *BP* 8.190 a 8.010). Questa data marca l'inizio della sedimentazione lagunare ed è dunque estendibile a tutto il resto della pianura costiera ed ai depositi in essa preservati. Nei sondaggi a fini idrici individuati nei dintorni della laguna è stata osservata una analoga sequenza con depositi di cordoni litorali e di stagni e paludi costiere sovrastanti depositi alluvionali.

È parere dello scrivente che i depositi di spiaggia interna della laguna non siano riconducibili al *MIS*5 ma rappresentino i depositi della massima trasgressione olocenica, quando la riforestazione conseguente al miglioramento climatico aveva decurtato il carico solido dei fiumi impedendo la genesi di estesi depositi eolici. L'altezza dei depositi di spiaggia è associabile agli eventi di tempesta e non deve essere confusa con il livello medio del mare. Depositi di spiaggia di tempesta sono rinvenuti comunemente sino a 6 m s.l.m. e su spiagge esposte addirittura sino a 12 m (King, 1972; 1981; Swift 1975; Reinson 1979; Pranzini, 2004).

PROGETTO CARG

La successiva nascita dei cordoni litorali, talora posti persino a decine di chilometri nell'entroterra, è un fenomeno diffuso in tutto il Mediterraneo ed in tutte le coste italiane (Fabbri, 1985; Coltorti, 1997; Bellotti, 2000; Amorosi & Milli, 2001; Pranzini, 2001). Questo fenomeno è riconducibile al rinnovato apporto di sedimenti associato alla progressiva deforestazione dei versanti a fini agricoli e pastorali. I limitati depositi eolici che oggigiorno si rinvengono alle spalle della spiaggia attuale, al di sopra dei cordoni litorali antichi, sarebbero da associare al rinnovato apporto di sedimenti da parte del Fiume Tirso e dei suoi affluenti. La tav.29a, 29b, 29c, 29d rappresenta le aree principali del Foglio con l'attribuzione cronologica alternativa alla carta geologica.

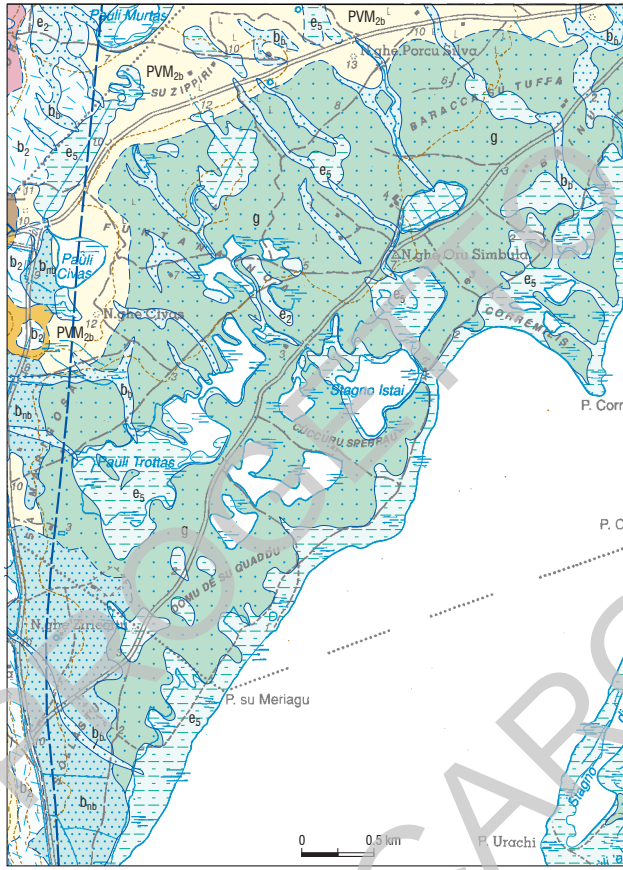
A parere dello scrivente inoltre i depositi eolici del sintema di Serra de Su Pranu (v. tav.9A) sono in realtà da riferire al subsintema di Portoscuso (v. tav.28D). L'attribuzione al Pleistocene medio deriva sia dal risultato di datazioni *OSL* (Andreucci *et alii*, 2009a; 2009b; Thiel *et alii*, 2010) sia da una datazione U/Th (D'Orefice *et alii*, 2012) di coralli contenuti in depositi di spiaggia ritenuti sovrastanti i depositi eolici. Coltorti *et alii* (2010) hanno già illustrato il contesto stratigrafico in cui sono state effettuate le datazioni *OSL*.



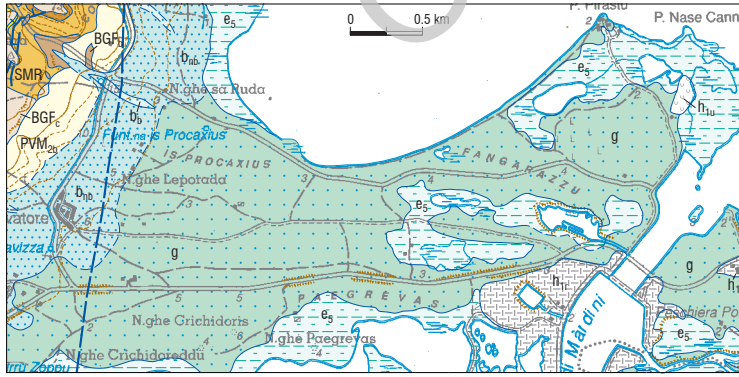
Tav. 29 - *Rappresentazione cartografica dei depositi di spiaggia antichi (g), secondo lo scrivente, nel Foglio 528 "Oristano": a) settore di Capo S. Marco; b) settore a N dello Stagno di Cabras; c) settore a S dello Stagno di Cabras; d) settore di S'Ena Arrubia.*

PROGETTO CARG

b

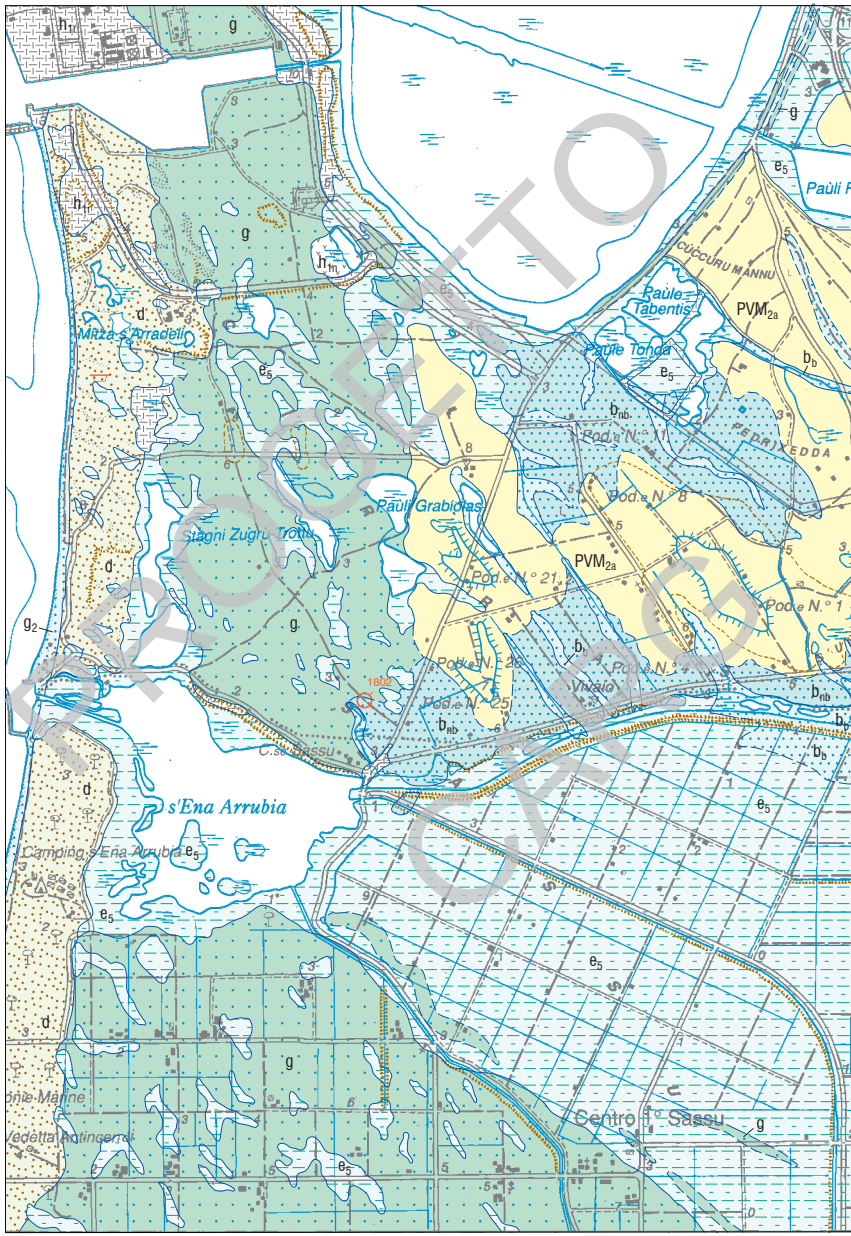


c



PROOF CARG

d


0
0.5 km
Paùli Fig
Paùle Tabentis
Paùle Tonda
PVM2a
Pod.e N.° 11
Pod.e N.° 8
Pod.e N.° 21
Pod.e N.° 1
Pod.e N.° 25
Pod.e N.° 4
Vivaio
Paùli Grabichas
Stagni Zugru Trottu
Mitza s'Aradeli
s'Ena Arrubia
Campidd.e Ena Arrubia
Centro I.° Sassu
PEDRIXEDDA
CUCCURU MANNU

PROGETTO

Nella vicina sezione di S. Giovanni di Sinis suoli organici intercalati a tali depositi hanno dato età rientranti nel Pleistocene superiore e nell'Olocene antico indicando come le datazioni *OSL* siano errate (v. tav.28B, 28C, 28E, 28F). Sempre a S. Giovanni di Sinis, molluschi contenuti in livelli sottostanti l'eolico e ritenuti associabili a rimaneggiamento eolico durante eventi di tempesta, hanno dato età radiocarbonio sempre rientranti nel Pleistocene superiore (Coltorti *et alii*, 2010). I depositi descritti da D'Orefice *et alii* (2012) nel promontorio di Tharros non differiscono da quelli descritti da Coltorti *et alii* (2010).

A parere dello scrivente i depositi non sono sottostanti a quelli eolici ma sono contenuti in un solco di erosione parietale e dunque sarebbero soprastanti stratigraficamente anche se sottostanti topograficamente. D'Orefice *et alii* (2012) non hanno notato il solco di battente che contiene i sedimenti fossiliferi e la datazione U/Th è ritenuta errata per motivi analoghi a quelli illustrati per il resto del Golfo di Oristano. Il solco di battente è infatti ben preservato lungo tutto il versante orientale del promontorio e non si presenta mai sepolto da depositi eolici. In alcuni casi coralli isolati di *Cladocora caespitosa* sono persino stati rinvenuti sopra ripiani di abrasione marina alla sommità dell'eolico. Non è pensabile che la situazione illustrata possa costituire un caso di riesumazione senza che in almeno un punto si possano osservare depositi eolici sovrastanti quelli marini. Si tratterebbe dunque dell'ultimo evento deposizionale registrato nell'area ed attribuibile, a parere dello scrivente, all'Olocene. È ferma convinzione che il progredire delle conoscenze sul metodo U/Th permetterà di individuare e correggere questi errori.

PROGETTO CARG

NOTE

PROGETTO CARG


PROGETTO
CARG
528 "ORISTANO"

PROGETTO CARG


PROGETTO
CARG
528 "ORISTANO"

PROGETTO CARG


PROGETTO
CARG
528 "ORISTANO"

PROGETTO CARG


PROGETTO
CARG
528 "ORISTANO"

PROGETTO CARG


PROGETTO
528 "ORISTANO"
CARG

PROGETTO CARG


PROGETTO
CARG
528 "ORISTANO"