



ISPR A

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 501

OROSEI

Parte a terra a cura di:

**A. Funedda⁽¹⁾, E.A. Sarria⁽²⁾, G. Oggiano⁽³⁾, L. Carmignani⁽⁴⁾,
P. Calzia⁽⁵⁾, S. Pasci⁽⁵⁾, E.D. Patta⁽⁵⁾, V. Sale⁽⁵⁾**

Parte a mare a cura di:

V. Pascucci⁽⁶⁾, S. Andreucci⁽¹⁾, S. Cappucci⁽⁷⁾, L. Sanna⁽⁸⁾

Hanno collaborato:

Stratigrafia del Mesozoico: †**P. Scandone⁽⁹⁾, E. Patacca⁽⁹⁾**;

Vulcanologia: **R. Cioni⁽¹⁰⁾, F. Mundula⁽¹⁾**;

Stratigrafia del Quaternario e Geomorfologia dell'area continentale: **M. Coltorti⁽¹¹⁾**;

Cave e miniere: **R. Dessì⁽¹²⁾**;

Aspetti climatologici: **Q.A. Cossu⁽¹³⁾**;

Pedologia: **G.F. Capra⁽¹⁴⁾, S. Vacca⁽¹⁴⁾**;

Dissesto e rischio idrogeologico: **E. Sirigu⁽¹⁵⁾**;

Aree naturali protette e geositi: **E. Benedetti⁽¹²⁾**.

1) - Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche, Università di Cagliari; 2) - Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Dipartimento Nuoro e Ogliastra, Nuoro; 3) - Dipartimento di Scienze della Natura e del Territorio, Università di Sassari; 4) - Centro di Geotecnologie, Università di Siena; 5) - Geologo libero professionista per la Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Dipartimento Geologico, Cagliari; 6) - Dipartimento di Architettura, Design e Urbanistica, Università di Sassari; 7) - ENEA, Agenzia Nazionale per le nuove tecnologie, l'energia e lo sviluppo economico sostenibile, Casaccia (Roma); 8) - CNR, Istituto di Biometeorologia - Sede di Sassari; 9) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa; 10) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze; 11) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena; 12) - Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Dipartimento Geologico, Cagliari; 13) - Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Dipartimento Sassari e Gallura, Sassari; 14) - Dipartimento Scienze della Terra, Università di Sassari, sede di Nuoro; 15) - Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Direzione Tecnico Scientifica, Cagliari.

Ente realizzatore



Regione Autonoma della Sardegna

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

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

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

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

D. Berti, M. D'Orefice, R. Graciotti, M.L. Pampaloni, L. Vita

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, 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*)

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 7
1.	- CARATTERI GENERALI.....»	7
2.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....»	8
II	- STUDI PRECEDENTI.....»	13
1.	- SUCCESSIONI CARBONATICHE MESOZOICHE	» 14
2.	- SUCCESSIONI CENOZOICHE.....»	16
3.	- DEPOSITI QUATERNARI.....»	17
4.	- VULCANISMO ALCALINO PLIO-PLEISTOCENICO.....»	20
5.	- TETTONICA E GEODINAMICA MESO-CENOZOICA	» 20
6.	- GEOLOGIA MARINA	» 23
7.	- ASPETTI DI GEOMORFOLOGIA E DI GEOLOGIA APPLICATA.....»	24
8.	- PROGETTO GEOPPR PER IL FOGLIO 501 “OROSÈI”	» 26
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....»	29
1.	- CARATTERI GENERALI.....»	29
2.	- PALEOZOICO	» 30
3.	- TARDO-PALEOZOICO.....»	32
4.	- PERMIANO	» 36
5.	- MESOZOICO.....»	37
6.	- CENOZOICO	» 40
7.	- QUATERNARIO	» 43
8.	- TETTONICA CENOZOICA	» 44
8.1.	- TETTONICA TRASCORRENTE TERZIARIA DELLA SARDEGNA CENTRO-SETTENTRIONALE	» 45
8.1.1.	- <i>Settore nord-orientale</i>	» 49
8.1.2.	- <i>Settore centrale</i>»	50
8.1.3.	- <i>Settore meridionale</i>	» 51
8.2.	- CONTESTO GEODINAMICO DELLA TETTONICA TRASCORRENTE.....»	52
IV	- STRATIGRAFIA	» 57
1.	- CARATTERI GENERALI.....»	57
2.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO	» 58
2.1.	- FALDE INTERNE - UNITÀ TETTONICA DELLA BARBAGIA	» 59
2.1.1.	- <i>Filladi grigie del Gennargentu (GEN)</i>	» 59
3.	- COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO.....»	59

3.1.	- UNITÀ INTRUSIVA DI MONTE SAN BASILIO (BLA)	Pag. 60
3.1.1.	- <i>Subunità intrusiva di Monte Isalle</i> (BLA₁)	» 60
3.1.1.1.	- Granodioriti a cordierite. Facies Sa Mèndula (BLA_{1b})	» 60
4.	- SUCCESIONE SEDIMENTARIA MESOZOICA	» 62
4.1.	- FORMAZIONE DI MONTE TULÙ (TUL)	» 62
4.2.	- FORMAZIONE DI MONTE BÀRDIA (BRD)	» 65
4.3.	- FORMAZIONE DI LANAITTO (LAU)	» 66
4.4.	- FORMAZIONE DI GORRÒPU (GPU)	» 68
5.	- SUCCESIONE SEDIMENTARIA CENOZOICA	» 70
5.1.	- FORMAZIONE DI MONTE CARDIGA (FMC)	» 70
5.2.	- CONGLOMERATI DI CÙCCURU 'E FLORES (CUR)	» 72
5.3.	- FORMAZIONE DI OROSEI (ORS)	» 77
6.	- SUCCESIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PLIO-PLEISTOCENICA	» 80
6.1.	- FORMAZIONE DI FUILE (FUI)	» 80
6.2.	- FORMAZIONE DI NURAGHE CASTEDDU (NCA)	» 82
6.3.	- BASALTI DEI GOLLEI (BGO)	» 85
7.	- DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA CONTINENTALE	» 92
7.1.	- DEPOSITI PLEISTOCENICI	» 94
7.1.1.	- <i>Sintema del Cedrino</i> (CDN)	» 94
7.1.1.1.	- <i>Subsintema di Cala Luna</i> (CDN₁)	» 95
7.1.1.1.1.	- Ghiaie e sabbie marine ("Panchina tirreniana" <i>Auct.</i>) (CDN_{1a})	» 95
7.1.1.2.	- <i>Subsintema di Abba Mèica</i> (CDN₂)	» 98
7.1.1.2.1.	- Ghiaie e sabbie di conoide alluvionale (CDN_{2a})	» 98
7.1.1.2.2.	- Detriti di versante tipo <i>éboulis ordonnées</i> (CDN_{2c})	» 100
7.2.	- DEPOSITI OLOCENICI	» 101
7.2.1.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati</i> (b₁)	» 102
7.2.2.	- <i>Depositi di frana</i> (a₁)	» 102
7.2.3.	- <i>Depositi di versante</i> (a)	» 102
7.2.4.	- <i>Coltri eluvio-colluviali</i> (b₂)	» 103
7.2.5.	- <i>Depositi di spiaggia</i> (g₂)	» 103
7.2.6.	- <i>Depositi palustri</i> (e₂)	» 106
7.2.7.	- <i>Depositi alluvionali</i> (b)	» 107
7.2.8.	- <i>Depositi antropici</i> (h₁)	» 108
8.	- DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA	» 108
8.1.	- DEPOSITI PLEISTOCENICI	» 108
8.1.1.	- <i>Beach rock</i> (g₁₀)	» 108
8.2.	- DEPOSITI OLOCENICI	» 110

8.2.1.	- <i>Ambiente litorale</i>	Pag. 110
8.2.1.1.	- Deposito di spiaggia sommersa (g₈)	» 110
8.2.1.2.	- Deposito bioclastico (g₁₂).....	» 112
8.2.2.	- <i>Ambiente di piattaforma</i>	» 114
8.2.2.1.	- Prateria a fanerogame marine (g₄).....	» 114
8.2.2.2.	- Deposito bioclastico (g₁₂).....	» 115
8.2.2.3.	- Deposito di piattaforma intermedia (g₂₀)	» 116
8.2.2.4.	- Deposito di piattaforma esterna (g₂₁).....	» 117
8.2.2.5.	- Deposito di frana sottomarina (g₁₇)	» 117
8.2.3.	- <i>Ambiente di scarpata</i>	» 117
8.2.3.1.	- Deposito di scarpata (m₂).....	» 117
8.2.4.	- <i>Substrato sommerso</i>	» 118
8.2.4.1.	- Affioramenti rocciosi sommersi (BGO, BRD, sri)	» 118
V	- TETTONICA	» 119
1.	- TETTONICA TRASCORRENTE TERZIARIA	» 119
1.1.	- ZONA A SCAGLIE DI BADDE FUNTANA MORTA	» 120
1.2.	- FAGLIE E-W.....	» 123
1.3.	- STRUTTURE Plicative.....	» 124
1.4.	- CONSIDERAZIONI SULL'ETÀ DELLA DEFORMAZIONE.....	» 125
2.	- TETTONICA RECENTE.....	» 127
VI	- GEOLOGIA MARINA	» 129
1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE	» 129
1.1.	- MARGINE CONTINENTALE SARDO	» 130
2.	- PIATTAFORMA CONTINENTALE E SCARPATA.....	» 134
2.1.	- DISTRIBUZIONE DEI DEPOSITI DI PIATTAFORMA	» 136
2.2.	- CANYON DI GONÒNE-OROSEI	» 137
3.	- ACQUISIZIONE DATI PER LE AREE MARINE.....	» 141
VII	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	» 143
1.	- GEOMORFOLOGIA DELL'AREA CONTINENTALE	» 143
1.1.	- MONTE TUTTAVISTA.....	» 143
1.2.	- PENDII E PLATEAUX BASALTICI	» 144
1.3.	- CONOIDI ANTICHE DEL MONTE TUTTAVISTA.....	» 144
1.4.	- VALLE DEL CEDRINO E CORSI D'ACQUA MINORI.....	» 145
1.5.	- PIANURA COSTIERA	» 145
2.	- GEOMORFOLOGIA DELL'AREA MARINA	» 146
VIII	- GEOLOGIA APPLICATA	» 149

1.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE	Pag. 149
2.	- CENNI DI CLIMATOLOGIA	» 155
3.	- IDROGEOLOGIA	» 156
3.1.	- IDROGRAFIA	» 156
3.2.	- COMPLESSI IDROGEOLOGICI.....	» 158
4.	- PEDOLOGIA	» 162
4.1.	- GRANITOIDI.....	» 162
4.2.	- SUCCESSIONI SEDIMENTARIE PREVALENTEMENTE CARBONATICHE	» 163
4.3.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PLIO-PLEISTOCENICA	» 165
4.4.	- DEPOSITI QUATERNARI	» 166
5.	- DISSESTI.....	» 169
5.1.	- DISSESTI DI VERSANTE	» 169
5.2.	- RISCHIO DI FRANA	» 170
5.3.	- DISSESTI IDRAULICI.....	» 173
5.4.	- RISCHIO IDRAULICO	» 177
6.	- AREE NATURALI PROTETTE	» 179
6.1.	- RETE ECOLOGICA NATURA 2000.....	» 179
6.2.	- PALUDE DI OSALLA	» 180
BIBLIOGRAFIA		» 183
EXTENDED ABSTRACT		» 209
LEGEND OF GEOLOGICAL MAP		» 221
APPENDICE (a cura di M. Coltorti)		» 227
1.	- OSSERVAZIONI SULLA STRATIGRAFIA E SULLA RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA DEI DEPOSITI MARINI QUATERNARI	» 227

I - INTRODUZIONE

1. - CARATTERI GENERALI

Il Foglio 501 “Orosèi” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG (Legge 226/99 e cofinanziamento regionale per la parte a terra; finanziamento 2004 ISPRA (ex APAT) e cofinanziamento regionale per la parte a mare) mediante convenzioni tra il Servizio Geologico d’Italia - ISPRA e la Regione Autonoma della Sardegna - Assessorato dell’Industria.

Il coordinamento scientifico del Foglio è stato espletato da G. Oggiano (Univ. Sassari) e L. Carmignani (Univ. Siena) per la parte a terra, V. Pascucci (Univ. Sassari) per la parte a mare; la Direzione del Rilevamento da A. Funedda (Univ. Cagliari: coperture meso-cenozoiche) ed E.A. Sarria (ARPAS ex-Progemisa: granitoidi tardo-paleozoici e depositi quaternari) per le aree emerse, e da V. Pascucci per le aree sommerse. Completano il gruppo di lavoro i rilevatori P. Calzia, S. Pasci, E.D. Patta, V. Sale per le aree terrestri, S. Andreucci, S. Cappucci, L. Sanna per le aree marine, insieme a specialisti provenienti da varie sedi accademiche.

L’area dell’attuale Foglio 501 “Orosèi”, nella precedente cartografia geologica dello Stato è riassunta nei fogli geologici in scala 1:100.000 realizzati tra gli anni ‘50-‘60 del XX secolo dal Servizio Geologico d’Italia: Foglio 195 “Orosèi” (CALVINO *et alii*, 1967) e Foglio 208 “Dorgàli” (AMADESI *et alii*, 1967).

I nuovi rilevamenti sono stati eseguiti in scala 1:10.000, utilizzando come base topografica la Carta Tecnica Regionale della Sardegna, e riportati sulla base topografica IGMI in scala 1:25.000 (serie 25), che nel Foglio 501 “Orosèi” comprende la sola sezione 501 IV “Orosèi”.

Il lavoro di campagna nell'area terrestre si è svolto tra dicembre 2004 e febbraio 2008, con revisioni e integrazioni tra novembre 2009 e aprile 2012. Per l'area marina si sono utilizzati dati di campagne di ricerca realizzate negli anni '90, integrate da rilevamenti a mare effettuati tra gennaio 2005 e dicembre 2006. Analisi, elaborazioni e sintesi dei dati sono stati completati nel 2012; allestimento per la stampa e banca dati sono stati approvati nel 2016.

La definizione delle unità cartografate si è basata essenzialmente sul criterio litostratigrafico. I diversi insiemi litologici sono stati distinti in unità litostratigrafiche fondamentali o formazioni, a loro volta suddivise, se necessario, in unità di rango inferiore, membri e/o litofacies. Durante il rilevamento è stata eseguita una campionatura (n° 17 campioni) integrata con analisi petrografiche, chimiche, sedimentologiche, paleontologiche e n° 2 datazioni radiometriche. I risultati sono stati archiviati mediante il *software* ASC del Servizio Geologico.

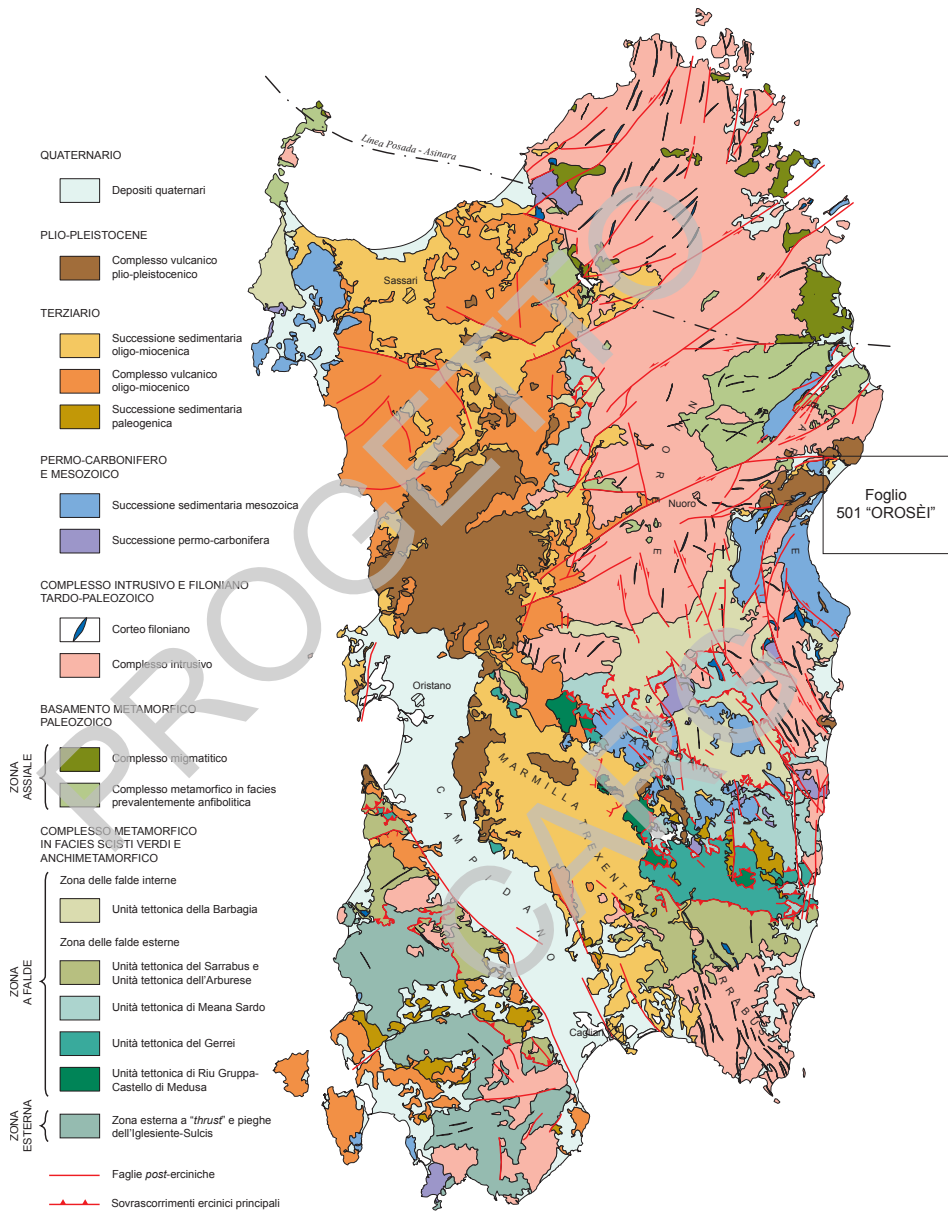
La scala geocronologica di riferimento utilizzata è l'*International Stratigraphic Chart* dello IUGS-ICS con le più recenti integrazioni relative al Quaternario (OGG, 2009; I.C.S., 2013; COHEN *et alii*, 2015). Sono state prese in considerazione anche la scala geocronologica pubblicata sul n°1, serie III, dei Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, la *Global Stratigraphic Chart* dell'IUGS, la *Geologic Time Scale* di HARLAND *et alii* (1982; 1990) e la *Echelle numérique des temps géologiques* di ODIN & ODIN (1990) adottata dalla Società Geologica Francese.

2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio 501 "Orosèi" è ubicato nella Sardegna centro-orientale (tav.1) ed include un breve tratto di costa tirrenica. Ricade in provincia di Nùoro e comprende il capoluogo comunale di Orosèi oltre a territori dei comuni di Dorgàli e Onifài. Le principali vie di comunicazione sono la SS 125 "Orientale Sarda" e la SS 129 "Centrale Sarda", da cui si dipartono numerose strade secondarie spesso a fondo naturale per la penetrazione agraria e/o turistica.

Il Foglio interessa una superficie di 630 kmq di cui, nel settore NW, solamente 35 kmq di terre emerse che costituiscono la prosecuzione dell'adiacente Foglio 500 "Nùoro Est", mentre i restanti 595 kmq si riferiscono ad aree marine ed includono una significativa porzione del Golfo di Orosèi.

L'area terrestre è costituita principalmente da lave basaltiche plio-quadernarie, talora alternate a formazioni terrigene di ambiente fluvio-lacustre e ricoperte da depositi quaternari. Questa successione poggia in discordanza su sedimenti marini del Pliocene inferiore, che rappresentano una delle pochissime testimonianze di Pliocene marino in Sardegna.



Tav. 1 - Schema geologico-strutturale della Sardegna (da PROGEMISA S.P.A., 2009, modificato). Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 501 "Orosèi".

Localmente affiora il basamento paleozoico, costituito da metarenarie, filladi e quarziti di età incerta, interessate da metamorfismo di basso-medio grado e intruse da rocce granitoidi tardo-paleozoiche. Estese coltri detritiche pleistoceniche-oloceniche occupano le zone pedemontane e la piana del Fiume Cedrino.

Nell'angolo NW affiora la porzione orientale del M. Tuttavista, costituito da rocce carbonatiche mesozoiche (giurassiche e cretache) su cui poggiano in discordanza depositi conglomeratici terziari spesso grossolani (conglomerati di Cùccuru 'e Flores), connessi con un'importante tettonica trascorrente di età oligocenico-aquitaniense che sviluppa sovrapposizioni del basamento paleozoico sulle coperture mesozoiche e terziarie.

L'area terrestre del Foglio è dominata dalle morfologie sub-pianeggianti del tratto terminale del Fiume Cedrino e della piana costiera (fig.1).

Nell'angolo NW le pendici orientali del M. Tuttavista (805 m s.l.m.) si elevano dalla piana sovrastando gli altopiani basaltici (noti col toponimo locale di "gollèi") posti a N e a SW di Orosèi (fig.2).

Le coste sono in prevalenza basse e sabbiose, legate alla dinamica di foce del Fiume Cedrino; solo nel lembo più meridionale di terra (M. Moru) diventano rocciose e isolano le piccole cale sabbiose di Osalla e Cartòe.



Fig. 1 - Panorama verso ENE della piana costiera di Orosèi. In primo piano la successione giurassica del versante orientale del M. Tuttavista; in secondo piano a sinistra il paese di Orosèi e la foce del Fiume Cedrino.

L'area marina è fortemente caratterizzata dalla porzione prossimale del *Canyon* di Gonòne-Orosèi, importante morfostruttura regionale che taglia il margine continentale orientale sardo per circa 20 km, incidendo la piattaforma continentale a partire dalla profondità di circa -50 m; nel Foglio Orosèi è compresa la testata del ramo settentrionale, denominato *Canyon* di Orosèi.

La piattaforma continentale antistante il litorale di Marina di Orosèi, pertanto, pur insolitamente estesa se riferita all'intero areale del Golfo di Orosèi (circa 13 km contro i 3-4 km medi), è profondamente incisa da *canyon* attivi. Il suo bordo, ben evidente, presenta una netta rottura di pendio, con aree in progradazione molto limitate dove lo spessore massimo dei sedimenti non supera i 20-30 m. In quest'areale è invece ben evidente la tendenza all'arretramento della testata del *canyon*, che in alcuni casi porta in affioramento il substrato roccioso.

Il clima di questo territorio è tipicamente mediterraneo, con estati asciutte e calde, e con periodi di massima piovosità in autunno inoltrato ed in primavera.

Il corso d'acqua più importante è il Fiume Cedrino, il cui tratto terminale è compreso interamente nel Foglio 501 "Orosèi".

La vegetazione spontanea nelle zone più elevate è costituita da specie arboree boschive d'alto fusto (rovere e leccio) e macchia arbustiva mediterranea.



Fig. 2 - Panorama verso SE della piana costiera di Orosèi. In primo piano la successione giurassica del versante orientale del M. Tuttavista, al centro della foto parte del comprensorio minerario, in secondo piano sulla destra la terminazione orientale del Gollèi di Gulunìe, sullo sfondo il Capo di M. Santo.

Le zone a quote inferiori sono a macchia mediterranea, talora degradata per impoverimento progressivo in seguito ad interventi antropici. Fà eccezione la zona a S e ad E dell'abitato di Orosèi, in cui la macchia mediterranea è spesso sostituita da estesi uliveti e frutteti.

Le attività produttive sono legate al turismo balneare (Marina di Orosèi, Cala di Osalla, Cala di Cartòe, *etc.*) e, nella piana del Cedrino e a S di Orosèi, alla coltivazione di frutta e prodotti orticoli. Inoltre Orosèi e i suoi dintorni sono sede di un rilevante polo estrattivo, alle pendici orientali del M. Tuttavista, dove sono coltivati per uso ornamentale i calcari mesozoici della formazione di Monte Bàrdia, noti con il nome commerciale di "Marmo Biancone Tirreno" (fig.3).



Fig. 3 - Panorama verso W della piana di Orosèi. In primo piano coltivazioni; in secondo piano l'area estrattiva alle pendici orientali del M. Tuttavista.

II - STUDI PRECEDENTI

Pur avendo un'estensione molto ridotta, l'areale del Foglio 501 "Orosèi" è stato oggetto di numerosi studi su alcuni dei tematismi tipici della Sardegna orientale e ben ricorrenti anche nell'adiacente Foglio 500 "Nùoro Est", in particolare:

- le successioni carbonatiche giurassico-cretaciche della Sardegna orientale;
- le successioni da marine a continentali terziarie e quaternarie;
- il vulcanismo alcalino plio-pleistocenico;
- la tettonica e la geodinamica cenozoica.

I primi studi geologici nell'area furono eseguiti da Alberto Ferrero De LA MARMORA (1857; 1860) e riportati nel suo storico "*Voyage en Sardaigne*", realizzato a più riprese tra il 1819 e il 1857, nel quadro di un lavoro più ampio teso alla descrizione degli aspetti scientifici, storici e sociali dell'Isola. Il primo studio sul materiale paleontologico da lui raccolto fu condotto da MENEGHINI (1857). Alla fine '800 - inizio '900 risalgono contributi alla stratigrafia della Sardegna orientale, in parte validi ancora oggi, dovuti a LOVISATO (1896), DENINGER (1905; 1907), NOVARESE (1917), ARTINI (1922), TEICHMÜLLER (1931).

Un esaustivo elenco dei vecchi lavori è riportato nelle raccolte bibliografiche di TARICCO & SOTGIA (1922), MAXIA (1941), SEGRE (1964), NICOSIA (1968) e BARCA *et alii* (1984). Ai lavori di COCOZZA *et alii* (1974) e CARMIGNANI *et alii* (2001) si rimanda per gli studi relativi al basamento metamorfico paleozoico ed ai granitoidi tardo-paleozoici, presenti nel Foglio con affioramenti del tutto marginali, mentre si esamina ora brevemente la produzione scientifica relativa agli altri tematismi, riportando alcuni cenni ai lavori più significativi tra quelli "datati"; i lavori più importanti tra quelli recenti verranno citati nel prosieguo di queste stesse Note.

1. - SUCCESSIONI CARBONATICHE MESOZOICHE

Numerosi ricercatori italiani e stranieri si sono occupati delle successioni carbonatiche mesozoiche della Sardegna orientale, in particolar modo quelle del Cretacico, studiate per le buone condizioni di affioramento e per l'abbondanza del contenuto fossilifero (microforaminiferi, nannoplancton, cefalopodi *etc.*).

Per primo LA MARMORA (1857) riconosce una successione formata da dolomie alla base e da "calcarei ippuritici" a tetto, alla quale attribuisce un'età cretatica avvalendosi delle analisi paleontologiche di MENEGHINI (1857). In seguito DENINGER (1907) distingue il Giurassico alla base della successione cretatica, ad Orosèi e nella Sardegna orientale; DAINELLI (1903) e FUCINI (1911) descrivono in Sarcidano e Ogliastra (Sardegna centro-orientale) una stratigrafia analoga individuando il Giurassico medio (Bathoniano).

Negli anni '40 e '50 del XX secolo a più riprese VARDABASSO (1940; 1948; 1959) si occupa del Mesozoico, proponendo per l'area orientale dell'Isola interpretazioni paleogeografiche che prevedevano l'esistenza, nel Giurassico e nel Cretacico, di tre bacini marini epicontinentali separati, rispettivamente di tipo neritico per i settori occidentale e centrale, pelagico per quello orientale; inoltre propone alcune interpretazioni sulle strutture deformative che interessano i carbonati. A cavallo degli anni '50 e '60 si hanno importanti progressi con il rilevamento dei Fogli 208 "Dorgàli" (AMADESI *et alii*, 1961; 1967), 195 "Orosèi" (CALVINO *et alii*, 1958; 1959; 1967; 1972) e 207 "Nùoro" (CAVINATO *et alii*, 1976), in scala 1:100.000, che portano alla distinzione di una successione di età Giurassico medio - Cretacico superiore comprendente, dal basso verso l'alto:

- un'unità basale, descritta in legenda come: "Alternanza di arenarie a cemento calcareo, argille, marne argillose gialle con Nerinee, conglomerati trasgressivi", attribuita al Bathoniano, inizialmente senza nome formazionale, in seguito denominata formazione di Genna Selòle (DIENI *et alii*, 1983a);
- una successione costituita da: formazione di Dorgàli (Malm inferiore - Dogger), formazione di Monte Tullù (Malm inferiore), formazione di Monte Bàrdia (Malm superiore), orizzonte di Orudè (Cretacico inferiore), formazione di Gorròpu inferiore (Cretacico inferiore), formazione di Gorròpu superiore (Cretacico superiore).

Negli anni '60 CHARRIER (1961) studia i depositi lacustri alla base della successione giurassica in un'area del Supramonte di Urzulèi, a SW del Foglio 500 "Nùoro Est". Altri Autori (DIENI & MASSARI, 1963; 1965a; 1966a; DIENI *et alii*, 1966a; 1973; MASSARI, 1969; WIEDMANN & DIENI, 1968) affinano le conoscenze sulle macro- e microfaune del Cretacico di M. Tuttavista, precisando le datazioni e individuando analogie di facies con il Cretacico inferiore affiorante a N nel M. Albo e con le coeve successioni della Francia sud-orientale.

CHERCHI & SCHRÖEDER (1973; 1979) approfondiscono lo studio delle microfacies (foraminiferi) del Cretacico di Orosèi e di altre località dell'Isola, rapportandole alle facies pirenaico-provenzali e ricostruendo la probabile paleogeografia del margine sud-europeo precedente alla rotazione del Blocco sardo-corso. Le microfacies planctoniche a Globotruncane di Orosèi, Lanaitto e Gorròpu (Foglio 500 "Nùoro Est") sono studiate anche da altri Autori (GANDOLFI & PECORINI, 1970; ASSORGIA & GANDOLFI, 1975), che definiscono varie biozone tra il Turoniano ed il Santoniano. Studi sedimentologici e palinologici svolti da BARCA & PALMERINI (1974) e da DEL RIO (1977) sui depositi continentali del Giurassico medio della Sardegna centro-orientale forniscono, per correlazione, alcune indicazioni cronostratigrafiche per le analoghe successioni della Sardegna orientale.

Negli anni '70 un gruppo di ricercatori francesi (CHABRIER, 1967; 1969; 1970; CHABRIER & MASCLE, 1974; AZÉMA *et alii*, 1977) fornisce un'importante contributo allo studio del Mesozoico della Sardegna orientale, ad esempio attribuendo al Cretacico superiore vari affioramenti sparsi tra la valle di Lanaitto e M. Cusidòre (Foglio Nùoro Est). Dal confronto con le successioni coeve di Francia, Corsica, Spagna e Isole Baleari, essi deducono inoltre molte similitudini tra le facies della copertura autoctona della Corsica e della Sardegna orientale, mentre le facies del settore occidentale dell'Isola presentano maggiori affinità con Provenza, Catalogna e Isola di Minorca (CHABRIER & MASCLE, 1975; CHABRIER & FOURCADE, 1976; FOURCADE *et alii*, 1977; CHABRIER & CHOROWITZ, 1982). Altri contributi a cavallo tra gli anni '70 e '80 si devono ad ASSORGIA *et alii* (1974), PHILIP *et alii* (1978), PHILIP & ALLEMANN (1982) e MONLEAU (1985; 1986).

Negli anni '80 DIENI & MASSARI (1982; 1985a; 1985b; 1985d; 1987), BUSULINI *et alii* (1984; 1987) e DIENI *et alii* (1983a; 1987a; 1987b) sintetizzano in diversi lavori le conoscenze stratigrafiche e paleontologiche (soprattutto sulle microfacies: foraminiferi, alghe, nannofossili, *etc.*) maturate in oltre vent'anni di ricerche tra le Baronie, il Supramonte e l'Ogliastra, descrivendo le successioni mesozoiche in termini di stratigrafia sequenziale oltre che di litostratigrafia. Essi riconoscono tra il Giurassico medio e la base del Cretacico inferiore tre "megacicli" sedimentari, limitati da importanti discontinuità stratigrafiche, a tendenza trasgressivo-regressiva, sviluppatasi probabilmente in risposta a fenomeni di tipo eustatico. La maggior parte della successione mesozoica orientale è ricompresa in questi tre cicli; solo la porzione tra Valanginiano e Maastrichtiano è composta da diverse altre "sequenze" (intese in s.l., come porzioni di successione separate da discontinuità di varia importanza) in genere regressive (*shallowing upward*).

Più recentemente alcuni ricercatori (BARCA & COSTAMAGNA, 2004; COSTAMAGNA *et alii*, 2007) descrivono due cicli sedimentari trasgressivo-regressivi tra il Bajociano ed il Berriasiano, sviluppatasi inizialmente in ambiente continentale e successivamente in ambienti marini di piattaforma (da interni a medio-esterni).

Il primo ciclo (Bajociano-Kimmeridgiano) è racchiuso nel gruppo di Baunèi, che comprende le formazioni di Genna Selòle, Genna Silana e S'Adde; l'unità di Genna Silana raggruppa e sostituisce la formazione di Monte Tulù e parte della formazione di Monte Bàrdia. Il ciclo successivo (Titoniano-Berriasiano) è rappresentato dalla formazione di Monte Bàrdia.

Nell'area compresa tra Baunèi a S ed Orosèi a N, e per lo stesso intervallo cronologico, BERRA *et alii* (2007) e JADOU *et alii* (2008) considerano invece tre diversi cicli trasgressivo-regressivi, con differenze minime rispetto a DIENI & MASSARI (1985a; 1987), identificando inoltre tre nuove formazioni: formazione di Baunèi (II ciclo), formazione di Pedra Longa (III ciclo) e formazione di Urzulèi (III ciclo). Le prime due sono formate da calcilutiti "bacinali" con intercalazioni marnose o di selci attribuibili ad ambiente di rampa medio-distale. La terza è costituita da sedimenti calcarei di ambiente da subaereo/sopratidale (breccie carbonatiche e calcilutiti a caracee) a intertidale. Queste unità testimonierebbero l'esistenza, tra l'Oxfordiano ed il Titoniano, di un "alto morfologico" nella zona centrale del Golfo di Orosèi, limitato da due aree depresse a S (formazione di Baunèi e formazione di Pedra Longa) e a N (formazione di S'Adde). Le altre "classiche" unità di AMADESI *et alii* (1967) e DIENI & MASSARI (1985a) sono quindi mantenute ma ridefinite in termini paleoambientali rispetto a quelli litologici precedenti.

Ulteriori approfondimenti si ricavano nelle sintesi geologiche e negli estesi elenchi bibliografici presenti nei lavori di BARBERI & CHERCHI (1980; 1981), CHERCHI (1985a), GROUPE FRANCAIS DU CRÉTACÉ (1987), CARMIGNANI *et alii* (1989), BARCA & CHERCHI (2004), JADOU *et alii* (2008).

2. - SUCCESSIONI CENOZOICHE

L'area del Foglio 501 "Orosèi", nonostante le ridotte dimensioni, costituisce una zona tipica per lo studio delle successioni sedimentarie cenozoiche della Sardegna orientale. Infatti vi affiorano, anche se in maniera discontinua, diverse formazioni tuttora oggetto di dibattito scientifico sia per la caratterizzazione stratigrafica e paleo-ambientale, sia per l'attribuzione dell'età.

Anche in questo caso, per primi LA MARMORA (1857) e MENEGHINI (1857), assegnano all'Eocene tutti i depositi a nummuliti ("breccie calcaree", "calcari marnosi", "puddinghe") interposti tra i calcari mesozoici (che attribuiscono al Cretacico) ed i sedimenti marini del Pliocene ("Terziario Subappenninico"), separati dall'Eocene da una discordanza. Diversi decenni dopo FOSSA MANCINI (1924a; 1924b; 1926) definisce in dettaglio la stratigrafia del "Nummulitico" di Onifài e Orosèi (datandolo all'Ypresiano superiore - Luteziano inferiore) e del Pliocene marino.

Quest'ultimo è ben descritto anche da MARTINOTTI (1926), dopodichè si devono attendere gli anni '60 quando ZINONI (1958) e DIENI & OMENETTO (1960) ne descrivono le faune. Completano il quadro conoscitivo biostratigrafico e sedimentologico del Pliocene marino i lavori di CHEVALIER (1961), FERRO (1963), DIENI (1968) e CITA (1972). Altri contributi alla datazione del Pliocene marino (formazione di Fuile) si devono a CHERCHI (1973) attraverso l'analisi dei foraminiferi planctonici e bentonici.

TEICHMÜLLER (1931) e VARDABASSO (1948; 1954; 1962) studiano gli aspetti strutturali e paleogeografici dell'area. DIENI & MASSARI (1965b; 1966b) e DIENI *et alii* (1966b) approfondiscono le analisi sul Paleogene, il Neogene ed il Plio-Pleistocene. Vengono così aggiornate le conoscenze sul "Nummulitico" *Auct.* (formazione di Monte Cardiga); la posizione stratigrafica dei conglomerati di Cùccuru 'e Flores, in precedenza assegnata alla base dell'Eocene o al Cretacico inferiore, è riattribuita al "post-Cuisiano" - Oligocene, mentre è riconosciuta per la prima volta la loro origine sintettonica in relazione a faglie di età oligocenica o tardo-eocenica.

Viene studiata e proposta anche un'altra formazione terrigena di origine deliziosa ritenuta miocenica (formazione di Orosèi, già "conglomerato di Orosèi" in DIENI *et alii*, 2008), collocata tra i conglomerati di Cùccuru 'e Flores e la successione marina del Pliocene inferiore.

Ugualmente a DIENI & MASSARI (1973) si deve l'analisi stratigrafica dei depositi fluvio-lacustri plio-pleistocenici della formazione di Nuraghe Casteddu e dei loro rapporti con i basalti coevi. In seguito MARINI & MURRU (1981) completano il quadro conoscitivo precisandone l'età.

Diversi lavori (DIENI *et alii*, 1979; 2008; DIENI & MASSARI, 1985c) descrivono le caratteristiche dei clasti carbonatici paleocenici presenti nei conglomerati di Cùccuru 'e Flores, a testimoniare depositi marini non rinvenuti in affioramento. La biostratigrafia dei depositi paleogenici è ben descritta da MATTEUCCI (1985), MATTEUCCI & SCHIAVINOTTO (1985) e DIENI *et alii* (1983b).

Infine, un recente lavoro di DIENI *et alii* (2008) riprende in esame i conglomerati di Cùccuru 'e Flores nel suo complesso, analizzandone gli aspetti stratigrafici e sedimentologici, e ricavandone indicazioni geodinamiche.

3. - DEPOSITI QUATERNARI

I primi studi significativi sono di COMASCHI CARIA (1955), che segnala ad Orosèi (Scala 'e Croccas) un affioramento di Quaternario marino fossilifero e lo attribuisce al Tirreniano, mentre VARDABASSO (1954) indica ad Osalla la "panchina tirrenica" ad una altezza di 10 m s.l.m.

DIENI & MASSARI (1966b, 1971) distinguono coni detritico-alluvionali associati a diversi “pluviali” e depositi marini riferibili al Tirreniano I e Tirreniano II; descrivono poi ampi settori interessati da frane di età differenti.

Gli stessi Autori (MASSARI & DIENI, 1973) identificano, nell’area di Orosèi, terrazzi marini posti a quote diverse, che attribuiscono al Tirreniano I, II e III.

CAROBENE (1972; 1978) e CAROBENE & PASINI (1982), dallo studio degli antichi solchi di battente del Golfo di Orosèi e dei sedimenti associati, evincono che la loro inclinazione è originata da un movimento di *tilting* di quel tratto costiero.

OZER & ULZEGA (1981) analizzano la distribuzione degli *éboulis ordonnées*, i più importanti dei quali sono quelli del Golfo di Orosèi e attribuiscono ad essi un’età würmiana; inoltre descrivono in varie località dell’Isola le caratteristiche della trasgressione versiliana (ULZEGA & OZER, 1982b).

ANTONIOLI *et alii* (1999) discutono le problematiche connesse con i cambiamenti del livello del mare e la mobilità tettonica presentando i dati relativi a tre linee di costa italiane considerate stabili durante gli ultimi 125 Ka. COLTORTI *et alii* (2007) illustrano le evidenze relative al Golfo di Cagliari, nella Sardegna meridionale.

L’area del M. Tuttavista è ben nota in ambito scientifico per il rinvenimento, a seguito dell’iniziale segnalazione di un naturalista (sig. G. Mele), di un eccezionale giacimento di vertebrati fossili plio-pleistocenici.

Dalla metà degli anni ‘90, con il coordinamento della Sovrintendenza per i Beni Archeologici di Sassari e Nùoro, gruppi di ricercatori di Università italiane (Sassari, Firenze, Roma “La Sapienza” e Roma 3) ed estere (Liegi, Rotterdam) hanno eseguito nel sito campionature e studi approfonditi. La notevole produzione scientifica trova sintesi in recenti lavori sia per gli aspetti di carattere generale (ABBAZZI *et alii*, 2003; 2004; ROOK *et alii*, 2004; PALOMBO, 2006; *cum bibl.*), sia per studi di dettaglio (ABBAZZI *et alii*, 2003; 2005; MARCOLINI *et alii*, 2006; PALOMBO *et alii*, 2006; NOVELLI *et alii*, 2008; *cum bibl.*), e ad essi si rimanda per gli approfondimenti.

La zona di interesse paleontologico è posta a SW dell’abitato di Orosèi, alle pendici orientali del M. Tuttavista, nelle località Canale Longu, Orde e Santa Rughe; la metà orientale ricade nel Foglio 501 “Orosèi”. In un’areale di circa 4 kmq sono state identificate numerose (almeno 23) fessure carsiche, in prevalenza verticali, di diversa forma e dimensione, colmate da sedimenti detritici contenenti diverse associazioni con resti di vertebrati fossili (fig.4). In varie campagne di scavo sono stati recuperati oltre 85.000 reperti, di notevole interesse sia per la varietà di *taxa* presenti sia per lo stato di conservazione, generalmente ottimo. Sono state descritte circa 80 specie, appartenenti a pesci ossei, anfibi, rettili, uccelli e mammiferi; tra questi ultimi si segnalano insettivori, chiroterri, primati, carnivori (ienidi, mustelidi, canidi -*Cynotherium sardus* Studiati, 1857), artiodattili (cervi-di, bovidi, suidi), roditori, lagomorfi (*Prolagus sardus* Wagner, 1829).

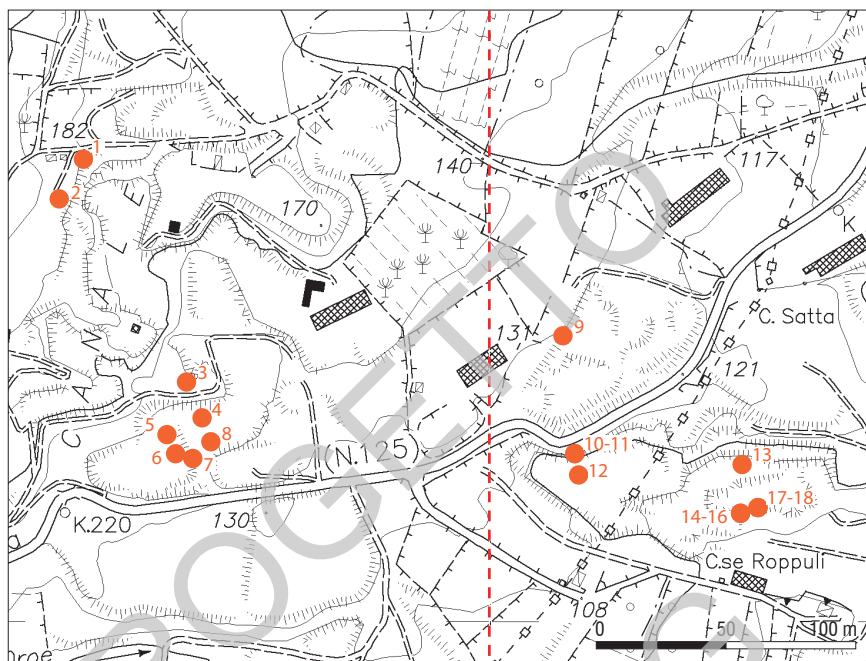


Fig. 4 - Ubicazione dei giacimenti fossiliferi all'interno del comparto estrattivo del M. Tuttavista: 1) Cava IV giac. 20; 2) Cava IV giac. 5 Prolagus; 3) Cava VI giac. banco 6; 4) Cava VI giac. 3; 5) Cava VII giac. 2; 6) Cava VII giac. blocco strada; 7) Cava VII giac. cervo; 8) Cava VII giac. mustelide; 9) Cava IX giac. Prolagus; 10) Cava X giac. 3 uccelli; 11) Cava X giac. Mele; 12) Cava X giac. ghiro; 13) Cava XI giac. 3; 14) Cava XI giac. dic. 01; 16) Cava XI giac. rondone; 17) Cava XI giac. antilope; 18) Cava XI giac. canide (da Rook et alii, 2004, modificato). La linea rossa tratteggiata indica la separazione tra i Fogli 501 "Orosèi" (a destra nella figura) e 500 "Nùro Est".

La ricchezza e l'abbondanza delle associazioni fossilifere rendono il sito particolarmente importante per la ricostruzione delle dinamiche evolutive degli ecosistemi continentali quaternari della Sardegna. In quest'ottica assume particolare rilievo la presenza, in un'associazione faunistica insulare endemica, di carnivori di taglia media e grande quali lo ienide *Chasmaporthetes melei* Rook et alii, 2004, predatore attivo, ed i mustelidi *Pannonictis* sp. e *Mustela* sp..

Le associazioni fossili rinvenute documentano quattro principali complessi faunistici che abbracciano un intervallo di circa 2 milioni di anni (dal ?Pliocene superiore all'Attuale), evidenziando diversi e complessi episodi di colonizzazione dal continente. Le componenti faunistiche, tutte di origine europea, sono quindi il risultato della complessa interazione tra specie preesistenti e specie migranti giunte attraverso successive ripetute migrazioni.

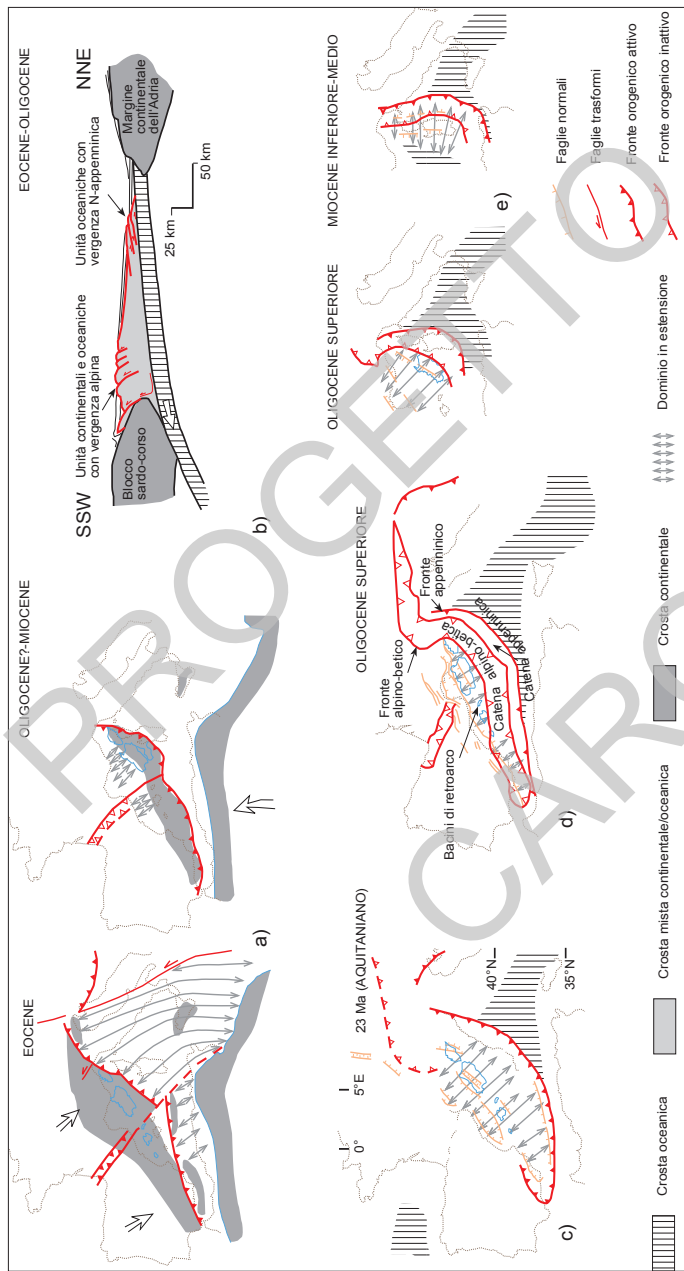
4. - VULCANISMO ALCALINO PLIO-PLEISTOCENICO

Gli espandimenti di basalti alcalini plio-pleistocenici presenti nel Foglio 501 “Orosèi” affiorano in continuità con l’adiacente Foglio 500 “Nùoro Est”. Soprattutto questo secondo areale è stato oggetto di numerosi lavori a carattere prevalentemente petrologico-petrografico e geochimico e di cartografia geo-petrografica.

Il primo lavoro scientifico, “pionieristico” (AMSTUTZ, 1925), ha carattere petrografico-descrittivo. In seguito VARDABASSO (1939) esamina gli aspetti paleogeografici e paleoambientali connessi con le effusioni basaltiche. LAURO (1939; 1940a; 1940b) identifica e studia i noduli peridotitici ad olivina e spinello cromifero. DIENI & MASSARI (1966c) individuano i principali centri eruttivi e descrivono anche lave a cuscini, di ambiente fluviale e marino. DE JONG & MANZONI (1968) e MANZONI *et alii* (1972) approfondiscono gli studi sul paleomagnetismo. Tra gli anni ‘70 e ‘80 del XX secolo vari gruppi di ricercatori si occupano degli aspetti petrografici, sia descrittivi che analitici e geocronologici, a partire da BECCALUVA *et alii* (1975) e SAVELLI & PASINI (1973; 1974), per proseguire con BELLON (1976; 1981) e BECCALUVA *et alii* (1977; 1985). Questi lavori trovano sintesi in una carta geopetrografica alla scala 1:50.000, estesa all’intero distretto vulcanico di Orosèi-Dorgàli (BECCALUVA *et alii*, 1983), accompagnata da un notevole numero di datazioni eseguite col metodo K/Ar, riviste in BECCALUVA *et alii* (1985). SERRI (1991) inquadra il vulcanismo plioquaternario sardo nella geologia della regione tirrenica. LUSTRINO *et alii* (2000; 2002) raggruppano le colate “basaltiche” in due serie magmatiche, una alcalina (e transizionale) ed una tholeiitica; la prima comprende circa l’80% delle lave affioranti. Infine, CALZIA *et alii* (2010) presentano i risultati scientifici salienti ottenuti durante il rilevamento dei basalti nei Fogli Orosèi e Nùoro Est condotto con il Progetto CARG, evidenziando aspetti di carattere cartografico e vulcanologico.

5. - TETTONICA E GEODINAMICA MESO-CENOZOICA

Lo studio della deriva cenozoica della Sardegna ed il suo inquadramento nell’evoluzione tettonica e geodinamica del Mediterraneo occidentale si sono sviluppati a partire dai primi anni ‘70 del secolo XX, sotto l’impulso della teoria della tettonica delle placche (ALVAREZ, 1972; 1973; 1991; BOCCALETTI *et alii*, 1971a; 1971b; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972; 1974). Gli aspetti strutturali, tettonici, geodinamici e geocronologici, connessi all’evoluzione che va dalla chiusura della Tetide e del bacino ligure nel Cretacico-Paleogene, all’apertura del bacino ligure-provenzale e del Tirreno meridionale, sono stati analizzati da diversi Autori, spesso con interpretazioni contrastanti. Una rappresentazione schematica dei modelli principali è illustrata in tav.2.



Tav. 2 - Rappresentazione schematica dei principali modelli proposti per l'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo centro-occidentale ed il ruolo del Blocco sardo-corso durante l'intervallo Eocene - Miocene inferiore: a) Inversione del piano di subduzione da immergente verso E (subduzione Alpina) a verso W (subduzione appenninica) (ridisegnato, da BOCCALETTI & GUAZZONE, 1974); b) Subduzione continua verso W del Cretaceo superiore all'Aquitainiano (ridisegnato, da PRINCIPI & TREVES, 1984); c) Rollback del piano in subduzione ed estensione generalizzata durante l'Oligocene - Aquitainiano (ridisegnato, da LACOMBE & JOLIVET, 2005); d) Ricostruzione paleogeografica del Mediterraneo occidentale secondo DOGLIONI et alii (1997; 1998; 1999), ridisegnato e semplificato; e) Estensione di retro-arco proposta da FACCENNA et alii (1997, ridisegnato). In a), c) e d) le evidenze della tettonica trascorrente nel Blocco sardo-corso non sono mai prese in considerazione.

Le prime interpretazioni dell'assetto strutturale registrato dalle successioni meso-cenozoiche dell'area sono fornite da VARDABASSO (1948), che nel M. Albo (Siniscola, Nu) individua una tettonica plicativa con ampie pieghe che interessano i carbonati mesozoici, successivamente interessati da faglie dirette (fig.5a).

Nella realizzazione del Foglio 195 "Orosèi" in scala 1:100.000, CALVINO *et alii* (1972) descrivono una tettonica con prevalenti faglie verticali a cinematica diretta. DIENI & MASSARI (1970) interpretano queste strutturazioni come il prodotto di una tettonica gravitativa, riconoscendo raddoppi di serie ma attribuendoli a grandi scivolamenti gravitativi piuttosto che a faglie inverse (fig.5b).

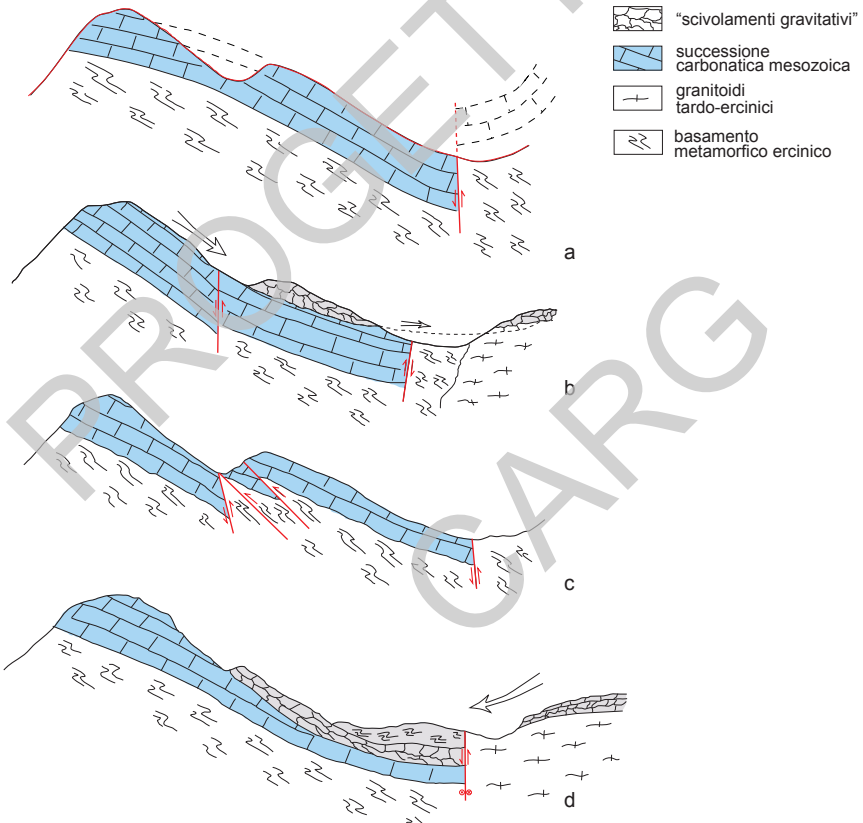


Fig. 5 - Rappresentazioni schematiche di alcune interpretazioni della strutturazione cenozoica nella Sardegna nord-orientale (zona del M. Albo), non in scala: a) piegamento e dislocazione per faglia diretta (VARDABASSO, 1948); b) scivolamenti gravitativi secondo DIENI & MASSARI (1970); c) raccorciamento con faglie inverse (CHABRIER, 1970); d) scivolamenti gravitativi secondo ALVAREZ & COCOZZA (1974). Da FUNEDDA (1990), modificato.

Nello stesso periodo, rivoluzionando gli schemi concettuali di chi si occupava della geologia “alpina” della Sardegna, CHABRIER (1970) riconosce una tettonica compressiva che interessa la successione meso-cenozoica, attribuendo a raccorciamento le ripetizioni di serie già individuate dagli Autori precedenti (fig.5c).

I primi a riconoscere le strutture trascorrenti della Sardegna orientale furono ALVAREZ & COCOZZA (1974), che riconobbero la Faglia di Nuoro come trascorrente sinistra, considerandola comunque una struttura successiva ai raddoppi di serie, ancora interpretati come dovuti a scivolamenti gravitativi attivati in un contesto tettonico estensionale (fig.5d).

Alla fine degli anni '80 DIENI & MASSARI (1987), nell'introduzione ad una guida ad un'escursione, prospettano l'ipotesi di una tettonica trascorrente nell'area.

Una completa descrizione della tettonica trascorrente cenozoica dell'area verrà infine presentata negli anni '90, prima in lavori di tesi di laurea (FUNEDDA, 1990; PASCI, 1990; DISPERATI, 1992), quindi in pubblicazioni scientifiche che tentano anche di fornire un primo quadro moderno che inserisca l'evoluzione cenozoica della Sardegna nel più ampio quadro geodinamico del Mediterraneo occidentale (CARMIGNANI *et alii*, 1991; 1992b; 1992c; 1994a; 1995; 2004).

6. - GEOLOGIA MARINA

Gli studi di geologia marina riguardanti il Foglio 501 “Orosèi” possono essere raggruppati in due categorie principali:

- studi di carattere regionale, riferiti alla geologia dell'area tirrenica;
- studi di carattere locale, riferiti in maniera specifica all'areale del Foglio.

Per quanto riguarda la prima tipologia SELLI & FABBRI (1971), WEZEL (1982) e REHAULT *et alii* (1984; 1985) descrivono la struttura profonda del Tirreno, mentre vari e significativi contributi in relazione agli aspetti geodinamici derivano da MALINVERNO & RYAN (1986), KASTENS *et alii* (1988), SARTORI (1989; 1990), SARTORI *et alii* (1990); MASCLE & RÉHAULT (1990), LAVECCHIA & STOPPA (1990). In anni più recenti si segnalano la stratigrafia sismica proposta da PASCUCCI *et alii* (1999) per le successioni miocenico-pleistoceniche, e le sintesi regionali di CARRARA (2002) e SARTORI *et alii* (2001; 2004).

Per quanto concerne la seconda tipologia di studi, diversi lavori mantengono ancora un'ampiezza regionale. LECCA *et alii* (1979) descrivono la piattaforma continentale della Sardegna; ULZEGA & OZER (1980) coordinano una sintesi sul Tirreniano in Sardegna; OZER *et alii* (1984) esaminano la distribuzione e la paleogeografia delle *beach rock*; ULZEGA *et alii* (1986) analizzano il problema della linea di costa quaternaria; ULZEGA (1988) pubblica una carta geomorfologica della Sardegna marina e continentale; DE MURO & ORRÙ (1998) aggiornano le conoscenze sulle *beach rock*.

Altri lavori sono riferiti in maniera più specifica all'areale di Orosèi. CAROBENE (1972), CAROBENE *et alii* (1973) e ANTONIOLI & FERRANTI (1992) analizzano il problema dei solchi di battente attuale ed antichi nell'intero Golfo. ORRÙ & ULZEGA (1987; 1988) presentano i risultati di un rilevamento geologico e geomorfologico costiero e sottomarino. Infine, D'ANGELO *et alii* (1994) propongono una carta geomorfologica prototipale in scala 1:50.000 estesa a tutto il Golfo di Orosèi.

7. - ASPETTI DI GEOMORFOLOGIA E DI GEOLOGIA APPLICATA

La bibliografia presa in considerazione per questo tematismo si riferisce alla scala regionale o comunque a contesti areali più estesi dei limiti amministrativi del Foglio 501 "Orosèi", tuttavia fornisce utili indicazioni anche alla scala locale.

Per quanto riguarda gli aspetti geomorfologici, VARDABASSO (1955) sintetizza in maniera graficamente molto efficace le caratteristiche principali di quest'area (fig.6).

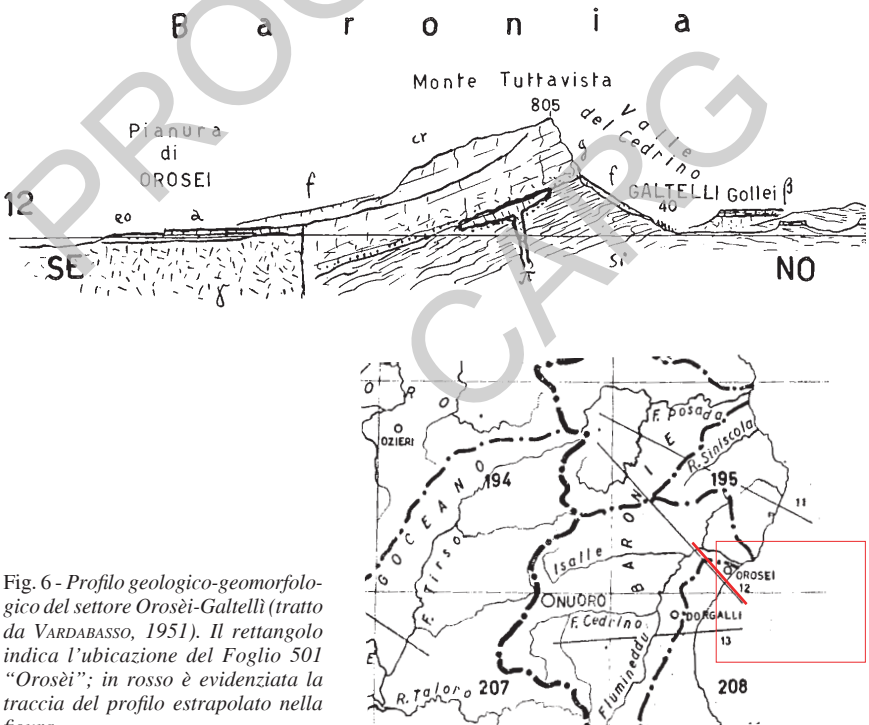


Fig. 6 - Profilo geologico-geomorfologico del settore Orosèi-Galtelli (tratto da VARDABASSO, 1951). Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 501 "Orosèi"; in rosso è evidenziata la traccia del profilo estrapolato nella figura.

Per l'idrogeologia si segnalano i lavori a carattere regionale di VARDABASSO (1955; 1968) e CAO PINNA (1983), e la notevole mole di dati che deriva da progetti finanziati dalla R.A.S. - REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA (1979; 1980; 1989; 1992a). Ulteriori conoscenze regionali provengono dagli studi realizzati da PROGEMISA S.p.A. (1994) per conto dell'E.M.Sa. (Ente Minerario Sardo).

Gli studi sul carsismo sono di poco rilievo nell'area di questo Foglio, ma acquistano particolare importanza nel limitrofo Foglio 500 "Nuoro Est". ASSORGIA *et alii* (1968; 1972) presentano i risultati di ricerche speleologiche condotte nel Supramonte di Urzulèi, Orgòsolo e Oliena e nel settore costiero a S di Cala Gonnè (Dorgali). FORTI & ROSSI (1991) studiano l'evoluzione carsica e l'idrogeologia della Còdula di Luna. In tempi più recenti, i lavori di DE WAELE & FORTI (2003), DE WAELE (2004), COSSU *et alii* (2007) e DE WAELE *et alii* (2009) approfondiscono le conoscenze sui sistemi carsici dell'area esaminandone sia gli aspetti scientifici s.s. sia quelli applicativi.

La cartografia geologica e le sue connessioni con la ricerca mineraria sono trattate con attenzione nei documenti prodotti dall'E.M.SA. (1988) e in seguito dalla PROGEMISA S.p.A. (1990a; 1990b; 1990c) nell'ambito dei Progetti di Ricerca Mineraria di Base (L.752/82) realizzati per conto del Ministero dell'Industria (M.I.C.A.) e della Regione Autonoma della Sardegna.

All'iniziativa dell'Ente Minerario Sardo si devono anche gli interessanti lavori di CASSANO *et alii* (1979a; 1979b) riguardanti i rilievi aeromagnetici eseguiti sulla Sardegna e sui mari circostanti.

Gli aspetti pedologici sono curati a livello regionale nei lavori di ARANGINO *et alii* (1986a; 1986b) e ARU *et alii* (1990; 1991).

Informazioni relative al rischio geologico sono raccolte in modo sistematico da BINAGHI (1963), MONTALDO (1970), CICCU *et alii* (1994), mentre sintesi alla scala regionale sono state realizzate con la redazione del "Piano stralcio per l'Assetto Idrologico della Sardegna - PAI" (R.A.S., 2002; 2005) e successive integrazioni, diverse delle quali sono tuttora in corso.

Le conoscenze più estese riguardo le attività di cava si rinvencono nei documenti prodotti dalla Progemisa S.p.A. per conto dell'Assessorato all'Industria della Regione Autonoma Sardegna nell'ambito del PRAE - Piano Regionale dell'Attività Estrattiva di cava (R.A.S., 1992a) e dei successivi aggiornamenti ad opera della stessa Progemisa S.p.A. (R.A.S. & PROGEMISA S.p.A., 2007).

Per quanto riguarda le georisorse un'interessante sintesi a carattere tecnico-commerciale si ritrova nella "Guida alle Pietre Ornamentali della Sardegna", predisposta anch'essa dai tecnici della Progemisa S.p.A. (R.A.S., 1999).

Dalla complessità geologica dell'Isola emerge infatti una notevole varietà di tipi litologici, tra i quali spiccano i materiali lapidei ornamentali utilizzati per la produzione di blocchi, lastre e cantonetti.

La guida raggruppa questi materiali in nove categorie, delle quali cinque sono “graniti” (“Rosa”, “Grigio”, “Ghiandone”, “Bianco”, “Giallo”) e le restanti si riferiscono al “calcare (Marmo) Biancone Tirreno”, al “marmo”, ai “cantonet- ti” e ad “altre pietre ornamentali”.

Per alcuni litotipi particolarmente significativi sono allegare schede tecniche comprendenti un’immagine ad alta definizione ed una tabella con le caratteristiche fisico-meccaniche e la composizione chimica.

8. - PROGETTO GEOPPR PER IL FOGLIO 501 “OROSÈI”

Di particolare rilievo per la cartografia geologica del Foglio, e anche per finalità geotecniche e litotecniche è il lavoro prodotto da PROGEMISA S.P.A. (2009) nell’ambito della collaborazione con l’Assessorato Regionale all’Urbanistica ed Enti Locali per lo sviluppo del Piano Paesaggistico Regionale della Sardegna.

Operando con lo stesso Gruppo di Lavoro che cura i Fogli CARG in Sardegna, PROGEMISA S.P.A. (2009) ha predisposto, con il Progetto GEOPPR, la “Carta Geologica di Base della Sardegna in scala 1:25.000”, estesa a tutte le 197 sezioni in scala 1:25.000 nelle quali è suddivisa l’Isola (comprese le isole minori, per una superficie totale di 24.090 kmq) attraverso l’attenta revisione, mosaicatura e armonizzazione del proprio patrimonio cartografico geologico, costituito attraverso i Progetti di ricerca realizzati in oltre 30 anni di attività.

I dati di cartografia geologica utilizzati provengono per la gran parte (%), da due fonti:

- le Ricerche Minerarie di Base (E.M.S.A., 1988; PROGEMISA S.P.A. 1990a; 1990b; 1990c): negli anni 1981-1999 i geologi della Progemisa hanno eseguito rilevamenti geologici a varie scale in 130 Sezioni in scala 1:25.000, per circa 19850 kmq, nell’ambito di 12 Progetti di Ricerca Mineraria di Base (Convenzioni M.I.C.A.-E.M.S.A., L.752/82, “Legge Mineraria”).
- il Progetto CARG: negli anni 1994-2008, il Gruppo di Lavoro CARG ha eseguito il rilevamento geologico di 19 Fogli in scala 1:50.000, per complessive 67 Sezioni in scala 1:25.000, che in parte ricoprono areali già interessati dalle citate Ricerche Minerarie di Base.

Una terza fonte dati, quantitativamente secondaria (%) ma necessaria per completare la carta, soprattutto nel settore centro-occidentale dell’Isola, è costituita dai Fogli geologici in scala 1:100.000 e da cartografia geologica a varie scale, sia pubblicata su riviste scientifiche, sia realizzata in altri progetti di ricerca e con tesi di laurea o di dottorato di ricerca.

La scala 1:25.000 scelta per la rappresentazione cartografica ha costituito un buon compromesso tra la necessità di abbracciare l’intera Isola con una carto-

grafia di riferimento unica ed omogenea, avente caratteristiche tecniche adeguate agli scopi della pianificazione territoriale, e la qualità del dato di base che presentava in partenza un significativo grado di disomogeneità, in quanto derivante da differenti progetti di cartografia realizzati, a diverse scale e con differenti finalità, a partire dai primi anni '80 del secolo scorso.

Per la stesura della legenda geologica, in accordo con la normativa definita dal Servizio Geologico d'Italia per il Progetto CARG, è stato adottato il criterio litostratigrafico e, per i depositi quaternari, quello delle *UBSU* (o Sintemi); visti gli obiettivi specifici questa scelta ha garantito oggettività e praticità d'uso, insieme ad una relativa indipendenza dal significato genetico e da fini interpretativi.

Le unità cartografate, in accordo con le linee guida CARG (PASQUARÈ *et alii*, 1992) sono state definite in base a criteri litologici, stratigrafici, strutturali, tessiturali, minero-petrografici, morfologici; alcune formazioni sono riunite in gruppi e/o suddivise in membri, particolari litofacies talora presenti sono cartografate separatamente; sono inoltre riportate indicazioni riguardanti la giacitura, il paleo-ambiente, l'età. Anche per le sigle delle unità cartografate e per la simbologia sono state adottate le specifiche tecniche definite per il Progetto CARG dal Servizio Geologico d'Italia nei Quaderni, Serie III e successive integrazioni.

La denominazione di ciascuna unità cartografica è definita (in accordo con: AZZAROLI & CITA, 1968; PASQUARÈ *et alii*, 1992; COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA, 1993) utilizzando il toponimo della località (o della zona) dove l'unità stessa è meglio osservabile ed offre la migliore esposizione delle caratteristiche rappresentative, cui viene talvolta associato, come in uso nella pratica stratigrafica, il nome del litotipo caratterizzante, ad es.: calcari di Villagreca, andesiti di Monte Zara, ortogneiss di Lodè-Mamone, metaconglomerati di Muravera. Infine, seguendo le indicazioni della Commissione Italiana di Stratigrafia (Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, nn.7-9; DELFRATI *et alii*, 2000; 2002a; 2002b; CITA, 2002; CITA *et alii*, 2003) si sono conservati anche alcuni nomi storici ("Auct.") importanti e/o significativi per la geologia della Sardegna, quali "Scisti a Graptoliti" *Auct.*, "Muschelkalk" *Auct.*, "Lignitifero" *Auct.*

Le operazioni di revisione e di armonizzazione hanno consentito di definire 951 unità cartografiche (formazioni, membri, litofacies), collocate in un'unica legenda geologica valida per l'intero territorio regionale, che risponde a criteri di classificazione ed inquadramento moderni ed aggiornati, ed allo stesso tempo costituisce un buon tentativo di sintesi finalizzato a rappresentare, si intende, alla scala scelta, la complessità della geologia della Sardegna in tutti i suoi aspetti e peculiarità.

PROGETTO

CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - CARATTERI GENERALI

In Sardegna è possibile distinguere tre insiemi geologici:

- a) un basamento metamorfico paleozoico, deformato durante l'orogenesi varisica, che comprende successioni datate dal Cambriano inferiore al Carbonifero inferiore;
- b) un batolite granitoide connesso all'evoluzione tardo-varisica, con associati-corteo filoniano e subordinati prodotti magmatici effusivi, che va dal Carbonifero superiore al Permiano;
- c) una copertura vulcano-sedimentaria che va dal Permo-Trias all'Olocene.

Nell'Isola sono note deformazioni (Fase Sarda *Auct.*) e magmatismo subcalcalino già durante l'Ordoviciano (BARCA *et alii*, 1984 *cum bibl.*), tuttavia l'impronta fondamentale del basamento deriva dall'orogenesi varisica, che ha prodotto deformazioni, metamorfismo ed un importante magmatismo intrusivo ed effusivo. L'età varisica della deformazione (Carbonifero inferiore) è ben definita sia su basi stratigrafiche (COCOZZA, 1967; OLIVIERI, 1969) che radiometriche (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974; 1975; FERRARA *et alii*, 1978).

Una tettonica caratterizzata da faglie dirette e trascorrenti (ARTHAUD & MATTE, 1975; 1977a) è associata alle fasi finali di esumazione delle metamorfiti ed alla messa in posto del batolite calcalcalino ed è contemporanea ai depositi stefaniano-permiani (tettonica tardo-varisica; SARRIA & SERRI, 1986; SARRIA, 1987a; 1987b; BARCA *et alii*, 1995; CASSINIS *et alii*, 1999; PITTAU *et alii*, 2008).

La tettonica *post*-varisica ha limitati effetti in Sardegna. Discordanze di vario tipo (come descritto avanti) sono note a vari livelli della successione, ma fino all'Eocene medio l'evoluzione della Sardegna sembra caratterizzata solo da lenti movimenti verticali che determinano profonde trasgressioni e regressioni sul pennepiano varisico.

Nell'Oligocene la collisione del margine europeo con l'Adria riattiva il basamento sardo-corso, con faglie trascorrenti generalmente controllate da vecchi lineamenti varisici e soprattutto tardo-varisici. A questa tettonica trascorrente seguono, nel Miocene inferiore e nel Plio-Pleistocene, fasi distensive correlabili rispettivamente con l'apertura del Bacino Algero-Provenzale e del Tirreno meridionale, cui sono associate faglie normali orientate N-S nella Sardegna orientale e NW-SE in quella occidentale (CARMIGNANI *et alii*, 1994a; OGGIANO *et alii*, 1995; 2009).

2. - PALEOZOICO

L'orogenesi varisica ha interessato tutto il basamento paleozoico (fino al Carbonifero inferiore) dell'Isola generando intense deformazioni, un metamorfismo sincinemato e un importante magmatismo *post*-collisionale. La zonazione classica con cui gli Autori suddividono il basamento metamorfico varisico in Sardegna (CARMIGNANI *et alii*, 1987; 1992a; 1994b) comprende, da N verso S (fig.7):

1. Zona interna, con metamorfismo sincinemato in facies anfibolitica e deformazioni complesse che hanno quasi del tutto obliterato le tracce dell'evoluzione stratigrafica pre-varisica;
2. Zona a falde, distinta da N a S in Falde interne e Falde esterne, progressivamente meno deformata e meno metamorfica procedendo verso S e SW, con pieghe isoclinali, grandi falde di ricoprimento e un metamorfismo sincinemato in facies di scisti verdi;
3. Zona esterna, meno deformata, con sovrascorrimenti, pieghe, metamorfismo tipico dell'anchizona, costituente l'avampaese della catena varisica in Sardegna.

Le diverse ricostruzioni della geometria pre-mesozoica della catena varisica europea sono generalmente concordi nel delineare una catena arcuata che dal Portogallo meridionale giunge al Massiccio Centrale francese (Arco Ibero-Armorico) fino all'Europa centro-settentrionale. La catena è biliminare, con al centro un'ampia fascia di metamorfiti di medio e alto grado riesumata prima del Carbonifero superiore e ricoperta in discordanza dai depositi di questa età. La catena nord-vergente prosegue a N delle Alpi attraverso le Ardenne fino alla Boemia.

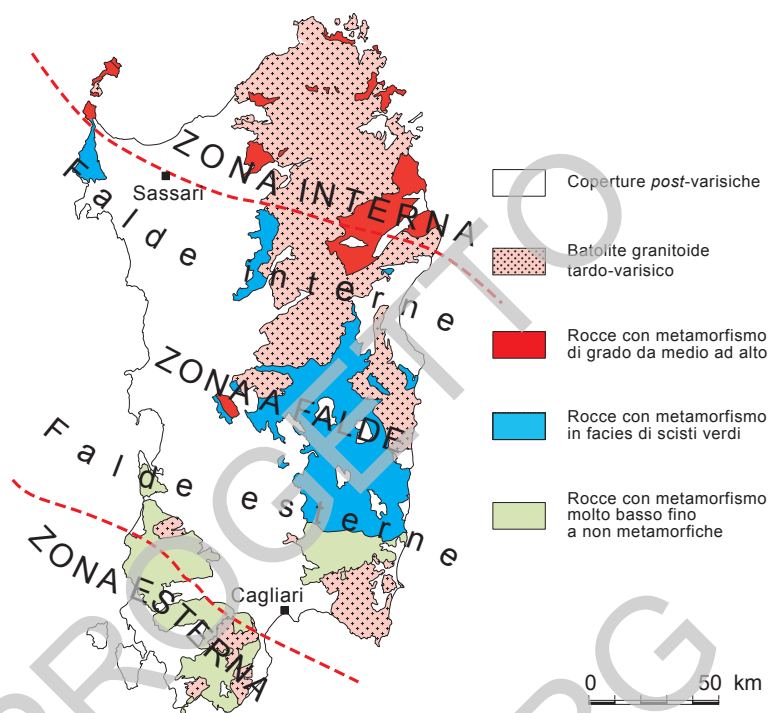


Fig. 7 – Zonazione tettono-metamorfica del basamento varisco in Sardegna.

Il basamento della Sardegna è l'elemento più orientale ancora facilmente raccordabile con la catena sud-vergente: più ad E le oceanizzazioni giurassiche e terziarie ed i raccorciamenti alpini e appenninici hanno disperso la catena ed esistono diverse possibilità di restaurazione palinspastica.

Dati paleomagnetici e strutturali ed affinità litologiche e stratigrafiche indicano che il basamento sardo-corso era unito al basamento provenzale (ARTHAUD & MATTE, 1976; 1977b; 1977c; WESTPHAL *et alii*, 1976; RICCI & SABATINI, 1978; ARTHAUD & SAUNIA, 1981) e ha condiviso con la Francia sud-orientale l'evoluzione strutturale e sedimentaria fino all'Eocene (CHERCHI & MONTADERT, 1982; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984), prima di staccarsi dal continente europeo e giungere nella sua attuale posizione (WESTPHAL *et alii*, 1976; EDEL *et alii*, 1981; GATTACCEA, 2007).

Il basamento del Massiccio Centrale, della Provenza e della Sardegna, che condividono i principali caratteri tettono-metamorfici paleozoici, costituisce dunque un insieme di tre segmenti originariamente contigui della catena varisca sud-vergente europea.

L'età varisica è definita sia su basi stratigrafiche che radiometriche:

- a) nelle zone meridionali, con un metamorfismo di grado basso e molto basso, i terreni più recenti coinvolti nella collisione (calcari di Villasalto) sono del Tournasiano inferiore (BARCA & SPALLETTA, 1985), mentre i sedimenti del WestphalianoD-Stefaniano coprono in discordanza le successioni paleozoiche con deformazione e metamorfismo orogenico (COCOZZA, 1967; FONDI, 1979);
- b) nelle zone settentrionali, dove l'età di chiusura isotopica delle bande delle migmatiti della Gallura è di 344 ± 7 Ma (FERRARA *et alii*, 1978) e l'età di chiusura della muscovite nei micascisti a cianite è di 350 Ma (DEL MORO *et alii*, 1991). Queste età vengono interpretate come rappresentative del metamorfismo orogenico a carattere barroviano. Età più recenti, tra i 300 e i 320 Ma, sono attribuite ad un secondo evento metamorfico di elevato gradiente, legato al collasso della catena ed alla messa in posto del Batolite;
- c) il complesso plutonico, diffuso in tutta l'Isola, ha età da 311 a 281 Ma (GHEZZO & ORSINI, 1982; COCHERIE, 1985; OGGIANO *et alii*, 2005; CASINI *et alii*, 2012).

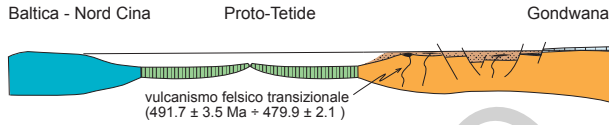
La catena è orientata NW-SE, la polarità è marcata da un metamorfismo regionale progrado verso N, con infittimento delle isograde in corrispondenza di un importante contatto tettonico che delimita una zona di sutura (Linea Posada-Asinara; CAPPELLI *et alii*, 1990). Il metamorfismo varia dall'anchizona del Sulcis-Iglesiente fino alla facies anfibolitica profonda nel complesso migmatitico della Gallura, in cui inoltre si rinvencono relitti granulitici di pressione intermedia ed eclogitici (MILLER *et alii*, 1976; GHEZZO *et alii*, 1979; DI PISA & OGGIANO, 1992; CORTESOGNO *et alii*, 2004). Un'ipotesi sulla natura collisionale della catena, dovuta a subduzione di crosta oceanica e collisione continente-continente tra il Gondwana e l'Armorica (o il mosaico di *terrane*s situati a N del margine gondwaniano) è semplificata nella tav.3.

3. - TARDO-PALEOZOICO

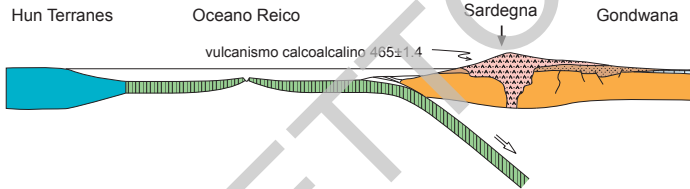
Durante le fasi estensionali tardo-varisiche il basamento metamorfico è intruso da una serie di corpi granitoidi che insieme alle intrusioni della Corsica formano il Batolite sardo-corso, il più importante della catena varisica europea, esteso per 400 km e largo oltre 50 km. In Sardegna occupa circa 6000 kmq, costituendo circa un quarto dell'Isola ed il 50% del basamento paleozoico; si concentra in prevalenza nel settore orientale, lungo una fascia a sviluppo NNW-SSE che comprende, da N verso S, le regioni della Gallura, Anglòna, Gocèano, Baronie, Barbagia, Ogliastra, Sàrrabus, e la cui continuità di affioramento è interrotta dai terreni del basamento metamorfico. *Stock* minori affiorano anche nel settore occidentale dell'Isola (da N a S: Isola Asinara, Isola Mal di Ventre, Arburese, Sulcis).

(a) EVOLUZIONE PRE-VARISICA

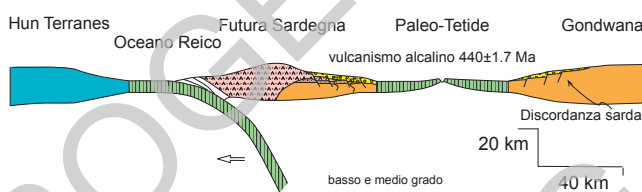
Cambriano - Ordoviciano inferiore



Ordoviciano medio-superiore

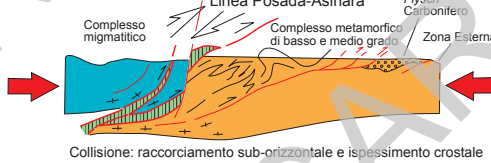


Ordoviciano - Siluriano inferiore

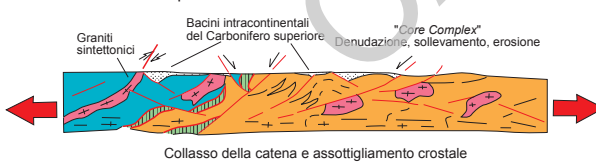


(b) EVOLUZIONE VARISICA

Carbonifero inferiore-medio



Carbonifero medio-superiore



Tav. 3 - Evoluzione geodinamica del basamento paleozoico sardo: a) prima dell'orogenesi varisica (da GAGGERO et alii, 2012); b) durante l'orogenesi varisica (da CARMIGNANI et alii, 1992a).

I due settori sono separati da una fascia larga in media 50 km, che attraversa l'intera Isola in senso longitudinale, composta da successioni vulcaniche e sedimentarie di età dal Triassico all'Attuale, messe in posto all'interno di strutture negative regionali connesse con episodi distensivi mesozoici, terziari e quaternari. Il complesso granitoide è quindi presente in ogni parte della Sardegna varisca, anche se in proporzioni areali differenti da zona a zona.

Il Batolite sardo-corso è composito e la variabilità delle caratteristiche geochimiche e strutturali è implicita se si considera il lasso di tempo in cui si realizza la sua messa in posto. Infatti i granitoidi della Corsica settentrionale hanno età di messa in posto Viseano-Namuriano (ROSSI *et alii*, 1988) ed i massicci leucomonzogranitici di Buddusò (CASTORINA *et alii*, 1988; CASTORINA & PETRINI, 1989; 1992) e Tempio Pausania hanno età Permiano inferiore (DEL MORO *et alii*, 1996), pertanto la messa in posto dell'intero Batolite avviene in circa 60 Ma.

In un tale intervallo di tempo è lecito aspettarsi cambiamenti del quadro geodinamico che si riflettono sui caratteri strutturali e composizionali delle diverse intrusioni. Infatti vi sono rappresentati numerosi termini petrografici, con caratteristiche mineralogiche, tessiturali e geochimiche variabili a seconda della posizione all'interno dell'intera struttura. Il carattere composito del Batolite trova conferma anche per l'elevato numero di intrusioni presenti, ben individuabili in virtù della loro geometria e dei rapporti reciproci e con le rocce incassanti.

Sono distinte tre associazioni principali: una magnesio-potassica, di età Viseano-Namuriano, presente solo nella Corsica settentrionale; una calcicalina, riferibile al Carbonifero superiore - Permiano inferiore, che racchiude la quasi totalità dei granitoidi della Corsica meridionale e della Sardegna (DEL MORO *et alii*, 1972; 1975; ORSINI, 1976; 1980; COCHERIE, 1985; ROSSI & COCHERIE, 1991); una *post*-orogenico a carattere alcalino anorogenico (BONIN, 1980) del Permiano medio - Triassico inferiore, ben documentata solo in Corsica e che a rigore dovrebbe essere considerata *post*-batolite.

Secondo ROSSI & COCHERIE (1991) queste tre associazioni hanno età e profondità di messa in posto decrescenti: per la prima (335-340 Ma) sono stimate profondità corrispondenti a 5-6 kb; per la seconda (313 e 280 Ma; COCHERIE, 1985) vengono stimate profondità di messa in posto a livelli anchi-epizonali, come nella Sardegna meridionale (ORSINI, 1980), o in crosta più profonda ma già esumata e parzialmente erosa (CORTESOGNO *et alii*, 1998); la terza associazione, più recente, viene intrusa a livelli ancora più superficiali e non è presente in Sardegna.

La messa in posto del Batolite sardo è da ricondurre alla tettonica estensionale legata al collasso gravitativo della catena varisca. Tale tettonica in Sardegna è sicuramente attiva a partire da almeno 307 Ma, cioè dalle più antiche età di chiusura delle muscoviti dei graniti anatettici della Bassa Gallura (la cui genesi è legata al regime esumativo della catena; MACERA *et alii*, 1989), e prose-

gue fino almeno all'Autuniano. Infatti essa si manifesta anche con un metamorfismo regionale di tipo HP/LT (DI PISA & OGGIANO, 1987a; 1987b; DEL MORO *et alii*, 1991), con lo sviluppo di bacini intramontani stefano-autuniani e con un vulcanismo calcalalino. Come conseguenza, parte del plutonismo calcalalino del batolite sardo deve ritenersi coevo (almeno della parte basale) sia dei sedimenti che delle vulcaniti presenti nei bacini stefano-permiani. In definitiva le vulcaniti possono rappresentare la controparte effusiva delle plutoniti del batolite (ROSSI *et alii*, 1993; DEL MORO *et alii*, 1996).

I dati radiometrici e geologici indicano che la porzione sarda del batolite si è formata in un intervallo di tempo relativamente breve, mediante intrusioni multiple all'interno del basamento metamorfico in esumazione, ed è stata almeno in parte controllata da strutture tettoniche distensive che separavano blocchi cristalli a diversa velocità di sollevamento. La presenza di foliazioni e/o orientazioni preferenziali nelle plutoniti sembra pertanto dipendere principalmente dalle relazioni spaziali con le strutture tettoniche legate all'esumazione del basamento piuttosto che dall'età di messa in posto.

Il carattere calcalalino dell'associazione granitoide sarda è stato messo in evidenza da tempo (GHEZZO *et alii*, 1972; DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; POLI *et alii*, 1989). L'insieme delle intrusioni mostra una grande eterogeneità petrografica, che varia da quarzodioriti fino a leucomonzograniti a due miche, descrivendo così *trend* da calcalalino-trondhjemitici a calcalalino-monzogranitici in accordo con quelli definiti da LA MEYRE & BOWDEN (1982).

I rapporti osservati in campagna, insieme alle numerose età radiometriche disponibili, consentono di ricostruire una sequenza temporale di più generazioni plutoniche cui corrispondono, in linea generale, anche diversi caratteri composizionali. La sequenza di messa in posto (GHEZZO & ORSINI, 1982) sembra procedere nel tempo da intrusioni a carattere gabbro-tonalitico ad intrusioni a carattere leuco-monzogranitico. Le proporzioni dei vari termini dell'associazione calcalalina, secondo la valutazione di ORSINI (1980), sono così schematizzabili:

- granitoidi di composizione intermedia, con SiO₂ 60-65% (tonaliti e granodioriti), 6-7% del totale affiorante;
- granitoidi di composizione acida, con SiO₂ 65-75% (granodioriti e monzograniti), occupanti una superficie del 60% dell'affiorante;
- granitoidi super-acidi, con SiO₂ 75-78% (monzograniti e alaskiti, leucograniti *s.l.*), occupanti circa il 33%;
- rocce basiche, affioranti circa per l'1%.

Il secondo tra questi gruppi di granitoidi, con carattere metalluminoso, è quello che presenta maggiore disomogeneità e varietà di litofacies; più omogenei sono i leucomonzograniti, tra i quali non sono rare le intrusioni peralluminose.

4. - PERMIANO

Successioni vulcano-sedimentarie tardo-paleozoiche giacciono in netta discordanza angolare sul basamento metamorfico in molte parti dell'Isola, in bacini stefaniano-permiani sviluppatisi durante la fase distensiva *post*-collisionale, contemporaneamente all'esumazione delle metamorfiti ed alla messa in posto del batolite e del suo corteo filoniano (CARMIGNANI *et alii*, 1992a; 1994b; PITTAU *et alii*, 2008).

Il ciclo inizia localmente (Iglesiente, Sardegna SW) con sedimenti stefaniani (COCOZZA, 1967; DEL RIO & PITTAU, 1998) e forse del Westfaliano D (FONDI, 1979), ma nei bacini della Sardegna centro-orientale i termini più antichi sono generalmente ritenuti autuniani (FONTANA *et alii*, 1982; SARRIA, 1987a; 1987b; CASSINIS *et alii*, 1999; RONCHI *et alii*, 2006; 2008, *cum bibl.*). In Nurra (Sardegna settentrionale) GASPERI & GELMINI (1977; 1980) hanno distinto i depositi autuniani (Formazione di Punta Lu Caparoni) dalla sovrastante successione detritica permo-triassica; questi autori correlano i primi, dal punto di vista lito- e crono-stratigrafico, con tutti i depositi riferibili al Permiano inferiore della Sardegna centrale e sud-orientale.

Nella Sardegna centro-orientale PERTUSATI *et alii* (2002) descrivono le successioni presenti nei bacini di Perdasdefogu, Escalaplano e M. Ferru, definendo la Formazione di Riu Su Luda. I primi due bacini sono costituiti da depositi continentali fluvio-lacustri con associate vulcaniti prevalentemente acide, depositi in limitate depressioni tettoniche del basamento. Dal punto di vista biostratigrafico le flore fossili autuniane presenti nella Formazione di Punta Lu Caparoni (PECORINI, 1962; GASPERI & GELMINI, 1980) sono confrontabili con quelle rinvenute nella Formazione di Riu Su Luda (BROUTIN *et alii*, 1996; RONCHI & SARRIA, 1996; RONCHI *et alii*, 1998).

Nel bacino del M. Ferru (PERTUSATI *et alii*, 2002) prevalgono prodotti magmatici analoghi a quelli affioranti a Galtelli, nell'adiacente Foglio 500 "Nùoro Est" (COZZUPOLI *et alii*, 1971; 1984; LOMBARDI *et alii*, 1974; SARRIA *et alii*, in allestimento: Foglio 500 "Nùoro Est").

Queste rocce, a composizione da riolitica ad andesitica, si sono messe in posto come lave e come prodotti piroclastici (ceneri, lapilli, breccie vulcaniche. Sono inoltre presenti corpi subvulcanici riolitico-riodacitici (Porfidi quarziferi *Auct.*). L'attività vulcanica è collegata al complesso calcalino intrusivo che chiude il ciclo orogenico varisico.

Analoghe successioni si ritrovano sullo zoccolo varisico della Sardegna centrale (Barbagia di Seùi-Seùlo, Ogliastra, Gerrei) e di buona parte dell'Europa meridionale (BROUTIN *et alii*, 1994; CASSINIS *et alii*, 1995; 1998; 1999; SCHOLLE *et alii*, 1995a; 1995b; RONCHI *et alii*, 2006; 2008, *cum bibl.*).

Movimenti tettonici alla fine del Permiano hanno più o meno fortemente dislocato i depositi tardo-varisici, con basculamento di blocchi che hanno portato la superficie di trasgressione e gli strati sovrastanti ad inclinazioni fino a 70° (SARRIA, 1987b; BOI *et alii*, 1989; PERTUSATI *et alii*, 2002).

5. - MESOZOICO

La successione sedimentaria mesozoica della Sardegna si colloca nel quadro geodinamico del margine passivo sud-europeo. I sedimenti che la costituiscono si sono depositati in un arco temporale che, nell'insieme, copre quasi interamente il Mesozoico. Una paleogeografia piuttosto complessa e articolata si riflette nelle numerose differenze stratigrafiche fra le sequenze presenti nei settori occidentale ed orientale dell'Isola.

Successioni triassiche affiorano nella Sardegna NW (Nurra e Algherese), SW (Arburèse, Iglesias, Sulcis) e centro-orientale (Sarcidàno e zona di Escalaplano). Sono costituite dai sedimenti terrigeni, carbonatici e in parte anche evaporitici, da continentali a marini, tipici dei bacini sedimentari europei: Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper.

Il Buntsandstein (Triassico inferiore-medio: Induano superiore - Anisico nella Nurra; Anisico superiore - Ladinico inferiore? nella Sardegna centrale) è costituito principalmente da sedimenti terrigeni fluvio-lacustri, da conglomeratici a pelitici, con intercalazioni di gessi nella parte sommitale. Il Muschelkalk (Triassico medio: Ladinico inferiore - Ladinico superiore *p.p.*) da sedimenti marini carbonatici (calcarei, dolomie, calcari e dolomie marnosi) ed argillitici, deposti in ambiente prossimale di piattaforma carbonatica a debole pendenza (rampa monoclinale). Il Keuper (Ladinico superiore *p.p.* - Triassico superiore) da sedimenti carbonatici (dolomie e calcari), gessi e argilliti, attribuibili ad ambienti evaporitici sopratidali da costieri ad interni (lagune ipersaline).

La base della successione triassica poggia in discordanza angolare sul basamento cristallino varisico oppure in disconformità sulla successione vulcano-sedimentaria del Permiano (CASSINIS *et alii*, 2002). Lo spessore massimo della successione triassica, tra 290 e 340 m, viene raggiunto nella Nurra. Il valore stimato è comunque incerto a causa della forte tettonizzazione dei livelli argilloso-gessosi del Keuper.

Le successioni giurassico-cretaciche della Sardegna occidentale e centro-orientale presentano importanti differenze la cui origine si suppone dovuta all'esistenza, già dal Triassico inferiore, di un alto strutturale parzialmente emerso (VARDABASSO, 1959), esteso probabilmente fino alla Corsica, che separava due bacini marini (FOURCADE *et alii*, 1977).

Nella parte occidentale dell'Isola la successione giurassica è in sostanziale continuità con quella triassica, mentre nella parte orientale l'ingressione marina inizia nel Giurassico medio (Bathoniano), in concomitanza con l'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese e l'impostazione del Margine passivo sud-europeo.

Nella Sardegna centrale, tra Làconi ed Escalaplano (regione dei "Tacchi"), si osserva il contatto disconforme tra la sequenza giurassico-cretacea e quella triassica, attribuita all'Anisico superiore - Ladinico. Le differenze paleogeografiche, quindi di facies, fra i due settori dell'Isola permangono per tutto il Cretacico.

La successione giurassico-cretacea della Sardegna occidentale più nota ed estesa affiora nella Nurra, dove è costituita da alternanze di calcari e dolomie (in particolare nel Giurassico medio e superiore) a volte arenacee, ed in minor misura di marne e argilliti, specie nel Berriasiano, con le tipiche facies transizionali purbeckiane. La sedimentazione nel Giurassico e nel Berriasiano ha i caratteri tipici di ambienti di piattaforma interna o confinata fino a condizioni sopratidali, ed in parte di piattaforma esterna. Nel Cretacico inferiore (dal Valanginiano inferiore fino all'Aptiano inferiore) prevalgono sedimenti oolitico-bioclastici di piattaforma aperta e ad energia più elevata (facies urgoniana).

A tetto della successione urgoniana è nota un'importante discordanza angolare erosiva, coperta da depositi bauxitici di alterazione e lacustri, che testimonia una fase di emersione posta all'interno di un vasto fenomeno che ha coinvolto parte del margine continentale europeo (ad es., il SE della Francia) e correlabile con la fase Austriaca dell'orogenesi alpina (Albiano medio-superiore; CHERCHI & TREMOLIERES, 1984). La corrispondente lacuna stratigrafica si estende dall'Aptiano superiore al Turoniano. La successione del Cretacico inferiore affiorante più a sud, nell'isola di S. Antioco, è del tutto simile, come anche la posizione stratigrafica della lacuna meso-cretacea.

In tutta la Sardegna occidentale il Cretacico superiore (Coniaciano - Campaniano) comprende una successione di calcari bioclastici e biocostruiti, e marne. Gli ambienti di sedimentazione variano da piattaforma interna a scarpata/margine. Il Campaniano, in particolare, è stato riconosciuto solo in alcune perforazioni nella Nurra ed è formato da alternanze di marne e calcari. Lo spessore massimo della successione nel NW dell'Isola è circa 1300 m.

Nella Sardegna orientale e centro-orientale la successione giurassico-cretacea più completa, tra Orosè e il Supramonte occidentale, è formata per la maggior parte da depositi carbonatici calcareo-dolomitici, a volte ibridi alla base per la presenza di sedimenti terrigeni, ovvero alternati con depositi marnosi. Alla base si ritrova talora una sottile sequenza bajociano-bathoniana, con depositi alluvionali sostituiti verso l'alto da sedimenti transizionali (dolomie e calcari ibridi, marne), cui seguono i primi sedimenti carbonatici di piattaforma (Bathoniano) depositati sotto l'influsso di correnti tidali.

Questi sedimenti, nella porzione inferiore, sono rappresentati quasi sempre da dolomie (epigenetiche sui calcari) con una frazione terrigena abbondante alla base e decrescente verso l'alto. Lateralmente e verso l'alto le dolomie sfumano e/o si interdigitano nei calcari in modo differente da zona a zona, con spessori variabili da oltre 300 m nel Supramonte di Olièna a pochi metri presso Baunèi.

Più a S, nell'area dei "Tacchi" dell'Ogliastra, la successione esordisce con depositi terrigeni ed è in gran parte formata da dolomie con una porzione molto limitata, a tetto, di calcari oolitici bioclastici e biocostruiti.

Con l'ingressione marina dell'Oxfordiano compaiono anche facies di piattaforma più esterne con chiari influssi pelagici, oltre a facies biocostruite nelle aree di margine o interne della piattaforma.

Tra il Giurassico superiore ed il Cretacico inferiore (Kimmeridgiano-Titoniaco e Valanginiano inferiore) si torna a condizioni di mare basso o transizionali. A queste ultime si riferiscono ad esempio le facies "purbeckiane" del Berriasiano superiore - Valanginiano, formate da alternanze cicliche di sedimenti in prevalenza calcilutitici e marnosi da subtidali a sopratidali, simili a quelle della Nurra e dell'Isola di S. Antioco.

Tra il Valanginiano superiore e l'Albiano inferiore-medio una lunga fase di approfondimento del livello del mare (più marcata rispetto alla Sardegna occidentale) si manifesta con alternanze di facies attribuibili ad ambienti di scogliera/scarpata fino a piattaforma esterna, formate da calcilutiti, calcari marnosi e marne a volte glauconitici o selciferi, e calcari bioclastici di tipo urgoniano o oolitici.

La continuità della successione mesozoica orientale è interrotta da una lacuna stratigrafica (lacuna meso-cretacica) di entità crescente da E verso W, associata ad una netta discordanza angolare che ha lo stesso significato di quella presente nella successione dell'ovest dell'Isola. La lacuna è limitata all'Albiano medio nella zona di Orosèi, mentre nelle zone interne si estende al Barremiano-Cenomaniano inferiore (versante W della Valle di Lanaitto), e secondo alcuni Autori può addirittura estendersi tra il Berriasiano superiore ed il Cenomaniano inferiore presso M. Uddè - P.ta Cusidòre. Quest'ultimo dato non è stato confermato dal rilevamento realizzato per i nuovi Fogli Orosèi e Nùoro Est, dove si è invece riconosciuto che alcune superfici di discordanza sono in realtà contatti tettonici.

Infine, la successione a tetto della discordanza mesocretacica si presenta differente, a seconda delle zone, e con importanti lacune stratigrafiche. Nella zona di Orosèi comprende solo calcari glauconitici dell'Albiano superiore e calcari non litificati (*chalk*) pelagici del Santoniano inferiore. Tra Olièna e Dorgàli, nella sinclinale di Lanaitto (Foglio 500 "Nùoro Est"), l'intervallo Cenomaniano superiore - Santoniano inferiore è rappresentato da calcari selciferi cui seguono marne pelagiche ed epibatiali; il Maastrichtiano inferiore presenta marne con intercalazioni arenacee di ambiente batiale meno profondo.

I ciottoli di calcari di scogliera a rudiste attribuiti al Campaniano e al Maastrichtiano superiore, rinvenuti solo nella formazione cenozoica di Cùccuru 'e Flores, sono invece indicativi di cicli trasgressivo-regressivi ripetuti e con importanti variazioni nella batimetria dei bacini marini in questo settore.

Lo spessore massimo della successione mesozoica nell'area orientale dell'Isola è circa 1500 m.

6. - CENOZOICO

Il Cenozoico in Sardegna è rappresentato da una successione che va dal Paleocene superiore al Pliocene superiore, comprendente depositi sedimentari (continentali, transizionali e marini) e vulcaniti.

Questa successione si è deposta sul paleomargine sud-europeo in un contesto geodinamico evolutosi da una lunga fase di convergenza (Cretacico superiore - Aquitaniano) tra il blocco crostale europeo e l'Adria (cui si deve fra l'altro la collisione nord-appenninica), ad una fase di espansione (Burdigaliano superiore - Pleistocene) che si è espressa con l'apertura del bacino oceanico ligure-provenzale ed il conseguente distacco, con rotazione antioraria, della microplacca sardo-corsa dal paleomargine, e infine con l'apertura del bacino del Tirreno, prima quello settentrionale e poi quello meridionale.

La successione cenozoica è limitata alla base da una disconformità, con una lacuna stratigrafica di importanza variabile che comprende spesso il Paleocene e parte dell'Ypresiano, oppure a seconda delle zone con appoggio sul Mesozoico o il Paleozoico, molto probabilmente correlabile con la fase tettonica Laramica.

I primi depositi sono da paleocenici (Thanetiano superiore; MURRU & SALVADORI, 1990) ad eocenici, e si concentrano soprattutto nella Sardegna meridionale (SW, Sulcis: Thanetiano superiore - Luteziano superiore; SE, Gèrrè e Salto di Quirra: Ypresiano). Una trasgressione paleocenica è testimoniata da clasti di calcari di piattaforma carbonatica, di età da Daniano a Thanetiano, inclusi nella formazione continentale *post*-luteziana di Cùccuru 'e Flores (Orosèi, Foglio 501 "Orosèi"; Olièna e Dorgàli, Foglio 500 "Nùoro Est"). Altri affioramenti eocenici minori sono presenti tra Orosèi e Onifài (Ypresiano superiore).

La successione eocenica rappresenta un ciclo trasgressivo-regressivo comprendente sedimenti terrigeni, carbonatici e ibridi, che hanno colmato un bacino sedimentario nel quale si riscontrano facies marine litorali, lagunari costiere con acque salmastre o dolci, deltizie, alluvionali e palustri. Merita un accenno per i suoi risvolti economico-minerari la formazione del "Lignitifero" *Auct.* (Sulcis, Sardegna SW), di ambiente prevalentemente paralico e continentale, caratterizzata da frequenti intercalazioni di strati ligniferi di interesse economico.

Gli spessori massimi della successione eocenica si raggiungono nel Salto di Quirra a M. Cardìga (Sardegna orientale, 280 m in totale) e nel Sulcis (Sardegna occidentale, fino a 220 m nei sondaggi minerari).

Tra l'Eocene medio ed il Pliocene - Pleistocene superiore si susseguono altri quattro cicli di sedimentazione principali, in parte associati alla messa in posto di enormi volumi di vulcaniti (piroclastiti, lave, corpi ipoabissali) e relativi prodotti epiclastici, a loro volta attribuibili a due distinti cicli magmatici (LECCA *et alii*, 1997, *cum bibl.*): il primo, collocato tra circa 30 e 15 Ma, con acme tra 22 e 18 Ma e con spessori fino a 700 m (tra Logudoro e Bosano); il secondo, tra 5,3 e 0,14 Ma, con spessori fino a 650 m (Sardegna centro-occidentale: M. Arci, Montiferru). Il primo ciclo magmatico, dal punto di vista chimico, dà luogo a serie evolutive in prevalenza calcocalcine legate a dinamiche di tipo compressivo-orogeo-genico, il secondo a serie alcaline-subalcaline tipiche di un contesto geodinamico estensionale anorogeo-genico.

La deposizione dei primi sedimenti clastici continentali *post-luteziani* (formazione del Cixerri, Sardegna meridionale) avviene in discordanza, coerentemente con l'avvio nell'Eocene medio di una fase tettonica convergente culminata nell'Oligocene - Burdigaliano inferiore con la collisione nord-appenninica, ed espressa da strutture plicative (es.: sinclinale della valle del Cixerri, a SW; sinclinale della valle di Lanaito nel Foglio 500 "Nùoro Est") e da faglie trascorrenti (CARMIGNANI *et alii*, 2004; OGGIANO *et alii*, 2009).

A tali strutture si associano regolarmente depositi sintettonici in prevalenza grossolani (conglomerati, breccie, megabreccie, come nella formazione di Ússana e nei conglomerati di Cùccuru 'e Flores) espressione di falde detritiche, conoidi o delta-conoidi, che raggiungono localmente anche potenze dell'ordine delle centinaia di metri. Altri depositi sedimentari fluvio-lacustri, mediamente più fini e con litotipi variabili da arenarie, siltiti e marne fino a diatomiti e calcari, si depositano in bacini interni minori.

La fase di continentalità si interrompe nell'Aquitano inferiore nella Sardegna meridionale, dove compaiono le prime facies litorali (es. conglomerato di Duiddùru; Trexenta e Marmilla) e si osservano gli affioramenti più estesi, e nell'Aquitano superiore nella Sardegna settentrionale (bacino di Castelsardo; Anglòna). Col procedere della trasgressione i depositi marini assumono caratteri più distali, passando da depositi terrigeni litorali e transizionali (es. arenarie di Serralonga, già Arenarie di Gèsturi *Auct.*) a calcari di piattaforma (es. calcari di Villagreca), fino a facies pelagiche da marnose a silicoclastiche con intercalazioni vulcanoclastiche (es. formazione della Marmilla) che chiudono il I ciclo.

Nei bacini dove prevalgono le formazioni sedimentarie del I ciclo, le vulcaniti si intercalano in proporzioni limitate e sono spesso sostituite dai prodotti del loro rimaneggiamento (epiclastiti).

Questi bacini si sviluppano secondo direzioni medie N060 nella Sardegna settentrionale (bacini di Castelsardo, dell'Anglona, di Benetutti, di Chilivani-Berchidda, di Ottana) e N150 in quella meridionale (bacini della Marmilla, della Trexenta, del Sarcidano), riattivando preesistenti lineamenti tettonici.

I bacini sedimentari del II ciclo si impostano durante il Burdigaliano superiore in depressioni tettoniche (*semi-graben*) delimitate da faglie dirette e trascorrenti orientate NNW-SSE (bacini di Porto Torres, del Logudoro, della Marmilla, del Campidano), che nella Sardegna settentrionale intersecano ad alto angolo le strutture trascorrenti ed i bacini transtensivi del I ciclo, mentre nella Sardegna meridionale vi si sovrappongono. Queste fosse esprimono il cambio del regime deformativo da compressivo-trascorrente a distensivo.

Una marcata discordanza angolare separa le formazioni del I ciclo da quelle del II ciclo nei bacini della Sardegna settentrionale, mentre a S è presente una debole disconformità con un angolo di circa 10°. Ai depositi basali silicoclastici fluviali e lacustri (in parte epiclastici - "tuffici") fino a deltizi, del Burdigaliano superiore, segue una successione marina del Langhiano, formata da sedimenti indicativi di profondità crescenti, con facies di piattaforma carbonatica (es. calcari di Mores, Logudoro) e di conoide sottomarina (es. marne di Gèsturi e parte inferiore delle Argille di Fangario in Campidano; marne di Borutta in Logudoro).

Una lacuna sedimentaria (erosione o non-deposizione) interrompe questa successione separandola dai soprastanti terreni del Serravalliano. Ai sedimenti pelagici si sovrappongono sedimenti di ambiente da circa-litorale a transizionale fino ad alluvionale (es. arenarie di Pirri, nel Campidano; sabbie di Florinas nel Logudoro), in prevalenza silicoclastici e più raramente carbonatici. Vulcaniti ed epiclastiti in parte coeve della successione sedimentaria del II ciclo sono relativamente meno diffuse (es. nel Sulcis, o come intercalazioni entro le marne di Gèsturi in Marmilla e Campidano) ed abbondanti, rispetto a quelle coeve al I ciclo e di età fino a Langhiano (forse Serravalliano superiore).

La successione che costituisce il III ciclo sedimentario è limitata alla base da una discontinuità più o meno marcata, cui segue una sequenza trasgressiva formata da calcari, calcari marnoso-arenacei, marne e argille di piattaforma da marginale fino a esterna. Dal Tortoniano superiore si attua una fase regressiva che inizia con calcari di margine di piattaforma (bioerme, biostromi), che passano a facies argillose scure di ambienti anossici, facies da lagunari a palustri con alternanze di litotipi argillosi o marnosi e di calcari bioclastici. Completano la successione litotipi carbonatici da precipitazione chimica (calcari o dolomie con noduli anidritici) alternati a calcari "a lumachelle" con faune oligotipiche e paleosuoli argillosi, associati ad ambienti evaporitici, del Messiniano inferiore, che si collocano nel contesto della crisi di salinità messiniana del Mediterraneo (es. calcari laminati del Sinis).

A tetto dei sedimenti del III ciclo poggiano in discordanza sedimenti silicoclastici marini del Pliocene inferiore, con spessore di alcune decine di metri, in minima parte osservabili in affioramento (Orosèi, Sinis, Arburès) ed in alcuni sondaggi profondi (Oristano, Villasor, Quartu S. Elena); cui segue la formazione di Samassi, di ambiente continentale fluvio-lacustre (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), formata da oltre 800 m di argille, marne e subordinate arenarie e conglomerati che colmano la Fossa del Campidano (LA MARMORA, 1857; VARDABASSO, 1956).

Nella zona di Orosèi la successione marina è ricoperta in discordanza dalla formazione di Nuraghe Casteddu (DIENI & MASSARI, 1973; MARINI & MURRU, 1981) del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore, di ambiente da alluvionale a transizionale/deltizio, in parte interstratificata con i basalti plio-pleistocenici.

La fase deformativa estensionale attivatasi nel Pliocene e Pleistocene è da mettere in rapporto, oltre che con la formazione della Fossa del Campidano, con il ciclo vulcanico che ha dato luogo a vasti *plateau* (“giare” nella Sardegna centrale, “gollèi” nella Sardegna orientale) di vulcaniti basaltiche da alcaline transizionali a subalcaline, in genere lave, raramente piroclastiti (scorie, cineriti). Solo nei complessi vulcanici del M. Arci e del Montiferro (bordo NE della Fossa del Campidano) si riconoscono prodotti più differenziati, sia saturi (rioliti, daciti) che sottosaturi (trachiti, fonoliti).

Lo spessore della successione cenozoica raggiunge i suoi massimi entro la depressione tettonica pliocenica campidanese (circa 2000 m), e soprattutto, nelle piattaforme continentali alle estremità N (Golfo dell’Asinara) e S (Golfo di Cagliari) dell’Isola, dove si approfondisce fino a 4000 m.

7. - QUATERNARIO

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

Lungo la costa spesso affiorano sedimenti litorali del Tirreniano (“Panchina Tirreniana a Strombus” *Auct.*) (VARDABASSO, 1954; ULZEGA & OZER, 1982a; 1982b). Analisi sulla racemizzazione degli amminoacidi e datazioni radiometriche U/Th su questi depositi danno un’età variabile tra 138.000 e 90.000 anni (ULZEGA, 1995). Tra gli affioramenti più caratteristici si segnalano quelli di Cagliari (Calamosca, dove ISSEL, 1914, istituì il “Piano tirrenico”), quelli di Nora, di Is Arenas (Arburès), del Sinis, di Alghero, di S. Teresa di Gallura.

Al “Quaternario antico” *Auct.* (Pleistocene) appartengono le cosiddette “Alluvioni antiche” *Auct.*, diffuse in tutta l’Isola, ma in particolare nelle piane del Campidano, del Cixerri, e in Nurra.

Si tratta prevalentemente di sedimenti fluviali di conoide e di piana alluvionale, deposti durante le fasi climatiche freddo-aride e reincisi in più ordini di terrazzi a seguito delle oscillazioni climatiche quaternarie.

Nelle aree pedemontane di raccordo tra i rilievi e le pianure si estendono *glacis* di accumulo, talora potenti alcune decine di metri (Sulcis, Campidano occidentale, Oristanese, *etc.*), anch'essi deposti, reincisi e terrazzati in condizioni climatiche fredde e umide. A questi depositi pedemontani vanno associati detriti di versante riconducibili a sistemi morfoclimatici di tipo periglaciale.

Caratteristici in tutta l'Isola sono i depositi tipo *éboulis ordonnées*, costituiti da materiale clastico spigoloso e più o meno grossolano, con una stratificazione sottolineata da ripetute variazioni granulometriche dovute alle variazioni d'intensità e/o di frequenza del crioclastismo, in genere riferiti al Pleistocene superiore (Würm). Affioramenti caratteristici si rinvengono in varie località della Sardegna orientale (Dorgàli, Oliena, M. Tuttavista, Cala Gonone), lungo la costa del Golfo di Orosèi e nel suo immediato entroterra (OZER & ULZEGA, 1981), la gran parte di essi ricadenti all'interno del Foglio 500 "Nùoro Est".

Lungo la costa occidentale (Sulcis, Iglesiente, Oristanese, Nurra), più raramente in quella orientale (Sàrrabus, Gallùra), sono presenti estesi depositi eolici, in genere dune fossili, costituite da arenarie più o meno cementate, con stratificazione incrociata, formatesi in condizioni climatiche periglaciali. Contengono abbondanti resti fossili tra cui quelli di elefanti nani (*Elephas lamarmorae*) rinvenuti in Nurra (MALATESTA, 1954), a Gonnèsa (COMASCHI CARIA, 1965) e a S. Giovanni di Sinis (MAXIA & PECORINI, 1968; AMBROSETTI, 1972).

Le età di questi depositi sono riferite al Pleistocene medio e superiore.

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

I depositi quaternari affiorano estesamente nel Foglio 501 "Orosèi" e sono costituiti da depositi continentali alluvionali e di versante (tipo *éboulis ordonnées*) pleistocenici e da depositi olocenici continentali (alluvionali, di versante, di frana, eluvio-colluviali), transizionali (palustri e lagunari) e marini (di spiaggia).

8. - TETTONICA CENOZOICA

I principali lineamenti fisiografici del Foglio 501 "Orosèi" derivano fondamentalmente dall'evoluzione vulcanica e sedimentaria quaternaria e dallo sviluppo di una tettonica di età terziaria legata sostanzialmente all'attività di importanti

strutture trascorrenti che coinvolgono i depositi mesozoici e paleogenici e fanno parte dell'esteso sistema che caratterizza buona parte della Sardegna centro-settentrionale. Le strutture trascorrenti si rinvengono in affioramento soltanto in un'area ristretta tra Orosèi ed il M. Tuttavista.

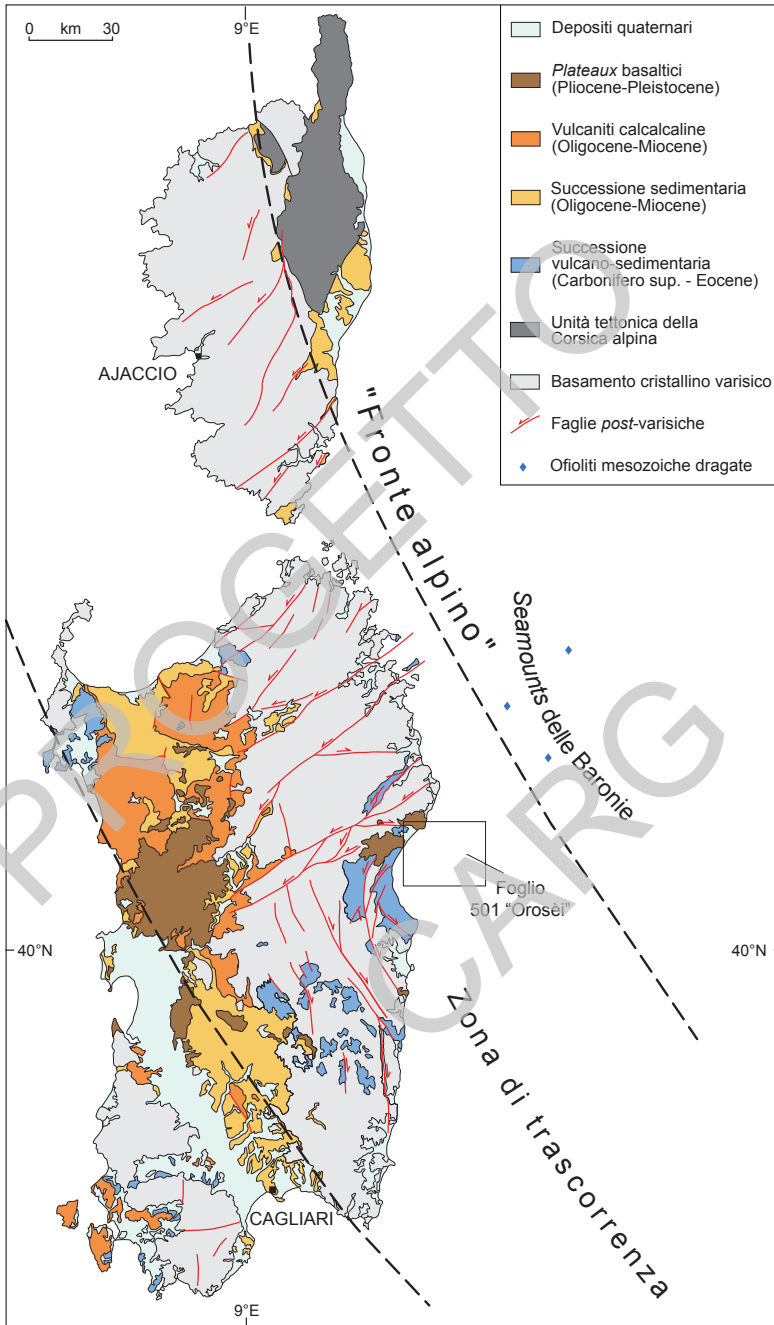
8.1. - TETTONICA TRASCORRENTE TERZIARIA DELLA SARDEGNA CENTRO-SETTENTRIONALE

Strutture trascorrenti *post*-varisiche, con associati locali sovrascorrimenti, sono note da decenni nella Sardegna nord-orientale (CHABRIER, 1969; 1970; ALVAREZ & COCOZZA, 1974; COCOZZA & SCHAFER, 1974; SGAVETTI, 1982). Queste deformazioni sono state attribuite inizialmente alla tettonica pirenaica eocenica (CHABRIER, 1970); in seguito al ritrovamento di nummuliti luteziane rimaneggiati nei conglomerati di Cùccuru 'e Flores, l'età della tettonica viene considerata più recente, riferibile probabilmente all'Oligocene (DIENI & MASSARI, 1965b; ALVAREZ & COCOZZA, 1974). Ma solo negli anni '90 la tettonica trascorrente terziaria della Sardegna nord-orientale è stata analizzata con grande dettaglio (CARMIGNANI *et alii*, 1992b; 1994a; 1995; 1997; OGGIANO *et alii*, 1995; 2009; PASCI, 1997), e definita nelle sue caratteristiche principali (tav.4).

Questa tettonica, di età compresa tra l'Oligocene e l'Aquitano, rappresenta uno dei più importanti eventi deformativi della copertura *post*-varisica sarda e sembra connessa ad un contesto geodinamico di collisione continentale tra la Placca Adria ed il margine sud-europeo (fig.8). Tale contesto collisionale avrebbe portato allo sviluppo della catena appenninica, di cui il Blocco sardo-corso rappresenterebbe il retropaese (BOCCALETTI *et alii*, 1971a; 1971b; ELTER & PERTUSATI, 1973; ALVAREZ & COCOZZA, 1974; GIGLIA, 1974; CARMIGNANI *et alii*, 1994a; 1994c; OGGIANO *et alii*, 2009).

Sia nella "Corsica ercinica" che nella Sardegna centro-settentrionale sono presenti estesi lineamenti morfostrutturali (v. tav.4), molto evidenti anche in immagini da satellite (SGAVETTI, 1982), riconducibili ad un'importante tettonica trascorrente che produce faglie con rigetti plurichilometrici (PASCI, 1997). A queste faglie trascorrenti si accompagnano zone di transpressione con raddoppi tettonici (ad es. M. Albo, M. Tuttavista, Supramonte) e strutture transtensive. A queste ultime si associano bacini di *pull-apart* con potenti depositi continentali dell'Oligocene superiore - Aquitano (OGGIANO *et alii*, 1995), coevi con un'importante attività vulcanica calcocalina (LECCA *et alii*, 1997).

Un'età eocenica della tettonica non è tuttavia esclusa da tutti gli autori, sulla base soprattutto dell'età controversa (DIENI & MASSARI, 2011; OGGIANO *et alii*, 2011) dei conglomerati di Cùccuru 'e Flores, formazione che prende il nome proprio da una località del Foglio 501 "Orosèi" (v. cap. IV - Stratigrafia).



Tav. 4 - Schema geologico del Blocco sardo-corso, con evidenziata la zona trascorrente terziaria. I siti delle ofioliti dragate sono di SCHREIDER et alii, 1986; WEZEL et alii, 1977. Da OGGIANO et alii (2009). Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 501 "Orosel".

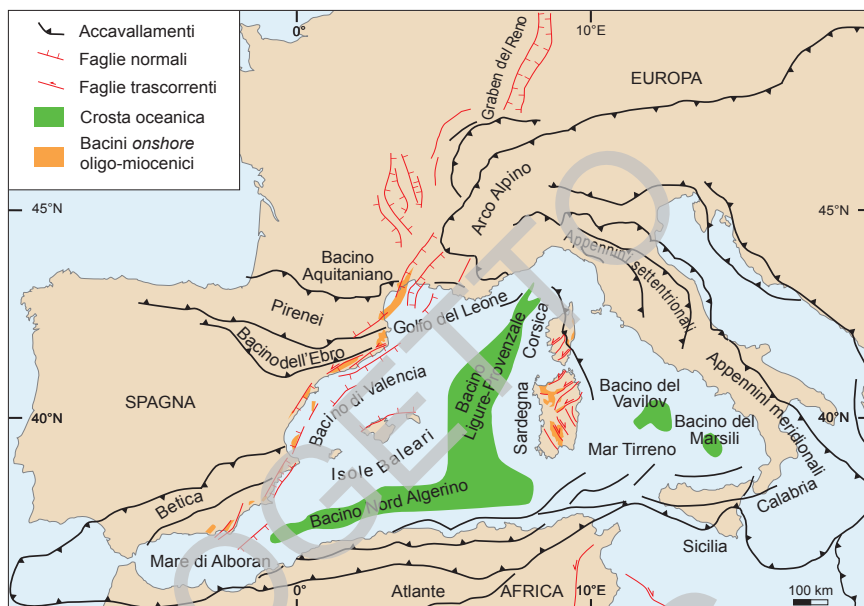
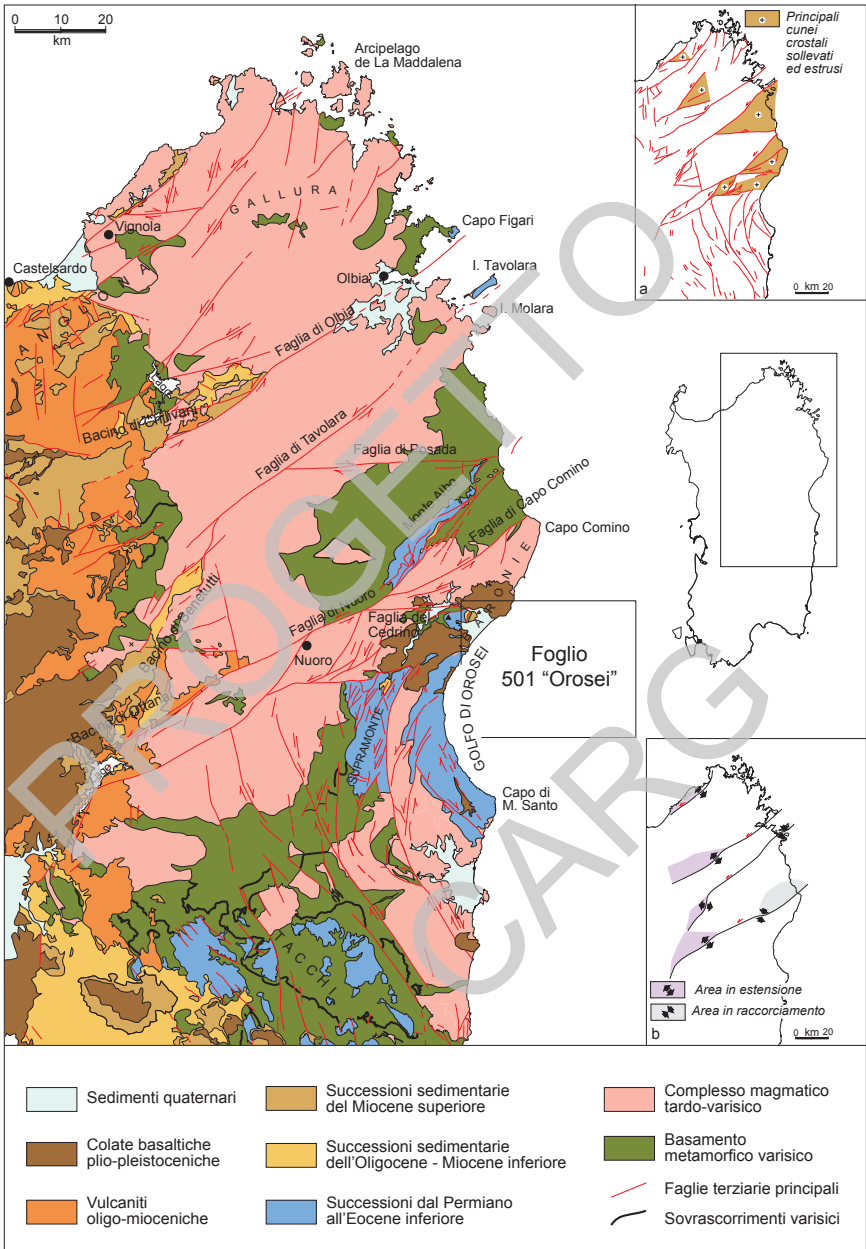


Fig. 8 - Schema tettonico semplificato dell'attuale Mediterraneo centro-occidentale, che mostra le cinture orogeniche cenozoiche, la crosta oceanica e i bacini oligo-miocenici. Basato su dati da MAUFFRET & GENNESSEUX (1989), CADET & FUNICIELLO (2004), FACCENNA *et alii* (2004). Da OGGIANO *et alii* (2009) modificato.

La successione stratigrafica più completa e meglio datata è conservata dentro i bacini transtensivi della Sardegna centro-settentrionale (OGGIANO *et alii*, 1995; OUDET *et alii*, 2010) ed indica che le faglie trascorrenti sono state attive nell'Oligocene superiore fino all'Aquitainiano superiore. Il limite cronologico superiore per l'attività di queste faglie è dato dall'impostarsi delle fosse del Burdigaliano superiore, che tagliano i lineamenti trascorrenti ed i depositi ad essi connessi (FUNEDDA *et alii*, 2000).

Nella Sardegna sud-occidentale i lineamenti trascorrenti sono stati riattivati durante le fasi distensive del Miocene medio e del Plio-Quaternario per cui la loro cinematica è più difficilmente riconoscibile (CARMIGNANI *et alii*, 2004).

Nella Sardegna a NE del Campidano, in base alla direzione ed alla cinematica delle faglie trascorrenti, si distinguono tre settori: uno settentrionale nella Sardegna NE, uno centrale corrispondente all'incirca al Golfo di Orosèi e, infine, uno più meridionale, nella regione dei "Tacchi" (toponimo locale) in Ogliastra. L'area del Foglio 501 "Orosèi" si colloca all'interno del secondo settore, ma in prossimità del primo (tav.5).



Tav. 5 - Schema strutturale della Sardegna NE; gli inserti indicano: a) i principali cunei crostali sollevati; b) le aree di estensione ("releasing") e raccorciamento ("restraining"). Da OGGIANO et alii (2009), modificato.

8.1.1. - Settore nord-orientale

Il settore nord-orientale (dalla Gallùra fino al Mårghine e alle Baronie) è caratterizzato da due principali sistemi di faglie trascorrenti di importanza regionale, a volte estesi più di 70 km, ai quali localmente si associano strutture transpressive e/o bacini di *pull-apart* (Bacino di Chilivani-Berchidda, di Ottana, di Benetutti, etc.).

Il primo sistema di faglie è diretto NE-SW con rigetti sinistri mentre l'altro è orientato E-W con rigetti destri. Il sistema più sviluppato è quello orientato NE-SW (faglie di Nùoro, di Tavolara, di Olbia e della Gallùra), interessa tutta la Sardegna nord-orientale e si estende più a N anche nel basamento varisco della Corsica, fino al margine collisionale alpino della Corsica nord-orientale.

Gli indicatori cinematici lungo le fasce cataclastiche ed i rigetti a carico delle strutture varisiche indicano prevalenti movimenti trascorrenti sinistri, con componenti verticali decisamente minori, cui sono associate sia zone transpressive che transensive (CARMIGNANI *et alii*, 1992b; OGGIANO *et alii*, 1995; PASCI, 1997; OGGIANO *et alii*, 2009). L'entità dei rigetti orizzontali è plurichilometrica; quelli verticali, quando misurabili, si aggirano attorno ad alcune centinaia di metri. Fa eccezione l'area di M. Albo (fig.9), lungo la Faglia di Nùoro, dove i rigetti verticali raggiungono il migliaio di metri pur essendo subordinati rispetto a quelli trascorrenti, come documentano anche gli indicatori cinematici (PASCI, 1997).

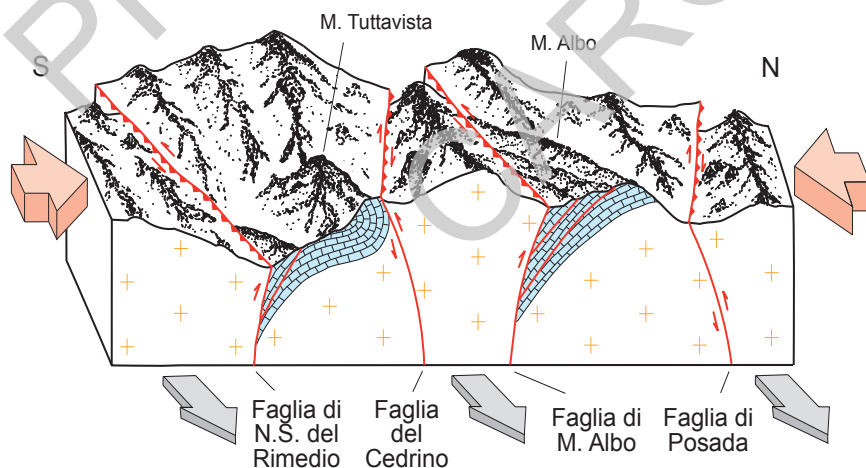


Fig. 9 - Schema tridimensionale (non in scala), che mostra l'estrusione verso E e la deformazione compressiva dei cunei crostali limitati da faglie trascorrenti destre (E-W) e sinistre (NE-SW). Da PASCI (1997), modificato.

L'area di M. Albo (v. tav.5 e fig.9) è caratterizzata da sovrascorrimenti con disposizione *en echelon*, coerenti con la cinematica sinistra della Faglia di Nùoro e con una geometria caratteristica delle *flower structure* positive (CARMIGNANI *et alii*, 1992b). Lungo questi accavallamenti sono coinvolti conglomerati sintettonici di età *post-luteziana* (conglomerati di Cùccuru 'e Flores) (PAsCI *et alii*, 1998). L'importanza di tali strutture transpressive è sottolineata, oltretutto dai rigetti rilevanti, anche dal fatto che più scaglie tettoniche di basamento metamorfico paleozoico sono sovrascorse sulla copertura sedimentaria mesozoica e terziaria, che a sua volta è interessata da *thrust* e raddoppi tettonici.

Simili strutture transpressive interessano anche l'Isola di Tavolara e la zona di Capo Figari (v. tav.5). Anche in Corsica lembi della copertura mesozoica sono conservati nelle zone di radice di analoghe strutture "a fiore" (ad es. P.ta Calcina).

In Sardegna alle stesse zone trascorrenti sono spesso associate strutture transpressive, rappresentate da bacini *pull-apart* (Bacino di Chilivàni-Berchidda, di Ottana, di Benetutti, *etc.*) colmati da depositi vulcano-sedimentari sintettonici di età compresa tra l'Oligocene medio-superiore e l'Aquitano. Questi bacini si sviluppano lungo *releasing band* delle faglie trascorrenti orientate NE-SW. Studi di dettaglio nel Bacino di Chilivàni-Berchidda indicano *pattern* di strutture (pieghe, faglie sinsedimentarie dirette, faglie trascorrenti inverse e dirette) coerenti con un regime deformativo trascorrente sinistro (OGGIANO *et alii*, 1995).

Nel settore nord-orientale dell'Isola, il sistema di faglie trascorrenti orientate E-W è caratterizzato da movimenti trascorrenti destri (faglie di Trinità d'Agultu, di Posada, *etc.*), come mostrano gli indicatori cinematici ed i rigetti a carico di strutture varisiche (PAsCI, 1997). L'interferenza tra le faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW (es. Faglia di Nùoro, *etc.*) e quelle destre orientate E-W (es. Faglia del Cedrino, Faglia di Posada, *etc.*) determina lo sviluppo di cunei cristallini che vengono deformati ed estrusi verso E (v. fig.9).

8.1.2. - Settore centrale

Nel settore centrale, cui appartiene il Foglio 501 "Orosè", si riconoscono un sistema di faglie trascorrenti destre orientate E-W (faglie del Cedrino e di San Giovanni), e due sistemi di faglie trascorrenti ad andamento arcuato, rispettivamente di direzione variabile da NE-SW a N-S e da N-S a NW-SE; in questo settore sono inoltre presenti strutture plicative.

Analogamente alle faglie trascorrenti orientate NE-SW della Sardegna centro-settentrionale, anche in questo settore le stesse faglie ed alcuni sistemi di pieghe coinvolgono depositi sintettonici (conglomerati di Cùccuru 'e Flores) con modalità tipiche delle pieghe di crescita (*growth fold*; PAsCI *et alii*, 1998).

Il primo sistema di faglie arcuate ha direzione che varia da NE-SW a N-S (faglie di Oddoène, di Sòvana, di Tiscali, di M. Osèli, *etc.*) e mostra una cinematica sinistra con subordinate componenti inverse che determinano rigetti verticali talvolta superiori ai 500 m.

Il secondo sistema è orientato da N-S a NW-SE (faglie di Urzulèi, di Piano d'Ozio, di Còdula Sisine, *etc.*) e presenta una cinematica destra con minori componenti distensive.

A questi sistemi di faglie trascorrenti, ed in stretta connessione con il loro sviluppo, si associano sistemi plicativi (Pasci, 1997) la maggior parte dei quali ha direzioni assiali comprese tra N35 e N70 (ad es. la Sinclinale di Lanaitto), pur essendo stati rilevati anche sistemi di pieghe ad assi orientati N20 e N150-170.

In alcuni casi l'interferenza tra sistemi di pieghe genera strutture del tipo "duomi e bacini", come ad esempio nell'area di Gorròpu. Queste pieghe talvolta sviluppano fianchi rovesci di dimensioni ettometriche (M. Tuttavista, Supramonte di Oliena, M. Oddoène, *etc.*), lungo i quali si possono impostare locali sovrascorrimenti con importante componente trascorrente.

8.1.3. - Settore meridionale

Più a S, nel settore dei "Tacchi" (Sardegna centro-meridionale), i maggiori lineamenti tettonici sono rappresentati da un sistema di faglie trascorrenti destre con componenti dirette, orientate NW-SE. Gli affioramenti mesozoici ed eocenici di quest'area, abbastanza estesi, sono spesso sub-orizzontali e solo in prossimità delle faglie più importanti si osservano inclinazioni degli strati fino a 60° (PERTUSATI *et alii*, 2002). Nel complesso quest'area è caratterizzata da deboli deformazioni, che si concentrano lungo le faglie trascorrenti, lasciando i blocchi tra di esse quasi indeformati (Pasci, 1997; PERTUSATI *et alii*, 2002; FUNEDDA *et alii*, in stampa: Foglio 540 "Mandas", *cum bibl.*).

La differenza principale tra le zone a N ed a S del Golfo di Orosèi è quindi che la prima zona è strutturata secondo faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW, che mostrano spesso una forte componente compressiva, mentre nella seconda il basamento e le sue coperture mesozoiche ed eocenico-oligoceniche sono deformati da faglie trascorrenti destre orientate NW-SE che mostrano, al contrario, importanti componenti estensionali.

Queste ultime componenti sembrano aumentare verso SW e portano all'individuazione di vasti bacini di età oligo-aquitaniiana, allungati in direzione NW-SE, con sedimenti tipici di ambiente litorale e di piattaforma, in cui si raggiungono spessori considerevoli (CHERCHI, 1985a; 1985b; FUNEDDA *et alii*, in stampa: Foglio 540 "Mandas", *cum bibl.*).

Un sondaggio eseguito al largo del Golfo di Cagliari (Pozzo Marcella, AGIP) mostra che al di sotto del *semigraben* del Campidano sono presenti elevati spessori (oltre 500 m) di sedimenti oligo-aquitani, suggerendo che anche il limite nord-orientale dell'horst dell'Iglesiente-Sulcis-Arburese derivi dalla riattivazione di una faglia trascorrente precedente.

In quest'area, comunque, sia per la maggiore estensione della copertura del Miocene medio e del Quaternario, sia per la sovrapposizione della fase distensiva neogenica e quaternaria sugli stessi lineamenti oligo-aquitani, la tettonica trascorrente terziaria non è così evidente come nel nord dell'Isola.

8.2. - CONTESTO GEODINAMICO DELLA TETTONICA TRASCORRENTE

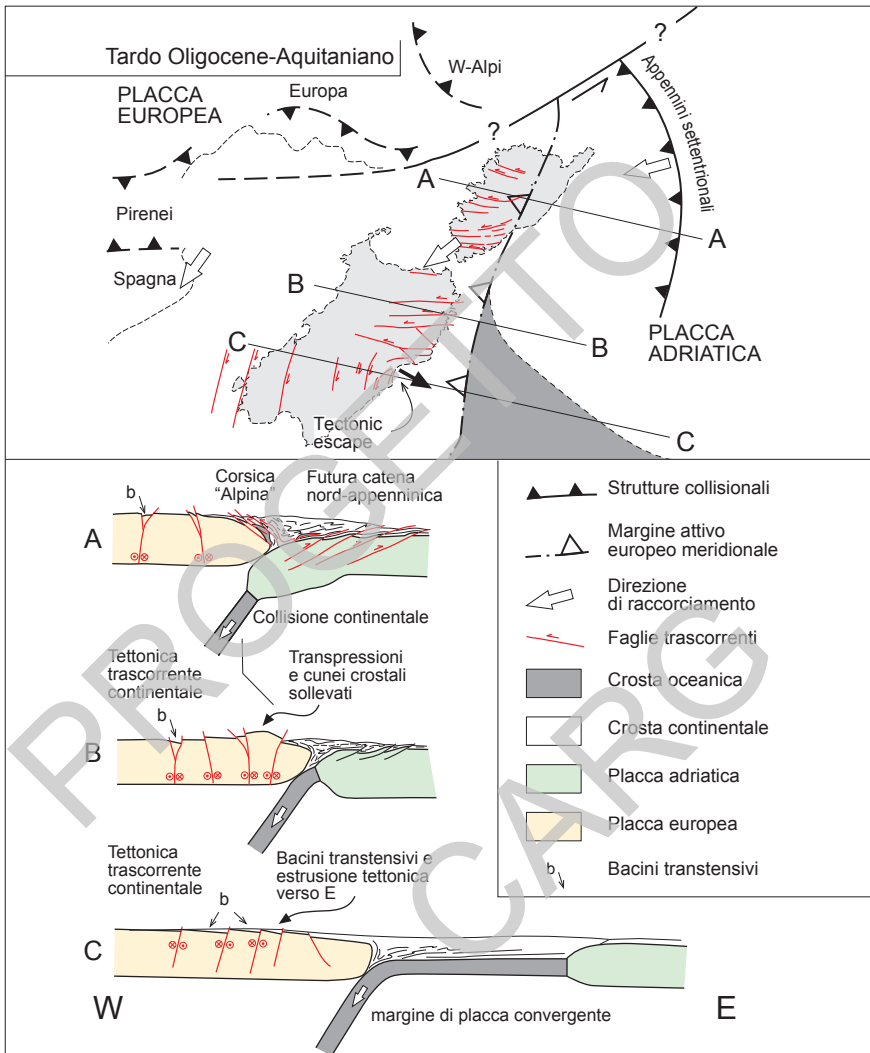
La cinematica e l'orientazione dei sistemi di faglie della Sardegna centro-settentrionale indicano una direzione di raccorciamento con orientazione circa N-S (PACI, 1997). Tuttavia non è facile stabilire una precisa direzione del *paleo-stress* principale massimo.

Le direzioni dei sistemi di faglie terziarie sono strettamente ereditate dalla strutturazione tardo-varisica del basamento paleozoico: particolarmente evidente è il parallelismo dei sistemi di faglie con il campo filoniano permo-carbonifero o con i lineamenti fondamentali della catena varisica (ad es. la Linea Posada-Asinara). Probabilmente l'orientazione del *paleostress* principale è compresa entro un angolo di circa 20° attorno alla direzione N-S.

Una ricostruzione della paleogeografia oligocenica recentemente proposta indica che il margine collisionale della Corsica NE prosegue verso S con una zona di subduzione oceanica (OGGIANO *et alii*, 2009), (tav.6). Questo implica che durante il raccorciamento N-S la crosta della Sardegna non fosse confinata ad E.

La cinematica dei blocchi coinvolti nella trascorrenza sembra supportare questa interpretazione geodinamica. Infatti, a N del Golfo di Orosè il basamento reagisce al raccorciamento N-S con un'estensione, realizzata mediante estrusione verso E di blocchi cristallini limitati a NW da faglie transpressive sinistre (di direzione NE-SW) e a S da faglie transpressive destre (di direzione E-W), come il cuneo di Capo Comino, di Posada, *etc.* (v. fig.9) (PACI, 1997). A S del Golfo di Orosè si realizza una geometria di *tectonic escape* mediante il sistema di faglie trascorrenti destre orientate NW-SE; coerentemente con l'assenza di un confinamento verso E, queste faglie hanno sistematicamente un'importante componente diretta.

In sintesi, la Sardegna settentrionale è ben contrassegnata da una tettonica trascorrente sinistra e compressiva, durante la quale si sono sviluppati solo bacini transtensivi orientati NE-SW e di limitate dimensioni.



Tav. 6 - Schema tettonico e relative sezioni schematiche dell'area del Mediterraneo occidentale durante il tardo Oligocene - Aquitainiano, mostrante le relazioni tra Adria, Blocco sardo-corso e margine sud-europeo. La direzione di raccorciamento durante la collisione appenninica era orientata E-W tra Appennino settentrionale e "Corsica Alpina" (in coordinate attuali NE-SW) e circa NE-SW in Sardegna e Corsica meridionale (in coordinate attuali circa N-S). Questo quadro geodinamico è testimoniato dalla cinematica delle faglie trascorrenti e dalla "fuga tettonica" verso E dei blocchi cristalli (schema basato su dati di diversa provenienza tra cui: CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; LAHONDÈRE et alii, 1999; MAUFFRET & GENNESSEAU, 1989; MAUFFRET et alii, 1999). Le sezioni A, B e C mostrano i differenti regimi deformativi che si instaurarono al limite tra le placche Adria e Europa durante lo stesso periodo (tardo Oligocene - Aquitainiano). Schema tettonico parzialmente modificato da CARMIGNANI et alii, 2004.

La Sardegna meridionale si distingue, invece, per una trascorrenza destra con componente distensiva che, tra l'altro, determina lo sviluppo di bacini sedimentari oligo-miocenici orientati NW-SE, molto più ampi e più profondi di quelli settentrionali.

Il settore del Golfo di Orosèi, intermedio, costituisce quindi la zona di transizione dello stile deformativo tra i settori settentrionali e meridionali, caratterizzati da chiare differenze strutturali e cinematiche.

Le relazioni tra il sistema trascorrente sardo-corso ed il margine collisionale non si limitano ai soli aspetti strutturali e cinematici. Depositi clastici sintettonici con nummuliti luteziane rimaneggiate, o addirittura clasti di calcari a nummuliti della stessa età, affiorano in Corsica sia lungo le faglie trascorrenti (conglomerati di Punta di la Chiappa, conglomerati di Vazio, *Flysch* di Solaro) sia alla base dei sovrascorrimenti al fronte delle falde della Corsica alpina (*Flysch* di Solaro, *Flysch* di Polasca; AMAUDRIC DU CHAFFAUT, 1973; BEZERT & CABY, 1988; EGAL, 1992; FERRANDINI *et alii*, 1999). Questi sedimenti sintettonici sono analoghi a quelli associati alle faglie transpressive della Sardegna orientale (conglomerati di Cùccuru 'e Flores).

Sedimenti del Burdigaliano superiore - Langhiano suturano sia le strutture trascorrenti in Sardegna, sia i sovrascorrimenti alpini in Corsica (Francardo, St. Florent: ORSZAG SPERBER & PILOT, 1976; ROSSI & ROUIRE, 1980; JOLIVET *et alii*, 1990; DANIEL *et alii*, 1996). La tettonica trascorrente del Blocco sardo-corso è dunque contemporanea alla messa in posto delle unità ofiolitiche sopra il margine continentale della Corsica nord-orientale.

Alcuni Autori (PRINCIPI & TREVES, 1984; CARMIGNANI & KLIFFIELD, 1990; CARMIGNANI *et alii*, 1992b; 1994a; 1995) considerano il massiccio sardo-corso come il retropaese della catena nord-appenninica. In questa ipotesi il sistema Corsica alpina - Appennino settentrionale ha costituito un cuneo di accrezione a doppia vergenza, prodotto dalla subduzione di litosfera oceanica sotto la Corsica e la Sardegna ad iniziare dal Cretacico superiore.

La convergenza tra la Placca Adria ed il margine europeo ha portato alla collisione continentale in un intervallo di tempo compreso tra l'Eocene superiore ed il Miocene inferiore, come registrato dal metamorfismo legato a compressione (27 Ma: KLIFFIELD, 1979), anche se alcuni dati nelle Alpi Apuane sembrano addirittura datarlo al Miocene medio (circa 14 Ma, GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970). Ciò trova riscontro anche nei notevoli apporti clastici provenienti dallo smantellamento del basamento cristallino rinvenuti nei *flysch* dell'Appennino settentrionale, che iniziano nell'Eocene superiore (arenarie di Ranzano) e raggiungono il massimo sviluppo nell'Oligocene (Formazione del Macigno).

L'età di messa in posto delle unità oceaniche liguri sul margine continentale dell'Adria non è più recente dell'Aquitano, che è anche l'età del tetto della Formazione del Macigno (MONTANARI & ROSSI, 1984).

Anche la documentazione biostratigrafica relativa alla formazione più recente coinvolta nel metamorfismo del margine continentale dell'Adria non supera l'Oligocene superiore (Pseudomacigno: DALLAN NARDI, 1977).

Questi dati indicano nel loro complesso che la collisione continentale non può essere più recente dell'Oligocene superiore - Aquitaniano, implicando quindi che la collisione nord-appenninica si è realizzata prima dell'apertura del Bacino ligo-provenzale, avvenuta nel Burdigaliano (MONTIGNY *et alii*, 1981; REHAULT *et alii*, 1984). A questo proposito è interessante notare come conglomerati di età compresa tra l'Eocene superiore e l'Aquitaniano, analoghi a quelli sintettonici della Sardegna (conglomerati di Cùccuru 'e Flores, formazione di Ùssana e parte della formazione del Cixerri) e della Corsica, si ritrovano diffusi anche lungo il margine occidentale del Bacino ligo-provenzale (v. fig.8), sulla piattaforma di Minorca, lungo il margine provenzale (Golfo del Leone, Canyon di St. Tropez: MAUFFRET *et alii*, 1982; REHAULT *et alii*, 1984; GORINI *et alii*, 1993).

Secondo CARMIGNANI *et alii* (1994a; 1995; 2004), PASCI (1997) ed OGGIANO *et alii* (2009), contemporaneamente alla collisione continentale nel margine nord-orientale della Corsica (cioè nell'Oligocene-Aquitaniano), la litosfera sarda doveva essere caratterizzata ancora da subduzione oceanica. Questo scenario geodinamico è suffragato dalla presenza di un importante vulcanismo calcocalino oligo-miocenico diffuso fino nella Sardegna meridionale, dalla diminuzione da NW verso SE dell'entità del raccorciamento realizzatosi durante la messa in posto delle falde della Corsica alpina (EGAL, 1992) e, infine, dalla estrusione tettonica verso E dei cunei crostali limitati dalle faglie trascorrenti, che necessitano di un margine continentale non confinato (RATSCHBACHER *et alii*, 1991), ad esempio un margine continentale prossimo ad una zona di subduzione oceanica.

Il modello di *escape tectonics* per la zona a S del Golfo di Orosèi giustificherebbe lo sviluppo, nella Sardegna meridionale, di più ampi e profondi bacini sedimentari oligo-aquitani, paralleli alle faglie trascorrenti NW-SE. L'esempio maggiore è rappresentato dal Golfo di Cagliari a S del Campidano dove, come già in precedenza ricordato, sondaggi (pozzo Marcella eseguito dall'AGIP, LECCA *et alii*, 1986) e indagini sismiche (LECCA *et alii*, 1986) hanno mostrato potenti spessori di depositi oligo-aquitani sottostanti le successioni del Miocene medio-superiore e del Plio-Quaternario.

Se invece si considera la possibilità che l'età del metamorfismo apuano sia più recente dell'Aquitaniano (14 Ma in GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970), si deve supporre che non si arrivò mai ad una vera propria collisione continentale, dato che nello stesso periodo si formava il bacino della Corsica con apertura del Tirreno settentrionale. Questo potrebbe essere spiegato come effetto della competizione tra la convergenza tra le placche Europa e Adria e l'arretramento flessurale dovuto al *roll-back* della placca in subduzione che migrava velocemente verso E.

PROGETTO

CARG

IV - STRATIGRAFIA

1. - CARATTERI GENERALI

Nel Foglio 501 “Orosèi” affiorano metamorfiti del basamento metamorfico paleozoico, granitoidi del Paleozoico superiore, e successioni sedimentarie e vulcaniche, non metamorfiche, mesozoiche, eoceniche, oligo-mioceniche, plioceniche e quaternarie.

Il riconoscimento, il rilevamento e la descrizione di queste successioni sono basati sul criterio litostratigrafico e, per i depositi quaternari, sul criterio delle *UBSU* (o Sintemi), secondo quanto previsto nella normativa del Progetto CARG (PASQUARÈ *et alii*, 1992) e nella normativa internazionale di riferimento (AA.VV., 1983; SALVADOR, 1987; 1994).

I diversi insiemi litologici sono distinti in unità litostratigrafiche fondamentali o formazioni, talora suddivise in unità di rango inferiore (membri e/o litofacies). Le formazioni del basamento metamorfico sono raggruppate in unità tettoniche, come in uso nella cartografia geologica delle catene a falde di ricoprimento. I granitoidi tardo-varisici, in armonia con gli altri fogli del Progetto CARG in Sardegna, sono raggruppati in unità intrusive, che a loro volta riportano distinzioni di rango inferiore (sub-unità intrusive, litofacies).

I nomi formazionali, per quanto possibile, hanno mantenuto la denominazione indicata da CARIMATI *et alii* (1980, *cum bibl.*); diversamente vengono sottoposti nuovi nomi formazionali, che sono conformi a quelli contenuti nel database specifico del Servizio Geologico d'Italia. Per questi verrà proposta, quando possibile, la formalizzazione da parte della Commissione Italiana di Stratigrafia.

Per le sigle delle unità cartografate è stata adottata la convenzione indicata dal Servizio Geologico d'Italia, in base alla quale:

- le unità litostratigrafiche (formazioni, unità intrusive) e le *UBSU*, formali, informali, con nomi tradizionali o di nuova istituzione, sono distinte con tre lettere maiuscole;
- gli insiemi litologici ed i filoni di varia natura sono distinti con una coppia di lettere minuscole;
- i membri e le sub-unità intrusive sono distinti aggiungendo un numero a pedice a destra della sigla della formazione (o dell'unità intrusiva);
- le litofacies sono distinte aggiungendo una lettera minuscola a pedice a destra della sigla della formazione (o di altre distinzioni adottate).

Le abbreviazioni dei minerali (se utilizzate) nella descrizione delle paragenesi delle rocce metamorfiche e magmatiche seguono le indicazioni di KRETZ (1983); quando non compresi nel lavoro citato, i nomi dei minerali sono scritti per esteso. Per lo spessore degli strati è stata adottata la classificazione di CAMPBELL (1967). Per la scala stratigrafica di riferimento si veda quanto riportato nel cap.I - 1. di queste Note.

Le unità litostratigrafiche distinte nel Foglio sono state raggruppate secondo l'ordine stratigrafico, dal basso verso l'alto, in:

- Basamento metamorfico paleozoico;
- Complesso intrusivo tardo-paleozoico;
- Successione sedimentaria mesozoica;
- Successione sedimentaria cenozoica;
- Successione vulcano-sedimentaria plio-pleistocenica;
- Depositi quaternari dell'area continentale;
- Depositi quaternari dell'area marina.

2. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

Nel Foglio 501 "Orosèi" sono presenti sparuti affioramenti di metamorfiti, in genere implicati in strutture tettoniche di età cenozoica. Per continuità con gli estesi affioramenti presenti nell'adiacente Foglio 500 "Nùoro Est", queste metamorfiti sono state attribuite alla formazione delle filladi grigie del Gennargentu (GEN, ?Cambriano - ?Ordoviciano inferiore), appartenente all'Unità tettonica della Barbagia.

Nella zonazione metamorfica proposta da CARMIGNANI *et alii* (1982a; 1982b; 1986a; 1986b) questa unità è collocata nelle Falde interne della Zona a falde (v. tav.1) della catena varisca sarda, che si distinguono dalle Falde esterne, affioranti a S dei Monti del Gennargentu, per il metamorfismo regionale di tipo barroviano relativamente più elevato (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982).

2.1. - FALDE INTERNE - UNITÀ TETTONICA DELLA BARBAGIA

2.1.1. - *Filladi grigie del Gennargentu* (GEN)

La denominazione “filladi grigie del Gennargentu” è utilizzata la prima volta nel Foglio geologico 207 “Nùoro” in scala 1:100.000 (CAVINATO *et alii*, 1976) per indicare tutte le metamorfiti di basso grado presenti nei monti del Gennargentu; successivamente CARIMATI *et alii* (1980) inseriscono questo nome nel catalogo delle unità formazionali italiane.

Metamorfiti del tutto analoghe dal punto di vista stratigrafico sono distinte più a S nel Foglio geologico 218 “Isili” in scala 1:100.000 (PERNO, 1976) con il termine generico di “scisti filladici, arenacei e micascisti”; le stesse sono più conosciute in letteratura scientifica con il nome di “Postgotlandiano” *Auct.* (VAI & COCOZZA, 1974; CARMIGNANI *et alii*, 1982c).

Le filladi grigie del Gennargentu affiorano estesamente nell’adiacente Foglio 500 “Nùoro Est”, tra Orgòsolo ed Olièna e a NW di Galtelli, nel versante occidentale del M. Tuttavista; al citato Foglio CARG ed all’elenco bibliografico si rimanda per gli approfondimenti.

Nel Foglio 501 “Orosèi” queste metamorfiti si rinvencono inglobate entro scaglie tettoniche (che coinvolgono anche la successione cenozoica) nei pressi di Badde Funtana Morta (immediatamente ad E del M. Tuttavista) ed in alcuni piccoli affioramenti al di sotto della successione cenozoica posti ai piedi dei *plateau* basaltici lungo la valle del Fiume Cedrino.

Sono costituite da una monotona, irregolare alternanza di livelli, da metrici a decimetrici, di metarenarie quarzose e micacee da grigie a grigio-verdi, metarcose e quarziti da grigie a biancastre, filladi quarzifere grigio chiare talora nerastre. In affioramento si presentano fortemente cataclastiche a causa della forte tettonizzazione e con spessore massimo misurato di circa 10 m.

I resti fossili sono del tutto assenti. Sulla base solamente di analogie litostratigrafiche queste metamorfiti vengono correlate alle successioni terrigene del Cambriano - Ordoviciano inferiore delle “Falde esterne”.

?Cambriano -?Ordoviciano inferiore

3. - COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-PALEOZOICO

Nel Foglio 501 “Orosèi” i granitoidi tardo-paleozoici sono presenti in limitati affioramenti nei dintorni settentrionali dell’abitato di Orosèi e in base agli studi condotti dagli scriventi per la realizzazione dell’adiacente Foglio 500 “Nùoro Est” sono stati attribuiti all’unità intrusiva di Monte San Basilio.

3.1. - UNITÀ INTRUSIVA DI MONTE SAN BASILIO (**BLA**)

L'unità intrusiva di Monte San Basilio (**BLA**) occupa, nella Sardegna centro-orientale, una superficie di circa 250 kmq, da N.ghe Tundòne (subito a NE di Orosèi) verso W fino alla regione Salto di Lochèle a SW di Ottana, ben oltre i limiti occidentali del Foglio. Dalla località S. Basilio posta alcuni chilometri ad E di Nùoro, dove affiora estesamente, deriva la denominazione con cui è nota anche in letteratura scientifica (DI VINCENZO & GHEZZO, 1992; DI VINCENZO *et alii*, 1996).

In tutto l'areale di affioramento si caratterizza per il marcato chimismo peralluminoso, evidenziato dalla presenza di cordierite, andalusite e sillimanite. Al suo interno sono state individuate (Foglio 500 "Nùoro Est": SARRIA *et alii*, in stampa) tre subunità intrusive in base alla distribuzione geografica, ai caratteri intrusivi, alla geometria dei corpi ed alle differenze petrografiche e strutturali. La più estesa è la subunità di Monte Isalle, che nel Foglio 500 "Nùoro Est" occupa una larga fascia disposta circa ENE-WSW, nei settori centro-settentrionale e occidentale; vi sono state distinte sei litofacies. Gli affioramenti presenti nel Foglio 501 "Orosèi", sulla base degli studi effettuati nell'adiacente Foglio Nùoro Est, e considerati i caratteri mineralogico-petrografico-chimici e strutturali, sono attribuiti alle granodioriti a cordierite della facies Sa Mèndula (**BLA_{1b}**), appartenente all'unità intrusiva di Monte San Basilio.

3.1.1. - Subunità intrusiva di Monte Isalle (**BLA₁**)

3.1.1.1. - Granodioriti a cordierite. Facies Sa Mèndula (**BLA_{1b}**)

Queste granodioriti si rinvencono in limitati affioramenti al disotto della cornice basaltica dell'espandimento in riva sinistra del Fiume Cedrino (N.ghe Tundòne, Riu Berritta, C. Floris), nel limite settentrionale del Foglio, ed alla periferia occidentale dell'abitato di Orosèi (località Gollài, Santuario di N. S. del Rimedio).

Si tratta di granodioriti grigie, a grana medio-grossa, da equigranulari a inequigranulari per aggregati pinitici pseudomorfi su cordierite, in cristalli tabulari di taglia fino a 3-4 cm, e raro K-feldspato eudrale biancastro di taglia 3-5 cm (fig.10). Lo spiccato carattere peralluminoso è completato da una paragenesi a rara sillimanite fibrolitica, andalusite e muscovite.

Sono presenti *enclaves* femici microdioritici, di evidente derivazione magmatica, di taglia subdecimetrica, e xenoliti di basamento metamorfico (taglia max 5 cm) a loro volta costituiti da una porzione biotitica fortemente restitica e da una porzione quarzoso-feldspatica ricca di andalusite e sillimanite fibrolitica.



Fig. 10 - Granodioriti a cordierite, facies Sa Mèndula (BLA_{1b}), peralluminose, con aggregati pinitici pseudomorfi su cordierite (Loc. Santuario di N. S. del Rimedio, Orosèi).

La tessitura è solitamente isotropa, solo localmente alla scala mesoscopica si osserva una modesta isorientazione per flusso magmatico. In questi casi l'anisotropia planare registra direzioni medie intorno a N60 e immersioni a NNW con valori angolari compresi tra 20° e 60°.

Dal punto di vista composizionale si tratta quindi di rocce peralluminose. In affioramento questi litotipi hanno un marcato grado di alterazione, tuttavia è stato possibile ottenere un campione rappresentativo non alterato, la cui composizione chimica è riportata in tab.1.

Nel Foglio 501 "Orosèi", a causa della scarsa qualità e della limitata estensione degli affioramenti (spesso sotto copertura), non si osservano i rapporti con le formazioni del basamento metamorfico, o con altri granitoidi tardo-paleozoici. Queste granodioriti sono invece ricoperte in discordanza angolare dalle formazioni sedimentarie o vulcaniche *post*-paleozoiche.

Carbonifero superiore - Permiano

Tab. 1 - Analisi chimiche su un campione rappresentativo delle granodioriti a cordierite, facies Sa Mèndula (BLA_{1b}), affioranti nel Foglio 501 "Orosèi".

UNITÀ INTRUSIVA DI MONTE SAN BASILIO (BLA)														
<i>Granodiorite a cordierite. Facies Sa Mèndula (BLA_{1b})</i>														
Facies	Campione	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	L.O.I.	Tot.
BLA _{1b}	PC527	70,50	0,42	14,80	3,17	0,00	0,11	1,14	2,50	3,35	3,68	0,29	0,96	100,22

4. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESOZOICA

Nel Foglio 501 “Orosèi”, sul versante orientale del M. Tuttavista, affiora una successione mesozoica di età compresa tra il Giurassico superiore (formazione di Monte Tulù) ed il Cretacico superiore (formazione di Gorròpu), (tav.7). In questo Foglio mancano perciò i termini basali, del Bathoniano-Calloviano, che invece affiorano nella parte occidentale del M. Tuttavista, all'interno del contiguo Foglio 500 “Nùoro Est”, dal basso: formazione di Genna Selòle (GNS) e formazione di Dorgàli (DOR).

4.1. - FORMAZIONE DI MONTE TULÙ (TUL)

L'istituzione della formazione di Monte Tulù è stata proposta per la prima volta nel corso del rilevamento del Foglio geologico 208 “Dorgàli” in scala 1:100.000 (AMADESI *et alii*, 1961; 1967) e successivamente ridefinita da DIENI & MASSARI (1985a; 1985b), che inoltre hanno distinto una formazione eteropica con il nome di “calcare di S' Adde” (da una località omonima all'estremità NW del M. Albo, presso Siniscola).

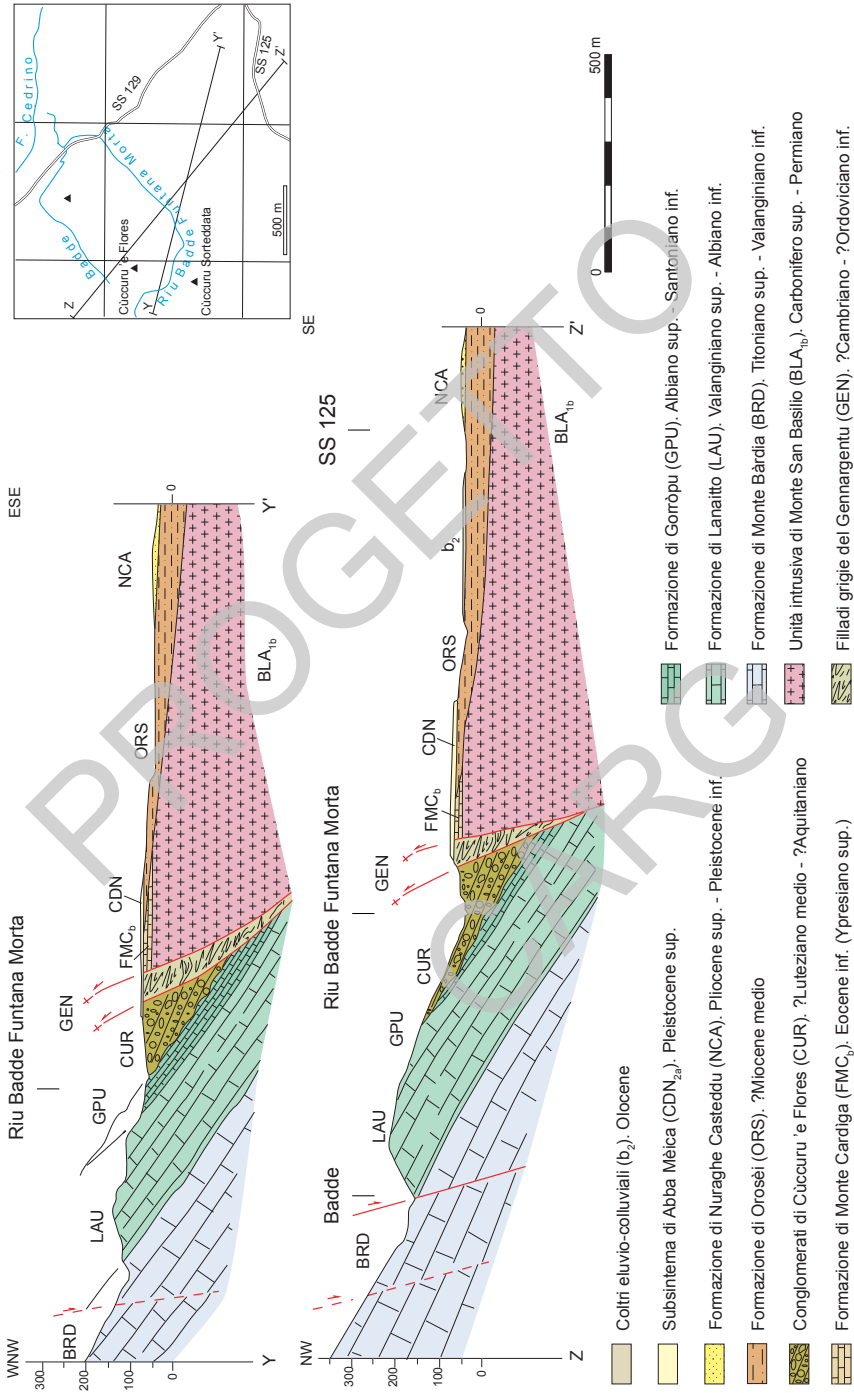
Nel Foglio 501 “Orosèi” questa formazione affiora per qualche centinaio di metri in una fascia ristretta sul versante NE del M. Tuttavista ed in un'area molto più piccola in riva sinistra del Fiume Cedrino, 200 m a N della prima.

Considerando anche la porzione inferiore della formazione, affiorante nel settore occidentale del M. Tuttavista al di fuori del Foglio Orosèi, essa è costituita alla base da calcareniti (*grainstone*) e in subordine calciruditi (*rudstone*) “ooidiche” (ooliti, oncoidi, grani rivestiti), che verso l'alto diventano via via più bioclastiche (frequenti i crinoidi, fig.11).

In posizione intermedia si colloca un intervallo litologico costituito da calcari a grana fine, da lutitici ad arenitici (*mudstone* e *wackestone* fino a *packstone*) di colore da nocciola a grigio scuro, con stratificazione regolare da sottile a media, a volte con noduli di selce. Infine la parte superiore, affiorante in questo Foglio, è formata da calcareniti (*packstone* o *grainstone*) oolitico-bioclastiche.

Nella località sopracitata posta sulla riva sinistra del Fiume Cedrino affiorano anche litotipi dolomitici. Data l'ubicazione isolata e la posizione stratigrafica elevata nella successione, la loro presenza sembra attribuibile a dolomitizzazione epigenetica, distinta quindi da quella precoce e penecontemporanea alla sedimentazione che contraddistingue la sottostante formazione di Dorgàli.

Lo spessore locale della formazione non è valutabile con certezza per la presenza di estese coperture e grandi dislocazioni di tipo gravitativo, ma potrebbe essere nell'ordine dei 200 m circa.



Tav. 7 - Sezioni geologiche nell'area di Riu Badde Funtana Morta (ad E del M. Tuttavista).



Fig. 11 - Frammento di crinoide nella formazione di Monte Tulù, lungo le pendici del M. Tuttavista.

In carta affiora solo il contatto sommitale con la formazione di Monte Bàrdia, spesso marcato da piccole e isolate biocostruzioni a poriferi (stromatoporidi e chetetidi) o esacoralli.

Il ricco contenuto fossilifero della formazione nel suo insieme, anche in base ai dati dei vicini affioramenti del Foglio Nuovo Est adiacente, è costituito da crinoidi, foraminiferi, alghe verdi, echinodermi, coralli, poriferi (in particolare stromatoporidi e chetetidi), gasteropodi, belemniti e ammoniti. Secondo DIENI & MASSARI (1985a; 1985b) l'associazione fossilifera indica un'età Calloviano - Kimmeridgiano superiore, mentre per JADOUL *et alii* (2008) dall'esame dei nannofossili calcarei si deduce un'età più recente (Oxfordiano - Titoniano sommitale). Le analisi biostratigrafiche condotte durante la realizzazione del presente Foglio suggeriscono una distribuzione tra l'Oxfordiano ed il Titoniano.

L'ambiente di deposizione è di pendio/margine esterno della piattaforma (o rampa) carbonatica, sotto forma di barre e cordoni sabbiosi rimaneggiati, che progressivamente evolve verso un annessamento, mentre la parte sommitale della formazione indica ad una fase regressiva con progradazione della piattaforma carbonatica entro aree bacinali.

Giurassico superiore (Oxfordiano -Titoniano inferiore)

4.2. - FORMAZIONE DI MONTE BÀRDIA (BRD)

Questa unità litostratigrafica è stata proposta nel corso del rilevamento del Foglio 208 “Dorgàli” in scala 1:100.000 (AMADESI *et alii*, 1961; 1967). Nel Foglio 501 “Orosèi” gli affioramenti di questa formazione si limitano alla parte inferiore del versante orientale del M. Tuttavista, nelle cave per materiali lapidei in località Orde (in prossimità del Km.221 della SS.125), dove i calcari affiorano in seguito all’escavazione delle conoidi pleistoceniche e, infine, sul litorale a S di Cala Cartòe.

In questo Foglio affiora solo la parte superiore della formazione, quindi mancano le facies basali caratterizzate da calcari massivi, talora grossolani, bioclastici e biocostruiti, e le soprastanti facies a calcilutiti laminate.

I primi litotipi affioranti nell’area sono calcareniti/calciruditi bioclastiche e ooidiche (con *grainstone* ooidico tipicamente bimodale), perlopiù in strati centimetrico/decimetrici. Gli strati sono spesso gradati ed a base erosiva, e danno luogo a stratificazione da parallela ad incrociata a piccolo angolo. I granuli più comuni sono ooidi, foraminiferi, alghe, bioclasti di chetetidi e molluschi, grani rivestiti, oncoidi. A volte possono essere presenti piccole biocostruzioni a chetetidi. Nei livelli più grossolani privi di matrice micritica è possibile osservare pori riempiti da calcite (tipo *keystone vugs*). Molto frequenti le fratture subparallele (*sheet cracks*) o trasversali alla stratificazione, discontinue e con riempimenti micritici granulari e/o cementi sparitici, attribuibili a fasi di diagenesi precoci e *sin-sedimentarie* (presenti anche nelle sequenze calcarenitiche basali), (fig.12).



Fig. 12 - Struttura da disseccamento (*sheet cracks*) nella parte alta della formazione di Monte Bàrdia.

La parte superiore della formazione è costituita da intercalazioni di livelli di marne e calcari marnosi a struttura nodulare e di calcilititi (*wackstone*, *mudstone*) probabilmente stromatolitiche, con laminazione sottile planare o ondulata; calcilititi laminate con strutture poligonali da contrazione (*mud cracks*); intercalazioni decimetriche di breccie a intraclasti lutitici grigi o nerastri (*blackened pebbles*) con matrice arenitica (probabili *storm layers*); livelli marnosi. Queste litologie costituiscono la cosiddetta “facies purbeckiana”, sono distinte in carta con la sigla BRD_a e sono note in letteratura come “orizzonte di Orudè”.

Il tetto della formazione è probabilmente eliso da alcune faglie dirette orientate circa NE-SW poste tra il M. Tuttavista e i rilievi di Cùccuru 'e Flores e Cùccuru Sorteddatta, che ribassano la successione mesozoica verso E; inoltre è mascherato dalle coperture detritiche nella zona di Sa Badde - Su Settile e verso il paese di Orosei.

Lo spessore stimato, prendendo in considerazione anche il Foglio 500 “Nùoro Est” adiacente, è di circa 280 m, di cui solo la metà affiora in questo Foglio.

Il contenuto macro-fossilifero è costituito da frequenti colonie di esacoralli e poriferi (fra i quali chetetidi e stromatoporidi), gasteropodi (in particolare nerineidi), bivalvi (tra cui diceratidi) e coralli. Nella parte alta prevalgono microfacies ad ostracodi, oogoni di alghe caracee, e foraminiferi bentonici fra i quali miliolidi.

L'età stabilita in prevalenza sulle microfacies, in particolare foraminiferi e alghe verdi, si estenderebbe dal Kimmeridgiano al Berriasiano inferiore secondo DIENI & MASSARI (1985a; 1985b). Secondo le analisi biostratigrafiche condotte durante la realizzazione del presente Foglio è risultata una distribuzione tra Titoniano superiore e Valanginiano inferiore.

Gli ambienti sedimentari variano da piattaforma interna/retroscogliera, costituente il “corpo” della formazione di Monte Bardia e solo in parte affiorante nel Foglio, fino a lagune costiere sopratidali con acque dolci o salmastre, con alcune piccole sequenze regressive, a volte con brevi emersioni della piattaforma carbonatica, che caratterizzano la parte alta della formazione.

Giurassico superiore (Titoniano superiore) - Cretacico inferiore (Valanginiano inferiore)

4.3. - FORMAZIONE DI LANAITTO (LAU)

Nel Foglio 208 “Dorgàli” in scala 1:100.000, questa formazione era stata denominata “formazione di Gorròpu inferiore” (AMADESI *et alii*, 1967). Seguendo i criteri internazionali (SALVADOR, 1994) si è scelto di rinominare l'unità come formazione di Lanaitto, in modo da assegnare univocamente il primo termine alla soprastante successione carbonatica del Cretacico superiore (v. § seguente).

Nel Foglio 501 “Orosèi” la formazione di Lanaitto (LAU) affiora ad E del M. Tuttavia, sulla dorsale formata dai rilievi di Cùccuru 'e Flores e di Cùccuru Sorteddatta, ed è particolarmente ben esposta lungo la parte alta della valle di Riu Badde Funtana Morta, a W di Orosèi.

La successione esposta esordisce con bancate di *slumping* (fig.13) che inglobano blocchi anche metrici di calcareniti ricche in ostreidi. Seguono calcari a grana fine più o meno selciferi e glauconitici, in genere a stratificazione poco marcata, che verso l'alto variano la granulometria diventando oolitici e infine nettamente bioclastici (da *packstone* a *grainstone*, facies di scogliera o periscogliera c.d. “urgoniana”).

Lungo la sezione è possibile individuare almeno tre barre calcarenitiche “urgoniane”, di spessore inferiore ai 10 m, alternate a calcareniti fini e calcari marnosi stratificati in bancate pluridecimetriche, con intercalari ruditici, per uno spessore di circa 20 m. In prossimità della parte alta si osserva un *grainstone* ooidico parzialmente silicizzato. A tetto dell'ultima barra “urgoniana” si osserva un *hardground* con resti fossili e noduli di selce. Quindi affiorano gli ultimi 10 m di calcareniti e calciruditi con stratificazione netta da sottile a spessa.



Fig. 13 - Bancata di *slumping* alla base della formazione di Lanaitto, presso la parte alta della vallata di Riu Badde Funtana Morta, a W di Orosèi; è evidente la presenza di blocchi metrici inglobati nelle bancate.

Lo spessore della formazione è misurabile lungo il Riu Badde Funtana Morta, dove è possibile stimare circa 150 m, valore sicuramente inferiore a quello di circa 230 m riportato da DIENI & MASSARI (1963) e DIENI *et alii* (1987a), ma comparabile con quello proposto da MASSE & ALLEMANN (1982).

In questo Foglio la formazione poggia sul cosiddetto “orizzonte di Orudè” (DIENI *et alii*, 1985a; 1985b), calcari marnosi grigi e marne con noduli di selce leggermente glauconitici, che passano verso l’alto a calcareniti fini (BRD_a). Nel Foglio 501 “Orosèi” questo orizzonte è ricoperto dai detriti nella zona di Sa Badde, e forse parzialmente omesso per faglia diretta, mentre affiora a W di Cùccuru ’e Flores e di Cùccuru Sorteddatta. In ogni caso se ne ipotizza la presenza nella sezione geologica e nel riquadro di dettaglio a corredo della carta geologica.

Il tetto è limitato da una disconformità con una lacuna stratigrafica (lacuna meso-cretacica) relativa all’Albiano medio, che viene messa in relazione con la fase tettonica meso-cretacica (cosiddetta fase austriaca), ben marcata sul terreno anche morfologicamente (fig.14).

Nelle calcareniti sono frequenti brachiopodi, ammoniti, belemniti, echinidi, ostreidi; foraminiferi planctonici e bentonici si alternano in proporzioni variabili. Fra i microfossili sono molto rappresentati i foraminiferi (fra cui Orbitolinidi, Miliolidi e Textularidi) e le alghe *dasycladacee* e *codiacee*. Nelle calcareniti fini a tetto della formazione sono presenti Orbitolinidi dell’Albiano inferiore. L’età varia dal Valanginiano superiore all’Albiano inferiore in base alle associazioni di foraminiferi e nannoplanton.

Per quanto riguarda l’ambiente di deposizione, DIENI & MASSARI (1985b) interpretano la successione come legata alla sovrapposizione di cicli regressivi del tipo *coarsening, thickening and shoaling upwards*, con alternanza di facies di piattaforma (marginali o esterne) e bacinali (fino a scarpata esterna).

Cretacico inferiore (Valanginiano superiore - Albiano inferiore)

4.4. - FORMAZIONE DI GORRÒPU (GPU)

Nel Foglio 208 “Dorgàli” in scala 1:100.000 questa formazione era denominata “formazione di Gorròpu superiore” e comprendeva litologie del Cretacico superiore (AMADESI *et alii*, 1967).

Anche in questo caso, seguendo i criteri internazionali (SALVADOR, 1994) si è deciso di rinominare l’unità conservando in parte la precedente denominazione, che fa riferimento ad una località del Supramonte tra Dorgàli e Urzulèi, dove affiora una sezione completa e misurabile. Nell’area rilevata, invece, affiora esclusivamente sul versante SE di Cùccuru ’e Flores, per un’estensione inferiore al chilometro quadro.



Fig. 14 - (a) Evidenza morfologica del contatto tra la prima bancata conglomeratica, grossolana, dei conglomerati di Cùccuru 'e Flores ed i sottostanti carbonati della formazione di Gorròpu del Cretacico superiore; (b) parte basale dei conglomerati di Cùccuru 'e Flores, costituita prevalentemente da clasti eterometrici di carbonati mesozoici, anche di grosse dimensioni. Versante destro del Riu Badde Funtana Morta, ad E di Cùccuru Sorteddàtta.

La formazione presenta alla base un conglomerato calcareo a ciottoli glauconitici, fosfatici e selciferi, nel quale sono segnalate concentrazioni abbondanti di numerosissime specie di macrofossili. Al livello conglomeratico, spesso al massimo alcuni decimetri, seguono in disconformità calcareniti (*packstone*) biancastre a grana molto fine, sciolte o debolmente litificate, quindi marne e calcari marnosi fossiliferi, tipo *craie*, che formano una coltre spessa alcuni decimetri.

Lo spessore è di circa 15-20 m, in quanto ricoperto in discordanza erosiva ed angolare dai conglomerati di Cùccuru 'e Flores (v. fig.14 e v. tav.7). A letto il contatto è costituito da una disconformità che coincide cronologicamente con la lacuna meso-cretacica, che in questo settore si colloca nell'Albiano medio. Al di sopra del conglomerato di base è presente un importante lacuna di sedimentazione, in quanto il primo deposito che poggia sul conglomerato albiano, e chiude anche la successione cretacica superiore locale, è datato al Santoniano inferiore.

Le analisi CARG sulla litozona di base (comprese le ruditi) hanno confermato la varietà e ricchezza delle microfacies. Si osservano vari *taxa*: foraminiferi planctonici (*Planomalina buxtorfi*, globotruncanidi) e bentonici (textularidi, lagenidi *etc.*), calcisferulidi (*Pithonella ovalis*), alghe verdi, radiolari, tintinnidi, spicole silicee, e ostracodi, oltre a resti di echinidi, pesci (squame, denti e vertebre, a volte fosfatizzati), briozoi, ofiuridi, oloturidi, serpulidi, crinoidi, ammoniti (aptici ed embrioni), antozoi. È stata individuata in particolare la biozona a *Rotalipora appenninica* associata al termine dell'Albiano superiore ("Vraconiano").

L'ambiente di deposizione è pelagico, in ambienti distali di scarpata-bacino. Poggia in discordanza sulla formazione di Lanaitto, che localmente termina con il Barremiano superiore, mentre a S del Riu Badde Funtana Morta si estende all'Albiano inferiore; la lacuna stratigrafica perciò varia almeno dall'Albiano medio all'Aptiano - Albiano medio (v. fase tettonica mesocretacica o austriaca).

Cretacico inferiore sommitale (Albiano superiore) - Cretacico superiore (Santoniano inferiore)

5. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA CENOZOICA

5.1. - FORMAZIONE DI MONTE CARDÌGA (FMC)

I terreni eocenici del Foglio 501 "Orosèi" prendono lo stesso nome formazionale utilizzato nella Sardegna centro-meridionale da CARMIGNANI *et alii* (2001) e PERTUSATI *et alii* (2002), in considerazione delle analogie riscontrate per la litologia, il contenuto fossilifero e l'età. A questa formazione sono attribuiti gli affioramenti posti tra il Riu Badde Funtana Morta e il Gollài di Orosèi, e nel versante settentrionale della valle del Fiume Cedrino a NW di Orosèi, sotto il

plateau basaltico. Le esposizioni migliori si rinvencono presso il Riu Badde Funtana Morta, disposte sul lato E della valle secondo una stretta fascia orientata circa NNE-SSW, che si prolunga oltre la SS 129 fino al piede W del Gollài. Tale fascia è parte di un sistema di scaglie tettoniche immergenti verso SE.

I rapporti tettonici a tetto e a letto non consentono di definire con precisione la sequenza stratigrafica, il cui tratto affiorante è descritto con accuratezza da MATTEUCCI & SCHIAVINOTTO (1985). Alla base affiora un livello di circa 2 m di arenarie calcaree e conglomerati con abbondanti clasti di quarzo e graniti, da angolosi ad arrotondati, e ciottoli di calcari mesozoici simili a quelli affioranti nell'adiacente Foglio 500 "Nùoro Est", alcuni chilometri a NW in località Sa Mitra - Cùccuru 'e Paza. Seguono circa 7 m di calcari bioclastici contenenti una frazione terrigena che diventa più scarsa verso l'alto e calcareniti grigio-nocciola, con abbondanti macroforaminiferi (nummulitidi, alveoline), gasteropodi, echinidi e bivalvi. Lo spessore massimo in affioramento è circa 10 m. Tutti gli affioramenti presenti in carta sono attribuiti alla facies FMC₁ (PERTUSATI *et alii*, 2002).

Presso la vallecchia di Riu Badde Funtana Morta i calcari eocenici sono limitati alla base da un contatto tettonico, mentre in prossimità del Fiume Cedrino si osserva la discordanza basale sul basamento metamorfico (fig.15). A tetto sono ricoperti in discordanza dai conglomerati della formazione di Orosèi.

Il contenuto fossilifero consente di riferire la formazione ad un ambiente marino litorale e di attribuire l'età all'Ypresiano superiore (DIENI *et alii*, 2008).

Eocene inferiore (Ypresiano superiore)



Fig. 15 - Contatto basale dei calcari eocenici della formazione di Monte Cardiga in appoggio sulle metamorfiti varisiche, intensamente deformate. Affioramento sul versante E di Riu Badde Funtana Morta.

5.2. - CONGLOMERATI DI CÙCCURU 'E FLORES (CUR)

Il nome formazionale è quello proposto da DIENI & MASSARI (1965b; 1966b) e deriva dall'omonima località ai piedi del versante orientale del M. Tuttavista, dove affiora estesamente. Gli autori precedenti (LA MARMORA, 1857; FOSSA MANCINI, 1924a; TEICHMÜLLER, 1931; CALVINO *et alii*, 1959) avevano attribuito questa formazione all'Eocene, non avendo riconosciuto aspetti importanti quali il rimaneggiamento dei macroforaminiferi dell'Ypresiano in essa contenuti (PACCI *et alii*, 1998). Altre ricerche stratigrafico-sedimentologiche approfondite si devono ancora a DIENI *et alii* (1979; 1983b; 2008) e DIENI & MASSARI (1985c).

Gli affioramenti si concentrano in maggior parte sul versante orientale delle colline di Cùccuru 'e Flores - Sas Seddas, dove formano una successione potente circa 35 m nella sua parte inferiore, immergente da 25° a 48° verso ESE all'estremità meridionale e da 32° a 53° verso SE all'estremità settentrionale (v. tav.7).

Litologicamente si osservano soprattutto ruditi poligeniche (breccie e conglomerati), arenarie e calcilutiti. Le prime contengono clasti di basamento paleozoico (graniti, porfidi, quarziti e filladi, fig.16), della successione mesozoica (calcari, dolomie e marne), di quella eocenica (calcareniti e calcari a nummuliti e assiline, v. fig.14b) e anche di calcari paleocenici tra l'altro mai rinvenuti in affioramento (fig.17), (DIENI *et alii*, 1979; 1983b; 2008; DIENI & MASSARI, 1985c).



Fig. 16 - Clasto di vulcanite permiana, nella parte basale dei conglomerati di Cùccuru 'e Flores; settore meridionale di Riu Badde Funtana Morta, a W di N. S. del Rimedio.

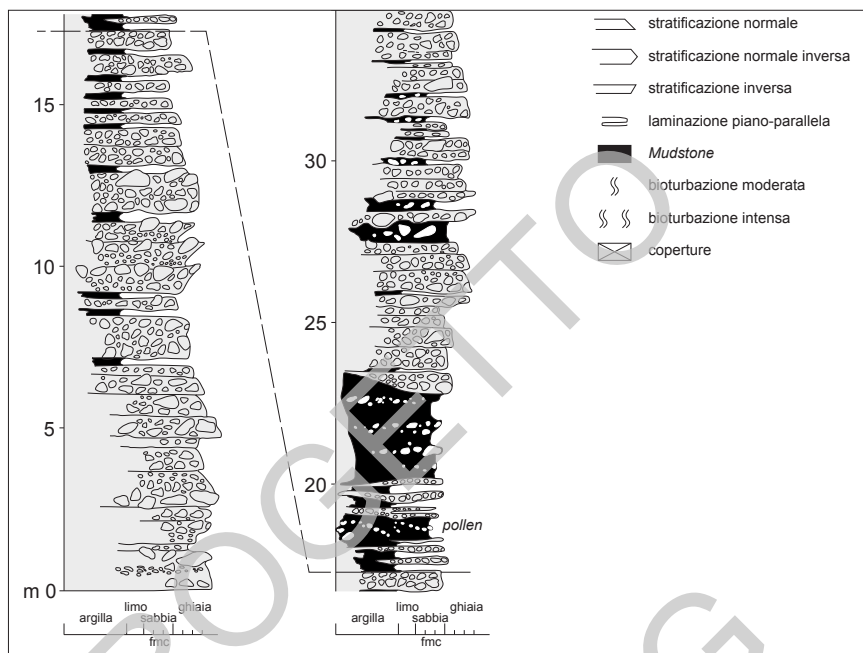


Fig. 17 - Log stratigrafico dei conglomerati di Cùccuru 'e Flores, in località Panatta. Da DIENI *et alii* (2008), ridisegnato.

La forte eterometria dei depositi, che comprende spesso blocchi di alcuni metri cubi, si manifesta anche in un caso estremo rappresentato dal grande olistolite di dolomia giurassica (CUR_a) che affiora in località Panatta, subito a W della confluenza tra il Riu Badde Funtana Morta e il Fiume Cedrino, poggiando sopra un sottile livello di arenarie con nummuliti eoceniche rimaneggiate (fig.18).

La prevalenza di clasti di carbonati mesozoici rispetto a litotipi del basamento paleozoico è dovuta alla vicinanza e preponderanza degli affioramenti della successione mesozoica, sulla quale la formazione di Cùccuru 'e Flores poggia in netta discordanza angolare (v. fig.14a). Per lo stesso motivo, nell'area in esame, tra i clasti di basamento, quelli di graniti prevalgono su quelli di metamorfiti. Inoltre la frequenza di clasti paleozoici risulta maggiore procedendo verso l'alto, coerentemente con l'approfondimento progressivo dell'erosione della successione locale. Il grado di elaborazione dei ciottoli è talvolta elevato per i componenti cristallini, e basso per quelli carbonatici, specie per i blocchi di maggiori dimensioni. Lo scarso arrotondamento dei clasti di metamorfiti è invece da imputare alla forte anisotropia originaria della roccia.



Fig. 18 - Foto panoramica della parte settentrionale della vallecola di Riu Badde Funtana Morta, a W di N. S. del Rimedio; la freccia indica un olistolite carbonatico all'interno dei conglomerati di Cùccuru 'e Flores.

Le intercalazioni calcilutitiche scure associate a conglomerati a supporto di matrice, più spesse e frequenti nella parte centrale e superiore della formazione, derivano dal rimaneggiamento di facies marnose della formazione di Monte Cardiga, del tutto confrontabili con quelle affioranti a Cùccuru 'e Paza e a Sa Mitra nel limitrofo Foglio 500 "Nùoro Est". I sedimenti sono organizzati in strati tabulari o lenticolari da medi a molto spessi (da alcuni decimetri ad alcuni metri), tendenzialmente più massivi e disorganizzati o con accenno di gradazione normale o inversa verso la base dell'unità, dove prevalgono facies più grossolane (v. *fig.Kb*); la stratificazione è più netta e regolare e l'assortimento più elevato in corrispondenza di classi granulometriche più fini. La giacitura può essere caotica dove prevalgono facies più grossolane, o stratificata in bancate quando interessa arenarie grossolane talora classate.

Lo spessore è estremamente variabile a causa delle modalità di deposizione. In prossimità della località tipo è verosimile uno spessore intorno ai 70 m. Nel versante W della vallecola di Badde Funtana Morta DIENI *et alii* (2008) hanno misurato una sezione di circa 40 m (v. *fig.17*).

Il contatto basale è fortemente discordante sulle successioni più antiche; il limite superiore è erosivo, oppure è per faglia con scisti del basamento o con la formazione di Monte Cardiga.

Diversi autori (ALVAREZ & COCOZZA, 1974; CARMIGNANI *et alii*, 1992b; 1994a; 1997; CHABRIER, 1970; DIENI *et alii*, 1966b; 2008; DIENI & MASSARI, 1987;

FUNEDDA, 1990; PASCI, 1990, 1995; 1997; PASCI *et alii*, 1998), analizzando le condizioni di affioramento oltre che le caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche, anche degli affioramenti presso il M. Albo ed il Supramonte, sottolineano il carattere sintettonico di questa formazione e la mettono in relazione con il quadro deformativo alpino o appenninico.

Non sono stati finora segnalati dati biostratigrafici che permettano un'attribuzione cronostratigrafica diretta della formazione (CALVINO *et alii*, 1959; DIENI & MASSARI, 1965b; 1966b; CHABRIER, 1970; BUSULINI *et alii*, 1987).

Gli elementi che consentono di datarla sono, per quanto riguarda il limite inferiore, nannofossili e foraminiferi rimaneggiati (nei ciottoli, fig.19 e nella matrice, fig.20) la cui età non oltrepassa l'Ypresiano.

Recentemente DIENI *et alii* (2008), studiando le palinoflore e mettendole in correlazione con la presenza di un'alga epifitica (*Callimothallus*) nei livelli calcilutitici, propongono un'età Lutetiano medio iniziale. ZATTIN *et alii* (2008) confermano un'età simile interpretando le analisi delle tracce di fissione su apatite realizzate su alcuni campioni.



Fig. 19 - Nummuliti in clasti di calcari eocenici inglobati nei conglomerati di Cùccuru 'e Flores, parte meridionale della vallecola di Riu Badde Funtana Morta a W di Orosèi, in prossimità del contatto basale.



Fig. 20 - *Nummuliti* rimaneggiati all'interno dei conglomerati di Cùccuru 'e Flores. Località Riu Badde Funtana Morta, a W di N. S. del Rimedio (Orosèi).

Queste date ed interpretazioni sono state però messe in discussione e non considerate risolutive da OGGIANO *et alii* (2011). Infatti, come riportato dagli stessi autori, il *Callimothallus*, dove riconosciuto (in Turchia), è datato ad un intervallo compreso tra l'Eocene medio e l'Oligocene superiore; inoltre, la correlazione con spore e pollini di ambiente continentale, in assenza di uno spettro pollinico definito, non permette un'attribuzione definitiva. Perdi più, in Corsica, dove sono descritti depositi sintettonici nello stesso contesto geodinamico, nelle ruditi sono segnalati anche foraminiferi del Priaboniano (AMAUDRIC DU CHAFFAUT, 1973).

In attesa di dati più precisi il limite cronologico superiore può essere definito in rapporto all'età della formazione di Orosèi, attribuita dubitativamente al Miocene medio ("formazione deltizia" di DIENI & MASSARI 1965b; 1966b; DIENI *et alii*, 2008). OGGIANO *et alii* (2009), considerando la sintettonicità delle strutture, propongono un'età analoga ai depositi che colmano le fosse transtensive della Sardegna settentrionale, attribuiti all'Oligocene superiore - Aquitaniano (OGGIANO *et alii*, 1995).

Le caratteristiche tessiturali e deposizionali consentono di associare i conglomerati di Cùccuru 'e Flores ad ambienti variabili da conoidi detritiche ed alluvionali a delta conoidi, prossimi a scarpate di faglia. In aree limitrofe al Foglio 501 "Orosèi" (Valle di Lanaitto nel Foglio 500 "Nùoro Est"; zona tra M. Albo e La Caletta di Siniscòla più a N) sono note facies alluvionali e transizionali fino a marine.

?Eocene medio (?Luteziano medio) - ?Miocene inferiore (?Aquitaniano)

5.3. - FORMAZIONE DI OROSÈI (ORS)

Questa unità litostratigrafica corrisponde alla “formazione deltzia di Orosèi” descritta da DIENI & MASSARI (1966b) e successivamente chiamata “conglomerato di Orosèi” da DIENI *et alii* (2008). Costituisce parte dell’area di sedime dell’abitato di Orosèi tra il Riu Badde Funtana Morta, il Gollài basaltico ed il Fiume Cedrino; inoltre affiora sotto l’altopiano basaltico dalle località di Fuille e S. Lucia a N, fino a S. Maria ‘e Mare a NE. Altri affioramenti si rinvengono nel tratto terminale del Riu di Osalla (promontorio di P.ta Nera di Osalla e località Gulunie).

È formata da alternanze di conglomerati e breccie più o meno arenacei, arenarie e peliti arenacee, con grado di cementazione molto variabile. Le frazioni ruditiche sono nettamente prevalenti (seguite nell’ordine da areniti e peliti); normalmente non eccedono dimensioni decimetriche (variando da microconglomerati/brecciole a breccie/conglomerati grossolani). In alcuni affioramenti si trovano però blocchi di dimensioni notevoli, fino al blocco di circa 400 mc di calcare con selci del Cretacico inferiore, visibile nel centro abitato di Orosèi, sotto l’estremità SE del Gollài.

Nei clasti della formazione sono rappresentati tutti i litotipi dell’area circostante (elementi paleozoici, mesozoici, cenozoici, questi ultimi più frequenti nella parte superiore dell’unità), oltre a macroforaminiferi eocenici rimaneggiati sparsi nella matrice. La composizione litologica varia in relazione ad apporti da aree geografiche differenziate per distanza e caratteristiche geologiche. Sono presenti anche breccie o conglomerati grossolani, quasi monogenici, a clasti di carbonati mesozoici (località Poiòlos e zona Cimitero). In genere i clasti mesozoici hanno un minore grado di arrotondamento rispetto alle altre litologie; ma dove la formazione poggia direttamente sul basamento paleozoico (vallecole presso N.ghe Chilivri e N.ghe Muriè, o dintorni del santuario di N. S. del Rimedio, rispettivamente a NNE e W di Orosèi) anche gli elementi di granitoidi (riferibili alle granodioriti peralluminose dell’unità intrusiva di Monte San Basilio, BLA) possono presentare un basso grado di elaborazione, dando luogo a breccie grossolane massive ed eterometriche con maturità tessiturale molto bassa (fig.21).

La parte inferiore dell’unità, visibile negli affioramenti occidentali e settentrionali, ha una stratificazione sub-parallela, con base leggermente ondulata o più chiaramente erosiva in corrispondenza di livelli ruditici. Gli spessori dei singoli strati variano da alcuni centimetri a circa 2 m; l’inclinazione può localmente superare i 30° con immersione verso SE, in prossimità dell’appoggio al substrato granitico. Gli strati più potenti sono solitamente quelli più grossolani, ossia breccie e/o conglomerati con struttura massiva o con gradazione inversa. Anche le frazioni relativamente più fini possono formare strati massivi o con accenni di gradazione normale, a volte con laminazioni più grossolane centimetriche.



Fig. 21 - Conglomerato con elementi di granitoidi tardo-varisici nella formazione di Orosèi, presso la vallecola di Riu Badde Funtana Morta a W di N. S. del Rimedio.

I livelli più ricchi in frazioni fini hanno colore da grigio-chiaro a verdastro. Nei livelli ruditici della parte inferiore dell'unità i clasti più allungati tendono spesso ad allinearsi all'incirca secondo l'immersione degli strati, probabilmente a seguito di piene o colate fangose tipo *debris flow*, associate a gradienti topografici abbastanza elevati.

La parte superiore della formazione di Orosèi, visibile negli affioramenti più orientali (soprattutto nei pressi di S. Maria e Mare), è caratterizzata da sedimenti relativamente più elaborati (prevalenza di ciottoli arrotondati) con un grado di classazione granulometrica più elevato, dovuto in particolare a dimensioni più ridotte (ordine di centimetri) della frazione grossolana e ad intercalazioni pelitiche assenti o molto più sottili. La stratificazione in questo settore si presenta incrociata, per effetto di distinti *set* di strati ad immersione variabile da E a SSE ed inclinazione di 15°-20°.

Lo spessore stimato affiorante è di circa 30 m, ma è probabile che sia superiore al di sotto della piana alluvionale del Cedrino e dell'altopiano basaltico.

Alla base della formazione è presente una superficie di disconformità, visibile nella vallecola di Riu Badde Funtana Morta, dove poggia sulla formazione di Monte Cardiga (fig.22) e sul basamento paleozoico (granitoidi peralluminosi e filladi), o nelle località di N.ghe Chilivri e N.ghe Muriè, a N di Orosèi, dove poggia sui soli granitoidi tardo-varisici.



Fig. 22 - Contatto tra la formazione di Orosèi (sopra) e i calcari a nummuliti della formazione di Monte Cardiga (sotto), presso il versante orientale della vallecola di Riu Badde Funtana Morta.

Anche il limite superiore è disconforme; ad E e SE di Orosèi è mascherato da sedimenti del Pleistocene superiore e dell'Olocene, mentre nelle aree dei gollèi basaltici, a seconda delle zone, può essere ricoperto dalla formazione di Fuille (Pliocene inferiore), dalla formazione di Nuraghe Casteddu (Plio-Pleistocene) o direttamente dalle vulcaniti basaltiche. Sul versante S del Gollài uno scavo temporaneo ha evidenziato un contatto per faglia diretta tra la formazione di Orosèi e la formazione di Fuille, quest'ultima ribassata verso NNE (cfr. cap. V - 2.).

Il contenuto fossilifero, scarso o in gran parte rimaneggiato, non ha permesso finora di datare con accuratezza questa formazione. I pochi ritrovamenti consistono in esemplari di brachiopodi terebratulidi (*Terebratulina retusa* L., ex-*T. caputserpentis* L.), serpulidi ed ostreidi, per mezzo dei quali la formazione di Orosèi è stata dubitativamente attribuita al Miocene medio.

Secondo DIENI & MASSARI (1966b) l'ambiente di deposizione è di tipo transizionale, attribuibile a un delta-conoide. Ciò a partire dall'andamento delle giaciture degli strati, che si aprono "a ventaglio" con inclinazioni di 15°-30°, definendo un originario cono con vertice a W di Orosèi e con asse circa E-W. A favore di questa interpretazione sarebbero anche i caratteri tessiturali, caratterizzati dalla netta prevalenza delle frazioni più grossolane (per cui è corretta anche la definizione di *coarse grained delta*) spesso non elaborate, la presenza di alcuni grandi blocchi isolati e l'organizzazione interna degli strati, in genere massivi o gradati normalmente.

La stratificazione attualmente osservabile è in effetti una clinostratificazione, benchè a tetto dei *foreset* non siano visibili gli strati tabulari di *topset*. Infine i livelli pelitici interstratificati avrebbero il significato di depositi marini di prodelta.

?Miocene medio

6. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PLIO-PLEISTOCENICA

6.1. - FORMAZIONE DI FUÌLE (FUI)

Nel Foglio 195 “Orosèi”, in scala 1:100.000, questa formazione veniva denominata “Sabbie a foraminiferi, coralli, brachiopodi e molluschi di Orosèi” (CALVINO *et alii*, 1958; 1972). È stata studiata, fra gli altri, da DIENI & MASSARI (1966b) e CHERCHI (1973). Il nome proposto fa riferimento alla sezione-tipo nella località omonima, circa 1 km a N di Orosèi (fig.23).

Gli affioramenti si concentrano entro un’area allungata di circa 1,5 km per una larghezza massima di mezzo chilometro, a letto della formazione di Nuraghe Casteddu o delle vulcaniti basaltiche. Presentano buona continuità laterale, anche se in genere hanno una debole copertura di detriti di versante, al disotto della cornice basaltica del Gollài in riva sinistra del Fiume Cedrino; altri affioramenti di rilievo si trovano in prossimità di N.ghe Chilivri e presso l’abitato di Orosèi.

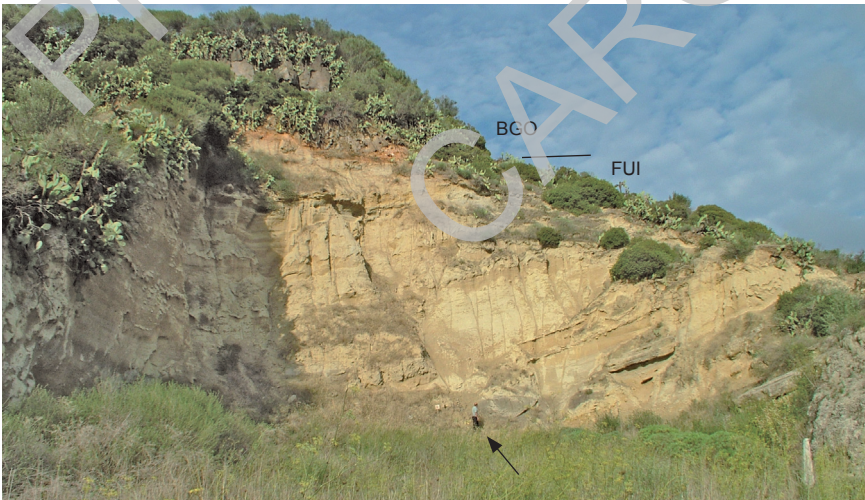


Fig. 23 - Panoramica sulla formazione di Fuìle (FUI) nella località tipo omonima, sormontata dai basalti dei Gollài (BGO).

È costituita da sabbie più o meno argillose, da giallo chiare a grigie a verdastre con l'aumento della frazione argillosa. I sedimenti sono clinostatificati, con immersione dei *set* mediamente di circa 20° in direzione da NW a NE. In prossimità dell'appoggio al substrato la frazione pelitica si riduce e compaiono livelli formati da sabbie molto grossolane o ghiaie, talora anche con blocchi tabulari di conglomerati della sottostante formazione di Orosèi, incrostati da brachiopodi e molluschi del Pliocene inferiore (cava di Fuile). Nel settore occidentale del Gollài, in adiacenza ad un affioramento isolato della formazione di Monte Cardiga, affiorano sabbie argillose entro le quali sono dispersi clasti di calcari mesozoici rimaneggiati. Anche la parte terminale dell'unità è caratterizzata da grana relativamente grossolana, prevalente sulle frazioni più fini.

Lo spessore di questa formazione è stimato in circa 20 m (v. fig.23), anche se la continuità di affioramento è scarsa.

La formazione giace in discordanza angolare su tutte le formazioni precedenti: sui litotipi del basamento paleozoico (es. tra cava Fuile e vallone Chilivri, a N del Cedrino), del Mesozoico (a W di Case Senette, angolo NW del Foglio), dell'Eocene inferiore (versante W del Gollài) oltre che sulla formazione di Orosèi. Anche il contatto con quest'ultima unità, poco più a N della località tipo di Fuile, mostra una evidente discontinuità angolare. A tetto, a seconda della zona, la formazione di Fuile è ricoperta in discordanza dalla formazione di Nuraghe Casteddu o dalle vulcaniti basaltiche, entrambe plio-pleistoceniche. Nel settore ad E dell'allineamento Ponte sul Cedrino - N.ghe Chilivri, questa formazione è del tutto assente e non si interpone tra le formazioni di Nuraghe Casteddu e di Orosèi.

Uno scavo temporaneo sul versante meridionale del Gollài, in area urbana, ha evidenziato un contatto tettonico tra le formazioni di Orosèi e di Fuile, tramite una faglia diretta che a tetto ribassa quest'ultima verso NNE (cfr. cap. V - 2.).

Le ricerche paleontologiche svolte nella seconda metà del '900 (ZINONI, 1958; DIENI & OMENETTO, 1960; DIENI & MASSARI, 1966b; DIENI, 1968; CHERCHI, 1973) hanno permesso di catalogare un assortimento faunistico formato da un centinaio di specie. I fossili sono distribuiti in modo disomogeneo; in particolare scarseggiano nella porzione superiore della formazione e negli affioramenti più occidentali. I microfossili sono nettamente più abbondanti nei livelli pelitici.

I gruppi principali sono rappresentati da foraminiferi bentonici (amfisteginidi, elfididi, nodosaridi, bolivinidi, buliminidi e uvigerinidi) e foraminiferi planctonici (globigerinidi e globorotalidi), gasteropodi (oltre 50 specie, tra cui sono più frequenti turritellidi, aporraididi e naticidi), bivalvi (circa trenta specie, tra cui pectinidi, arcidi e grifeidi) e brachiopodi (terebratulidi). Sono stati rinvenuti, inoltre, scafòpodi, cirrèpedi, coralli, resti di echinidi (radioli) e di pesci (otoliti, vertebre, denti).

Questa associazione faunistica ha permesso di datare al Pliocene inferiore la formazione di Fuile. Le indicazioni paleoambientali riportano ad ambienti di deposizione da sublitorali a litorali (tipo delta-conoide), più profondi alla base dell'unità e meno profondi nella parte superiore.

Pliocene inferiore (Zancleano)

6.2. - FORMAZIONE DI NURAGHE CASTEDDU (NCA)

Con il nome di formazione di Nuraghe Casteddu (località 6 km circa a NW di Dorgali) MASSARI & DIENI (1973) hanno rinominato i sedimenti pre- e infra-vulcaniti basaltiche variamente denominati dagli Autori precedenti: VARDABASSO, 1939 li definiva "Depositi lacustri, formati in laghi pliocenici-pleistocenici di sbarramento vulcanico"; CALVINO *et alii* (1967) nel Foglio Geologico 195 "Orosèi" in scala 1.100.000 li denominavano "alluvioni sabbiose e ciottolose sciolte e depositi lacustri sabbiosi e limosi sottostanti agli espandimenti basaltici".

La formazione di Nuraghe Casteddu nel Foglio 501 "Orosèi" affiora discontinua alla base e/o intercalata agli espandimenti basaltici pleistocenici ed in areali isolati alla periferia di Orosèi. Gli affioramenti sono distribuiti in tre settori: uno nord-occidentale, di entità minore, dall'angolo NW del Foglio fino al versante meridionale della collina di S. Lucia; uno nord-orientale, nel versante sopra S. Maria 'e Mare a NE di Orosèi; uno meridionale, tra Riu Pedduzza e Cala di Osalla.

Nel primo settore si ha una fascia discontinua, potente circa 3 m, collocata alla base delle colate basaltiche e poggiante in discordanza sulla formazione di Monte Cardiga (affioramenti più a W) e sulla formazione di Fuile. Sotto il Gollài di Orosèi poggia in prevalenza sulla formazione di Fuile e in parte (versante S) sulla formazione di Orosèi. In queste zone la formazione è costituita da sabbie e ghiaie fini o medie (arrotondate o subarrotondate-spigolose nel caso degli elementi più minuti), silicoclastiche, in livelli tabulari con laminazione orizzontale o obliqua, deposti in ambienti distali di conoide alluvionale o di piane alluvionali percorse da canali divaganti e intrecciati (*braided*). Frequente la pedogenizzazione (paleosuoli bruni o rosso scuro).

Nel settore nord-orientale, tra le località Salomone, N.ghe Muriè e S. Maria 'e Mare (fig.24), prevalgono sedimenti ghiaiosi o sabbioso-ghiaiosi clinostratificati, con generale immersione verso E. Lo spessore dei *set* supera localmente i 5 m. I clasti hanno composizione variabile e sono mediamente arrotondati (frequenti i ciottoli piatti) ed il deposito si presenta leggermente classato; sono rari i blocchi granitici, tipici degli affioramenti meridionali, mentre in alcuni affioramenti si intercalano sottili livelli pelitici. Le ghiaie hanno una matrice sabbiosa grossolana di colore bruno-rossastro.



Fig. 24 - Affioramento della formazione di Nuraghe Casteddu (NCA) presso S. Maria 'e Mare, a E di Orosèi, sormontata dai basalti dei Gollèi (BGO).

Nella parte alta della sequenza sono presenti ampi canali discretamente appiattiti, riempiti di sedimenti da ghiaiosi a sabbioso-ghiaiosi clinostratificati. In questo apparato deluzio (a differenza di quanto osservabile a Cala di Osalla) predominava il trasporto idrico mentre i sedimenti trasportati da eventi di massa erano assenti.

Nel settore meridionale, lungo il versante W del Riu Pedduzza e in località Gulunè fino a Serra de Cartòe, la formazione si intercala alle colate basaltiche dei Gollèi (cfr. § 6.3.).

Alla foce del Riu Osalla si osserva, alla base della ripa, una sequenza potente oltre 10 m di ghiaie, ghiaie sabbiose e più rare sabbie grossolane a stratificazione incrociata planare (fig.25). Si tratta di sedimenti clinostratificati con immersione verso E, in cui si riconoscono superfici di riattivazione che separano singoli *set* che possono raggiungere i 4-5 m di spessore. I clasti sono da sub-arrotondati a sub-angolosi e talora angolosi. La composizione è estremamente variabile e rappresenta le formazioni affioranti nella valle del Cedrino: granitoidi, scisti, filladi, calcari (mesozoici e cenozoici). Nella parte basale dell'affioramento sono presenti anche clasti basaltici. Le dimensioni dei clasti sono in genere centimetriche, talora decimetriche con blocchi anche superiori ai 70 cm di diametro, spesso a composizione granitica o metamorfica. Lateralmente e a tetto sono presenti alternanze di sedimenti sabbiosi e siltoso-sabbiosi a stratificazione incrociata concava o planare; verso W affiorano anche intercalazioni di ghiaie arrotondate o sub-arrotondate a grana media o grossolana.



Fig. 25 - Aspetto della formazione di Nuraghe Casteddu presso il promontorio settentrionale della spiaggia di Osalla, in vicinanza della foce del rio omonimo, a S di Orosèi.

La formazione nel suo insieme è costituita da livelli posti alla base e/o alternati alla successione basaltica, pertanto il suo spessore è difficilmente valutabile. Nell'area del Foglio si registrano circa 15 m nel settore meridionale, per passare a circa 7 m in quello settentrionale.

Nel settore nord-orientale l'appoggio avviene direttamente sulla formazione di Orosèi tramite una netta troncatura erosiva, senza l'interposizione della formazione di Fuile o di vulcaniti pleistoceniche; peraltro si segnala che queste ultime sono state attraversate da trivellazioni profonde fino a 170 m (ricerche idriche condotte da privati) in un'area limitrofa al Foglio 501 "Orosèi", circa 2,5 km a N di S. Maria 'e Mare (loc. Su Catreattu); qui la successione vulcanica raggiunge uno spessore di varie decine di metri, ed alla base presenta livelli di ghiaie e sabbie (formazione di Nuraghe Casteddu); al di sotto sono segnalate alcune decine di metri di peliti grigie con resti di molluschi, di età sconosciuta.

Nella maggior parte della piana del Cedrino le lave basaltiche sigillano la sommità della formazione e sono state interessate dall'erosione costiera.

La datazione di questa formazione è basata, oltre che sui rapporti di eteropia con le vulcaniti basaltiche (Pleistocene inferiore), sull'esame dei resti fossili rinvenuti nelle argille lacustri alla base della sezione tipo in località N.ghe Casteddu, nel limitrofo Foglio 500 "Nùoro Est". Altri livelli pelitici analizzati, provenienti dal Foglio 501 "Orosèi" (Osalla, S. Maria 'e Mare), si sono invece rivelati sterili.

MASSARI & DIENI (1973), in base allo studio delle associazioni polliniche ed ai rapporti stratigrafici con le vulcaniti, attribuiscono a questa formazione un'età corrispondente al periodo interglaciale Donau-Günz, che in stratigrafia marina è correlabile al Pleistocene inferiore (Calabriano) - medio.

ESU (1978), ESU & KOTSAKIS (1979; 1980), KOTSAKIS (1986), grazie alla presenza di numerosi esemplari di gasteropodi polmonati e qualche resto di micro-mammiferi (roditori della famiglia *Gliridae*) rinvenuti nelle argille basali hanno proposto, in termini di stratigrafia continentale, il Villafranchiano basale, equivalente nella stratigrafia marina al Pliocene superiore (Piacenziano).

Infine MARINI & MURRU (1981), in base a dati paleomagnetici e radiometrici presenti in letteratura sui basalti, alle associazioni polliniche ed ai resti di mammiferi propongono il Villafranchiano inferiore (Pliocene superiore).

La formazione si distingue per avere una parte basale con strutture sedimentarie tipiche del sistema deltizio di un corso d'acqua in rapida crescita (il "paleo-Cedrino"), ad elevato carico solido (delta-conoide tipo "Gilbert"). La presenza di grandi blocchi suggerisce che il corso d'acqua riceveva apporti da torrenti locali interessati da dinamiche di trasporto in massa (*debris flow*). Verso l'alto la litofacies deltizia passa a sedimenti fluviali costieri che testimoniano la progradazione dei canali alimentatori della piana alluvionale al di sopra dei *foreset* deltizi.

Pliocene superiore (Piacenziano) - Pleistocene inferiore (Calabriano)

6.3. - BASALTI DEI GOLLÈI (BGO)

Con questa denominazione sono indicate le alternanze di lave (BGO) e scorie (facies Nuraghe Su Cungiadu, BGO_a) a composizione essenzialmente basaltica diffuse nella Sardegna orientale tra la Bassa Baronia, Dorgali e Baunè. Nel Foglio 501 "Orosèi" queste vulcaniti affiorano per 13 kmq, su un totale di 130 kmq che costituisce l'areale dell'intero distretto vulcanico.

L'attività vulcanica, principalmente subaerea, è caratterizzata da emissione di lave basaltiche (BGO), impilate in successione, che costituiscono un esteso *plateau* sia nel Foglio Orosèi (fig.26) sia, soprattutto, nell'adiacente Foglio 500 "Nùoro Est". La potente successione di lave basaltiche è interstratificata con i depositi continentali della formazione di Nuraghe Casteddu. Talvolta affiorano basalti a *pillow* e depositi epiclastici, presenti nel solo Foglio Nùoro Est e confinati nella valle del Riu di Osalla, caratterizzati da strutture sedimentarie di alta energia.

La cartografia di queste vulcaniti è basata sul criterio litostratigrafico, così come è stato fatto nel contiguo Foglio 500 "Nùoro Est" e per i coevi "basalti delle Giare" del Foglio 540 "Mandas" (FUNEDDA *et alii*, in stampa), e come previsto dalle norme sul rilevamento del Servizio Geologico d'Italia.



Fig. 26 - Panorama della Cala di Osalla, circondata da rilievi tabulari di basalti dei Gollè (BGO); sullo sfondo a destra il M. Tuttavista.

Il rilevamento geologico ha permesso il riconoscimento di numerosi centri eruttivi, principalmente coni di scorie; all'intensa attività lavica è inoltre associata una modesta attività esplosiva, con depositi di caduta di scorie e flussi piroclastici in prevalenza cineritici, da poco a mediamente saldati, aventi *run-out* dell'ordine delle centinaia di metri. La lava, quando non alterata, è grigia, da chiara a scura su frattura fresca, mentre in superficie spesso è rossastra o bruna per incipiente alterazione. In alcuni casi si osserva entro la stessa colata la copresenza di una lava basaltica chiara e di una scura. La tessitura è debolmente porfirica per fenocristalli di olivina e/o pirosseno in massa di fondo spesso microcristallina nella quale è possibile distinguere, talvolta, microcristalli biancastri di plagioclasio.

In alcune colate (località Iriai-Canales, N. ghe S'Ulumu, Cùccuru Pirischè, Sos Arcos - Sa Pramma a N di Dorgali nel Foglio 500 "Nùoro"; Osalla nel Foglio 501 "Orosèi") sono osservabili inclusi peridotitici più o meno abbondanti, di dimensioni che variano da pochi millimetri ad alcuni centimetri (max 10), costituiti principalmente da cristalli di olivina e, in parte, di pirosseno (fig.27).

I caratteri petrografici mostrano una variabilità molto limitata sia per la paragenesi che per le tessiture. Sinteticamente è possibile distinguere:

- 1) basalti a sola olivina in fenocristalli spesso alterati in iddingsite. La massa di fondo contiene plagioclasio (in quantità generalmente superiore al 50% e composizione variabile An 50-65%) e in misura minore olivina, clinopirosseno e opachi, e talora una piccola frazione di vetro. La tessitura è porfirica, olocristallina, intergranulare, isotropa, raramente anisotropa ("tessitura pilotassitica");
- 2) basalti con fenocristalli di olivina e clinopirosseno (il secondo in quantità sempre subordinata), e rari noduli peridotitici (fig.27). La tessitura è porfirica, olocristallina, isotropa, intergranulare;

- 3) basalti ad ortopirosseno, tessitura doleritica e assenza di noduli peridotitici. La presenza di tessiture al limite con la doleritica permette di ipotizzare che alcune colate si siano succedute molto rapidamente nel tempo e che questo processo abbia favorito un raffreddamento molto lento, tale da generare un accrescimento dei microcristalli della massa di fondo.



Fig. 27 - *Nodulo peridotitico ad olivina e pirosseno all'interno di una colata lavica dei basalti dei Gollèi (BGO), presso P.ta Nera di Osalla.*

L'attività vulcanica è essenzialmente subaerea. Le singole colate sono massive, con evidenti vescicolazioni nelle parti basale e sommitale, che talvolta marcano una sottile foliazione per flusso magmatico planare. Sono presenti vari tipi di strutture deformative della foliazione primaria, legate a movimenti *post-messa* in posto.

Localmente (es. presso P.ta Nera di Osalla) sono riconoscibili strutture del tipo "lave a corde" (lave "*pahoehoe*"), laddove il carapace delle colate si è deformato in virtù di una maggiore viscosità rispetto alla lava sottostante, ancora fluida e con velocità di scorrimento più elevata, quindi capace di indurre il trascinamento della porzione superficiale (fig.28). La presenza di superfici con struttura a corde (con lunghezza d'onda dell'ordine di alcuni centimetri), l'assenza di lave a blocchi, e gli spessori limitati insieme all'estensione delle singole colate testimoniano in generale la bassa viscosità di queste lave.

Alla base delle colate deposte in acqua sono frequenti strutture di raffreddamento tipo "lave a cuscini" ("*pillow lavas*", fig.29), soprattutto a contatto con i sedimenti alluvionali della formazione di Nuraghe Casteddu. Abbastanza comune la presenza di alterazioni del tipo "esfoliazione cipollare". Ugualmente diffuse le fessurazioni colonnari "a canne d'organo" (fig.30).



Fig. 28 - Lave “a corde” (“pahoehoe lavas”) nei basalti dei Gollèi (BGO), presso P.ta Nera di Osalla.



Fig. 29 - Lave “a cuscini” (“pillow lavas”), presso P.ta Nera di Osalla.



Fig. 30 - Fessurazioni colonnari (“a canne d’organo”), presso P.ta Nera di Osalla.

Lo spessore totale della successione nel Foglio 501 “Orosèi” è dell’ordine di 70 m. Alcuni sondaggi per ricerche idriche effettuati poco a N del Foglio (loc. Su Catreattu, presso la frazione di Fuile ’e Mare), indicano per la successione vulcanica spessori intorno ai 90 m, cui seguono sedimenti fluvio-lacustri (principalmente argille) per alcune decine di metri di spessore (cfr. § 6.2. di queste Note).

La potenza delle singole colate in genere va da alcuni decimetri ad alcuni metri, con intercalazioni scoriacee o raramente cineritiche mediamente più sottili, specie nelle aree più distali rispetto ai centri eruttivi, in accordo con la bassa viscosità di questi magmi. Gli spessori maggiori alla base della successione sono probabilmente dovuti ad una paleo-morfologia caratterizzata da valli incise. Una volta colmate queste valli le colate della parte alta trovano una paleo-morfologia spianata sulla quale si espandono in modo tabulare dando luogo a spessori minori.

Il controllo tettonico degli episodi vulcanici è ben evidenziato dalla distribuzione dei centri eruttivi; in entrambi i Fogli 500 “Nùoro Est” e 501 “Orosèi” (particolarmente nel primo), si concentrano secondo alcune direttrici tettoniche (E-W, N030 e N060), che rispecchiano i *trend* delle strutture trascorrenti oligo-mioceniche (Faglia di Nùoro, Faglia del Cedrino, Faglia di Oddoène, *etc.*), molto probabilmente riattivate nel Pliocene come faglie dirette.

I caratteri chimico-petrografici sono descritti da BECCALUVA *et alii* (1977; 1983) nella Carta geopetrografica del Vulcanismo Pliocenico della Sardegna centro-orientale, e da LUSTRINO *et alii* (2000; 2002). I litotipi “basaltici” sono raggruppati in due serie magmatiche, una serie alcalina (comprendente circa l’80% delle lave) ed una subalcalina, senza però specificare una cronologia relativa di messa in posto. Nella serie alcalina sono presenti litotipi basici (essenzialmente basalti transizionali, alcali-basalti, hawaiiiti-trachibasalti sodici) ed intermedi (mugeariti-trachiandesiti basaltiche sodiche). Nella serie subalcalina (o tholeiitica) si rinvennero litotipi intermedi, costituiti da andesiti basaltiche.

Ulteriori analisi chimiche degli elementi maggiori (tab.2) effettuate su un numero significativo di campioni di lave basaltiche affioranti nei Fogli 500 “Nùoro Est” e 501 “Orosèi” mostrano una variazione abbastanza ristretta dei caratteri chimici. La SiO₂ varia tra 56,5 e 44,04 (F. Nùoro Est) wt%; gli alcali totali tra 5,6 e 4,1 wt%; il FeO (totale) varia di punti decimali intorno a un valore di 10 wt%; Al₂O₃ varia leggermente intorno al 15 wt%. Tra gli ossidi caratterizzati da una maggiore variabilità di concentrazione va segnalato MgO, che oscilla tra 10,01 (F. Nùoro Est) e 4,6 wt %.

Tab. 2 - *Analisi degli elementi maggiori relativi alle vulcaniti affioranti nel Foglio 501 “Orosèi”.*

VULCANITI PLIO-PLEISTOCENICHE - Basalti dei Gollèi (BGO)											
Campione	L.O.L.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
MF 018	1,25	3,38	6,21	14,90	52,96	0,38	1,91	7,36	1,71	0,11	10,26
MF 019	0,33	3,55	6,65	14,93	52,87	0,28	1,45	7,22	1,50	0,11	9,62
MF 021	0,07	3,96	4,60	14,88	56,50	0,15	0,54	6,75	1,36	0,10	9,33
MF 022	0,79	3,45	5,61	14,56	54,37	0,13	0,61	7,20	1,41	0,11	10,18
MF 023	0,52	3,82	5,43	14,82	53,38	0,15	0,58	7,27	1,34	0,10	10,02

Le analisi effettuate, riportate nel diagramma TAS, collocano i litotipi vulcanici rispettivamente nel campo dei basalti, delle andesiti basaltiche, dei trachibasalti e delle trachiandesiti basaltiche (fig.31).

Per quanto riguarda il solo Foglio 501 “Orosèi”, l’analisi dei dati chimici relativi ha inoltre mostrato che:

- 1) in zona di Orosèi - Su Nurtàle la variazione chimica è poco marcata e le colate difficilmente correlabili con quelle descritte in areali limitrofi; i prodotti sono classificati come trachiandesiti basaltiche;
- 2) in zona P.ta Nera di Osalla le colate campionate risultano difficilmente correlabili con quelle di areali limitrofi. I caratteri chimici sembrano peraltro indicare l’appartenenza ad una serie subalcalina; i prodotti sono classificabili come andesiti basaltiche.

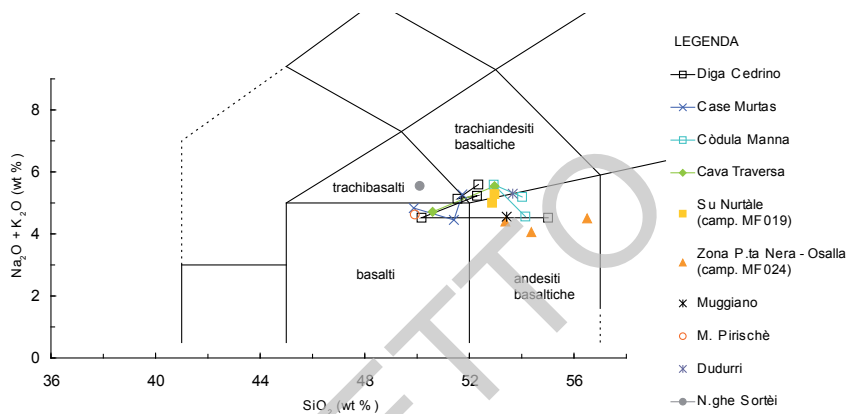


Fig. 31 - Diagramma TAS dei basalti dei Gollèi (BGO) dei Fogli 500 “Nùoro Est” e 501 “Orosèi”. Per una più completa rappresentazione del quadro geochemico dei BGO sono riportati i dati di entrambi i Fogli; quelli relativi al Foglio Orosèi sono: “Su Nurtàle” e “Zona P.ta Nera - Osalla”.

L’esame dei dati chimici sembra rispecchiare un generale decremento degli alcali lungo la successione stratigrafica (dalla base al tetto), anche se i dati disponibili non sono conclusivi per discriminare l’appartenenza delle diverse colate a serie magmatiche distinte. Un confronto dei dati qui forniti con quelli proposti da LUSTRINO *et alii* (2002) mostra, almeno per gli elementi maggiori, una generale similitudine.

Durante i rilevamenti CARG sono state eseguite sei nuove datazioni Ar/Ar su lave di diversa affinità (alcaline e tholeitiche) del distretto vulcanico comprendente i Fogli 500 “Nùoro Est” e 501 “Orosèi”, per avere un quadro più omogeneo dell’intervallo di età in cui è stato attivo il vulcanismo in quest’area (tab.3).

Tab. 3 - Datazioni radiometriche dei basalti dei Fogli 500 “Nùoro Est” e 501 “Orosèi”, quelli relativi al Foglio Orosèi sono “Su Nurtàle” e “Osalla”. I dati di entrambi i Fogli sono riportati per una più corretta rappresentazione del quadro geocronologico del settore.

SIGLA	SIGLA LAB.	UNITÀ	ETÀ (MA; PLATEAU)	ETÀ (MA; ISOCRONA)
MF004	1512	Cono scorie P.ta Marras	2,19 ± 0,03	2,17 ± 0,03
MF005	1513	Base sequenza Cedrino	2,38 ± 0,06	2,38 ± 0,07
MF010	1515	Tetto sequenza Cedrino	2,23 ± 0,04	2,23 ± 0,04
MF019	1516	Su Nurtàle	2,23 ± 0,05	2,23 ± 0,06
MF024	1517	Osalla	2,29 ± 0,05*	2,26 ± 0,04*
MF040	1519	Còdula Manna	2,34 ± 0,05	2,34 ± 0,07

* Ar in eccesso rispetto al valore atmosferico.

Tutti i campioni analizzati mostrano età di *plateau* ed età isocrona fortemente concordanti, praticamente coincidenti, nel limite dell'errore di misura. Il dato principale che emerge dal nuovo *set* di datazioni è che l'intervallo di attività eruttiva nell'area risulta molto più breve rispetto a quanto noto finora, dell'ordine di non più di 200 ka. Le lave di base e di tetto della complessa sequenza lavica affiorante nella valle del Cedrino confermano un intervallo di attività di circa 150 ka, compreso tra $2,38 \pm 0,06$ Ma e $2,23 \pm 0,04$ Ma. Analogamente, i prodotti di altri 4 centri isolati sparsi nell'area (P.ta Marras, Su Nurtàle, Osalla, Còdula Manna) mostrano date molto vicine all'intervallo di età registrato dalla sequenza del Cedrino.

Nel quadro geocronologico così delineato, non sembra trovare conferma un inizio della fase vulcanica precedente a 2,38 Ma, come suggerito dai dati di SAVELLI & PASINI (1973), rivisti criticamente da BECCALUVA *et alii* (1977), che datavano la sequenza lavica del Cedrino ad un periodo compreso tra 3,6 e 2,8 Ma. Inoltre l'attività basaltica sembra cessare circa 2 Ma dal Presente.

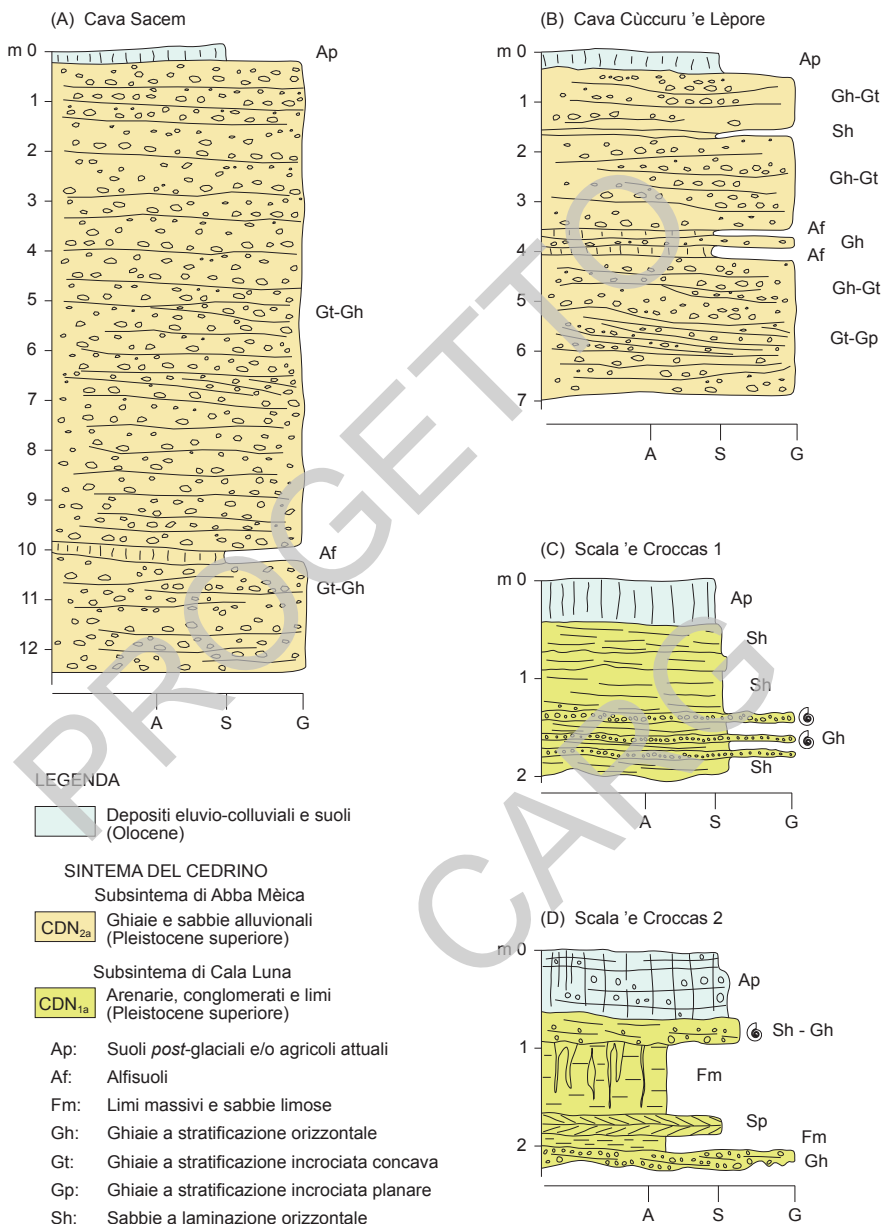
Pleistocene inferiore

7. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA CONTINENTALE

Il rilevamento dei depositi quaternari affioranti nel Foglio 501 "Orosèi" 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, 1987; 1994) corrispondenti a sintemi come proposto dal Servizio Geologico d'Italia. I sintemi sono suddivisi in subsintemi quando sono riconoscibili variazioni significative di facies, in genere associate a discordanze a scala minore.

Sono state distinte due principali unità deposizionali (tav.8), separate da importanti superfici di erosione corrispondenti a fasi di incisione e terrazzamento: una unità più antica, il sintema del Cedrino (CDN), posta a quote più elevate, ed una più recente, il sintema olocenico, quest'ultimo trattato come unità informale in quanto non è possibile una precisa collocazione cronostratigrafica dei depositi.

La presenza di unità terrazzate ha reso agevole l'utilizzo del criterio morfo-stratigrafico. 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 distinguibili da quelle costituite da sedimenti più grossolani. I depositi olocenici sono rappresentati dai sedimenti attuali e subattuali, messi in posto durante le modifiche dell'ambiente fisico seguenti la fine dell'ultima fase climatica fredda pleistocenica, dunque caratterizzati da gradi variabili di inattività e seppellimento. I depositi più rappresentati sono di conoide alluvionale per il sintema più antico e di pianura alluvionale e costiera per l'Olocene.



Tav. 8 - Logs stratigrafici in sezioni caratteristiche nei depositi quaternari del Foglio 501 "Orosèi".

La natura di questi sedimenti e le relazioni laterali tra le varie facies sono rese più complesse anche dalla mancanza di sezioni adeguate. All'interno dei depositi olocenici sono compresi anche i depositi di origine antropica. Sono state inoltre rappresentate le caratteristiche di facies dei vari tipi di depositi, in particolare le diverse tessiture sono state descritte utilizzando la classificazione proposta da MIALL (1985; 1995) e indicate con le rispettive sigle (v. tav.8), in modo da offrire un quadro paleo-ambientale articolato e completo nell'ambito delle diverse unità.

7.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI

Seguendo le norme proposte in ambito CARG, i depositi del Pleistocene superiore sono stati raggruppati in un singolo sistema articolato in due subsistemi.

7.1.1. - *Sistema del Cedrino (CDN)*

Il sistema è costituito da sedimenti marini e continentali depositati dopo la fine della penultima fase fredda pleistocenica (stadio 6 dei *record* oceanici e glaciali; DANSGAARD *et alii*, 1993). Esso comprende i depositi marino-costieri del subsistema di Cala Luna (CDN₁) e i sovrastanti depositi continentali (detriti di versante e di conoide alluvionale) del subsistema di Abba Mèica (CDN₂). Le superfici di discontinuità che delimitano il sistema hanno carattere regionale. Alla base si osserva una discordanza angolare più o meno marcata tra i sedimenti costieri trasgressivi e il substrato pre-Quaternario; alla sommità è presente una superficie di discontinuità sedimentologica e/o la superficie topografica. I due subsistemi sono separati da una discontinuità di minore importanza, osservabile solo in alcuni settori costieri, dato che nell'interno il subsistema inferiore non si è mai depositato.

Questo sistema è correlabile con quelli di Portovesme (Sardegna meridionale) e di Longone (Sardegna NE). È stato introdotto un ulteriore sistema perchè nell'area del Foglio 501 "Orosèi" e del limitrofo Foglio 500 "Nùoro Est" sono particolarmente ben esposte e datate, oltre tutto molto note in ambito scientifico, sezioni stratigrafiche che permettono di creare un para-stratotipo che meglio illustra i vari eventi deposizionali. Il sistema prende nome dall'elemento geografico Fiume Cedrino, nel cui bacino (ed alcuni rii minori) sono situate le località dove tale unità affiora in maniera più estesa e continua. Le località-tipo che danno il nome ai subsistemi sono ubicate nel limitrofo Foglio 500 "Nùoro Est", lungo la falesia costiera a S di Cala Gonòn, rispettivamente lungo il torrente Còdula de Luna e presso la sorgente di Abba Mèica.

Pleistocene superiore

7.1.1.1. - Subsintema di Cala Luna (CDN₁)

Il subsintema di Cala Luna è assimilabile all'unità nota in letteratura come "Panchina tirreniana" *Auct.*, istituita a Is Mesas - Calamosca (Cagliari) da ISSEL (1914) e riconosciuta anche nell'ambito dei lavori per la cartografia CARG (subsintema di Calamosca; BARCA *et alii*, 2005). Sedimenti attribuiti a questo sintema, associati ad un chiaro solco di battente, sono ben noti nel limitrofo Foglio 500 "Nùoro Est" (CAROBENE & PASINI, 1982; ULZEGA *et alii*, 1986; COLTORTI *et alii*, 2010).

7.1.1.1.1. - Ghiaie e sabbie marine ("Panchina tirreniana" *Auct.*) (CDN_{1a})

Gli affioramenti principali si rinvengono nella piana costiera, a SW della foce del Fiume Cedrino. Sono costituiti da ghiaie medio-fini sub-arrotondate, ad elementi di quarzo e granitoidi paleozoici, più raramente di calcari mesozoici, e da sabbie quarzose contenenti resti di molluschi marini (fig.32a, 32b). La stratificazione è incrociata a basso angolo, con immersione di pochi gradi verso E. Le rare sezioni sono state descritte nella località Scala 'e Croccas, immediatamente a S e SE dell'abitato di Orosèi (v. tav.8C, 8D).

Il Piano Tirreniano viene generalmente individuato anche in base al contenuto paleontologico, costituito da molluschi marini di acque calde ad affinità senegalense (*Persististrombus latus* Gmelin, 1791 = *Strombus bubonius* Lamarck, 1822, *Conus testudinarius*, *Patella ferruginea*, etc.).

Nel sito "Scala 'e Croccas 1" (fig.33) sono presenti ghiaie a stratificazione orizzontale (Gh) alternate a sabbie con stratificazione orizzontale ed a basso angolo (Sh), con resti di bivalvi in cui predominano i generi *Glycymeris* e *Ostrea*. A "Scala 'e Croccas 2" (v. tav.8D) le sabbie e le ghiaie a stratificazione orizzontale sono alternate a sabbie fini e limi massivi lagunari o palustri e sabbie a stratificazione incrociata planare, con immersione verso W ad indicare la presenza di *washover* depositi durante le tempeste all'interno delle lagune di retrospiaggia. La quota sommitale massima di questi sedimenti è prossima a 6 m s.l.m.

COMASCHI CARIA (1955) attribuisce questi affioramenti al Piano Tirreniano e segnala anche la presenza di *Tritonidea viverrata* e *Eastonia rugosa*, che farebbero parte degli "Ospiti caldi senegalensi" in genere associati ai depositi tirreniani.

A "Scala 'e Croccas 2" (v. tav.8D) due campioni datati con il metodo dell'*OSL* hanno dato rispettivamente un'età di $64,5 \pm 4,5$ ka e $69,6 \pm 4,4$ ka (COLTORTI *et alii*, 2010; THIEL *et alii*, 2010). L'età ottenuta non è ovviamente in accordo con la posizione del livello del mare dato che nel MIS4 esso si trovava ben al di sotto della quota attuale. Le età però risulterebbero età minime dato che il quarzo era saturato (THIEL *et alii*, 2010).



Fig. 32 - a) Ghiaie sub-arrotondate a elementi di calcari mesozoici, di granitoidi e quarzo, con frammenti di bivalvi, della "Panchina tirreniana" Auct. (CDN₁₀); b) particolare. Località Scala ⁷e Croccas.



Fig. 33 - Ghiaie sub-arrotondate e sabbie a stratificazione orizzontale e debolmente inclinata della "Panchina tirreniana" Auct. (CDN_{1a}). Località Scala 'e Croccas.

Un affioramento non cartografabile è presente a N di Orosèi presso Foche Pizzinna. È costituito da ghiaie grossolane fino a blocchi subarrotondati, a clasti quasi esclusivamente di basalto, con scarsa matrice sabbiosa, prive di macrofossili; il loro spessore massimo è circa 1 m e si rinvergono a circa 3 m s.l.m.

A S di Cala di Cartòe, in destra idrografica, ghiaie grossolane attribuite a questo subsistema poggiano in discordanza sul substrato senza che però, data la limitatezza dell'affioramento anch'esso non cartografabile, siano stati osservati sedimenti costieri. Essendo la superficie della discordanza sub-orizzontale non è escluso che essa sia stata modellata come una superficie di abrasione marina, analogamente a quanto osservato a N di Cala Gonòn.

Nel limitrofo Foglio 500 "Nùoro Est", presso Cala Gonòn, questi depositi giacciono in discordanza sulla formazione di Nuraghe Casteddu (Pliocene superiore - Pleistocene inferiore) e sono ricoperti da depositi di conoide alluvionale del subsistema di Abba Mèica. La quota di affioramento è circa 6 m s.l.m., lo spessore massimo è circa 4 m, l'ambiente è marino costiero.

Pleistocene superiore

7.1.1.2. - Subsintema di Abba Mèica (CDN₂)

Sono compresi in questo subsintema i depositi di conoide alluvionale distale (CDN_{2a}) e i detriti di versante tipo *éboulis ordonnés* (CDN_{2c}). Si segnala che, immediatamente a N (Cala Liberotto, Foglio 483 “Siniscòla”, ULZEGA *et alii*, 1986) e a S (Su Caschèri, Foglio 500 “Nùoro Est”: sez. II “Dorgàli”) del limite del Foglio, affiorano depositi eolici cementati (CDN_{2b}) appartenenti a questo subsintema, che tuttavia non si rinvennero nel Foglio 501 “Orosèi”. Sono stati osservati anche depositi colluviali ma l’esiguo spessore e il seppellimento da parte di depositi olocenici ha impedito una loro rappresentazione in carta.

7.1.1.2.1. - Ghiaie e sabbie di conoide alluvionale (CDN_{2a})

Questi depositi sono ben esposti in località Cùccuru ’e Lèpore - Orde (versante E del M. Tuttavista), lungo i fronti delle numerose cave sia per l’estrazione del “Marmo di Orosèi” (cfr. cap. VIII § 1.) che per inerti, dove costituiscono i depositi di copertura delle formazioni calcareo-dolomitiche mesozoiche.

Si tratta di ghiaie medie e fini sub-angolose ed angolose che in sezione trasversale al trasporto presentano stratificazione piano-parallela (Gh) e/o incrociata concava (Gt), (v. tav.8A). Le sabbie, sia a stratificazione piano-parallela (Sh) che incrociata concava (St), sono estremamente subordinate (v. tav.8). Questi sedimenti costituiscono rispettivamente barre longitudinali sulla superficie delle conoidi e delle pianure alluvionali, ed all’interno di canali molto piatti. Localmente si osservano anche ghiaie fini a stratificazione planare (Gp) ma con limitata continuità laterale, in genere non superiore ai 10 m. Queste strutture sono associate a barre laterali all’interno di canali interessati da una modesta migrazione laterale. In sezione parallela al trasporto si osserva un vistoso *off-lap* (fig.34).



Fig. 34 - Clinostratificazione nel subsintema di Abba Mèica, che marca una graduale progradazione verso mare. Alla base del deposito, le doline carsiche di cui interno sono stati rinvenuti resti di mammiferi (cfr. cap. II § 3.). Loc. Orde - Cùccuru ’e Lèpore, cava SACEM (SW di Orosèi).

Nella parte intermedia dei depositi si rinvencono suoli calcimorfi a profilo poco differenziato, in genere ricchi di pseudomiceli calcarei (orizzonte A1k), ad indicare brevi periodi di non deposizione locale o lievi miglioramenti climatici nell'ambito di un generale periodo freddo (fig.35).



Fig. 35 - Loc. Orède - Cùccuru 'e Lèpore, cava SACEM (W di Orosèi). Poco sopra la persona si nota un livello scuro sub-orizzontale corrispondente ad un suolo a profilo poco differenziato (A1k).

Un altro fronte di cava per inerti (v. tav.8B), ubicato nella porzione più distale della conoide (Cùccuru 'e Lèpore), evidenzia ancora ghiaie medie e fini da sub-angolose ad angolose, con stratificazione piano-parallela (Gh) e/o incrociata concava (Gt). Le sabbie a stratificazione piano-parallela (Sh) sono subordinate.

I lunghi fronti di cava, spesso con settori ortogonali, hanno permesso anche di evidenziare le variazioni delle facies sedimentarie nelle tre dimensioni. Lungo le sezioni che tagliano trasversalmente questi depositi nelle cave di Orède si sono osservate strutture cuneiformi a basso angolo, associate ad una generale progradazione verso la costa (v. fig.34).

Nel complesso si tratta di conoidi e, solo localmente, di brevi tratti di pianure con tracciati multicanale, in genere di tipo *braided*. La limitata profondità dei canali indica, come riconoscibile anche dal contesto geomorfologico, che la maggiore parte delle sezioni si aprono nella parte mediana e distale delle conoidi. Localmente sono anche osservabili conoidi coalescenti (*bajadas*).

L'intensa erosione e la sovrapposizione di depositi olocenici ha di fatto impedito la ricostruzione della forma originale di queste conoidi, che pertanto non sono state rappresentate in carta.

La discordanza basale sul substrato è generalmente piana ma alla mesoscala forma ampie paleovalli. Il substrato calcareo è attraversato da fessure carsiche riempite di terra rossa, sviluppate lungo i sistemi di frattura principali. Il materiale di riempimento è costituito di suoli lisciviati, rimaneggiati e colluviati nelle fessure carsiche insieme a frazioni variabili di detriti (v. fig.34). La limitata alterazione di questi sedimenti è testimoniata dalla presenza, all'interno di alcune fessure, di faune a mammiferi come *Macaca majori*, *Nesogoral melonii* e *Chasmaporthetes melei* (ABBAZZI *et alii*, 2003). La mancanza di una pedogenesi spinta suggerisce che le fessure siano state riempite dopo le fasi pedogenetiche del MIS5 (COLTORTI & PIERUCCINI, 2006) e prima della deposizione delle facies alluvionali che sembrano depositarsi dopo il *Last Glacial Maximum (LGM)*, verosimilmente in seguito all'intenso trasporto idrico conseguente all'aumento delle precipitazioni.

Alcune datazioni radiometriche effettuate con il ^{14}C (Laboratorio *Beta Analytic*) sul materiale organico proveniente dai suoli intercalati nelle due sezioni descritte (v. tav.8A, 8B) indicano un'età rispettivamente di 29.400 *BP* (DP207) e 11.200 *BP* (VS045).

Nei fronti delle cave di Orde - Cùccuru 'e Lèpore, alla base della sequenza alluvionale, si riconoscono *pediment/glacis* d'erosione in roccia sulle formazioni carbonatiche mesozoiche (v. fig.35). Queste morfologie sono tipiche degli ambienti aridi e subaridi (THOMAS, 1997) e ben si accordano con gli elevati spessori di sedimenti eolici rinvenuti nel limitrofo Foglio 500 "Nùoro Est".

I *pediment* indicano che mentre i tratti più ripidi dei versanti erano interessati da arretramento parallelo, alla base di essi si stabiliva un equilibrio tra processi di accumulo e di erosione, con predominanza delle dinamiche di trasporto tramite dilavamento areale. Morfologie analoghe sono state segnalate anche in altre località della Sardegna (BARCA *et alii*, 1981; 2005).

Lo spessore complessivo raggiunge i 20 m.

Pleistocene superiore

7.1.1.2.2. - Detriti di versante tipo *éboulis ordonnées* (CDN_{2c})

Ai piedi del versante calcareo-dolomitico del M. Tuttavista, lungo il bordo occidentale del Foglio, sono presenti detriti di versante stratificati (CDN_{2c}), probabilmente in eteropia di facies con i depositi alluvionali (CDN_{2a}).

Si tratta di ghiaie calcaree medio-fini, angolose, spesso disposte con l'asse maggiore parallelo alla stratificazione; localmente sono presenti livelli cementati. Predominano i livelli *open-work*, privi di matrice, o a supporto clastico con i vuoti parzialmente riempiti di sedimenti fini (WASSON, 1979; COLTORTI & DRAMIS, 1987; 1988; 1995).

Depositi analoghi già segnalati in questo settore dell'Isola, (OZER & ULZEGA, 1978; 1981) sono stati assimilati ai *grèzes-litées* o *éboulis ordonnés* degli autori francesi (GUILLIEN, 1951; 1964; DYLIK, 1960; RAYNAL, 1970) o agli *stratified slope waste deposits* della letteratura anglosassone (KIRKBY & STATHAM, 1975; STATHAM, 1976; VAN STEIJN *et alii*, 1984).

Sono considerati depositi di ambiente crionivale con temperature medie annue prossime allo zero (MALAURIE & GUILLIEN, 1953; WASSON, 1979; OZER & ULZEGA, 1981; COLTORTI & DRAMIS, 1987; 1988). Le frequenti alternanze di gelo-disgelo sono responsabili della frammentazione delle rocce del substrato. I clasti si accumulano ai piedi dei versanti per effetto della gravità e vengono successivamente selezionati ad opera del ruscellamento nivale, testimoniato anche dalla frequenza di strati piano-paralleli.

In questa facies sono compresi anche i detriti di versante non stratificati, costituiti da ghiaie e blocchi con struttura massiva generalmente a supporto di matrice, privi di gradazione o con una gradazione inversa (*coarsening up*). Tutti questi elementi indicano un probabile meccanismo di messa in posto di tipo "trasporto in massa" (*debris flow*).

La transizione con i depositi fluviali è graduale e realizzata tramite una progressiva diminuzione delle pendenze e la comparsa di facies lievemente più canalizzate. Si tratta di depositi messi in posto in condizioni climatiche aride più o meno fredde ed attribuiti all'ultima fase fredda pleistocenica (OZER & ULZEGA, 1978; 1981). Questa attribuzione è confermata dalla datazione di un suolo sepolto nell'area di Cala Gonone (COLTORTI *et alii*, 2010). La loro età pre-olocenica è anche confermata dall'assenza di una relazione diretta con il versante, da cui talora sono separati da profonde incisioni vallive (DIENI & MASSARI, 1966b).

Lo spessore massimo raggiunge i 30 m.

Pleistocene superiore

7.2. - DEPOSITI OLOCENICI

I depositi olocenici sono rappresentati sia da sedimenti fluviali attuali e subattuali che da depositi costieri, quest'ultimi in quanto ad E di Orosè si ha la foce del Fiume Cedrino, uno dei più importanti fiumi della Sardegna centro-orientale. Le relazioni laterali tra le diverse facies sono in genere piuttosto articolate.

Nell'area di foce i depositi di pianura alluvionale si interdigitano sia con quelli di spiaggia attuale (g_{2a}), che con i cordoni litorali (g_{2b}). Sono inoltre presenti depositi palustri e lagunari (e_5). Infine in alcune zone del Foglio sono diffusi anche i depositi antropici (h), quali materiali di riporto ed aree bonificate (h_{1r}) e discariche minerarie (h_{1m}).

7.2.1. - Depositi alluvionali terrazzati (\mathbf{b}_n)

Questi depositi sono legati all'evoluzione olocenica della pianura alluvionale e costiera del Fiume Cedrino. Sono costituiti principalmente da ghiaie poligeniche, alternate a sabbie e limi (\mathbf{b}_{na}). I clasti, che derivano da metamorfiti e granitoidi paleozoici, quarzo, calcari e dolomie mesozoiche, sono subarrotondati che hanno dimensioni che variano da pochi cm fino a qualche decimetro.

Si tratta di ghiaie a stratificazione incrociata concava (Gt), deposte all'interno di canali piatti, alternate a ghiaie a stratificazione orizzontale (Gh). In alcune aree affiorano sabbie (\mathbf{b}_{nb}) a stratificazione piano-parallela o incrociata concava (Sp, St) e sottili livelli pedogenizzati di suoli poco sviluppati.

I depositi sono stati fortemente reincisi dalle dinamiche fluviali recenti, e solo in alcuni tratti risultano ben evidenti gli orli di terrazzi.

Lo spessore, difficilmente valutabile, è dell'ordine di circa 8-10 m.

Olocene

7.2.2. - Depositi di frana (\mathbf{a}_1)

Nella parte NW del Foglio, al Km 6 della SS. 129, ricade il lembo orientale di un piccolo corpo di frana che si estende dal limitrofo Foglio 500 "Nuoro Est". Si tratta di depositi eterometrici e caotici, costituiti da elementi di calcari e dolomie mesozoiche, in genere fortemente cementati, messi in posto per crollo dalla cornice carbonatica soprastante. Poggiano sui calcari mesozoici della formazione di Monte Tului e sono in parte ricoperti da depositi di versante. Non si esclude una riattivazione di alcune parti del corpo di frana in occasione di forti eventi idrometeorologici.

Lo spessore massimo in affioramento è circa 10 m.

Olocene

7.2.3. - Depositi di versante (\mathbf{a})

Esigui affioramenti di depositi di versante (\mathbf{a}) si rinvencono lungo i pendii, nei canali ed alla base del pendio orientale modellato sui carbonati mesozoici del M. Tuttavista, poco a W del Foglio, e sotto le cornici dei tavolati basaltici. Essi ricoprono sia il *bedrock* che i sedimenti del sistema del Cedrino.

Si tratta di depositi in genere caotici, poligenici, con clasti di rocce granitiche o carbonatiche, più raramente vulcaniche o metamorfiche, eterometrici e scarsamente elaborati, prodotti per crollo e accumulati per gravità alla base dei versanti più ripidi. Di solito sono incoerenti e solo in parte ricoperti di vegetazione.

I depositi sono evidentemente successivi ad una deforestazione diffusa dei versanti a fini agricoli e soprattutto pastorali. Oggigiorno le mutate condizioni economiche hanno condotto ad una brusca diminuzione della pressione antropica e quasi ovunque all'abbandono della pastorizia e delle pratiche di incendio sistematico ad essa legate. I depositi in questione sono infatti in progressiva ricolonizzazione vegetazionale.

Alla base dei versanti si osservano spessori fino ad alcuni metri.

Olocene

7.2.4. - Coltri eluvio-colluviali (b_2)

Affiorano al piede dei versanti o nelle vallecole a fondo piatto o concavo che dissecano i *plateaux* basaltici. Si tratta in genere di sedimenti spesso monogenici, fini (sabbie e *silt*), incoerenti, contenenti anche frazioni variabili di detriti eterometrici talora grossolani. Localmente possono essere presenti suoli poco evoluti sepolti.

L'attribuzione all'Olocene è dovuta alla loro posizione morfologica, al piede dei versanti attuali, e talora anche al fatto che spesso rimodellano i depositi del sistema del Cedrino. Il loro accumulo è associato a processi di dilavamento, della gravità, del *creep* e della reptazione. Durante l'Olocene, quando questi processi rallentavano, il suolo iniziava rapidamente a ricoprire i versanti ma non riusciva a creare profili differenziati per il continuo arrivo di nuovi sedimenti.

Anche questi depositi sono associati alla degradazione della copertura vegetazionale originatasi in seguito a processi di deforestazione a fini agricolo-pastorali. A differenza dei detriti di versante il loro modellamento è avvenuto su morfologie poco inclinate fino a sub-orizzontali e su rocce in cui predomina la frazione fine.

Lo spessore è di pochi metri.

Olocene

7.2.5. - Depositi di spiaggia (g_2)

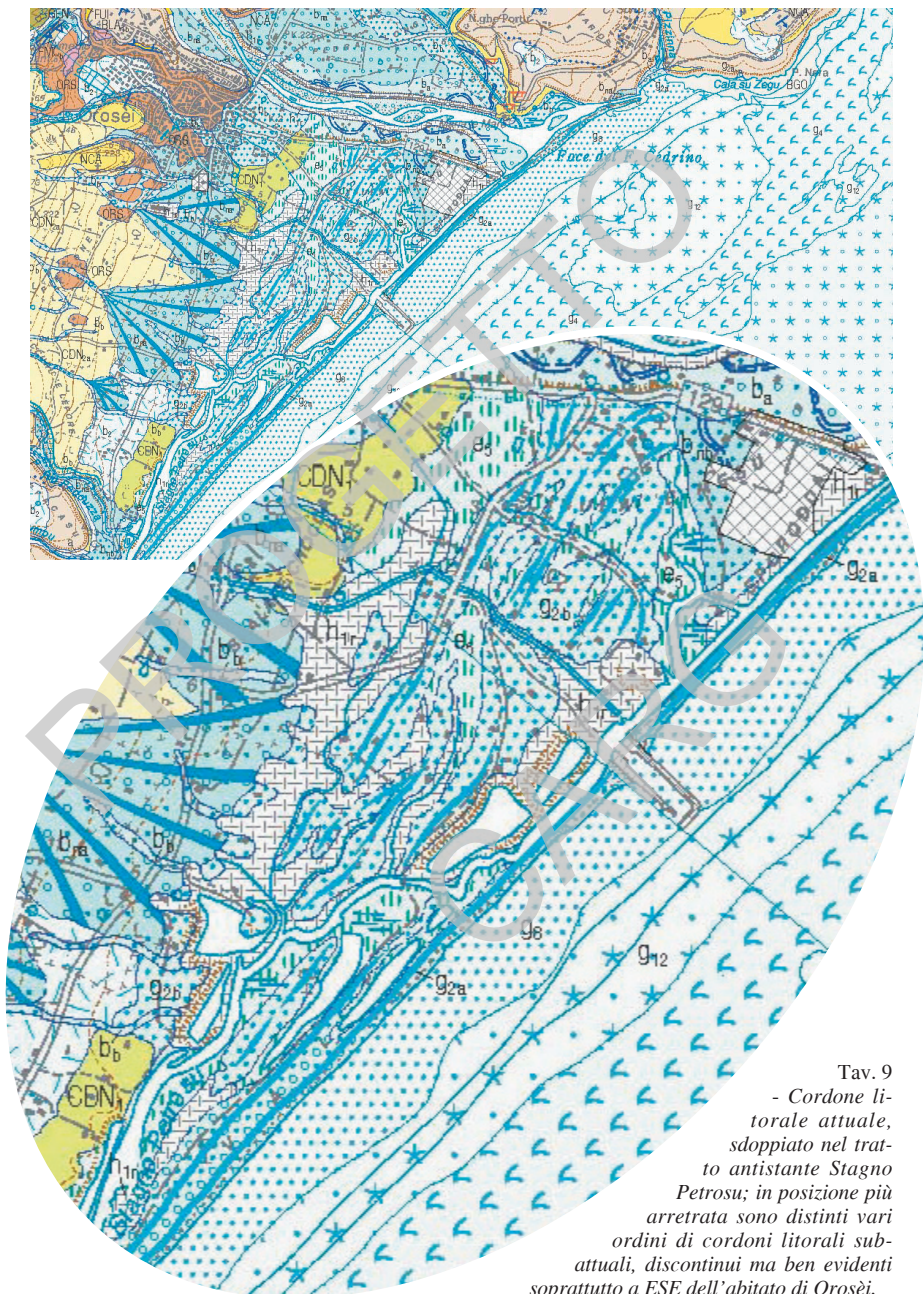
Depositi di spiaggia attuale (g_{2a}) sono ubicati lungo il litorale che occupa la pianura costiera di Orosèi, dove questi sedimenti costituiscono una estesa *pocket beach* di oltre 6 km di lunghezza (tav.9). Limitati depositi si rinvencono anche alla foce dei principali torrenti, a Cala di Cartòe, Cala di Osalla (fig.36) e Foche Pizzinna. Ad Orosèi sono costituiti da sabbie grossolane e subordinate ghiaie di dimensioni fino a 10 cm. Sono frequenti i frammenti di gusci di molluschi e localmente anche cascame di posidonia. Nelle calette di Cartòe (fig.37) e Foche Pizzinna le ghiaie grossolane sono nettamente predominanti.



Fig. 36 - Depositi di spiaggia attuale (g_{2a}) lungo il litorale di Orosè, ad E di Stagno Petrosu. In primo piano il cordone litorale attuale; sullo sfondo la costa alta e rocciosa del Golfo di Orosè.



Fig. 37 - Ghiaie e elementi di basalto dei depositi di spiaggia attuale (g_{2a}), P.ta Nera di Osalla.



Tav. 9
 - Cordone litorale attuale, sdoppiato nel tratto antistante Stagno Petrosu; in posizione più arretrata sono distinti vari ordini di cordoni litorali sub-attuali, discontinui ma ben evidenti soprattutto a ESE dell'abitato di Orosèi.

La spiaggia è delimitata verso W da estese lagune costiere, più ampie nel bordo meridionale della pianura, dove i sedimenti provenienti dalla rielaborazione degli apporti del Fiume Cedrino giungono in maniera ridotta. In carta è riportato il cordone litorale attuale (tra le località Avalè e Sporoddài).

Depositi attribuiti a cordoni litorali più antichi (g_{2b}) sono localizzati in posizione più arretrata dei depositi di spiaggia attuali, a ridosso delle lagune costiere (Stagno Petrosu - S'Ìsula 'e Mesu, Su Portu). Si tratta di una serie più o meno continua di cordoni sabbiosi sub-paralleli intervallati dalle depressioni umide degli stagni. La morfologia pianeggiante e l'assenza di sezioni non permette un'attenta analisi delle strutture.

Alcuni sondaggi eseguiti con trivella manuale e profondi circa 2,5 m indicano sabbie da medie a fini, sub-arrotondate, alternate a sabbie limose e argille con rare ghiaie. Alcune curve granulometriche cumulative indicano un basso grado di selezionamento del materiale.

L'analisi in foto aerea, integrata dai rilevamenti in campagna, mostra chiaramente la struttura di un piccolo sistema deltizio legato all'avanzamento della foce del Fiume Cedrino. In carta sono riportati i principali cordoni litorali sub-attuali (v. tav.9).

Lo sviluppo dei cordoni litorali ed il loro avanzamento è un fenomeno comune a tutte le coste italiane e mondiali durante l'Olocene. Le modalità e la cronologia della nascita e il successivo avanzamento dei cordoni litorali italiani sono stati oggetto di numerosi lavori (FABBRI, 1985; COLTORTI, 1997; BELLOT-TI, 2000; BOSCHIAN *et alii*, 2006; AMOROSI & MILLI, 2001; AMOROSI *et alii*, 2005; 2009). La maggior parte di essi mostra un primo importante avanzamento durante il primo millennio a.C.; tra il XI e il XII secolo d.C. si verifica un altro accrescimento; infine tra XVI e la fine del XIX secolo tutti i fiumi italiani iniziano ad essere interessati da processi di arretramento. Sebbene le cause di questi ultimi eventi siano oggetto di dibattito si propende per una responsabilità prettamente antropica.

Lo spessore complessivo massimo è valutabile intorno a circa 7-8 m.

Olocene

7.2.6. - Depositi palustri (e_5)

Occupano parte della piana di Orosèi, dove si alternano ai depositi dei cordoni litorali (g_{2b}) e rappresentano l'evoluzione olocenica della pianura costiera.

Sono depositi (e_5) localizzati ai bordi degli stagni e delle lagune attuali; costituiti da limi e argille limose ricche in materia organica, talvolta intercalati a sabbie grossolane e ghiaie fini di *wash over* nelle aree di transizione ai depositi di spiaggia.

Gran parte delle aree acquitrinose sono state soggette in passato ad opere di bonifica tramite la regimazione del Fiume Cedrino e le canalizzazioni per il drenaggio delle acque (Peschiera di Stagno Petrosu - Avalè).

Lo spessore osservato è di 1-2 m.

Olocene

7.2.7. - Depositi alluvionali (b)

Il Foglio 501 "Orosèi" è attraversato dal Fiume Cedrino, uno dei più importanti corsi d'acqua della Regione e, a ridosso dell'area di foce, da alcuni modesti affluenti secondari. Altri piccoli torrenti (Riu S' Abba Durche, Riu Foche Pizzina, Riu Pedduzza, Riu Istrumpu, Riu di Osalla) sfociano direttamente nel Golfo di Orosèi.

La valle del Fiume Cedrino non supera i 400 m di larghezza al suo ingresso nel Foglio ma si amplia, procedendo verso il mare, fino ad alcuni chilometri di larghezza. Il tratto terminale attualmente è delimitato da argini artificiali, di altezza 2-3 m, posti a distanza superiore a 200 m. Nei pressi della foce gli argini si allontanano a delimitare un'area triangolare. Il tracciato è rettilineo anche se nell'alveo sono presenti, per brevi tratti, barre ghiaiose e sabbiose mobili.

Prima dell'edificazione degli argini il fiume, durante le piene straordinarie, occupava larga parte della pianura, e locali esondazioni potevano anche inondare le depressioni tra i cordoni litoranei (cfr. § 7.2.5.), poste a quote prossime a quelle della pianura alluvionale. In particolare sono ben visibili un paleo-alveo e un'antica foce, in località Sporoddài circa 1 km a SW della foce attuale. Il paleo-alveo era alimentato da un tracciato che si dipartiva dall'attuale circa 1,4 km a W della foce. A differenza del corso attuale si trattava di un tracciato a meandri con un raggio delle anse variabile da 70 a 90 m. Ulteriori meandri colmati da sedimenti fini si osservano anche in altri settori della pianura costiera, al di fuori degli argini, tra l'abitato di Orosèi e S. Maria 'e Mare. La foce attuale è blandamente arcuata e delimitata da un pronunciato cordone litorale.

I depositi del Fiume Cedrino sono costituiti da ghiaie grossolane e sabbie (**b_a**) soprattutto all'interno del tratto arginato, mentre prevalgono sedimenti più fini sino ai limi nelle porzioni non interessate dalle piene stagionali, come nella località Fuile (presso N.ghe Chilivri), ed all'interno dei paleo-alvei prima citati. I clasti di maggiori dimensioni sono costituiti da elementi di rocce granitoidi, metamorfiche, carbonatiche e basaltiche, tutte formazioni che affiorano nel bacino idrografico. Nei corsi d'acqua minori, come quelli che sfociano a S del Fiume Cedrino, prevalgono le sabbie e le ghiaie fini (**b_b**).

Lo spessore osservato di questi depositi è intorno a 5-6 m.

Olocene

7.2.8. - *Depositi antropici* (h_1)

Sono compresi in questa unità tutti i depositi presenti nell'area rilevata la cui origine è imputabile all'attività umana.

Discariche minerarie (h_{1m}) costituiscono accumuli di modesta estensione (loc. Su Sèttile) in corrispondenza delle aree di cava attive o abbandonate.

Nella zona industriale di Orosèi e presso la foce del Fiume Cedrino (a NE di loc. Sporoddài) sono stati cartografati materiali di riporto (h_{1p}); i moli frangiflutti della peschiera di Stagno Petrosu sono classificati come manufatti antropici.

Una ex-discarda per rifiuti solidi urbani (h_{1u}) del Comune di Orosèi è stata rinvenuta in località Gargànnari, a SW di Cùccuru Sorteddada.

Lo spessore di questi depositi può raggiungere i 7-8 m.

Olocene

8. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA

8.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI

8.1.1. - *Beach rock* (g_{10})

Sulla piattaforma continentale del Golfo di Orosèi, nel settore settentrionale del Foglio, a profondità tra circa -55-35 m, sono stati riconosciuti corpi rocciosi allungati immergenti debolmente verso il largo, che seguono l'andamento delle isobate e sulle carte nautiche sono identificabili come blandi rilievi del fondale (piccole secche). Non vi sono dati diretti che permettano di definire la litologia di questi affioramenti. Tuttavia, rilievi *Side Scan Sonar* e profili *Sub Bottom Profiler* (ORRÙ & ULZEGA, 1987), ed immersioni fatte in aree prossimali, su affioramenti che sembrano essere la prosecuzione di questi verso N (fig.38, Cala Liberotto) da DE MURO & ORRÙ (1998), hanno permesso di interpretarli come depositi arenaceo-conglomeratici, con ciottoli eterometrici poligenici ben arrotondati, e con matrice arenaceo-sabbiosa e cemento carbonatico.

Questi depositi rappresentano livelli di stazionamento del mare nel corso della risalita eustatica versiliana, e sono stati interpretati come spiagge fossili, *beach rock* (ORRÙ & ULZEGA, 1987). Ad essi sono associate depressioni sub-circolari presenti verso terra, riempite di silt e peliti (g_{21}), interpretate come aree di retrospiaggia.

Livelli analoghi sono stati cartografati a differenti profondità ad E delle Bocche di Bonifacio (da -60 m a -65 m; -80 m) mentre nel Foglio 411 "S. Teresa di Gallura" sono stati rilevati a profondità (-45 e -30 m) confrontabili con quelle dell'area di Orosèi (OGGIANO *et alii*, in stampa).

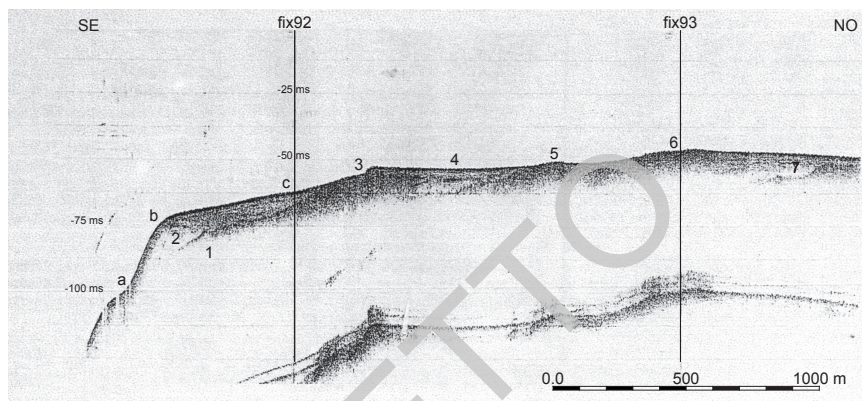


Fig. 38 - Golfo di Orosèi (Cala Liberotto). Sub Bottom Profiler 3,5 KHz. La piattaforma continentale esterna conserva un complesso deposizionale cordone-laguna organizzato in diversi ordini. 1) substrato; 2) terrazzo deposizionale di stazionamento basso (low stand), (a) limite inferiore, (b) ciglio deposizionale, (c) limite superiore; 3) cordone di beach rock esterno a -45 m; 4) depressione retro-litorale colmata da limi e torbe; 5) beach rock di fondo baia a -40 m; 6) cordone di beach rock del secondo ordine a -35 m; 7) colmata lagunare (da DEMURO & ORRÙ, 1998).

Generalmente queste spiagge fossili si sviluppano in strati di arenarie e conglomerati ben cementati, debolmente inclinati verso il largo, paralleli alle spiagge odierne, talvolta mascherati dai sedimenti attuali. Le *beach rock* dell'area di Orosèi sono limitate da cornici nette sia verso terra che verso mare ed interessate da una intensa fratturazione sub-ortogonale.

Si riconoscono due ordini di spiagge: la più profonda, a -55m, delimitata verso terra da una paleo-laguna e da una *beach rock* di fondo baia (-40 m); la più prosimale, posta alla profondità di -35m. Quest'ultima, nell'area di Cala Liberotto, è stata osservata direttamente e campionata da DEMURO & ORRÙ (1998), (tav.10).

Questi paleo-sistemi di spiaggia presentano una buona continuità laterale, simile a quelli descritti nell'area di Capo Testa (OGGIANO *et alii*, in stampa, Foglio 411 "S. Teresa di Gallura") con i quali possono essere messi in relazione.

Le *beach rock* presenti alla profondità di -35 m ed affioranti a Cala Liberotto sono state riferite, con il ^{14}C , a 9080 ± 130 anni (datazione del cemento, DEMURO & ORRÙ, 1998). Questa età è compatibile con la stasi più recente della trasgressione Versiliana, nota come *Younger Dryas*, interstadiale posto a circa 12.900-11.500 anni (BP), durante il quale si registrò un brusco cambiamento climatico in netto contrasto con il generale riscaldamento che stava portando all'attuale stadio interglaciale (BERGER, 1990). Secondo questa interpretazione le *beach rock* potrebbero rappresentare pulsazioni fredde succedutesi durante la risalita eustatica.

Pleistocene superiore

8.2. - DEPOSITI OLOCENICI

8.2.1. - *Ambiente litorale*8.2.1.1. - Deposito di spiaggia sommersa (g_8)

Il deposito di spiaggia sommersa (g_8) è costituito da sabbie medio-fini ($Mz = 260-220 \mu m$) a dominante componente silicoclastica, che rappresentano per la maggior parte i depositi della spiaggia sommersa prossimale.

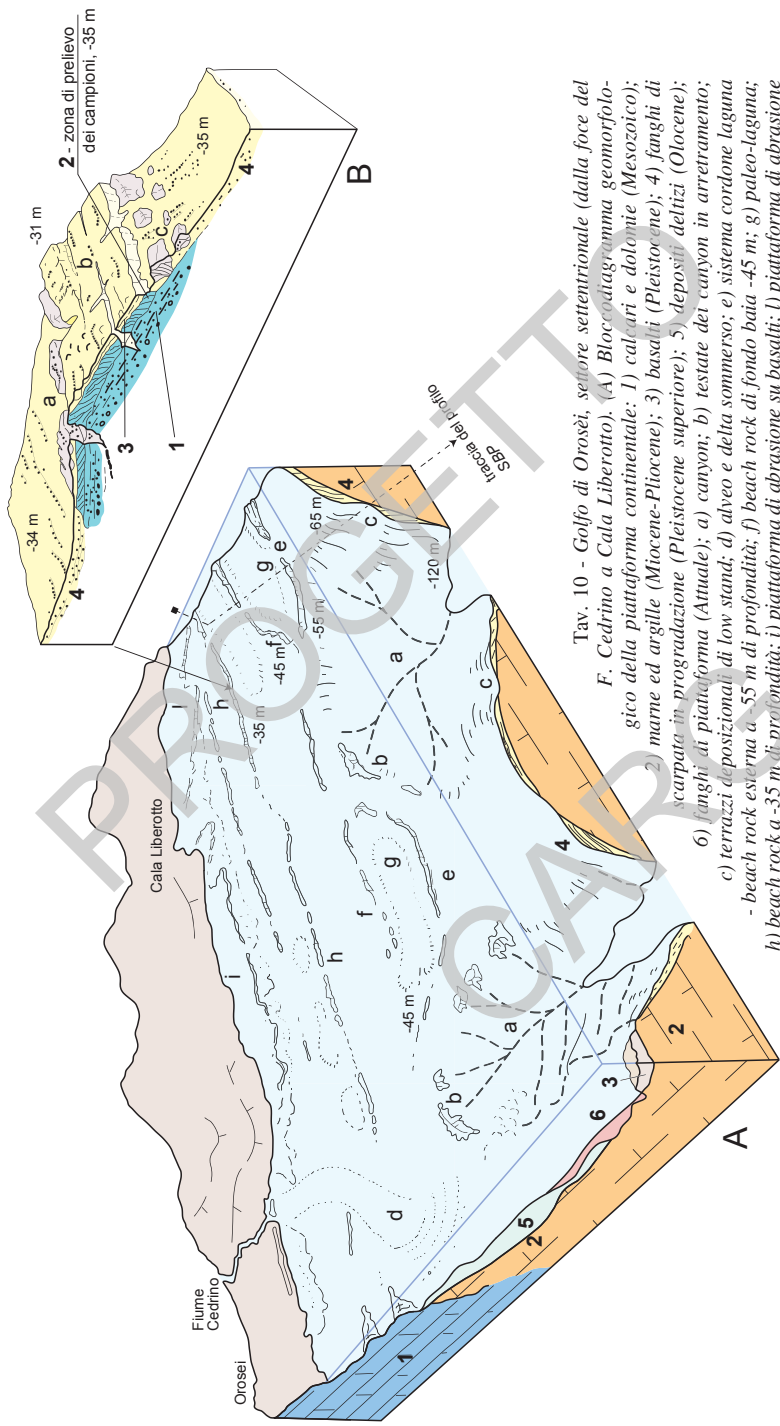
Le sabbie sono principalmente quarzoso-feldspatiche, con una frazione litica minore del 10% ed una percentuale di bioclasti, di norma, non superiore al 30%. La frazione bioclastica è costituita da frammenti di lamellibranchi, gasteropodi ed echinidi. Le strutture sedimentarie ricorrenti sono i *ripple* lineari ben definiti, con lunghezza d'onda compresa tra i 10 ed i 30 cm, simmetrici nella prima parte (massima profondità -1,5 m), asimmetrici nella seconda parte.

Questi depositi si riconoscono fino alla profondità massima di -4 m. Rappresentano la zona della spiaggia sommersa in cui si ha il massimo movimento dei sedimenti (*upper shoreface*, CLIFTON, 2006).



Fig. 39 - *Dispersione dei sedimenti del Fiume Cedrino nel gennaio 2009 (NASA <http://rapid-fire.sci.gsfc.nasa.gov>).*

I sedimenti sono principalmente legati agli apporti solidi del Fiume Cedrino. Foto dal satellite (collegato al sistema MODIS) di eventi meteorologici eccezionali (400 mm di pioggia in pochi giorni, gennaio 2009), mettono in evidenza le modalità di dispersione dei sedimenti portati dal Cedrino nel Golfo di Orosei (fig.39). Questi progradano nella piattaforma fino alla profondità di circa -15 m dove danno origine ai depositi di prodelta. Successivamente le parti più fini (100-150 μm) vengono trasportate in sospensione verso la parte meridionale del Golfo. Qui interferiscono con il Promontorio di Capo di M. Santu e con un movimento antiorario sono portate verso la parte più profonda della piattaforma, dove verosimilmente vanno ad alimentare i numerosi *canyon* sottomarini presenti sul bordo di questa (tav.11).



Tav. 10 - Golfo di Orosèi, settore settentrionale (dalla foce del F. Cedrino a Cala Liberotto). (A) Blocodiagramma geomorfologico della piattaforma continentale: 1) calcari e dolomie (Mesozoico); 2) marni ed argille (Miocene-Pliocene); 3) basalti (Pleistocene); 4) fangili di scarpata in progredazione (Pleistocene superiore); 5) depositi delizi (Olocene); 6) fangili di piattaforma (Attuale); a) canyon; b) testate dei canyon in arretramento; c) terrazzi deposizionali di low stand; d) alveo e delta sommerso; e) sistema cordone laguna - beach rock esterna a -55 m di profondità; f) beach rock di fondo bata -45 m; g) paleo-laguna; h) beach rock a -35 m di profondità; i) piattaforma di abrasione su basalti; l) piattaforma di abrasione su graniti. (B) Particolare. Blocodiagramma della beach rock campionata e datata. L'affioramento si sviluppa dai -35 ai -31 m, formando una piccola secca. 1) conglomerati poligenici ed eterometrici in matrice arena- cea e cemento carbonatico; 2) arenarie microconglomeratiche a laminazione piano parallela; 4) sabbie bioclastiche radiometrica del cemento, 9949 anni BP; 3) arenarie a grana fine a laminazione piano parallela; 4) sabbie bioclastiche attuali; a) cornice verso terra a blocchi framati per scalzamento della base; b) superficie sommitale dell'affioramento; c) cornice verso largo. Il profilo SBP è quello riportato in fig.38 (da DEMURO & ORRÒ, 1998) ridisegnato.

La distribuzione dei sedimenti ad opera del moto ondoso è, invece, ben visibile sulle foto aeree. Le sabbie si dispongono formando una serie di cuspidi tra loro coalescenti parallele alla riva (fig.40). La granulometria delle cuspidi decresce verso largo, passando da circa 500 a 210 μm .

Olocene superiore



Fig. 40 - Distribuzione dei sedimenti (litorale di Orosè, orientato NNE-SSW) secondo cuspidi tra loro coalescenti. Il cambio di colore coincide con il limite tra la upper e la middle/lower shoreface.

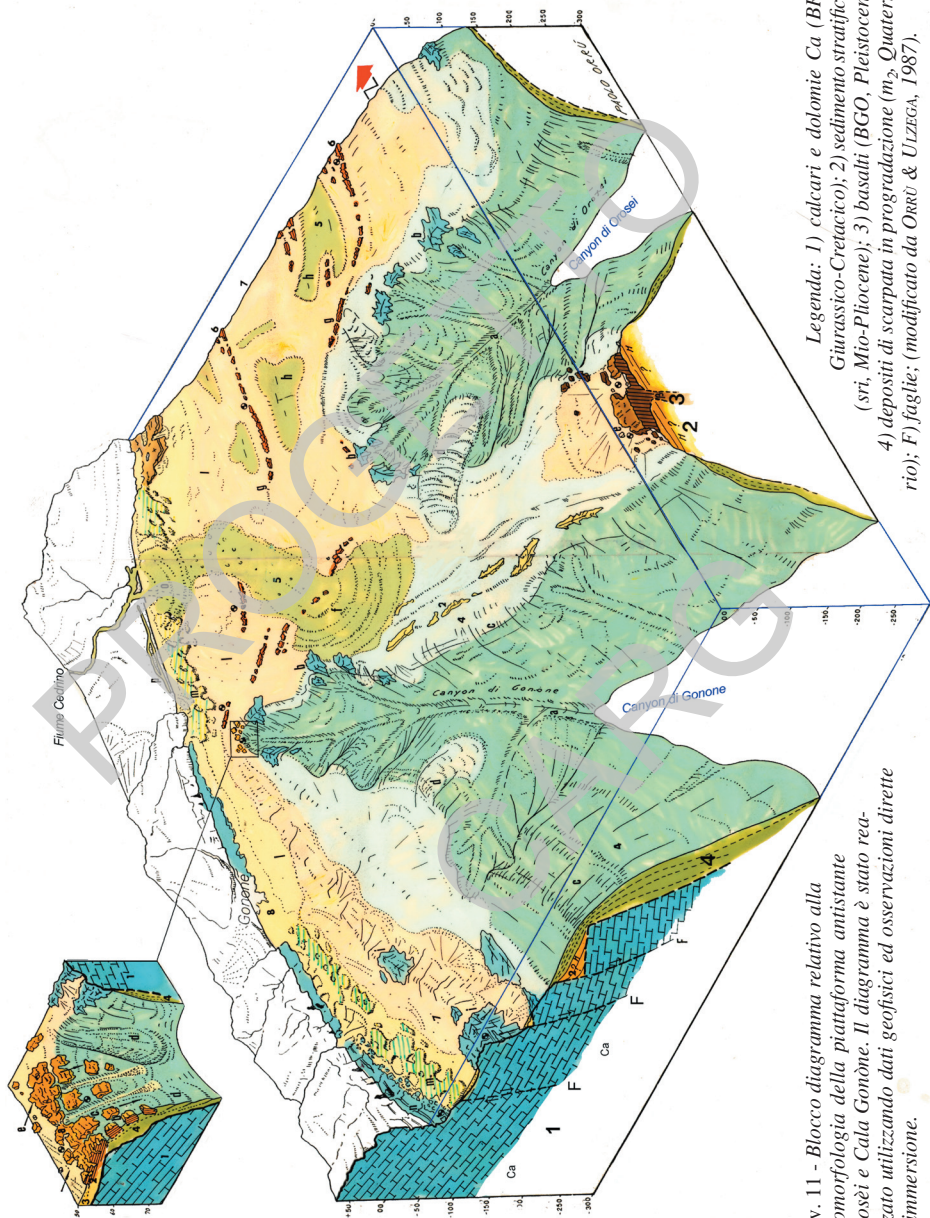
8.2.1.2. - Deposito bioclastico (g_{12})

Si tratta di sabbie fini, più raramente medio-fini ($Mz = 210-190 \mu\text{m}$), con componente bioclastica superiore al 50%. La frazione bioclastica è costituita da frammenti di gasteropodi, echinidi e bivalvi.

Rappresentano i depositi di spiaggia sommersa distale (*middle e lower shoreface*: CLIFTON, 2006), la porzione distale del delta del Fiume Cedrino (piattaforma deltizia, *sensu* BATTACHARYA, 2006) e alcune aree di *intramatte* delle praterie di *Posidonia oceanica* (L.) Delile (fig.41).

Sono caratterizzati da *ripple* asimmetrici poco pronunciati ed intensa bioturbazione. Normalmente terminano a contatto del limite superiore della prateria di *Posidonia oceanica*, ad una profondità di circa -11 m.

Olocene superiore



Tav. 11 - Blocco diagramma relativo alla geomorfologia della piattaforma antistante Orosì e Cala Gonone. Il diagramma è stato realizzato utilizzando dati geofisici ed osservazioni dirette in immersione.

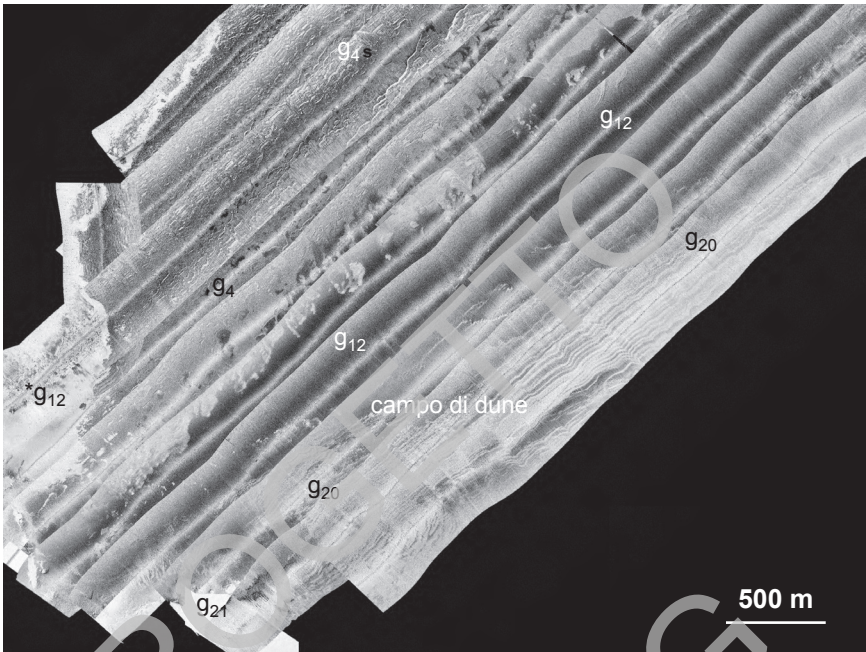


Fig. 41 - Immagine Side Scan Sonar dell'area antistante P.ta Nera di Osella. Si noti il campo di dune sottomarine. Legenda: g_4 = prateria di *Posidonia oceanica*; g_{12} = sabbie medio-fini di spiaggia sommersa distale (a dominante bioclastica, high backscatter); g_{12} = sabbie e ghiaie organogene di piattaforma (low backscatter); g_{20} = sabbie fini di piattaforma; g_{21} = depositi di piattaforma (fanghi). Lo slate range è di 250 m.

8.2.2. - Ambiente di piattaforma

8.2.2.1. - Prateria a fanerogame marine (g_4)

La prateria è costituita da *Posidonia oceanica*, fanerogama marina endemica del Mare Mediterraneo. Nell'area del Foglio si estende ininterrottamente lungo una fascia pressoché parallela alla linea di costa, dalla profondità di -5 m a quella di -30 m circa (v. fig.41).

È costituita da una biocostruzione a rizomi (*matte*) principalmente poggiate su sabbia, di circa 1,5 m di altezza; talvolta i rizomi si attaccano direttamente sulla roccia. Comuni sono gli *intramatte*, interni alla prateria, assimilabili a radure, che possono avere forma e dimensioni variabili da pochi metri fino a decine di metri. Di norma sono riempiti da sabbie bioclastiche grossolane ($Mz = 1000 \mu m$ (g_{12})).

La mappatura dei limiti della prateria è stata effettuata principalmente attraverso lo studio dei sonogrammi *Side Scan Sonar* e dei rilievi aerofotogrammetrici sia acquisiti durante la campagna “Mappatura delle praterie a *Posidonia oceanica* lungo le coste della Sardegna” del Ministero dell’Ambiente (2000/2001), sia mediante rilievi diretti eseguiti negli anni 2007-2008 (v. fig.41 e fig.42).

Olocene superiore

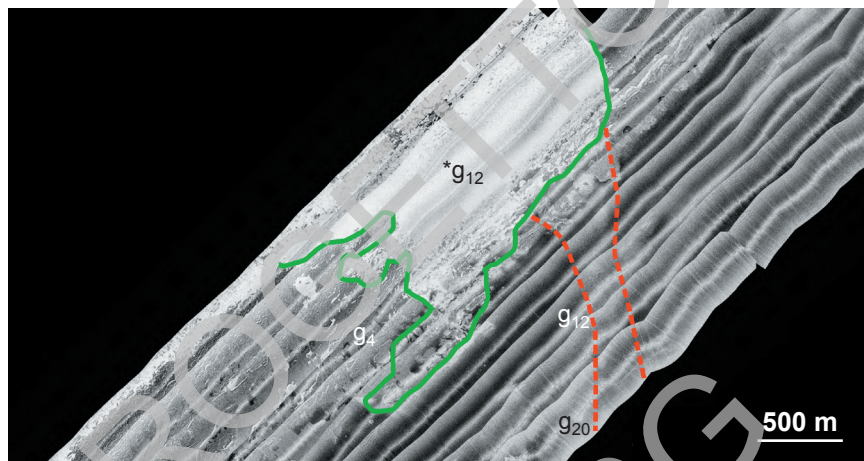


Fig. 42 - Rilievi *Side Scan Sonar* dell’area antistante il delta del Fiume Cedrino: * g_{12} =sabbie medio-fini a dominante bioclastica, delizie (high backscatter); g_4 =prateria di *Posidonia oceanica*; g_{12} =sabbie e ghiaie organogene di piattaforma (low backscatter); g_{20} =sabbie fini di piattaforma. Lo slate range è di 250 m. In verde sono indicati i limiti dell’attuale delta del Fiume Cedrino, in rosso il possibile paleo-alveo del Cedrino, quando il delta era spostato verso l’attuale limite della piattaforma.

8.2.2.2. - Deposito bioclastico (g_{12})

Si tratta di sabbie grossolane e ghiaie fini ($Mz = 2300-500 \mu m$) costituite da sedimento bioclastico (70%) e silicoclastico (30%); in alcuni casi anche dal 100% di sedimento bioclastico. La componente bioclastica è rappresentata da frammenti di organismi a esoscheletro o guscio carbonatico (briozoi, foraminiferi, echinidi e lamellibranchi) che vivono in associazione alle fanerogame marine.

Spesso le ghiaie sono prevalentemente costituite da concrezioni di alghe calcaree (IRVINE & CHAMBERLAIN, 1994). Si tratta di litotamni e di concrezioni a forma di noduli irregolari (fino a 4 cm di diametro), riferibili alle facies di *maërl*, *pralines* e rodoliti prodotti dalle melobesie (PERÈS & PICARD, 1964; BOSELLINI & GINSBURG, 1971; PUJOS & JAVELAND, 1992; D’ANGELO *et alii*, 1994).

I depositi bioclastici ghiaiosi bordano con continuità il limite inferiore della prateria a *Posidonia oceanica* (v. figg.41 e 42).

La tessitura molto eterogenea di questi depositi grossolani permette una buona selezione granulometrica sul fondo dovuta all'attività delle correnti di fondo. In queste condizioni si generano strutture sedimentarie a grande scala come *mega-ripple* e dune subacquee.

Olocene superiore

8.2.2.3. - Deposito di piattaforma intermedia (g_{20})

Questo deposito caratterizza la parte intermedia della piattaforma, fino a una profondità di circa -100 m. È costituito da sabbie fini generalmente siltose (20-30%) ($Mz = 100 \mu m$), con componente bioclastica anche del 50%. Di norma è a contatto (anche eteropico) con depositi bioclastici (g_{12} , fig.43, v. fig.42, sabbie e ghiaie).

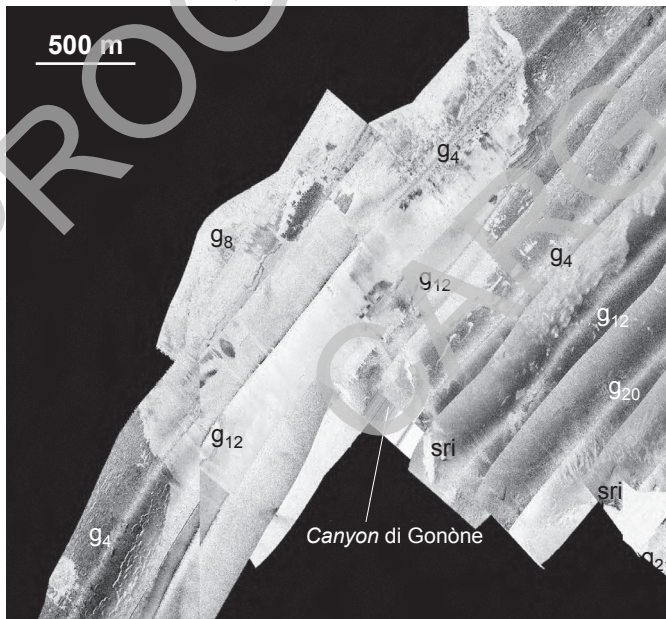


Fig. 43 - Immagine Side Scan Sonar della testata del Canyon di Gonone alla profondità di -50 m. Si noti la testata del canyon con le frane ad esso associate. Spiegazione dei simboli: g_8 =sabbia medio-fine silicoclastica; g_4 =prateria di *Posidonia oceanica*; g_{12} = sabbia medio-fine (a dominante bioclastica); g_{20} =sabbie fini di piattaforma; g_{21} = depositi di piattaforma esterna; sri = roccia. Lo slate range è di 250 m.

Nei depositi di piattaforma intermedia si possono originare strutture sedimentarie a grande scala. Nel bordo W della piattaforma tra i *canyon* di Gonðne e Orosèi, si osserva un vasto campo di dune sottomarine orientate NW-SE (v. fig.41).

Olocene superiore

8.2.2.4. - Deposito di piattaforma esterna (g_{21})

Questo deposito caratterizza la piattaforma distale. È costituito da *silt* e peliti ($Mz < 65 \mu m$) il cui spessore si riduce a zero verso il margine della piattaforma e presso le testate dei *canyon* e della scarpata continentale. In entrambi i casi vi sono evidenti segni di movimenti di massa di tipo *creep* e *slumping* (v. fig.43).

Olocene superiore

8.2.2.5. - Deposito di frana sottomarina (g_{17})

Il bordo esterno della piattaforma distale è marcato da fenomeni di instabilità che, presso le testate principali dei *canyon* e dei canali distributori secondari, evolvono spesso in movimenti gravitativi di massa e frane sottomarine *ss*.

I sedimenti coinvolti sono i *silt* e le peliti della piattaforma esterna e, secondariamente, le sabbie fini siltose della piattaforma intermedia; i depositi di frana sottomarina (g_{17}) sono quindi costituiti da sedimenti fini, incoerenti, in giacitura caotica, spesso con evidenti strutture tipo *slumping*.

Nel Foglio Orosèi questi depositi sono stati cartografati presso la testata del *canyon* a S di P.ta Nera di Osalla, e lungo il bordo della piattaforma esterna alcune miglia ad E della foce del Fiume Cedrino. Fattori innescanti delle frane sottomarine sono la tendenza all'arretramento delle testate dei *canyon* per erosione regressiva, insieme con il trasporto verso E e SE dei sedimenti presenti sotto costa, legati principalmente agli apporti sia pure saltuari dal Fiume Cedrino.

Olocene superiore

8.2.3. - Ambiente di scarpata

8.2.3.1. - Deposito di scarpata (m_2)

Questo deposito è costituito da *silt* e peliti ($Mz < 65 \mu m$), che ricoprono con spessori modesti le pareti dei *canyon* che caratterizzano il bordo della piattaforma continentale del Golfo di Orosèi (v. fig.38 e tav.11).

Evidenti segni di movimenti di massa di questi depositi (fanghi) si possono osservare verso la parte centrale dei *canyon* (v. fig.43 e tav.11). Lo spessore massimo stimato è di 30 m (ORRÙ & ULZEGA, 1987).

Una serie di dragaggi fatti lungo la piattaforma continentale sarda poco più a S dell'area del Foglio 501 "Orosèi" hanno evidenziato che i depositi di scarpata sono costituiti da frammenti di roccia (graniti, metamorfiti, calcari, basalti), fanghi e calcari di precipitazione di mare profondo. Nei fanghi e nei calcari sono abbondanti le microfaune a foraminiferi, caratterizzate da *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny), *G. scitula* (Brady), *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) e rare *Spiratella retroversa* (Fleming) e *Hyalinea balthica* (Schoeter) (BORSETTI *et alii*, 1979).

?Pleistocene superiore - Olocene

8.2.4. - *Substrato sommerso*

8.2.4.1. - Affioramenti rocciosi sommersi (**BGO**, **BRD**, **sri**)

Essi rappresentano sia la naturale prosecuzione in mare delle falesie rocciose sia isolati affioramenti nella piattaforma. L'area di P.ta Nera di Osalla è uno degli affioramenti più significativi di prosecuzione in mare della falesia basaltica (**BGO**), che può essere seguita fino alla profondità di -10 m, dove va a costituire il substrato per la prateria di *Posidonia oceanica* su roccia (g₄).

Nella piattaforma gli affioramenti rocciosi sono di norma distribuiti lungo la cornice delle pareti dei *canyon* di Gonòne e di Orosèi, a profondità comprese tra i -50 ed i -100 m (v. fig.43). La maggior parte di questi affioramenti è stata riferita da ORRÙ & ULZEGA (1987) ai calcari giurassico-cretacici (**BRD**), portati in superficie dall'erosione regressiva dei *canyon*.

L'immagine *Side Scan Sonar* (v. fig.43) mostra come il substrato sommerso indifferenziato (**sri**) possa essere riconosciuto per un diverso *backscatter* (intensità dell'onda di ritorno) rispetto ai sedimenti con cui va a contatto. Nella punta estrema della piattaforma continentale compresa tra il *canyon* di Gonòne e quello di Orosèi nella zona centrale del Foglio un'inversione di rilievo è stata interpretata come un piccolo centro di emissione basaltica (ORRÙ & ULZEGA, 1987; D'ANGELO *et alii*, 1994), (v. tav.11).

V - TETTONICA

Nel Foglio 501 “Orosèi”, data anche la scarsa estensione degli affioramenti non interessati da coperture sedimentarie e vulcaniche plio-quadernarie, le strutture tettoniche sono generalmente poco evidenti. Nell’angolo NW del Foglio affiorano alcuni frammenti di basamento varisico ma nulla si può dire sulla strutturazione, se non che si tratta di rocce molto deformate e foliate, con una paragenesi tipica del basso-medio grado, probabilmente, in analogia con le aree di basamento adiacenti, collocabili nella facies metamorfica degli scisti verdi superiore per la presenza della biotite blastica.

Questi frammenti di basamento varisico e le successioni mesozoiche ed eoceniche che lo ricoprono, sono coinvolti in un sistema di sovrascorrimenti e faglie trascorrenti, che rappresentano un dettaglio del più ampio quadro deformativo trascorrente riconosciuto a scala dell’intera Sardegna settentrionale, particolarmente evidente nell’adiacente Foglio 500 “Nùoro Est”, e ben definito nell’Inquadramento geologico generale (cfr. III § 2.) di queste stesse Note.

1. - TETTONICA TRASCORRENTE TERZIARIA

Le strutture trascorrenti presenti nel Foglio 502 “Orosèi” sono visibili in affioramento nell’area tra l’abitato di Orosèi e le pendici orientali del M. Tuttavista. Sono rappresentate da faglie orientate in prevalenza NE-SW, che mostrano rigetti sinistri con componenti verticali inverse (tav.12).

Nel Foglio, sepolta dai sedimenti quaternari della valle del Fiume Cedrino, è ipotizzata la presenza di una faglia trascorrente destra orientata circa E-W, ben espressa nel Foglio 500 “Nùoro Est”, nota in letteratura come Faglia del Cedrino (CARMIGNANI *et alii*, 1992b; 1994a), ad essa possono essere associate anche strutture plicative. I depositi sintettonici correlati, come descritto nel seguito, che sono tra gli elementi che consentono di definire l'età di queste strutture.

1.1. - ZONA A SCAGLIE DI BADDE FUNTANA MORTA

Alle pendici orientali del M. Tuttavista, lungo la valle del Riu Badde Funtana Morta, è stata riconosciuta da tempo una struttura a scaglie tettoniche (DIENI *et alii*, 1966b; PAsCI, 1997) immergenti verso E, che sovrascorrono la copertura mesozoica a W. Nelle diverse scaglie sono coinvolti il basamento cristallino paleozoico (metamorfiti appartenenti alle filladi grigie del Gennargentu, graniti dell'unità intrusiva di Monte San Basilio) e alcune formazioni terziarie (formazione di Monte Cardiga, conglomerati di Cùccuru 'e Flores), (v. tav.7).

I contatti tettonici non sono sempre bene esposti per la diffusa presenza di coperture quaternarie ma, soprattutto nel versante orientale, a letto dei calcari eocenici e talvolta in alcune piccole trincee lungo la Strada Panatta, è possibile osservare le superfici di faglia e descriverne le caratteristiche.

Le faglie hanno un'orientazione media circa NE-SW, quando misurabile il piano di faglia ha un'immersione verso N145 di 45°, ed è possibile cartografarle con buona continuità dal rilievo poco a ridosso della SS 129 fino a SE di Cùccuru Sorteddada. All'estremità settentrionale del fascio di strutture, nella propaggine orientale del rilievo di Gollài, le faglie isolano un elemento di metamorfiti erciniche all'interno della successione eocenica. Lungo la valle del Riu Badde Funtana Morta i conglomerati di Cùccuru 'e Flores costituiscono almeno due scaglie tettoniche sovrascorse dalle filladi del basamento ercinico, su cui a loro volta poggiano in discordanza i calcari a nummuliti eocenici, talvolta anche in contatto tettonico con il basamento stesso (fig.44). La terminazione meridionale della zona a scaglie è costituita da una faglia che sovrappangono i calcari eocenici a tetto, sulla successione cretacica a muro, costituita dalla formazione di Gorròpu.

Talvolta lungo i contatti è presente una breccia cataclastica spessa in genere pochi decimetri, fatta prevalentemente a spese delle filladi paleozoiche, interessata da una foliazione prodotta dal movimento della faglia. Questa foliazione ed i piani di faglia associati costituiscono strutture tipo “S-C”, che permettono di determinare la direzione di spostamento, con un *pitch* di circa 15°SW. Poiché i rapporti stratigrafici a tetto e muro indicano una componente inversa del rigetto, è desumibile una componente orizzontale sinistra (fig.45).



Tav. 12 - Schema stratigrafico-strutturale del Foglio 501 "Orosè".

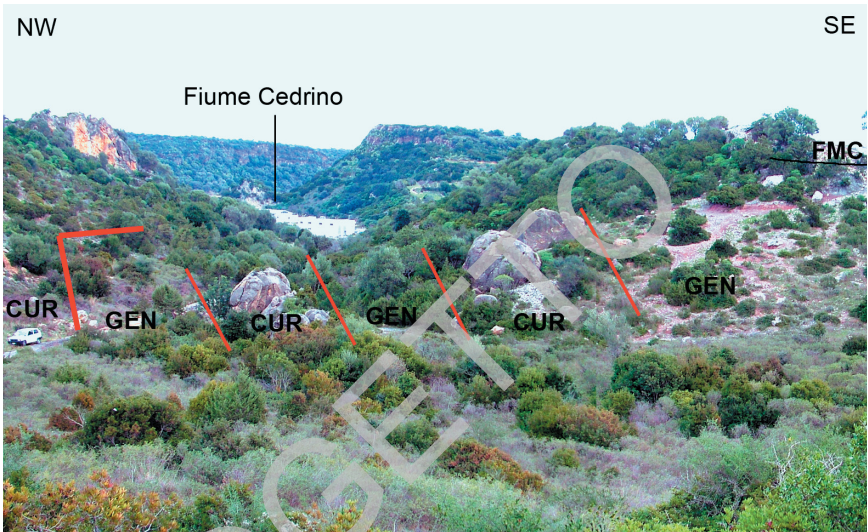


Fig. 44 - Panorama del versante orientale della vallecola di Riu Badde Funtana Morta (a W di Orosèi) con indicate le scaglie tettoniche che coinvolgono i conglomerati di Cùccuru 'e Flores (CUR), le metamorfiti erciniche (GEN) ed i calcarei a nummuliti della formazione di Monte Cardiga (FMC).

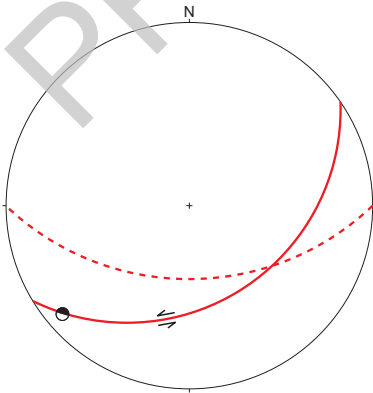


Fig. 45 - Zona a scaglie di Riu Badde Funtana Morta (ad W di Orosèi): proiezione stereografica delle relazioni tra superficie di faglia (tratto continuo), superficie di massimo appiattimento (tratteggiata) (strutture tipo "S-C") e direzione di trasporto calcolata N50/SW10°.

Gli attuali rapporti geometrici tra il basamento paleozoico ed i conglomerati di Cùccuru 'e Flores con l'intera successione mesozoica implicano, per queste faglie, rigetti verticali apparenti di alcune centinaia di metri. Non è invece possibile stimare i rigetti orizzontali nonostante siano quelli prevalenti, come deducibile dalla giacitura poco inclinata della direzione di trasporto calcolata (v. fig.45).

Il sistema di scaglie tettoniche di Riu Badde Funtana Morta è ricoperto in discordanza stratigrafica dai conglomerati della formazione di Orosèi per cui l'attività tettonica dovrebbe essere precedente al Miocene medio (cfr. cap. IV § 5.3.).

Sempre con direzione NE-SW, esistono alcune faglie minori (di cui una sola cartografabile) che interessano la successione giurassica del versante nord-orientale del M. Tuttavista. Non è chiara la cinematica di queste faglie in quanto non è stato possibile osservare indicatori cinematici né rigetto di limiti stratigrafici. I rapporti tra le superfici stratigrafiche dislocate e la giacitura della faglia cartografata permettono comunque di ipotizzare una componente normale del rigetto. È possibile che anche il contatto tra la formazione di Monte Bàrdia e le successioni cretache sia riattivato lungo una faglia (fig.46), ma la scarsa qualità dell'affioramento non ha reso possibile acquisire indicatori cinematici del contatto tettonico.



Fig. 46 - Panoramica dal versante orientale del M. Tuttavista (in primo piano a sinistra) verso il Gollài e la piana costiera del Fiume Cedrino. La linea tratteggiata indica la posizione di una faglia NW-SE, diretta, che separa la formazione di Monte Bàrdia (BRD) dalla formazione di Lanaitto (LAU); in secondo piano i rilievi costituiti dai conglomerati di Cùccuru 'e Flores e sulla destra dalla formazione di Orosèi (ORS).

1.2. - FAGLIE E-W

Anche se in carta risulta sepolta dai sedimenti quaternari recenti, è possibile ipotizzare la presenza lungo l'omonimo fiume della Faglia del Cedrino, ben evidente nelle zone immediatamente adiacenti a W del Foglio. Confrontando le successioni che affiorano sulle opposte rive del Cedrino e le loro giaciture sembra evidente che queste sono separate da un contatto tettonico orientato circa E-W, parallelo al corso d'acqua e posto immediatamente a N del versante del M. Tuttavista.

La cinematica e la giacitura della faglia sono ben osservabili direttamente più a W, nel Foglio 500 “Nùoro Est”, dove affiora per una lunghezza di una ventina di chilometri e separa i complessi granitici delle Baroniè centrali da quelli metamorfici e vulcanici paleozoici della zona di Galtelli.

Per quanto noto alla scala regionale (cfr. cap. III § 8.), questa faglia ha una cinematica destra ed è caratterizzata da un'importante componente inversa che origina una tipica struttura transpressiva (PAsCI, 1997), ricoperta da detriti di versante e frane nel Foglio 501 “Orosèi”, ma ben evidente nelle zone contigue (fig.47; SARRIA *et alii*, in allestimento, Foglio 500 “Nùoro Est”, *cum bibl.*).

Poiché questa faglia non sembra coinvolgere depositi successivi al Paleogene, la sua età dovrebbe essere coeva con quella definita per la Zona a scaglie di Riu Badde Funtana Morta.

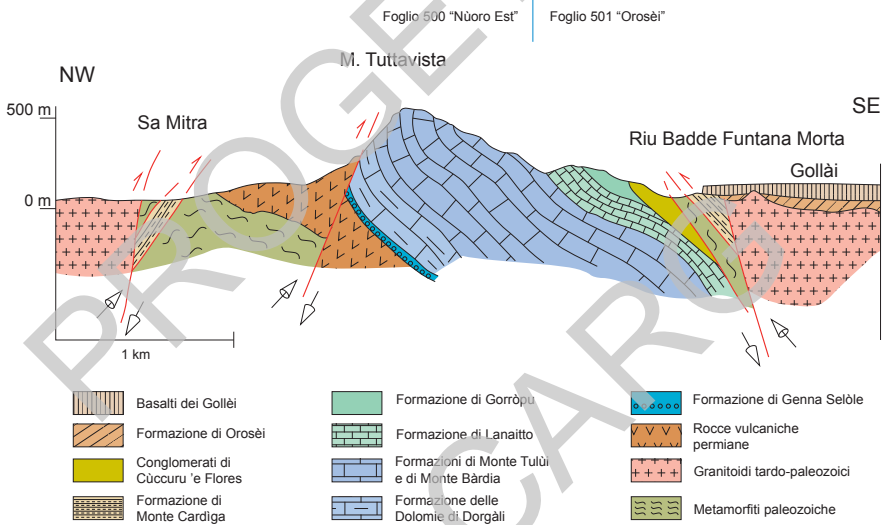


Fig. 47 - Sezione geologica schematica attraverso il massiccio del M. Tuttavista; da PAsCI, 1997; ridisegnato.

1.3. - STRUTTURE PLICATIVE

Alcune strutture plicative osservate nei calcari marnosi del Cretacico inferiore e superiore caratterizzano il versante orientale del M. Tuttavista. Hanno una giacitura del piano assiale che, da direzioni N010 e inclinazioni sub-verticali nella parte meridionale, varia progressivamente fino a direzioni N060-070 e immersioni verso NW nella parte più settentrionale.

Questi elementi strutturali, non cartografabili alla scala della carta, sono sub-paralleli allo sviluppo della Zona a scaglie di Riu Badde Funtana Morta, a quello delle faglie minori e delle fratturazioni osservabili in foto aerea nei calcari mesozoici. Le variazioni di direzione ora descritte seguono, inoltre, il generale andamento della stratificazione nel massiccio carbonatico mesozoico del M. Tuttavista.

1.4. - CONSIDERAZIONI SULL'ETÀ DELLA DEFORMAZIONE

Attualmente, sull'età di questa tettonica terziaria non esistono vincoli precisi che siano basati su inconfutabili dati biostratigrafici o radiometrici. Questa valutazione diventa ovviamente rilevante a scala dell'intera Sardegna. Proviamo qui ad analizzare i dati desumibili da quanto affiora all'interno del Foglio 501 "Orosèi", lasciando al capitolo dell'inquadramento geologico (cfr. § III) di queste Note ed a lavori pubblicati il dibattito scientifico a scala più ampia.

Ricordiamo che il termine stratigrafico più recente coinvolto nella deformazione è costituito dai conglomerati di Cùccuru 'e Flores, la cui età è ancora oggetto di dibattito (DIENI *et alii*, 2008; DIENI & MASSARI, 2011; OGGIANO *et alii*, 2009; 2011), ma sulla cui natura sintettonica esiste un sostanziale accordo tra tutti gli Autori. Il termine più vecchio non coinvolto nella deformazione è la formazione di Orosèi, che sembra suturare la struttura a scaglie di Riu Badde Funtana Morta. Sulla base di questi dati la deformazione è successiva all'Eocene inferiore e precedente ad un generico Miocene inferiore (Burdigaliano?).

OGGIANO *et alii* (2009) in assenza di dati locali affidabili, fanno riferimento al quadro tettonico e geodinamico regionale, e propongono come probabile un'età oligo-aquitaniiana, per analogia con i bacini transensivi di Ottàna, Chilivani-Berchidda e Castelsardo, considerati la controparte estensionale delle strutture transpressive del NE Sardegna ed i cui riempimenti sono datati all'Aquitaniiano.

Altri contributi alla discussione sono stati portati da ZATTIN *et alii* (2008) che, interpretando i dati di termocronologia prodotti analizzando le tracce di fissione su apatite, individuano una serie di sollevamenti (esumazione) dei blocchi cristallini, tra cui quello su cui insiste il M. Tuttavista, a partire dal Giurassico medio fino all'Eocene inferiore-medio (45,38 +/-3,5 Ma). Secondo gli stessi autori e DIENI *et alii* (2008) l'ultimo sollevamento sarebbe coevo con i conglomerati di Cùccuru 'e Flores e quindi permetterebbe di datare la tettonica trascorrente.

Secondo OGGIANO *et alii* (2009; 2011) sia la datazione del conglomerato che della tettonica sarebbero discutibili. In particolare la presenza di valori di esumazione così diversi sui medesimi blocchi cristallini e a poca distanza non garantiscono l'attendibilità del dato.

Inoltre una tettonica che ha portato all'esumazione di tali blocchi crostali deve necessariamente essere precedente alla deposizione della formazione di Monte Cardiga (Eocene inferiore), dato che i conglomerati ed i calcari a nummuliti giacciono in discordanza sia sul basamento ercinico che sulle successioni permiana, triassica e giurassica in tutta la Sardegna centro-meridionale (Sulcis, Trexenta, Gerrèi, Ogliastro, Baronia).

La presenza di scaglie di rocce eoceniche sia lungo la Faglia del Cedrino che lungo quella di Riu Badde Funtana Morta permette alcune importanti considerazioni. Infatti, i sedimenti eocenici rappresentano una rara testimonianza nella zona in esame.

Come indicato nel capitolo Stratigrafia (IV § 4.1.) la successione eocenica alla base contiene abbondanti elementi clastici e granulari di rocce paleozoiche, suggerendo così un importante rimaneggiamento di un substrato paleozoico (granitoide, metamorfico e vulcanico). A Riu Badde Funtana Morta la successione eocenica inizia con un conglomerato monogenico ad abbondanti elementi di rocce granitoidi molto elaborati, che testimonierebbero il rimaneggiamento della stessa superficie di appoggio della sequenza trasgressiva, rappresentata quindi non dalla copertura carbonatica mesozoica, ormai erosa, bensì dal basamento paleozoico attualmente affiorante nelle vicinanze. Considerazioni analoghe sono valide anche in aree limitrofe (ad esempio nella zona di Sa Mitra - Cùccuru 'e Paza, Foglio 500 "Nùoro Est").

Queste caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche si conoscono da molto tempo (DIENI *et alii*, 1966b; DIENI & MASSARI, 1985a; 1985b; 1985c). Anche nella Corsica sud-orientale è conosciuta una successione eocenica molto simile a quella di Orosèi, con livelli detritici arenacei alla base (AMAUDRIC DU CHAFAUT, 1973; ROSSI & ROUIRE, 1980).

Nonostante le rocce eoceniche dell'area di Orosèi siano sempre in contatto tettonico (non stratigrafico) con il basamento paleozoico, sembra verosimile che l'originario appoggio stratigrafico fosse costituito da rocce paleozoiche, proprio come succede in altre parti della Sardegna. In questo caso, gli elevati rigetti verticali lungo le faglie transpressive del Cedrino e di Badde Funtana Morta (determinabili sulla base degli spessori delle formazioni mesozoiche) sarebbero fortemente ridimensionati. Tutto ciò indicherebbe, inoltre, una successione di eventi geologici che partirebbe da un'importante strutturazione pre-ypresiana (?Fase Laramica, *Auct.*), seguita da una fase erosiva consistente (responsabile dell'erosione di diverse centinaia di metri delle formazioni mesozoiche), dalla sedimentazione eocenica e, infine, dalla riattivazione in termini transpressivi delle strutture pre-eoceniche.

La strutturazione pre-eocenica potrebbe essere correlata alla contemporanea evoluzione del prisma di accrezione del sistema orogenico Corsica-Appennino settentrionale, ossia alle fasi di appilamento delle falde ofiolitiche nella Corsica "alpina" (EGAL, 1992) e nell'Appennino settentrionale (unità Liguri; CARMIGNANI & KLIFFIELD, 1990).

2. - TETTONICA RECENTE

L'unica struttura tettonica affiorante nel Foglio 501 "Orosèi", successiva alla tettonica trascorrente terziaria, è rappresentata da una faglia che porta a contatto la formazione di Fuile, pliocenica, con la formazione di Orosèi, miocenica (fig.48).



Fig. 48 - Faglia diretta che interessa la formazione di Fuile (Pliocene inferiore) alla periferia occidentale di Orosèi, al di sotto del rilievo del Gollài.

La struttura si trova sul versante meridionale del Gollài, alla periferia di Orosèi. È stato possibile descriverla e cartografarla grazie ad uno scavo in corso di realizzazione durante il periodo di rilevamento del Foglio. Lo scavo è stato successivamente chiuso e messo in sicurezza per cui la struttura descritta non è più osservabile direttamente.

Si tratta di una faglia orientata circa E-W, immergente di oltre 70° verso N, che interessa la formazione di Fuile, con rigetto verticale non valutabile.

I rapporti tra le superfici stratigrafiche dislocate e la giacitura della faglia consentono di ipotizzare una componente normale del rigetto (cfr. cap. IV § 6.1.).

PROGETTO

CARG

VI - GEOLOGIA MARINA

1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

L'evoluzione del Bacino del Mediterraneo è conseguenza di una dinamica convergente che ha prodotto la collisione tra la placca Europea e quella Africana ed il relativo movimento di rotazione antioraria del Blocco sardo-corso. In questo contesto geodinamico il Blocco sardo-corso ha urtato contro la micro-placca Adria generando l'Appennino. La migrazione del piano di subduzione verso E e SE ha permesso la risalita di astenosfera e la formazione di bacini estensionali (Mar Tirreno) nella porzione interna della catena Appenninica (JOLIVET *et alii*, 2006 *cum bibl.*).

La mancanza di spazio ha sviluppato una tettonica a prevalenti movimenti verticali e bacini distensivi poco sviluppati nel Tirreno settentrionale (PASCUCCI *et alii*, 1999) e l'apertura di un vero *rift* nel Tirreno meridionale (*back-arc rifting*, DOGLIONI *et alii*, 2004). La linea di separazione delle due aree coincide approssimativamente con il 41° parallelo (fig.49). A partire dal Tortoniano superiore la migrazione di una porzione del Blocco sardo-corso verso E ha provocato lo sviluppo dei bacini del Vavilov e del Marsili (CRITELLI & LE PERA, 1998).

L'apertura del Tirreno meridionale come bacino di retroarco ha portato all'individuazione di due margini passivi, quello Sardo (tav.13a) e quello Campano (tav.13b), ed alla successiva fase di *drifting*. Durante questa fase si sono messi in posto nell'area del Vavilov alcuni chilometri cubi di crosta oceanica (SARTORI *et alii*, 2004), (fig.49 e tav.13).

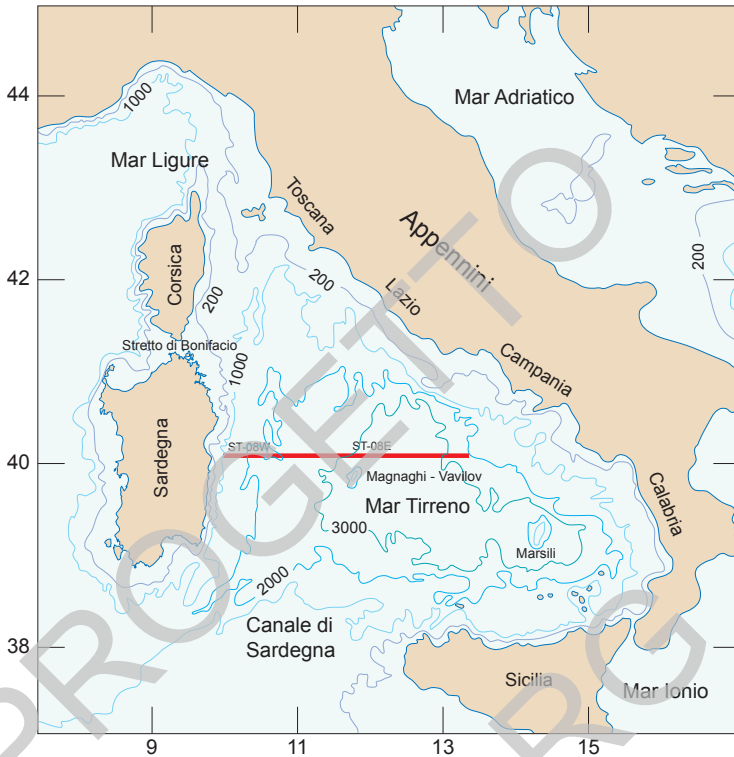


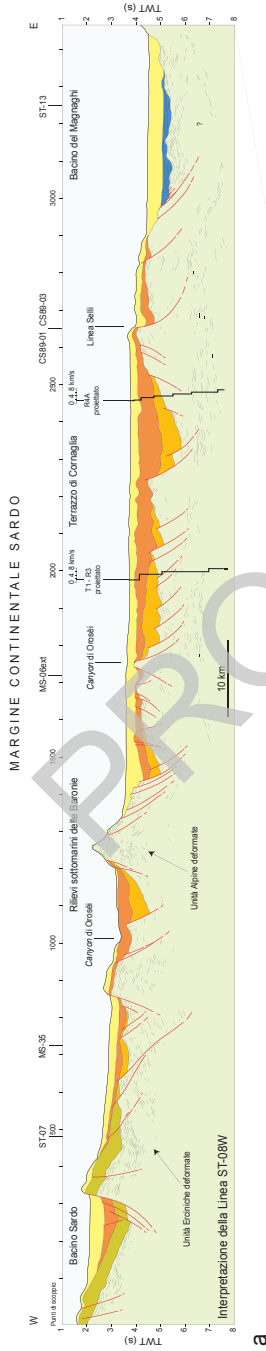
Fig. 49 - Il Mar Tirreno; sono evidenziate le isobate dei -200, -1000, -2000 e -3000 m s.l.m., ed i principali riferimenti geografici usati nel testo (da FAVALLI *et alii*, 2004, ridisegnato). In figura è riportata la traccia del profilo ST-08W - ST-08E di tav.13.

Anche se le porzioni occupate da crosta oceanica sono arealmente molto ridotte, studi sismici condotti nel Tirreno meridionale hanno mostrato la presenza di una MOHO oceanica a circa 10 km di profondità (CARRARA, 2002; SARTORI *et alii*, 2004; DOGLIONI *et alii*, 2004), (fig.50).

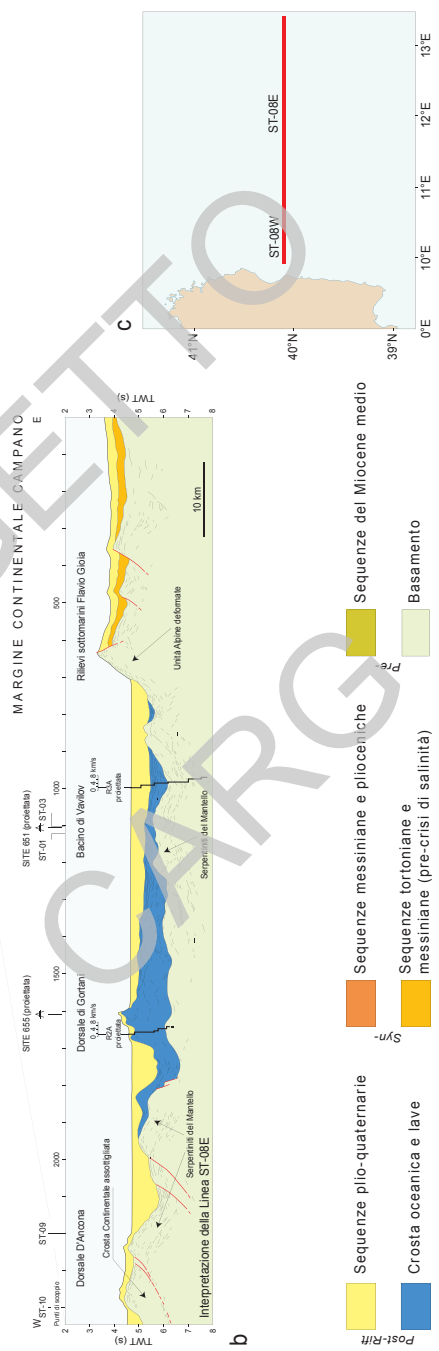
1.1. - MARGINE CONTINENTALE SARDO

Il Bacino Tirrenico è stato recentemente suddiviso da MARANI & GAMBERI (2004) in quattro province (fig.51):

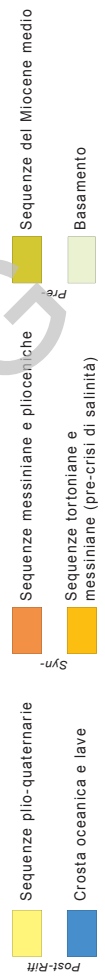
- 1) Settentrionale (NT); 2) Occidentale (WT);
- 3) Centro Meridionale (CST); 4) Orientale (ET).



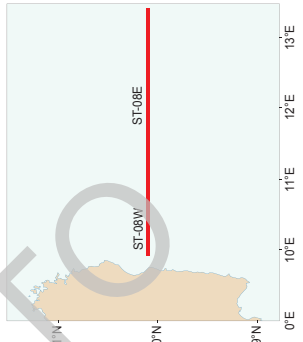
a



b



c



Tav. 13 - a) sezione geologica schematica del Margine continentale Sarde (da SARTORI et alii, 2004); b) sezione geologica schematica del Margine continentale Campano e della piana del Vavilov (da SARTORI et alii, 2004); c) ubicazione e legenda delle sezioni a e b. (ridisegnato)

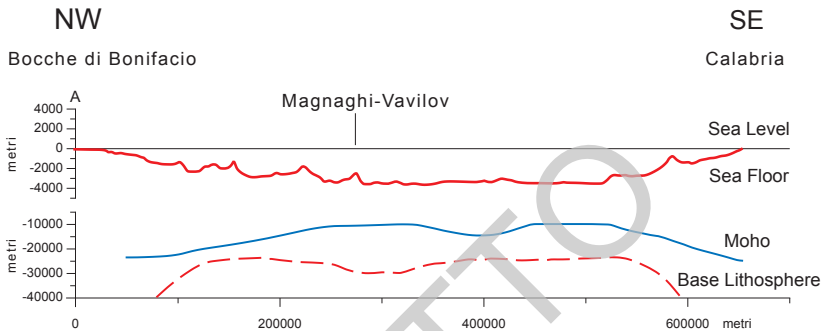


Fig. 50 - Struttura della crosta (MOHO) e della litosfera del Mare Tirreno, come dedotte dall'analisi delle linee CROP Mare M2A/a e M2A/b (da DOGLIONI *et alii*, 2004, ridisegnato).

La Provincia Occidentale è compresa tra 40°50'N (rilievo sottomarino *seamount* delle Baronie) e 39°00'N (rilievo sottomarino Ichnusa) e si estende verso E fino a 11°80'E (v. fig.51). Il *seamount* delle Baronie (120 km di larghezza e 1200 m di altezza) è l'alto strutturale più importante del Mar Tirreno. Divide i bacini del Tirreno settentrionale dal Margine passivo sardo (MARANI & GAMBERI, 2004).

Da un punto di vista geodinamico il *seamount* delle Baronie rappresenta il limite tettonico tra la provincia costituita dalle Unità Alpine, affioranti nel NE della Corsica, e quella delle unità dell'Avampaese Alpino, di cui sono costituite la maggior parte delle rocce affioranti in Sardegna e in Corsica. A S del *seamount* delle Baronie sono state campionate rocce appartenenti al basamento varisco sardo-corso (BORSETTI *et alii*, 1979; MARANI & GAMBERI, 2004).

Il Margine Continentale Sardo è caratterizzato dalla presenza di una serie di faglie dirette listriche, irregolarmente spaziate, con rigetto complessivo di circa 2000 m, orientate N-S, immergenti sia verso terra che verso mare. Queste delimitano bacini di intra-scarpata (*intraslope basin*; DELLA VALLE, 2007) di tipo *graben* e *semigraben* (fig.52): questi sono Olbia e Baronie, a N; Ogliastra e Sàrrabus (Bacino sardo; WEZEL *et alii*, 1982; SARTORI *et alii*, 2001), a S.

I bacini di Olbia e delle Baronie sono separati verso E dai rilievi sottomarini dei Monti Etruschi e delle Baronie; i bacini dell'Ogliastra e del Sàrrabus dal Terrazzo di Cornaglia (v. tav.13). I bacini si trovano a profondità comprese tra -1500 e -1700 m, mentre il Terrazzo di Cornaglia tra -2500 e -3000 m. Il *Canyon* di Gonòne-Orosèi separa i bacini settentrionali da quelli meridionali.

Il riempimento dei bacini sedimentari è dato da sequenze deposizionali neo-genico-quadernarie distinte, su base sismostratigrafica, in:

1) sequenze del Miocene medio (*pre-rift*);

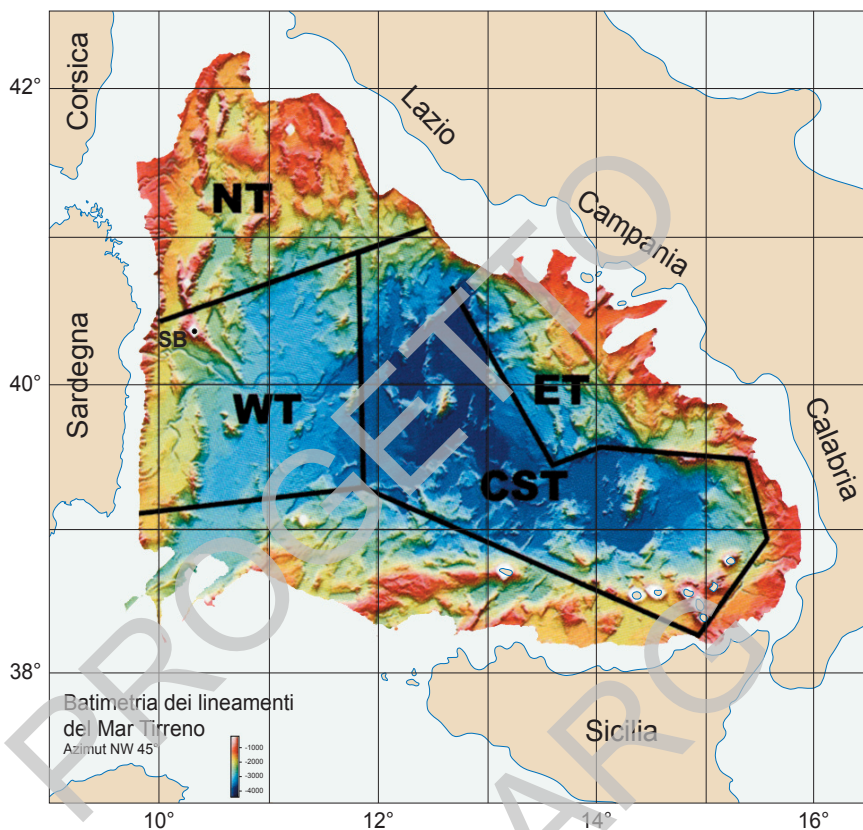


Fig. 51 - Immagine 3D realizzata con dati Multi Beam del Tirreno. NT= Tirreno Settentrionale; WT= Tirreno Occidentale; ET= Tirreno Orientale; CST= Tirreno Centrale e Meridionale su crosta oceanica; SB= Seamount delle Baronie (da MARANI & GAMBERI, 2004, ridisegnato).

- 2) sequenze del Tortoniano *p.p.* - Messiniano *p.p.* (pre-crisi di salinità) e Messiniano *p.p.* - Pliocene *p.p.* (*syn-rift*);
- 3) sequenze del Pliocene-Quaternario (*post-rift*).

Queste sequenze poggiano su un basamento acustico, costituito da rocce metamorfico-cristalline sia varisiche che alpine, sormontate dalla copertura sedimentaria clastica *syn-orogena* (SARTORI *et alii*, 2001; 2004) (fig.52 e v. tav.13a).

L'attuale assetto del Margine Continentale Sardo sembra essere conseguenza della tettonica distensiva pliocenica, sviluppatasi prevalentemente secondo faglie dirette orientate N-S e faglie di trasferimento E-W (BORSETTI *et alii*, 1979; SARTORI *et alii*, 2001).

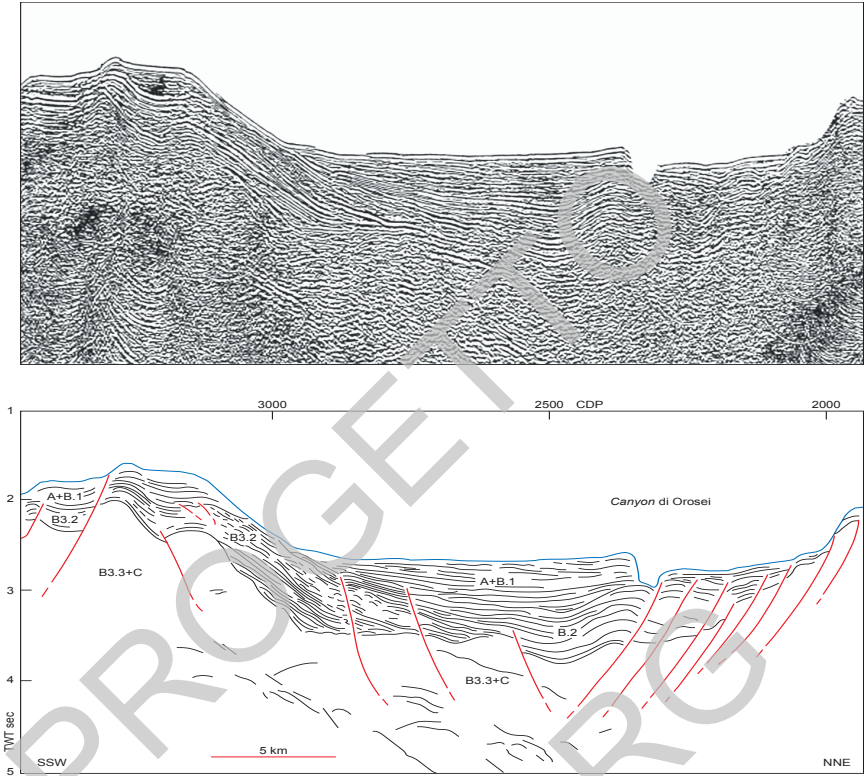


Fig. 52 - Sezione sismica del Bacino Continentale Sardo a largo del Golfo di Orosè. A+B.1= Messiniano superiore-Plio-Quaternario; B.2= Messiniano; B3.2= Serravalliano-Tortoniano; B3.3 + C= copertura clastica syn-orogena e basamento acustico (da SARTORI et alii, 2001, ridisegnato).

2. - PIATTAFORMA CONTINENTALE E SCARPATA

La piattaforma continentale dell'area in esame è profondamente incisa da *canyon* attivi; il bordo presenta una netta rottura di pendio con aree in progredizione molto limitate (ORRÙ & ULZEGA, 1987), dove lo spessore massimo dei sedimenti non supera i 20-30 m (v. fig.38).

L'area di piattaforma antistante il litorale di Marina di Orosè, compresa tra i *canyon* di Orosè e Gonòne, è insolitamente estesa (circa 13 km contro i 3-4 km medi) ed è stata protetta dall'erosione regressiva da una colata basaltica della quale si conserva un piccolo affioramento (ORRÙ & ULZEGA, 1988) (v. fig.38 e carta geologica).

La scarpata continentale si sviluppa da circa -120 fino a -1800 m, con pendenze comprese tra i 5° ed i 13°, ed è attraversata una serie di piccoli *canyon*.

Le testate dei *canyon* di Gonòne e Orosèi mostrano una evidente tendenza regressiva, che in alcuni casi porta in affioramento il substrato roccioso (ORRÙ & ULZEGA, 1987). La posizione delle testate dei *canyon* sembra non avere relazione con i principali sistemi alluvionali attuali anche se a loro antistanti.

I rilevamenti fatti con il *Side Scan Sonar* non hanno messo in evidenza canali o corpi sedimentari che possano consentire di associare in maniera diretta i *canyon* con i corsi d'acqua terrestri. Le osservazioni dirette fatte in immersione ed i dati dei campionamenti fanno ipotizzare un movimento dei sedimenti parallelo alla linea di costa.

La profondità massima dei *canyon* (*thalweg*) nell'area di studio è di circa 200 m e la larghezza, alla profondità di -500 m, è di circa 8 km (fig.53).

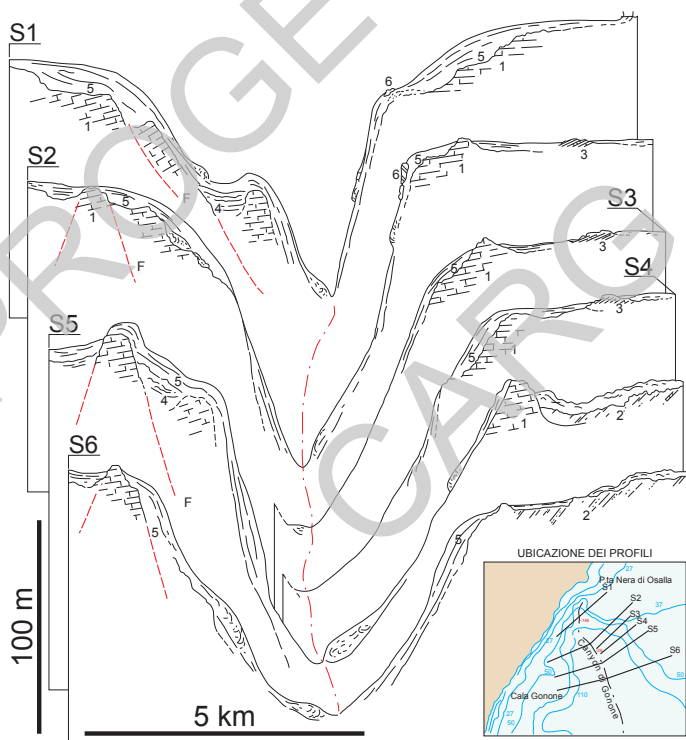


Fig. 53 - Sezioni interpretate relative alla porzione prossimale del canyon di Gonòne. 1= Basamento mesozoico; 2= Argille stratificate (Pliocene); 3= Arenarie e conglomerati (Pleistocene); 4= Limi ed argille stratificate (Pleistocene); 5= Fanghi di scarpata a foraminiferi (Olocene); 6= Biocostruzioni a *Lithophyllum* in vita (da ORRÙ & ULZEGA, 1988, ridisegnato).

2.1. - DISTRIBUZIONE DEI DEPOSITI DI PIATTAFORMA

La distribuzione dei depositi lungo la piattaforma è influenzata in modo evidente dalla presenza dei *canyon* di Gonònè (a S) e di Orosèi.

Questi delimitano un promontorio allungato che si sviluppa per oltre 13 km in direzione SE con una pendenza media di circa 2°. La sedimentazione in quest'area, anche se diminuita dopo la realizzazione della diga di Pedra 'e Othòni nell'agro di Dorgàli è strettamente legata agli apporti del Fiume Cedrino.

Il delta attuale è ben visibile sulle immagini *Side Scan Sonar* (v. fig.42), mentre è ipotizzabile che durante l'ultimo stadio glaciale fosse spostato verso SE, come evidenziato dall'analisi dei dati *SSS* e delle isobate della carta nautica, e mappato da D'ANGELO *et alii* (1994).

I sedimenti trasportati dal Cedrino vengono distribuiti lungo il litorale, con granulometria decrescente da NE verso SW. Si passa infatti da sabbie medio-grossolane presso Marina di Orosèi a sabbie medio-fini in prossimità del pennello che separa la spiaggia di Orosèi dalla Cala di Osalla (fig.54).



Fig. 54 - Spiaggia di Cala di Osalla (in primo piano) e Marina di Orosèi (sullo sfondo); le due spiagge sono separate da un pennello. Nel settore marino è ben evidente anche il deposito di spiaggia sommersa (g₈).

Le sabbie subiscono una separazione meccanica molto netta che coincide con la zona di frangente delle onde (*breaker zone* o *upper shoreface*, CLIFTON, 2006: v. fig.40). Le sabbie della *upper shoreface* sono sempre caratterizzate da *ripple* da onda molto pronunciati, che invece si presentano piuttosto blandi nella *middle* e *lower shoreface*.

La prateria di *Posidonia oceanica* è sviluppata in modo continuo per tutta la lunghezza della spiaggia di Marina di Orosèi. Numerose sono le aree di *intramatte* che la caratterizzano. Queste hanno normalmente diametro inferiore ai 2 m, tuttavia in alcuni casi sono state riconosciute e mappate *intramatte* di circa 500 m di diametro.

Le sabbie delle *intramatte* (di norma con granulometria inferiore ai 2 mm) sono costituite in larga percentuale da bioclasti e da grani fini (> 100 μm).

Il limite inferiore della prateria di *Posidonia oceanica* si trova a circa -30 m, dove passa gradualmente ai depositi bioclastici di piattaforma (sabbie e ghiaie fini, g_{12}). Questi bordano in modo pressoché continuo il limite inferiore, possono svilupparsi anche per oltre 1 km verso largo, ed essere seguiti oltre i -35 m di profondità. Al limite esterno questi depositi bioclastici sfumano, sia in modo netto che eteropico, ai depositi di piattaforma intermedia (sabbie fini, g_{20}), anche questi essenzialmente bioclastici.

Nella aree prossime alle *beach rock* si osservano depressioni riempite da fanghi di piattaforma (g_{21}). Queste sono state interpretate come paleo-aree lagunari di retro-spiaggia (ORRÙ & ULZEGA, 1987).

2.2. - CANYON DI GONÒNE-OROSÈI

Il *Canyon* di Gonòne-Orosèi (GOC) taglia il Margine Continentale Sardo per circa 20 km; incide la piattaforma continentale dalla profondità di circa -50 m e la scarpata da circa -500 m, con due principali rami distinti: Orosèi e Gonòne.

La testata del *Canyon* di Gonòne-Orosèi si trova a circa -50 m di profondità. Questo ha permesso l'osservazione diretta sia delle forme che dei processi in atto (ORRÙ & ULZEGA, 1988).

I principali processi attivi sono movimenti di sedimento sia in massa che canalizzati. L'erosione regressiva è associata a frane sottomarine (*creep* e *slumping*) sia dei fianchi che della testa del canale principale e dei suoi distributori. Questo arretramento fa affiorare il substrato e/o innesca una serie di frane per scalzamento alla base delle scogliere a *Lithophyllum* sp. sviluppate sull'orlo dei *canyon* (ORRÙ & ULZEGA, 1988) (v. fig.38 e fig.53).

Alla base della scarpata i vari *canyon* si uniscono e formano un insieme unico di canali molto stretti del tipo *levee* erosionale, per poi unirsi in un unico canale alla profondità di circa -1800 m (fig.55).

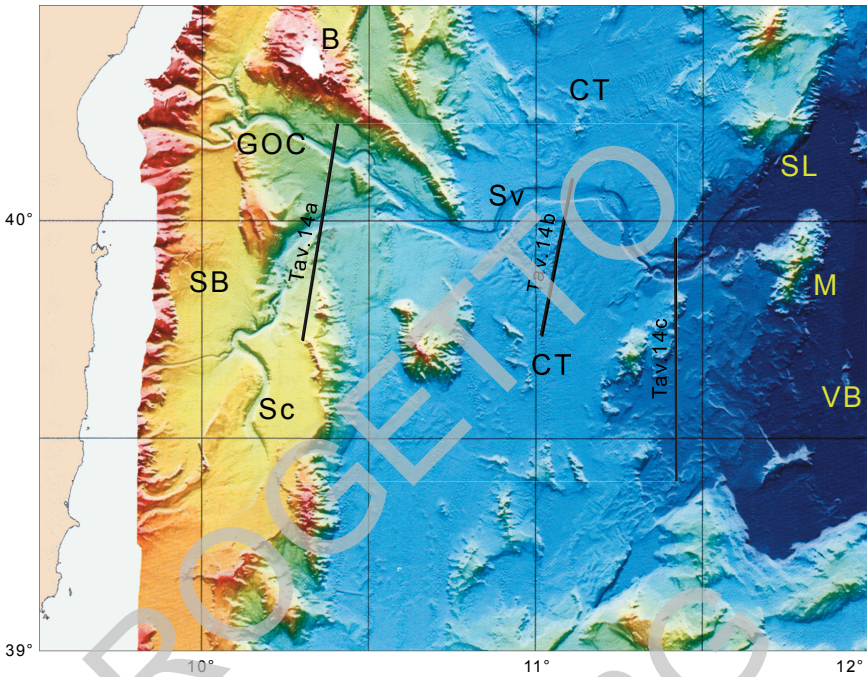
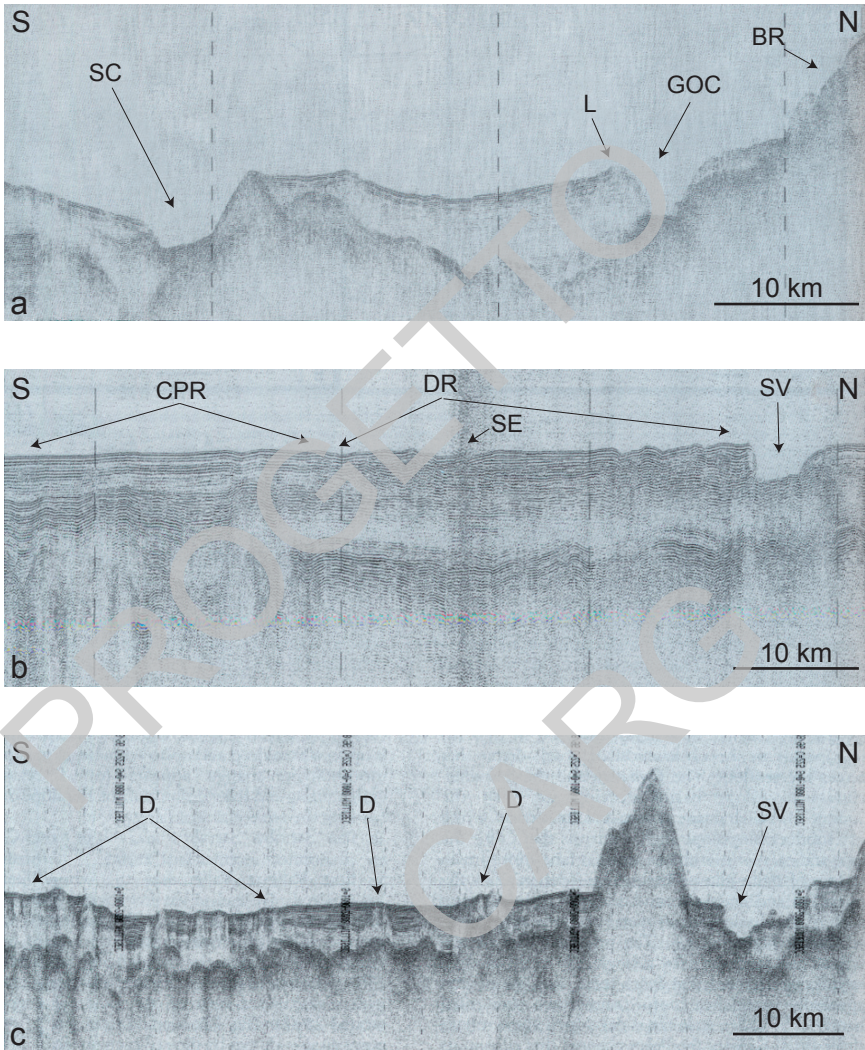


Fig. 55 - *Shaded relief a colori* realizzato con dati Multi Beam della Provincia Occidentale del Mar Tirreno (WT di figura 52). La regione è suddivisa in due zone fisiografiche separate da alti morfologici: il Bacino Sardo (SB) ed il Terrazzo di Cornaglia (CT). Alla terminazione del seamount delle Baronie (B), vi è la confluenza dei canyon di Gonðne-Orosèi (GOC) e del Sàrrabus (Sc); verso largo la Valle Sarda (Sv). La provincia occidentale è delimitata a est dalla Linea Selli (SL), faglia diretta immergente verso la piana abissale del Vavilov (VB). Nella piana abissale si trova il Magnaghi (M), uno dei vulcani sottomarini a composizione basaltica di tipo OIB (Oceanic Island Basalt, SERRI et alii, 2001, SARTORI et alii, 2004); a, b, c: traccia delle linee sismiche di tav.14 (da MARANI & GAMBERI, 2004, ridisegnato).

A valle del congiungimento, il sistema Gonðne-Orosèi diventa abbastanza rettilineo, con un *levee* (argine) erosionale ben definito nel lato destro (tav. 14a); il lato sinistro, adiacente al margine del *seamount* delle Baronie, è invece dominato da colamenti (*slump*).

Alla profondità di circa -2300 m il canale compie un'ansa molto stretta in corrispondenza di un alto morfologico, costituito da un diapiro salino che buca il fondo del mare (GAMBERI & MARANI, 2004), (fig.55).

A circa -2600 m il *Canyon* di Gonðne-Orosèi si unisce a quello più meridionale del Sàrrabus per formare la Valle Sarda, che taglia tutto il Terrazzo di Cornaglia fino ad immettersi nella Piana abissale del Vavilov (fig.55).



Tav. 14 - a) Linea sismica T9916 che taglia sia il canyon di Gonone-Orosè (GOC) sia quello del Sàrrabus (SC). BR= seamount delle Baronie. Piccoli levee (L) si sviluppano sul lato destro del canyon OG. b) Linea sismica T9925 che taglia la Valle Sarda (SV). Si notino le forme erosive sul fondo (SE) nel centro della linea, come evidenziate dalle forti riflessioni discontinue (DR) e continue (CPR), interpretate come la risposta sismica alle avulsioni della Valle Sarda nel Terrazzo di Cornaglia. c) Si noti come in corrispondenza della Linea Selli la Valle Sarda (SV) assume un carattere erosivo. Con (D) sono indicati i diapiri presenti nel Terrazzo di Cornaglia. Per l'ubicazione delle linee sismiche si veda la figura 55 (da GAMBERI & MARANI, 2004, ridisegnato).

La Valle Sarda ha una larghezza di circa 5 km ed una profondità dalla piana circostante di 100 m. Lungo il suo corso si possono notare alcune avulsioni (tav.14b) e la forte componente erosiva del canale in corrispondenza della Linea Selli, scarpata di faglia ad andamento NE-SW che separa il Margine Continentale Sardo dalla Piana del Vavilov (tav.14c). Qui la valle assume un profilo con una V molto pronunciata ed incide fino alla profondità di -200 m rispetto alla piana abissale circostante. Nella parte terminale è possibile notare uno spostamento della valle verso S ed i segni del canale abbandonato (v. fig.55). La Valle Sarda si esaurisce nella profonda Piana abissale del Vavilov, ad oltre -3000 m di profondità (WEZEL, 1982; GAMBERI & MARANI, 2004; DELLA VALLE, 2007).

Da un punto di vista strutturale il *Canyon* di Gonòne-Orosèi può essere considerato il limite tra due aree con diversa evoluzione tettonica. Una settentrionale con modesti spessori di evaporiti (meno di 0,5 sec -TWT), ed una meridionale con spessori elevati (fino a 1,0 sec (TWT)). Questo limite passa a S del *seamount* delle Baronie.

Questa struttura può essersi formata nel Mesozoico come limite tra il basamento varisco ed il fondo oceanico in cui si formava la crosta della Tetide, ed essersi riattivata come zona di trasferimento (*transfer zone*) dopo l'Oligocene (SARTORI *et alii*, 2001) (fig.56).

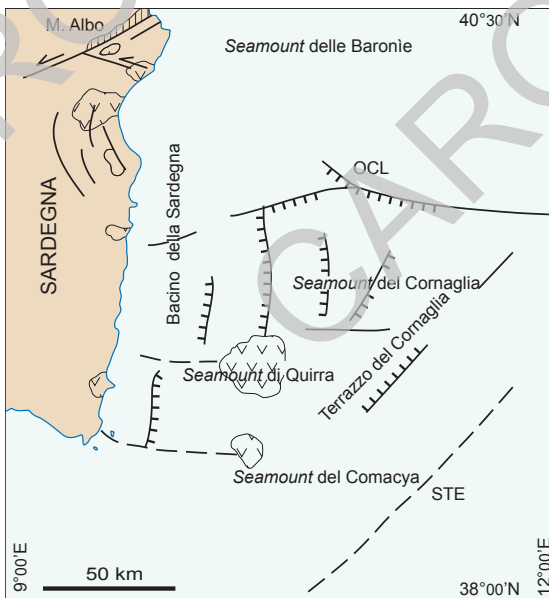


Fig. 56 - Schema tettonico del Margine Continentale Sardo, dominato da faglie dirette N-S e di trasferimento E-W, attive fino al Pliocene (da SARTORI *et alii*, 2001, ridisegnato).

3. - ACQUISIZIONE DATI PER LE AREE MARINE

La mappatura della parte marina del Foglio è stata suddivisa in: ambiente litorale, piattaforma prossimale costiera (fino alla batimetrica -12 m), piattaforma prossimale (fino a -50 m), piattaforma distale (fino a -50 m), scarpata (oltre la batimetrica -100m).

La carta geologica marina della porzione costiera e della parte prossimale della piattaforma è stata realizzata sfruttando il fotomosaico *Side Scan Sonar* (SSS) del progetto “Mappatura delle praterie di *Posidonia oceanica* lungo le coste della Sardegna e delle piccole isole circostanti”, del Ministero dell’Ambiente - Ispettorato Centrale per la Difesa del Mare, svolto dalla Cooperativa Nautilus a r.l. nel 1999 (fig.57).

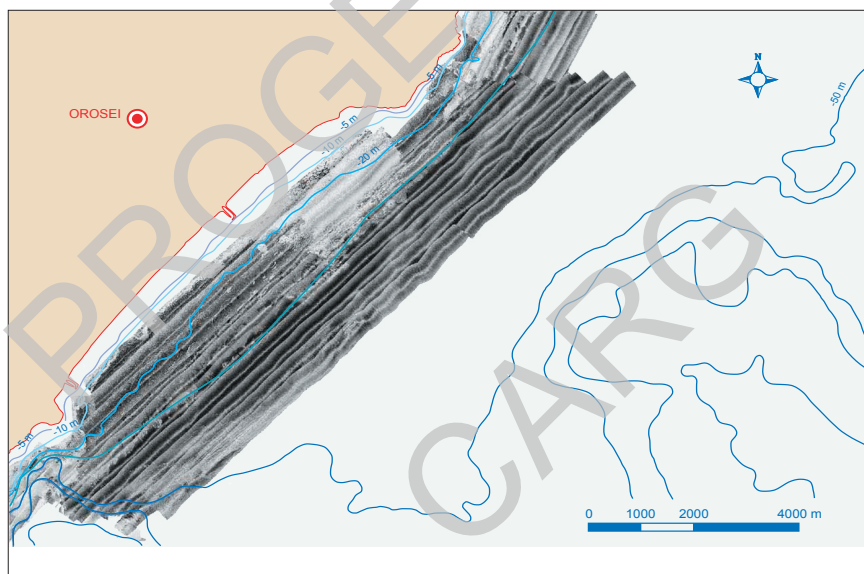


Fig. 57 - Fotomosaico Side Scan Sonar realizzato per la mappatura delle praterie di *Posidonia oceanica* lungo le coste della Sardegna e delle piccole isole circostanti (Ministero dell’Ambiente - Ispettorato Centrale per la Difesa del Mare, svolto dalla Cooperativa Nautilus a r.l. nel 1999, ridisegnato).

I dati SSS sono stati acquisiti con un sistema *Edgetech Mod. 260 TD*, riportati in ambiente GIS ed integrati con nuove acquisizioni SSS (*Klein 3000* a doppia frequenza 100 e 500 KHz) dove necessario. Il SSS *Klein 3000* è di proprietà dell’Università di Sassari. I dati di nuova acquisizione sono stati acquisiti con il *Software Sonar Pro* ed elaborati con *Software Sonar Web*.

Tutti i dati SSS sono stati tarati con rilievi e campionamenti diretti effettuati da subacquei muniti di ARA (fino alla profondità di -30 m), campionamenti del fondale con *Benna Van Veen* e immagini acquisite con il *Remote Operated Vehicle (ROV)* Mod. *Hyball* della *Hydrovision*, dotato di una telecamera basculante a 360° della *JVC*.

La mappatura della porzione distale della piattaforma è stata fatta utilizzando in modo integrato dati SSS (EG. & G. da 100 Khz), *Sub Bottom profiler* (EDO 2,5 e 3,5 Khz) acquisiti dalla N/O Minerva del CNR ed in parte pubblicati da ORRÙ & ULZEGA (1987), ORRÙ & ULZEGA (1988) e D'ANGELO *et alii* (1994).

Per l'interpretazione della porzione costiera della piattaforma prossimale ci si è avvalsi di foto aeree acquisite in vari anni dalla Regione Sardegna e ed immagini satellitari disponibili su *Google Earth*.

La parte prossimale del *Canyon* di *Gonòne* è stata rilevata da ORRÙ & ULZEGA (1988) durante le crociere oceanografiche effettuate con le N.O. *Bannock* e *Minerva* del CNR, durante le quali sono stati acquisiti dati ecografici ad alta frequenza (*Narrow Beam*, 100Khz), a bassa frequenza (*Sub Bottom Profiler*, 3,5 Khz), *Side Scan Sonar* (200 Khz), indagini sismiche ad alta risoluzione (*Uni-boom*, 300J, e *Sparker*, 1000J).

La parte distale del *Canyon* di *Gonòne-Orosèi*, la scarpata continentale e la piana abissale sono state rilevate dall'ISMAR-CNR di Bologna durante le crociere Tir-96 e Tir-99, finalizzate alla mappatura del Tirreno. La crociera Tir-99 ha acquisito dati con *MB Kongsberg-Simrad EM12-120S*, che permetteva una copertura di acquisizione pari a 7 volte la profondità dell'acqua. I dati *Multi Beam* raccolti durante queste crociere hanno permesso la realizzazione della Carta Morfologica e Batimetrica del Tirreno (MARANI *et alii*, 2004). Informazioni dettagliate sul *processing* dei dati possono essere trovate in DELLA VALLE (2007).

I profili *Sparker* a 30 kj utilizzati per la compilazione di queste note sono stati acquisiti dall'ISMAR-CNR durante gli anni '70 e pubblicati a più riprese da vari autori, di volta in volta citati nel testo.

Il posizionamento geodetico di tutti i campioni raccolti è stato fatto con un *GPS* differenziale (*Trimble Geo XT*), utilizzando boe galleggianti sagolate per i campioni raccolti da operatore subacqueo, ed il punto di calata in mare della benna negli altri casi.

VII - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

1. - GEOMORFOLOGIA DELL'AREA CONTINENTALE

Il Foglio 501 "Orosèi" ricade nella parte settentrionale del Golfo di Orosèi, lungo la costa centro-orientale della Sardegna. Pur occupando una superficie limitata (~ 36 kmq), la morfologia delle aree emerse è contrassegnata da ben cinque grandi unità di paesaggio:

- il rilievo calcareo del M. Tuttavista, con le sue propaggini orientali;
- i pendii e *plateaux* basaltici;
- le conoidi alluvionali antiche, ai piedi del versante sud-orientale del M. Tuttavista;
- la valle del Cedrino (nel tratto N e a W di Orosèi) e le valli minori che sfociano presso Cala di Cartòe e Cala di Osalla;
- la pianura costiera, ad E, SE e S dell'abitato di Orosèi.

1.1. - MONTE TUTTAVISTA

Nella parte NW del Foglio rientrano le propaggini orientali del rilievo calcareo del M. Tuttavista v. fig.3). Si presentano caratterizzate da elevate acclività, accentuate dall'approfondimento del reticolo idrografico operato dal Fiume Cedrino; i pendii proseguono verso W sino alla sommità del rilievo posto a quota 806 m.

1.2. - PENDII E PLATEAUX BASALTICI

Nel Foglio sono presenti i resti di estese colate laviche provenienti da almeno due areali di centri eruttivi. Il primo alimentava la parte settentrionale invadendo da N e NW la valle del paleo-Cedrina (MASSARI & DIENI, 1973); il secondo areale include altri centri eruttivi situati a S e SW del M. Tuttavista (v. fig.26). Un altro centro di emissione è ubicato presso P.ta Su Nurta a N del Foglio.

Nel settore settentrionale la sommità della colata è sub-pianeggiante, con deboli immersioni verso i quadranti orientali e quote digradanti progressivamente dai circa 110 m del bordo NW del Foglio fino al livello del mare lungo la costa a N della foce del Cedrina, e a S presso P.ta Nera di Osalla.

La sommità delle colate meridionali ha pendenze basse e comparabili con quelle settentrionali. La bassa pendenza e la sommità deposizionale conservata permette di definire questi settori come *plateaux* basaltici.

1.3. - CONOIDI ANTICHE DEL MONTE TUTTAVISTA

Estese conoidi coalescenti formavano un'ampia falda di detrito proveniente dalla degradazione delle pendici orientali del M. Tuttavista (v. fig.34), in seguito alla rielaborazione di detriti di versante (*éboulis ordonnés*) prodotti in ambiente crionivale alla sommità del rilievo dove, a parere del consulente per la stratigrafia del Quaternario e Geomorfologia dell'area continentale appena fuori dal Foglio, si riconoscono i resti di modeste nicchie nivali.

La degradazione crioclastica è stata intensa ed è testimoniata dallo spessore del subsistema di Abba Mèica, che giunge a circa 20 m nelle cave di Orde, nei pressi del Km 221 della SS 125 (cfr. IV § 7.1.1.2.). I detriti erano incanalati all'interno di ampie vallecole, messe in luce dai lavori estrattivi, e per la rapida aggradazione la loro sommità è arrivata quasi alla medesima quota del substrato.

Le conoidi - falde detritiche digradano progressivamente verso E sino quasi al livello della pianura costiera. La loro pendenza media è di circa 0,08 % (per un dislivello di 195 m su una distanza di 2,24 km).

Alla sommità delle conoidi, nell'area delle cave di Orde, sono stati riconosciuti inceptisuoli, nei quali la colorazione arrossata osservata nella parte bassa suggerisce che potevano essersi evoluti anche da suoli lisciviati e lievemente rubefatti (alfisuoli). Suoli con orizzonte argillico (Bts) sono stati descritti anche nel Foglio 411 "S. Teresa di Gallura" (OGGIANO *et alii*, in stampa).

Si tratta comunque di suoli meno evoluti di quelli attribuibili all'Ultimo Interglaciale segnalati in altri settori dell'Isola e nelle aree appenniniche (BARCA *et alii*, 2005; PASCÌ *et alii*, in stampa; COLTORTI & PIERUCCINI, 2006).

Essi costituiscono dunque una conferma per l'attribuzione di questi depositi all'Ultima Glaciazione (cfr. IV § 7.1.1.2.2.).

1.4. - VALLE DEL CEDRINO E CORSI D'ACQUA MINORI

Il *plateau* basaltico a W della piana costiera è disseccato dalla profonda incisione del Fiume Cedrino. L'elevata resistenza delle rocce basaltiche e la frequente presenza di giunti colonnari ha condotto alla formazione di pareti molto acclivi nelle litologie sottostanti e, nella parte sommitale, in corrispondenza dei basalti, di pareti prossime alla verticale.

La pianura alluvionale presente nel fondovalle raramente si estende per più di 250 m in senso trasversale all'alveo ed il tracciato è quasi rettilineo, con ampie anse. Il raccordo ai versanti è in genere netto e solo localmente mascherato da modesti spessori di depositi colluviali e/o di versante.

Di particolare interesse, in questo settore di raccordo alla pianura costiera, è il rilievo dove sorge la chiesa di S. Lucia.

Si tratta di un rilievo residuale o testimone (*butte*) del *plateau* vulcanico, originato dall'erosione congiunta del Fiume Cedrino e dei suoi affluenti di sinistra. Questi ultimi, inizialmente orientati verso E, sfociavano presso la costa e in un momento non ben precisato della storia evolutiva, la contemporanea erosione laterale del Cedrino e l'approfondimento del reticolo hanno provocato l'erosione della soglia che li separava dal fiume principale, isolando in tal modo il rilievo vulcanico.

1.5. - PIANURA COSTIERA

Una estesa pianura costiera caratterizza la parte orientale dell'area terrestre del Foglio 501 "Orosèi" (v. figg. 1, 2 e 36).

La parte interna di questa piana, a S e SE dell'abitato di Orosèi, mostra una serie di cordoni litorali contigui, subparalleli, ben riconoscibili anche in fotoaerea, mentre altri, più orientali, sono separati da stagni e paludi costiere (cfr. cap. IV § 7.2.5.). Nella parte centrale i cordoni sono meno evidenti in quanto mascherati da processi di colluvionamento olocenici e da interventi antropici.

La presenza di cordoni litorali antichi è legata allo sviluppo di fenomeni analoghi a quelli riconosciuti in larga parte dell'Italia peninsulare, sia nel versante tirrenico (BARRA *et alii*, 1989; BELLOTTI, 2000; BOSCHIAN *et alii*, 2006; AMOROSI *et alii*, 2009) che in quello adriatico (FABBRI, 1985; COLTORTI, 1997; AMOROSI & MILLI, 2001; AMOROSI *et alii*, 2005; RAVANI & COLTORTI, 2009).

Le ragioni dell'avanzamento della costa sono tuttora oggetto di dibattito. Alcuni autori associano questo fenomeno alla definitiva stabilizzazione del livello del mare dopo i 6.000 anni *BP*; altri lo attribuiscono all'arrivo di sedimenti generati dalla degradazione dei versanti conseguente alla deforestazione a fini agricoli e pastorali.

Una estesa barra deltizia caratterizza anche la foce attuale. Il valore angolare dell'intersezione dei cordoni litorali con l'asse del canale distributore permette di attribuire questo apparato deltizio alla classe B ($180 < \alpha < 140^\circ$) proposta da BELLOTTI (2000). La cuspidè appena pronunciata indica una forte rielaborazione dei sedimenti durante le tempeste.

La conformazione della costa attuale è stata profondamente modificata dall'edificazione del porto turistico, che ha evidentemente bloccato la deriva litorale. L'accumulo simmetrico di sedimenti ai due lati della struttura sembra indicare che l'ondazione dominante è quasi normale alla costa e che le correnti *long-shore* mostrano un tendenziale equilibrio direzionale.

In questa unità di paesaggio si inseriscono anche le piccole *pocket beaches* di Cala di Cartòe e di Cala di Osalla, separate da un promontorio basaltico (v. fig.54). In queste aree si ha il rapido passaggio dall'ambiente costiero ad uno vallivo dominato da processi erosivi e deposizionali durante le principali piene.

2. - GEOMORFOLOGIA DELL'AREA MARINA

L'area marina occupa una parte rilevante (circa il 95%) del Foglio 501 "Orosèi", pari a circa 595 kmq. Davanti ad una costa in prevalenza bassa e sabbiosa legata alla dinamica di foce del Fiume Cedrino, nel quadrante nord-occidentale del Foglio, si estende una piattaforma continentale insolitamente ampia (fino a circa 13 km verso SE) se riferita alla costa orientale sarda e in particolare all'areale del Golfo di Orosèi (3-4 km medi).

Un'ampia prateria a *Posidonia oceanica* occupa con continuità (localmente interrotta da aree di *intramatte*) una fascia disposta SW-NE, circa parallela alla costa, da -5 m a -30 m di profondità, separando i sedimenti litorali da quelli di piattaforma. I primi sono soprattutto sabbie medio-fini, da silicoclastiche a bioclastiche, con *ripple-mark* lineari, a lunghezza d'onda 10-30 cm, ben evidenti e simmetrici fino a -1,5 m, quindi asimmetrici e sempre meno pronunciati verso il largo, dove invece aumenta la bioturbazione.

La spiaggia sommersa mostra una sostanziale continuità longitudinale. La presenza di numerose barre sabbiose, generate dai processi sedimentari connessi con il regime delle correnti marine sottocosta, evidenzia una grande disponibilità di sedimenti.

I sedimenti di piattaforma vanno da sabbie via via più fini siltose, fino a silt e peliti, il cui spessore si riduce a zero verso il margine della piattaforma; nei depositi più grossolani si osservano strutture sedimentarie a grande scala, quali *mega-ripple* e dune, queste ultime anche in estesi campi, come nell'estremo settore NE del Foglio e ad E di P.ta Nera di Osalla.

La continuità del pendio debolmente inclinato della piattaforma (pendenza media circa 2°) è interrotta da blandi rilievi del fondale limitati da cornici nette, corrispondenti a corpi rocciosi, allungati mediamente SW-NE e disposti in strati debolmente immergenti verso il largo. Si tratta di spiagge fossili, *beach rock*, corrispondenti a livelli di stazionamento del mare durante la risalita eustatica versiliana. In prossimità delle *beach rock* si osservano deboli depressioni, in genere riempite di fanghi, che sono state interpretate come paleo-lagune di retro-spiaggia.

Il bordo esterno della piattaforma ha un andamento medio circa SW-NE, netto e ben evidente, con una marcata rottura di pendio, in genere in arretramento per l'erosione regressiva innescata dalle testate di canali sottomarini attivi, che trasportano verso E e SE, nella piana abissale, i sedimenti presenti sotto costa. Ben evidenti in carta le testate in arretramento ubicate alcuni chilometri a ESE della foce del Fiume Cedrino, disposte in un tratto del bordo di piattaforma orientato SW-NE e lungo circa 5 km. Strutture analoghe sono presenti nel settore nord-orientale dell'area marina del Foglio.

Questi *canyon* sono strutture minori, e comunque ne costituiscono parte integrante, del ramo settentrionale del *Canyon* di Gonòne-Orosèi, importante morfostuttura regionale che taglia il Margine Continentale Sardo per circa 20 km con direzione media E-W. La testata della parte prossimale si posiziona molto vicina alla costa, meno di 1 km a S di P.ta Nera di Osalla, a circa -50 m di profondità. Un'evidente tendenza all'arretramento della testata talora favorisce l'affioramento del substrato roccioso ed è ben marcata dalla netta rottura di pendio, che porta in breve spazio (~ 1 km dalla costa) da quota 0 m s.l.m. fino ad oltre -100 m di profondità.

La scarpata continentale occupa gran parte del Foglio. I depositi sono siltitico-pelitici; lungo le pareti dei *canyon* hanno spessori molto modesti ma nelle parti centrali mostrano evidenti segni di movimenti di massa (frane sottomarine (g_{17}) tipo *creep* e *slumping*), sia nei fianchi che nella testata del canale principale e dei suoi distributori.

Nella carta geologica sono stati riportati i principali assi di drenaggio, presumibilmente ereditati da un reticolo idrografico impostatosi con un livello del mare ben più basso dell'attuale. Al di fuori del Foglio, verso SE, i vari *canyon* si uniscono e alla base della scarpata formano un insieme di canali molto stretti che infine, alla profondità di -1800 m, confluiscono in un unico canale.

PROGETTO

CARG

VIII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nel Foglio 501 “Orosèi” sono presenti alcune cave, di dimensioni trascurabili, destinate alla produzione di inerti ma, soprattutto, ricade gran parte dell’importante Bacino Estrattivo del cosiddetto “Marmo di Orosèi” noto anche con il nome commerciale di “Biancone Tirreno” (fig.58). Alle pendici orientali e meridionali del M. Tuttavista (fig.59) sono coltivati per uso ornamentale i calcari mesozoici della formazione di Monte Bàrdia, i quali una volta tagliati e lucidati nei 15 impianti industriali ivi localizzati, vengono venduti con il nome di “marmo”, commercialmente corretto anche se geologicamente improprio, in quanto si tratta di rocce calcaree non metamorfiche. Il giacimento si estende per circa 300 ha, con uno spessore medio intorno ai 550 m; a tutt’oggi solo il 6% delle riserve in vista è stato sfruttato e solo circa 30 ha sono interessate dalla coltivazione delle cave.

L’attività di estrazione e lavorazione del “marmo” (in realtà rocce calcaree non metamorfiche), avviata negli anni ‘60 del XX secolo, si è sviluppata fino a diventare una significativa realtà industriale della Sardegna centro-orientale. In quest’area geografica si concentra infatti la produzione della quasi totalità dei “marmi” *s.l.* della Sardegna, le cui notevoli ricadute socio-economiche caratterizzano attualmente uno dei settori industriali ancora in crescita. Lo sviluppo del settore è favorito dalla dinamicità delle aziende, che mirano a promuovere il “Marmo Orosèi - Biancone Tirreno” nei mercati mondiali assicurando un’offerta di prodotto controllata e garantita per qualità e prezzo.

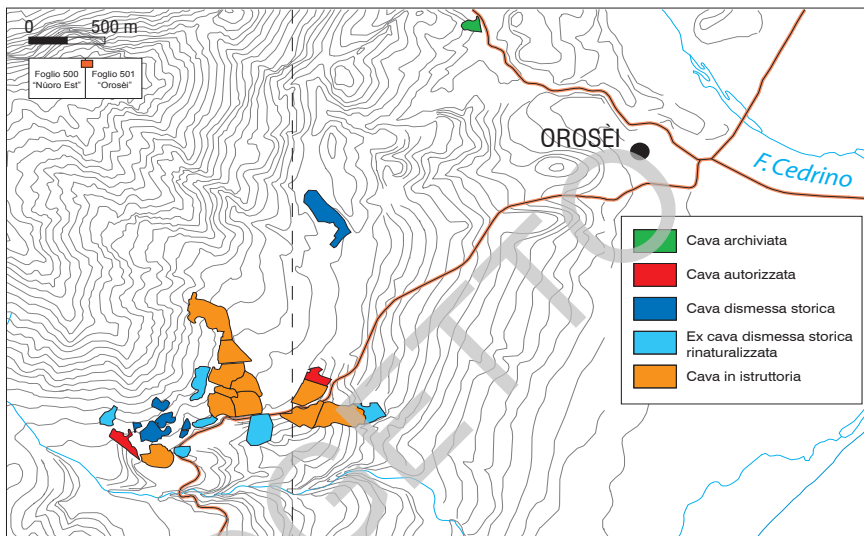


Fig. 58 - Bacino estrattivo del "Marmo di Orosèi - Biancone Tirreno"; il settore orientale ricade all'interno del Foglio 501 "Orosèi".



Fig. 59 - Foglio 501 "Orosèi", panoramica del Bacino estrattivo di Orosèi; in primo piano lo Stagno Petrosu, sullo sfondo le pendici sud-orientali del M. Tuttavista.

L'area è stata riconosciuta dalla Regione Autonoma della Sardegna come "Polo estrattivo di pietre ornamentali della Sardegna" unico per il comparto dei marmi, per il peso che l'industria estrattiva del "Marmo di Orosèi" ha sul sistema locale del lavoro, con un numero di occupati pari a circa 500 unità lavorative (di provenienza locale ma anche dai paesi limitrofi: Galtellì, Irgòli, Lòculi, Onifài) che rappresentano oltre il 16% degli addetti dell'industria estrattiva nell'Isola. Altro fattore di rilievo è il fatturato complessivo diretto che, negli ultimi anni, ha raggiunto i 100 milioni di euro rivelandosi strategico, insieme all'indotto generato, per lo sviluppo economico dell'intera Baronia. I dati riportati in tab.4 derivano dall'Aggiornamento del Catasto Regionale dei Giacimenti di Cava previsto dalla L.R. 30 del 7/6/1989 e si riferiscono in particolare all'aggiornamento del 2006.

Nel territorio del Foglio 501 "Orosèi" sono presenti 23 cave, su una superficie pari a 45 ha; al 2006 risultavano 13 attive e 10 inattive o temporaneamente non operative. Le 13 cave attive sono classificate ad uso "ornamentale" e caratterizzano il bacino del "Marmi s.l. di Orosèi", 4 hanno un uso "civile" e lavorano materiali inerti provenienti dalla coltivazione di rocce calcaree, da cui si producono conglomerati cementizi e bituminosi e, in subordinate, materiali per "rilevati e riempimenti". Al settembre 2014 risultano *in itinere* le procedure autorizzative per l'apertura di 7 nuove cave di "marmo". Le cave inattive sono concentrate nello stesso areale e sono classificate prevalentemente ad "uso ornamentale". La localizzazione delle cave riportata in fig.58 fa riferimento alla cartografia del Catasto dei Giacimenti di cava.

Dal punto di vista merceologico i prodotti lapidei, nelle diverse varietà (figg.60a, 60b, 60c) connesse a differenze tessiturali (Perlato, Nuvolato, Venato, Breccia, etc.) e cromatiche (Beige chiaro, scuro, talora rosato), sono utilizzati in tutto il mondo ed esportati in tutti i continenti per l'utilizzo sia in interni che nel rivestimento esterno degli edifici, in opere urbanistiche e per l'arredo urbano, nella realizzazione di sculture e opere d'arte (R.A.S., 2007).

In tab.5 vengono riportati i valori medi delle principali caratteristiche fisico-meccaniche delle diverse varietà di "Marmo di Orosèi" indicati sulle schede tecniche compilate dal Laboratorio Prove e Materiali dell'Istituto di Scienze delle Costruzioni dell'Università di Cagliari.

Gli impianti per la lavorazione dei "marmi" (fig.61) sono ubicati quasi esclusivamente all'interno del Comune di Orosèi e immediatamente a valle delle cave, dove si concentrano infatti 17 dei 20 impianti per la lavorazione del marmo presenti in Sardegna; 12 impianti sono operativi e 5 non operativi, ma di questi alcuni sono in fase di avvio.

La particolare situazione giacimentologica, organizzativa e logistica del bacino di Orosèi è completamente differente rispetto a tutte le altre aree estrattive "ornamentali" della Sardegna.



Fig. 60 - "Marmo di Orosèi - Biancone Tirreno":
 a) varietà "Venato"; b) varietà "Nuvolato";
 c) varietà "Perlato".



Fig. 61 - Lavorazione in impianto: a) particolare del "lastrato".

Tab. 4 - Tabella riepilogativa dei principali dati per ciascuna unità estrattiva censita nell'areale del Foglio 501 "Orosèi".

CODICE CAVA	STATO	DENOMINAZIONE	COMUNE	PROP.	TECNOLOGIA	SITUAZIONE AMMINISTRATIVA	USO	DENOMINAZIONE COMMERCIALE	TITOLARE	AREA DI CAVA (MO)
300071	Attiva	Settile Canali Longu	Orosèi	NU	Calcare	AutORIZZATA	Ornamentale	Marmo di Orosèi	L.M.P.A. di Alessandro e Andrea Ratti e C. Sas	12065,91
300070	Attiva	Couticòne	Orosèi	NU	Calcare	AutORIZZATA	Ornamentale	Marmo di Orosèi	Euro Marmi Srl	14581,48
118008	Attiva	Canale Longu	Orosèi	NU	Calcare	Istruttoria	Ornamentale	Marmo di Orosèi	Mele Giovanni e figli Srl	28443,76
118013	Attiva	Canale Longu	Orosèi	NU	Calcare	Istruttoria	Ornamentale	Marmo di Orosèi	Marmi Scauccella Srl	24516,07
118005	Attiva	Canale Longu	Orosèi	NU	Calcare	Istruttoria	Ornamentale	Marmo di Orosèi	Marmi Orosèi di Callus Antonio & C sas	19922,57
118003	Attiva	Canale Longu	Orosèi	NU	Calcare	Istruttoria	Ornamentale	Marmo di Orosèi	Gimarmi Srl	28887,79
118006	Attiva	Su Cucumianu	Orosèi	NU	Calcare	Istruttoria	Ornamentale	Marmo di Orosèi	Gimarmi Srl	25168,44
118012	Attiva	Oròe	Orosèi	NU	Calcare	Istruttoria	Ornamentale	Marmo di Orosèi	Marmi Scauccella Srl	44466,80
118014	Attiva	Canale Longu	Orosèi	NU	Calcare	Istruttoria	Ornamentale	Marmo di Orosèi	S.L.M.G. Sardo Italiana Marmi-Graniti Srl	47963,72
118001	Attiva	Canale Longu	Orosèi	NU	Calcare	Istruttoria	Ornamentale	Marmo di Orosèi	D.E.DA. Srl	25906,71
118007	Attiva	Canale Longu	Orosèi	NU	Calcare	Istruttoria	Ornamentale	Marmo di Orosèi	IN.L.M.A.SA. Srl	26221,77
118004	Attiva	Canale Longu	Orosèi	NU	Calcare	Istruttoria	Ornamentale	Marmo di Orosèi	IN.PRO.MAR. Srl	29213,45
118002	Attiva	Canale Longu	Orosèi	NU	Calcare	Istruttoria	Ornamentale	Marmo di Orosèi	Marmi Daffino Real Srl	8382,49
118009	Inattiva	Zanzi	Orosèi	NU	Bibbia calcarea	Archiviata	Ornamentale	Marmo di Orosèi	Daffino Ambientale	9046,72
118017	Inattiva	Ramasinargiu	Orosèi	NU	Calcare	C. dismessa storica	Ornamentale	Marmo di Orosèi		2032,98
118036	Inattiva	Ramasinargiu	Orosèi	NU	Conglomerato	C. dismessa storica	Civile	Inerti per rilevati e riempimenti		7608,38
118018	Inattiva	Canale Longu	Orosèi	NU	Calcare	C. dismessa storica	Ornamentale	Marmo di Orosèi		2858,07
118019	Inattiva	Ramasinargiu-Canale Longu	Orosèi	NU	Calcare	C. dismessa storica	Ornamentale	Marmo di Orosèi		6717,98
118033	Inattiva	Oròe 2	Orosèi	NU	Calcare	C. dismessa storica	Ornamentale	Marmo di Orosèi		15466,71
118016	Inattiva	Ramasinargiu	Orosèi	NU	Calcare	C. dismessa storica	Ornamentale	Marmo di Orosèi		17007,64
118024	Inattiva	Gaghannari	Orosèi	NU	Derivato di faldà	C. dismessa storica	Civile	Inerti per conglomerati cementizi e bituminosi		43673,35
118022	Inattiva	Canale Longu	Orosèi	NU	Calcare	C. dismessa storica	Ornamentale	Marmo di Orosèi		2043,60
118020	Inattiva	Canale Longu	Orosèi	NU	Calcare	C. dismessa storica	Ornamentale	Marmo di Orosèi		7025,02

Tab. 5 - *Caratteristiche fisico-meccaniche del "Marmo di Orosèi - Biancone Tirreno"*.

CARATTERISTICHE FISICO-MECCANICHE DEL "MARMO DI OROSÈI - BIANCONE TIRRENO"		
Valori Medi		
RESISTENZA A COMPRESSIONE UNIASSIALE		
su provino asciutto	kg/cmq	1.679±271
dopo cicli di congelamento	kg/cmq	1.527±285
RESISTENZA A FLESSIONE SEMPLICE		
su provino asciutto	kg/cmq	150±39
RESISTENZA ALL'URTO (ALTEZZA DI CADUTA)		
provino da 30 mm di spessore	cm	30
provino da 50 mm di spessore	cm	n.d.
Resistenza all'usura per attrito radente	mm	4,11±0,65
Modulo di elasticità longitudinale (statico)	kg/cmq	778.254±77.930
Coefficiente di imbibizione	%	5,13±2,47
Peso dell'Unità di Volume	kg/mc	2.685±41

Infatti le cave sono tutte confinanti l'una con l'altra ed il giacimento oggetto della coltivazione è lo stesso, per cui lo spazio a disposizione è molto ridotto e quindi prezioso (fig.62). Tale fatto ha comportato la scelta di allocare al di fuori dell'area di cava gli scarti di lavorazione favorendo il consorzarsi dei diversi imprenditori interessati che, d'intesa con l'Amministrazione Comunale, proprietaria di tutta l'area in cui sono presenti le cave, hanno predisposto un progetto comune per la realizzazione di una discarica consortile in cui tutti i soggetti conferiscono i propri sfridi di cava.

Da oltre un decennio nella filiera produttiva è stata quindi inserita anche la lavorazione degli sfridi provenienti sia dalla fase estrattiva sia dalla lavorazione industriale, utilizzati per la produzione di inerti per conglomerati cementizi e bituminosi, di calce, di altri prodotti per l'edilizia, nonchè di blocchi per scogliere, sottofondi e massicciate stradali. Attualmente nel polo estrattivo di Orosèi sono attivi due impianti di frantumazione per la produzione di inerti per conglomerati, di cui uno collegato alla discarica consortile ed un altro di proprietà privata. Gli impianti di frantumazione riutilizzano circa 70.000 mc/a di sfridi, corrispondenti all'incirca al 25% dei materiali allocati in discarica.



Fig. 62 - Foglio 501 "Orosèi": cava di "marmo", fronti di coltivazione.

2.- CENNI DI CLIMATOLOGIA

La piccola porzione di territorio nel Foglio in esame, perlopiù costituito da una fascia costiera, mostra una limitata variabilità climatica, ovviamente condizionata dalla presenza del mare.

Dall'analisi dell'andamento nel lungo periodo delle temperature (RAS, 1992b) si evidenziano medie giornaliere trentennali di circa 17°C tipiche della fascia costiera della Sardegna, con massime giornaliere che si assestano climatologicamente intorno ai 21°C e minime intorno ai 13°C.

Il campo di temperatura può essere analizzato in dettaglio anche attraverso specifici indici bioclimatici che consentono di evidenziare le peculiarità dell'area. Nel caso specifico il *GSL* (*Growing Season Length*) risulta interessante in quanto fa emergere come la piana di Orosèi presenti temperature che permangono a lungo elevate, consentendo una lunghezza della stagione utile alla crescita delle piante di circa 340 giorni, tra le maggiori della Sardegna, superata solo dai valori che si registrano all'estremo sud dell'Isola e che determina, unitamente alla geo-pedologia, una particolare caratterizzazione floristico-vegetazionale ed anche agricola.

L'analisi del regime di precipitazione su lungo periodo dà evidenza nell'area di cumulati annui di circa 650 mm con scarsa variabilità spaziale. La presenza nell'angolo NW del M. Tuttavista, del quale una piccola porzione è visibile ai limiti del Foglio e che raggiunge quote interessanti (fin oltre i 700 m s.l.m.), rende percepibile il gradiente E-W. Questo è ancora meglio osservabile su area vasta, come emerge dal confronto tra i cumulati succitati con quelli stimati sul massiccio del M. Tuttavista (oltre i 900 mm/anno) mentre oltre questo verso W, a ridosso della barriera idrografica, i valori risultano inferiori a quelli costieri. Mediamente il numero annuo di giorni di pioggia è di circa 55 giorni (PROTERINA, 2009).

Relativamente agli eventi intensi di precipitazione a scala giornaliera, l'analisi dei livelli di ritorno a 50 anni (BODINI & COSSU, 2010; COSSU *et alii*, 2007; 2010; DE WAELE *et alii*, 2010) conferma come anche questo tratto della costa orientale sia particolarmente soggetto alla loro ricorrenza seppure, in considerazione dell'assenza di contrafforti di rilievo, i valori non superino i circa 200 mm di precipitazione massima giornaliera (BODINI *et alii*, 2010).

3. - IDROGEOLOGIA

3.1. - Idrografia

L'idrografia del Foglio 501 "Orosèi" è fortemente contrassegnata dal Fiume Cedrino, che sfocia nel Mar Tirreno dopo un percorso di oltre 60 km, interessando perlopiù il basamento paleozoico, ma ricevendo anche contributi da corpi idrici che si sviluppano sulle coperture carbonatiche mesozoiche. La superficie totale del suo bacino è di 1100 kmq, la maggior parte dei quali si sviluppa nel limitrofo Foglio 500 "Nùoro Est" mentre solo una decina di chilometrici quadri interessa il Foglio Orosèi.

Il tracciato del Cedrino ha direzioni variabili nel Foglio 500 "Nùoro Est" mentre nel Foglio 501 "Orosèi" assume un netto *trend* W-E, strettamente influenzato dall'andamento dell'omonima faglia trascorrente (cfr. cap. V § 1.2.), sicuramente attiva durante il Terziario e che ha fortemente condizionato la morfologia dell'area. La parte più occidentale del tracciato è incassata tra i rilievi di rocce mesozoiche del M. Tuttavista in sponda destra e il *plateau* basaltico in sponda sinistra, dove successioni sedimentarie plioceniche sono ricoperte da diverse colate laviche. In sponda destra rimane un testimone del *plateau* basaltico, noto con il toponimo locale di Gollài, finché l'ultimo tratto del fiume scorre verso la foce in un'area golenale, ampia circa un chilometro, dove avviene anche la confluenza da N del Riu Berritta che insiste sui granitoidi tardo-varisici e sulle lave basaltiche.

La foce ha una configurazione attuale relativamente lineare, vincolata a N dal *plateau* basaltico, mentre a S sono evidenti numerosi segni delle evoluzioni recenti che il corso d'acqua ha prodotto finanche in epoca storica. Meandri abbandonati, depositi di barra, bocche a mare temporaneamente trasformate in stagni, testimoniano un'ubicazione migrante della foce, a seguito dell'alternanza dei processi di trasporto e deposito dei sedimenti e dell'interazione con la dinamica costiera marina.

Per quanto riguarda gli altri corpi idrici superficiali, in sponda destra, poco a monte dell'abitato di Orosèi, il Cedrino riceve l'apporto del Riu Badde Funtana Morta, lungo circa 1,5 km, il cui andamento varia da E-W a NE-SW a causa dei lineamenti tettonici che ne influenzano il tracciato.

A N del bacino idrografico del Cedrino l'unico corso d'acqua di rilievo è il Riu Foche Pizzinna, a carattere fortemente stagionale, che incide il *plateau* basaltico di Su Nurtàle e sfocia direttamente a mare poco a S di P.ta Nera.

A S del limite del bacino idrografico del Cedrino si rinvergono diversi corsi d'acqua minori, cataclinali, con bacini idrografici ridotti. Alcuni drenano il massiccio carbonatico del M. Tuttavista, le cui propaggini più orientali affiorano nel Foglio. Altri drenano il basamento cristallino ricoperto da sedimenti alluvionali recenti e da colluvi, in parte legati a fenomeni di esondazione e deposito generati all'interno di questi piccoli bacini.

Nel margine meridionale, a ridosso del tavolato basaltico di Gurunie, scorre il Riu Pedduzza, che alimenta lo stagno di retrospiaggia di Petrosu. Infine, nell'estremità meridionale si segnalano le foci del Riu di Osalla e del Riu Cartòe, fortemente incassati nei *plateau* basaltici di Gurunie e di M. Moru.

L'impatto dell'idrografia superficiale sull'attività antropica è notevole; infatti il Fiume Cedrino periodicamente, a seguito di eventi piovosi intensi, scarica sulla foce una quantità rilevante dell'acqua ricevuta da tutto il bacino. Per permettere un deflusso a mare continuo anche durante i periodi di flusso meno intenso, nella parte settentrionale della foce è stato realizzato un canale artificiale, che supplisce all'effetto di occlusione della foce realizzato in periodo di magra dal cordone litorale; in periodo di piena questo viene comunemente sfondato.

Ciò nonostante, in presenza di un livello del mare innalzato anormalmente dall'azione di forti venti orientali spesso l'acqua non riesce a raggiungere il mare, con conseguente innalzamento del livello di base e fenomeni di alluvionamento che interessano parte dell'abitato di Orosèi, i cui quartieri più recenti sono costruiti a ridosso delle aree maggiormente esondabili. Non sono però da sottovalutare gli effetti dei brevi corsi d'acqua, generalmente con pendenze dell'asta fluviale molto elevate, che a fronte di piogge molto concentrate, avendo un bacino molto piccolo, tendono ad avere tempi di deflusso molto rapidi ed esondazioni che interessano parti dell'abitato anche lontane dal Fiume Cedrino.

Questi fenomeni sono stati osservati anche durante gli eventi alluvionali degli ultimi anni. D'altronde non è casuale che questi piccoli corsi d'acqua costruiscano conoidi di deiezione che si affacciano con pendenze elevate sulla piana costiera, in gran parte costruita dal Cedrino in condizioni in equilibrio con il presente livello del mare e perciò, molto presumibilmente, durante l'Olocene.

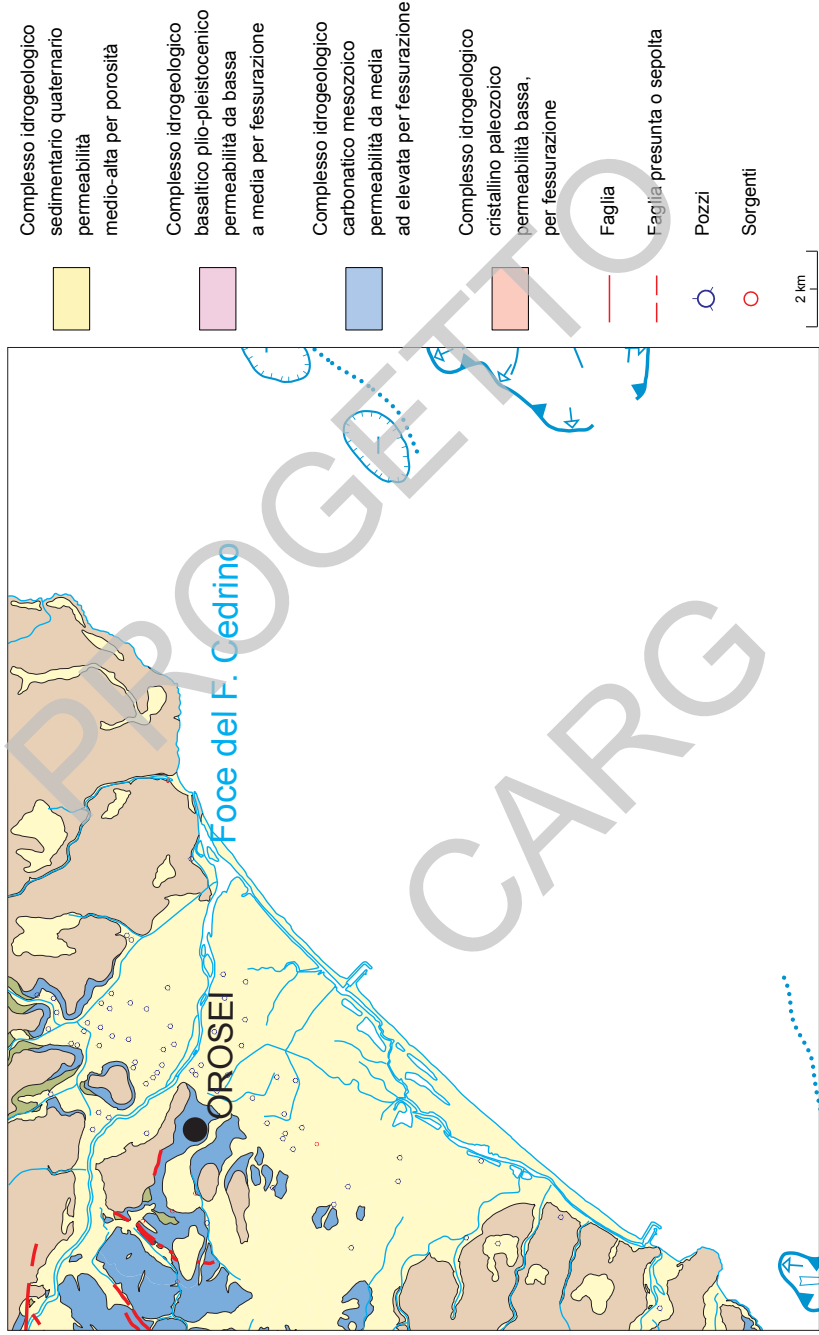
3.2. - COMPLESSI IDROGEOLOGICI

Nel Foglio 501 "Orosèi" si possono descrivere quattro complessi idrogeologici, con caratteristiche e tipologia di permeabilità diverse (tav.15). Un complesso cristallino paleozoico, affiorante in piccole estensioni a S del Riu Badde Funtana Morta, ma presente in profondità verso N al di sotto delle lave basaltiche plioceniche e delle sottostanti coperture sedimentarie mio-plioceniche. Un complesso carbonatico mesozoico affiorante prevalentemente nella parte centro-occidentale, ma presente a profondità relativamente modeste anche verso E, sotto la copertura quaternaria. Un complesso basaltico pliocenico, affiorante nelle parti meridionale e settentrionale. Infine, il complesso sedimentario quaternario, che interessa gran parte dell'area e costituisce la piana alluvionale e costiera del Cedrino. In questi complessi possono essere presenti uno o più corpi idrici sotterranei.

Le relazioni laterali tra gli acquiferi ospitati in questi complessi sono relativamente poco note. Dal modello geologico ricostruito c'è da evidenziare, nella parte meridionale, un contatto diretto tra gli acquiferi mesozoici e quelli della piana costiera del Cedrino. Nella parte centro-settentrionale, invece, questo contatto è in parte impedito dal "setto" di basamento cristallino che, ad E di Riu Badde Funtana Morta, si accavalla sulla copertura mesozoica, di fatto impedendo il flusso diretto verso E che alimenta gli acquiferi ospitati nella piana alluvionale costiera. L'entità di alimentazione dell'acquifero costiero da parte di quello carbonatico mesozoico potrebbe essere rilevante ma probabilmente, a causa della sua geometria, interessa i corpi idrici più profondi e non quelli superficiali più facilmente indagabili.

Complesso idrogeologico cristallino paleozoico

È caratterizzato da permeabilità bassa per fessurazione, per cui anche le precipitazioni meteoriche non riescono ad alimentare l'acquifero se non con coefficienti molto bassi, anche a causa dell'assenza di una coltre pedologica rilevante che possa incrementare la capacità di infiltrazione, sia trattenendo l'acqua che rallentandone il deflusso principale. È interessante notare che si riconoscono acquiferi nel basamento cristallino sottostante i basalti pleistocenici nell'area di Su Nurtàle, subito a N del Foglio.



Tav. 15 - Schema idrogeologico del Foglio 501 "Orosèi".

Complesso idrogeologico carbonatico mesozoico

Ha permeabilità da media ad elevata per fessurazione, come evidenziato anche dalla frequenza di forme microcarsiche. Tuttavia in quest'area non si descrivono condotti carsici importanti, in particolare nella successione cretacea, dove la componente terrigena è rilevante quindi riduce la possibilità di sviluppo di un reticolo carsico profondo.

Considerando le caratteristiche del carsismo nelle aree limitrofe, dove i sistemi di condotti più importanti si formano a contatto tra le formazioni carbonatiche ed il basamento, si può ipotizzare la presenza di un sistema di acquiferi molto profondo, di cui non vi sono emergenze, che potrebbe alimentare in maniera indiretta gli altri acquiferi, soprattutto quello quaternario. Inoltre è importante notare che gran parte dell'acquifero mesozoico (areale del M. Tuttavista) si espande nell'adiacente Foglio 500 "Nùoro Est" per almeno altri 6,5 kmq.

Non sono note emergenze superficiali della falda carsica all'interno del Foglio 501 "Orosèi". La geometria degli acquiferi suggerisce una direzione del flusso verso E, che può localmente venire deviata da soglie di permeabilità, come ad esempio quella costituita dalle formazioni paleozoiche presenti nel versante meridionale del Riu Badde Funtana Morta, che deviano il flusso in direzione meridiana. Sono acque con valori di pH tendenzialmente basici.

La vulnerabilità, secondo le ipotesi contenute nel "Piano di monitoraggio e gestione dei corpi idrici, i corpi idrici sotterranei contenuti" (RAS, 2009), è estremamente alta a causa dell'elevata permeabilità elevata. Nelle zone dove il corpo idrico è contenuto in un acquifero al disotto della coltre quaternaria e/o delle vulcaniti plioceniche, questa vulnerabilità si riduce sensibilmente.

Secondo i dati presenti nel Piano di Tutela delle Acque (RAS, 1989), è stato stimato un coefficiente di infiltrazione reale di 0,32%, a fronte di un coefficiente di evapotraspirazione di 0,47% (ricavato considerando un valore di 403,5 secondo Thornthwaite). Le analisi del "Piano di monitoraggio e gestione dei corpi idrici, i corpi idrici sotterranei contenuti" (RAS, 2009) indicano un valore medio del pH pari a 7,6 ed un valore medio della conducibilità di circa 0,5 mS/cm.

Complesso idrogeologico basaltico pleistocenico

È caratterizzato da permeabilità per fessurazione, da bassa a media, con zone a maggiore trasmissività e permeabilità concentrate all'interfaccia tra colate sovrapposte.

Non sono conosciute sorgenti interne a questo complesso nell'area del Foglio, ma ne sono state individuate in aree limitrofe. In assenza di rilievi piezometrici, ed esclusivamente in base alla geometria dei probabili acquiferi, si ipotizza una direzione del flusso sotterraneo verso i quadranti orientali.

Sono acque con valori del pH da neutri a leggermente alcalini (pH medio 7,2) e con valori di conducibilità generalmente compresi tra 0,3 e 1 mS/cm.

Facendo riferimento ai dati presenti nel Piano di Tutela delle Acque (RAS, 1989) è stato stimato un coefficiente di infiltrazione reale di 0,07% a fronte di un coefficiente di evapotraspirazione di 0,75% (ricavato considerando un valore di 422 secondo Thornthwaite). Questi dati hanno permesso di valutare una ricarica media annua da precipitazione di circa 13,6 milioni di mc.

Secondo gli studi prodotti nell'ambito del "Piano di monitoraggio e gestione dei corpi idrici, i corpi idrici sotterranei contenuti" (RAS, 2009), proprio in relazione con la bassa permeabilità per fessurazione che li contraddistingue, questi acquiferi hanno una vulnerabilità medio-bassa, legata più che altro all'attività estrattiva ed agro-zootecnica.

Complesso idrogeologico sedimentario quaternario

Comprende la piana alluvionale e la piana costiera.

La permeabilità stimata è medio-alta per la prevalenza della frazione sabbiosa, ma è immaginabile che nell'insieme si possa trattare di un acquifero multistrato, con piccole falde sospese a tetto di lenti argillose, quindi anche con direzioni di flusso e velocità di spostamento che, se in generale sono verso E, nel dettaglio potrebbero avere un andamento più articolato e complesso. Inoltre la presenza di lenti argillose continue a pochi metri dal piano di campagna favorisce l'instaurarsi di piccole falde in pressione con risalienza di 50-150 cm e con portate critiche variabili da 0,09 a 7 l/s (NAPOLI & VANINO, 2011).

Facendo riferimento ai dati del Piano di Tutela delle Acque (RAS, 1989; 2009) è stato stimato un coefficiente di infiltrazione reale di 0,06% a fronte di un coefficiente di evapotraspirazione di 0,75% (ricavato considerando un valore di 422 secondo Thornthwaite). Questi dati hanno permesso di ipotizzare una ricarica media annua da precipitazione di circa 13 milioni di mc.

Le acque di questo acquifero hanno pH tra neutro e debolmente alcalino, presentano un certo grado di variabilità sia della salinità che del chimismo ed una conducibilità tra 0,2 e 1,5 mS/cm.

NAPOLI & VANINO (2011) segnalano una salinizzazione della falda superficiale, indagata prevalentemente con pozzi scavati poco profondi, dovuta all'influenza marina, favorita dal minor apporto di acque continentali a causa dello sbarramento artificiale lungo il Fiume Cedrino, e connessa anche alla lisciviazione di presunti depositi evaporitici intercalati alle ghiaie.

Non vanno peraltro trascurati i diffusi problemi di ingressione del cuneo salino causati dall'emungimento della falda costiera non regolare ed eccessivo, spesso incontrollato.

4. - PEDOLOGIA

Le caratteristiche pedologiche di seguito riportate si basano su dati editi ed inediti. L'approccio metodologico seguito attiene al prevalente riconoscimento di associazioni di suolo dominanti all'interno delle singole unità geologiche indagate. In pratica si descrivono le principali caratteristiche di due o più tipologie di suolo differenti che ricorrono in un *pattern* che si ripete in maniera più o meno regolare (SOIL SURVEY STAFF, 1999). Si tratta di una voluta ed estrema semplificazione della pedovariabilità reale riscontrabile all'interno di ogni singola unità, necessaria per fornire una descrizione generale delle caratteristiche pedologiche predominanti negli ambienti indagati, sebbene non esauriente di tutte le combinazioni pedotipologiche.

Dal punto di vista tassonomico, la classificazione adottata attiene in prevalenza i sottogruppi del sistema internazionale di classificazione *Soil Taxonomy* (SOIL SURVEY STAFF, 2010). Le metodiche adottate per la descrizione ed il campionamento dei suoli in campagna attengono a procedure *standard* di livello internazionale (SCHOENEBERGER *et alii*, 2002). Quando descritte, le indagini analitiche, riferite prevalentemente alle caratteristiche fisico-chimiche e mineralogiche, sono state effettuate secondo le procedure ufficiali del Ministero delle Politiche Agricole e Forestali (MIPAF, 2000; 2005).

4.1. - GRANITOIDI

Nel Foglio 501 "Orosèi" gli affioramenti riferiti a questa unità sono limitati al bordo NW (N.ghe Tundone) e all'immediata periferia occidentale del paese (N.S. del Rimedio). Vi sono compresi suoli evoluti su differenti condizioni morfologiche e di copertura vegetale (macchia, fasi di degradazione della macchia, pascolo, *etc.*). Per estensione prevalgono i suoli con scarsa o modesta evoluzione pedogenetica (fig.63), con orizzontazione prevalente del tipo A-C, A-R ed in aree di minore estensione del tipo A-Bw-R. Le potenze variano da suoli con contatti litici al di sotto dei 30 cm, ad oltre i 60 cm in aree caratterizzate da colluvi. In simili condizioni si rilevano anche orizzontazioni del tipo A-C-2Bw o, in misura ridotta, A-Bw-C-2Bt, con potenze che possono superare gli 80 cm.

I suoli attinenti tale unità sono spesso soggetti a forti rischi di erosione, in funzione delle condizioni morfologiche e dell'uso prevalente. Per tali ragioni è spesso possibile riscontrare, in questa unità, evidenti fenomeni di entisolizzazione/leptosolizzazione, con effetti di troncamento specie a carico degli orizzonti di superficie e susseguente messa in luce degli orizzonti Bw o C sottostanti ovvero della roccia affiorante.



Fig. 63 - Foglio 501 "Orosèi", suoli su roccia granitoide: *Lithic* e *Typic Xerorthents* (orizzontazione A-C, A-R).

Per quanto attiene agli aspetti tassonomici prevalgono le associazioni di *Lithic* e *Typic Xerorthents* (subordinatamente *Dystric Xerorthents*) nei suoli con orizzontazione del tipo A-C, A-R. Nelle aree caratterizzate da suoli moderatamente più evoluti si possono riscontrare associazioni di *Lithic* e *Typic Haploxerepts* e, subordinatamente, di *Lithic* e *Typic Dystraxepts*.

Le caratteristiche fisico-chimiche possono essere schematicamente riepilogate come di seguito: tra medi ed elevati contenuti in scheletro; tessitura da sabbioso-franca a franco-sabbiosa; da scarsi (Entisuoli) a modesti (orizzonti di superficie sotto intense coperture vegetali) contenuti in SO; limitanti tenori in macronutrienti (azoto e fosforo); da bassa a media CSC; complesso di scambio prevalentemente desaturato.

4.2. - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE PREVALENTEMENTE CARBONATICHE

Questa unità affiora prevalentemente nel settore nord-occidentale del Foglio, dove mostra una discreta pedovariabilità. Nelle aree a prevalente substrato carbonatico (successioni sedimentarie mesozoica ed eocenica) i suoli sono spesso definibili "calcarei" (FAO, 1973), ovvero caratterizzati da un contenuto in carbonati, di origine primaria e/o secondaria, sempre più o meno rilevante.

Tra i fattori della pedogenesi hanno particolare rilievo la morfologia, il clima ed il tempo. Tra i processi pedogenetici assumono particolare importanza quelli attinenti alla carbonatazione/decarbonatazione lungo il profilo, alla rubefazione soprattutto negli orizzonti di profondità ed alla brunificazione specialmente a carico degli orizzonti di superficie con elevato contenuto in sostanza organica.

Lungo la sommità e la spalla del versante prevalgono per estensione, oltre agli affioramenti rocciosi, i suoli con scarsa evoluzione pedogenetica e limitata profondità. Questi suoli (orizzontazione del tipo A-C, A-R, A-Ck1-2Ck2-3Ck3), la cui formazione è dovuta a fenomeni di entisolizzazione e leptosolizzazione (sovrappascolamento e pendenze marcate), appartengono prevalentemente all'Ordine degli Entisuoli (*Lithic* e *Typic Xerorthents*). La contemporanea presenza di pedotipi più evoluti, appartenenti all'Ordine dei Mollisuoli (*Lithic* e *Typic Haploxerolls*, *Lithic* e *Typic Argixerolls*), suggerisce spesso la probabile regressione degli Entisuoli attualmente osservabili.

Alla base del pendio l'estensione dei pedotipi più evoluti è più marcata, con orizzonti di superficie caratterizzati da potenze decisamente maggiori ed incremento nei contenuti in SO, specialmente sotto coperture forestali. Oltre ai Mollisuoli aumentano per estensione i suoli appartenenti all'Ordine degli Alfisuoli, ovvero caratterizzati da orizzonti argillici (Bt), carbonatici (Bk) ed argillo-carbonatici (Btk) più evoluti e potenti, nonché spesso con evidenti fenomeni di rubefazione (*Lithic*, *Calcic* e *Typic Rodhoxeralf*) fortemente connessi ai processi carsici (SCARCIGLIA *et alii*, 2009). Tali pedotipologie rappresentano spesso vere e proprie testimonianze paleoclimatiche (YAALON, 1997), (fig.64).



Fig. 64 - Foglio 501 "Orosèi", suoli su carbonati del Cretacico: *Typic Rodhoxeralf* (orizzontazione A-Bt-C-R).

Dal punto di vista fisico-chimico si possono rilevare i seguenti aspetti: elevati contenuti in scheletro (spesso superiori a 80%); tessitura prevalentemente sabbioso-franca negli orizzonti di superficie, da franca ad argillosa in quelli diagnostici di profondità (Bt, Btk); da medi ad elevati tenori in sostanza organica soprattutto negli orizzonti di superficie con caratteri *Mollici*; medi contenuti in macronutrienti (azoto e fosforo), con N quale principale elemento limitante; da media ad elevata capacità di scambio cationica; complesso di scambio saturo ($\text{Ca}_2^+ > \text{Mg}_2^+ > \text{Na}^+ > \text{K}^+$).

4.3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PLIO-PLEISTOCENICA

Tra i suoli rilevabili in questa unità assumono particolare interesse quelli evoluti su rocce vulcaniche alcaline/subalcaline, che occupano i bordi settentrionale e occidentale del Foglio. In questi suoli acquistano rilievo processi pedogenetici quali andosolizzazione e brunificazione, specie negli orizzonti di superficie (VACCA *et alii*, 2009). Questi processi attengono prevalentemente alla neoformazione ed all'accumulo di costituenti non cristallini quali allofane, immogolite e ferridrite (andosolizzazione) insieme a complessi metallo-colloidal (brunificazione) (NAIDU *et alii*, 1997). Le frazioni colloidali (frazioni umiche e minerali argillosi) altamente reattive giocano dunque, nel tempo, un ruolo fondamentale specie in condizioni climatiche favorevoli (condizioni di umidità del suolo sufficienti). I processi di formazione del suolo di maggiore interesse attengono al clima ed al substrato (YAALON, 1983).

I suoli possono dunque mostrare proprietà anche ($\text{AlO}+0,5$; $\text{FeO} \sim 2\%$; densità apparente $\sim 0,90$ g/cm³; ritenzione in fosfati $\sim 85\%$) più o meno espresse (SOUBRAND COLIN *et alii*, 2007). In condizioni di scarsi contenuti idrici al suolo (ad esempio, per marcate pendenze), scarsa copertura vegetale ed esposizione prevalentemente meridionale, si assiste spesso ad una ridotta/nulla formazione di minerali amorfi (quali allofane e ferridrite) e di complessi organominerali con Al e Fe. L'evoluzione pedogenetica può risultare molto limitata, con orizzontazione prevalente del tipo A-R (*Lithic*, *Dystric* e *Typic Xerorthents*). In condizioni morfologiche più favorevoli (base/piede del pendio) si possono rilevare suoli con orizzontazione del tipo A-Bw-R (*Lithic* e *Typic Dystraxerepts*), caratterizzati comunque il più delle volte da ridotta evoluzione pedogenetica.

Suoli con incremento di minerali amorfi nella frazione fine sono rilevabili esclusivamente in condizioni di elevati contenuti idrici al suolo, consistente copertura vegetale, e morfologia tali da favorire un accumulo rilevante di umidità al suolo, quindi con bassi contenuti iniziali di frazioni umiche colloidali, altamente reattive.

Nei suoli non allofanici si assiste invece ad un consistente incremento di frazioni colloidali umiche, specie nei primi stadi di formazione del suolo. Tali frazioni giocano un ruolo anti-allofanico fondamentale poichè, in simili condizioni, l'alluminio attivo tenderà a legarsi preferibilmente alle frazioni umiche (costituendo complessi del tipo Al-*humus*), piuttosto che combinarsi con il silicio per la formazione di allofane (PRADO *et alii*, 2007).

Nelle condizioni di maggiore sviluppo pedogenetico, sia per i suoli allofanici che non allofanici, è possibile rilevare suoli moderatamente evoluti, con orizzontazione del tipo Ap-Bw-C, Ap-Bw-R (*Humic Lithic, Lithic, Andic, Humic, Typic Dystroxerepts; Humic Lithic, Lithic, Andic, Humic, Typic Haploxerepts*), spesso con orizzonti di superficie relativamente ricchi in SO (orizzonti umbrici).

Le caratteristiche fisico-chimiche attengono principalmente ai seguenti aspetti: da scarso a modesto contenuto in scheletro (1-20%); tessitura prevalente sabbioso-franca/franco-sabbiosa; tenori in sostanza organica da medi ad elevati; contenuti in macronutrienti (azoto e fosforo) raramente limitanti; da media ad elevata capacità di scambio cationica, molto influenzata dai contenuti in SO e, in particolare, in sostanze umiche; suoli prevalentemente desaturati.

4.4. - DEPOSITI QUATERNARI

In questa unità geologica, che affiora estesamente nel Foglio, si ritrovano substrati estremamente eterogenei e, di conseguenza, suoli con morfologia spesso differente. In simili condizioni i fattori dominanti di formazione del suolo derivano spesso da un'alternanza o combinazione di substrato, tempo, clima nonché influenza antropica (NETTLETON, 1991). In tale unità ricadono le aree a maggiore vocazione ed espansione a fini turistici, fattore che comporta una forte influenza del fattore antropico nella modificazione delle principali unità pedologiche. Tutto questo determina spesso una rilevante variabilità pedologica, con suoli naturali spesso associati a "suoli antropogenici" (ICOMANTH, 2003).

I suoli evoluti su depositi del tipo *grèzes-litées* ed *éboulis ordonnées*, di natura carbonatica, hanno spesso un alto contenuto in carbonati di origine primaria e secondaria (BUONDONNO *et alii*, 2009) e per tali ragioni sono definibili "calcarei".

La pedovariabilità, spesso marcata, è fortemente influenzata dalle condizioni morfologiche. Lungo la sommità-spalla del pendio prevalgono suoli a scarsa evoluzione pedogenetica e spinta degradazione (erosione superficiale) con orizzontazione del tipo A-C, A-R, A-Ck1-2Ck2-3Ck3 (*Lithic* e *Typic Xerorthents*). Solo con estesa copertura forestale si riscontrano condizioni di più spinta naturalità dei suoli (*Lithic* e *Typic Haploxerolls*), dove gli orizzonti di superficie possono acquisire caratteristiche molliche (SOIL SURVEY STAFF, 1999).

Alla sommità dei versanti si possono ritrovare suoli con orizzonti argillici, in genere di scarsa potenza, spesso arrossati (*Lithic* e *Typic Argixerolls*). Alla base del pendio si possono riscontrare condizioni di accumulo con suoli più profondi (sopra i 50 cm), benché per estensione prevalgono le associazioni di suolo appartenenti all'Ordine degli Entisuoli (*Lithic* e *Typic Xerorthents*). Si possono comunque ritrovare suoli maggiormente evoluti quali Mollisuoli (*Lithic* e *Typic Haploxerolls*, *Lithic* e *Typic Argixerolls*), Alfisuoli con caratteri *Mollici* più o meno espressi (*Mollic Haploxeralf*), Alfisuoli mediamente evoluti (*Lithic* e *Typic Haploxeralf*), ed infine Alfisuoli rappresentanti testimonianze paleoclimatiche (*Lithic*, *Calcic* e *Typic Rodhoxeralf*) dunque definibili quali paleosuoli (INQUA, 1995).

In questa unità ricadono anche i depositi di spiaggia dei complessi dunali costieri (Olocene). I suoli appartenenti a tale unità, a causa della scarsa alterabilità del substrato nonché della forte influenza antropica, hanno sempre una scarsissima evoluzione e una profondità del *solum* limitata. Prevalgono i suoli con orizzontazione del tipo Oi-Oa-CA-C, O-C, nonché Oi-Oa-CA-CAb-Cb (Entisuoli). I processi di umificazione sono particolarmente importanti soprattutto nelle aree sottoposte ad ingenti interventi di rimboschimento con conifere.

La presenza di orizzonti sepolti (CAb) è spesso imputabile all'influenza antropica. Infatti tali orizzonti possono essere posti in relazione all'esistenza di una densa copertura vegetale precedente alle ingenti opere di rimboschimento che spesso caratterizzano tali ambienti. Simili orizzonti possono dunque rappresentare una evidenza relitta di uno stato antico del sistema dunale, ovvero è presumibile che durante le fasi di preparazione e sistemazione antecedenti a quelle di semina e piantumazione delle specie arboree, si sia proceduto al taglio indistinto della vegetazione naturale per favorire l'impianto e l'attecchimento di essenze alloctone. Dal punto di vista tassonomico prevalgono i *Typic Xeropsamments* e subordinatamente gli *Aquic Xeropsamments*.

Nelle aree interessate da depositi alluvionali si possono rilevare suoli evoluti su substrati litologicamente eterogenei. In simili condizioni morfologia, tempo e clima assumono maggiore importanza tra i fattori della pedogenesi. In queste aree si concentrano inoltre differenti attività antropiche, quali insediamenti urbani ed industriali, con forte incremento nella presenza di suoli antropogenici.

Tra i processi pedogenetici acquistano importanza l'argillificazione e la pseudogleificazione. L'evoluzione dei suoli può essere molto spinta, con orizzontazione del tipo Ap-Bt-C, Ap-Bt-Btg-Cg. Gli orizzonti argillici possono avere potenze anche rilevanti e, nelle condizioni di più marcata evoluzione pedogenetica (suoli più antichi ed evoluti), possono risultare più o meno cementati per la presenza di Fe, Al e Si o noduli e/o concrezioni; i suoli sono classificati tra gli *Ultic Palexeralfs*. In condizioni di minore evoluzione pedogenetica si hanno invece *Ultic* e *Typic Haploxeralf* e subordinatamente *Typic Endoaqualf*.

I regimi idrici fluviali attuali mostrano ancora una forte influenza sui suoli limitrofi, con evidenti fenomeni di continuo ringiovanimento del profilo. In simili condizioni è possibile rilevare una orizzontazione del tipo Ap-C1-2C2-3Btb ovvero Ap-C1-2C2-3C3, nella quale la presenza di un “mantello” e di relativi “suoli sepolti” (SOIL SURVEY STAFF, 1999) porta, indipendentemente da eventuali (Btb) orizzonti diagnostici di profondità, alla collocazione dei *Pedons* nell’Ordine degli Entisuoli (*Typic Xerofluvents*). Questi suoli hanno solitamente un discreto/abbondante contenuto in scheletro che comporta una elevata capacità di drenaggio (*Typic Xerofluvents*). D’altro canto nei suoli con orizzonti di profondità più o meno impermeabili (orizzonti argillici sepolti, strati induriti e/o cementati) si osservano spesso problemi di drenaggio e conseguente ristagno idrico in superficie (*Aquic* e *OxyAquic Xerofluvents*).

Le proprietà fisico-chimiche possono essere generalmente riepilogate nei seguenti caratteri: rilevanti contenuti in scheletro (spesso superiori a 60-70%) nei suoli evoluti su depositi alluvionali e colluviali, bassi (spesso inferiori a 5%) nei suoli evoluti su spiagge; tessiture da sabbiose (suoli su spiagge) a franco-sabbiose e sabbioso-franche negli orizzonti di superficie (suoli su depositi colluvio-alluvionali), da franco-sabbioso-argillose ad argillose in quelli di profondità (Bt/Btg); da scarsi a modesti tenori in sostanza organica e macronutrienti nei suoli evoluti su alluvioni e spiagge, da modesti ad elevati nei suoli su depositi del tipo *grèzes-litées*; CSC bassa nei suoli su spiagge, media nei suoli su alluvioni, da media ad elevata nei suoli su depositi del tipo *grèzes-litées*; da parzialmente a fortemente desaturati nei suoli evoluti su spiagge, da parzialmente desaturati a saturi nei suoli su depositi colluvio-alluvionali (figg.65a, 65b, 65c).

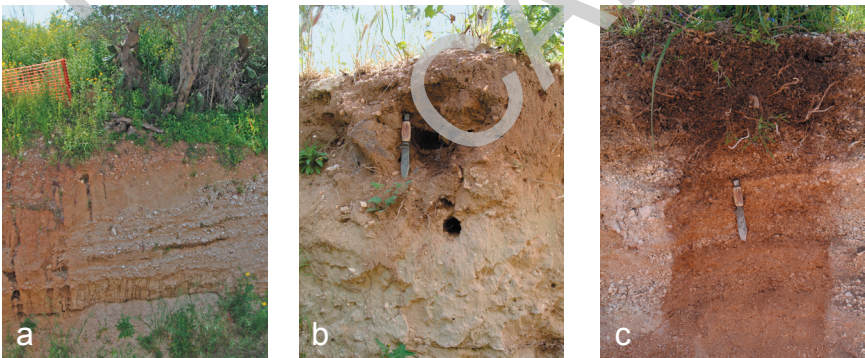


Fig. 65 - Foglio 501 “Orosèi”, suoli su depositi quaternari: a) suolo su depositi alluvionali classificato come *Typic Xerorthent* (orizzontazione A-C-Ab-Cb1-Cb2); b) suolo su sabbie classificato come *Typic Xeropsamment* (orizzontazione A-C-Cg); c) suolo su *grèzes-litées*, classificato come *Typic Haploxeroll* (orizzontazione A-C-2Ck1-3Ck2-4Ck3).

5. - DISSESTI

Il Decreto Legislativo 3 aprile 2006, n.152, “Norme in materia ambientale” definisce, all’ art. 54, come dissesto idrogeologico “la condizione che caratterizza aree ove processi naturali o antropici, relativi alla dinamica dei corpi idrici, del suolo o dei versanti, determinano condizioni di rischio sul territorio”.

Per le caratteristiche geomorfologiche, litologiche e idrogeologiche, nonché per l’intensa antropizzazione di alcune aree, il Foglio 501 “Orosèi” è sede di vari dissesti dovuti sia a problemi di instabilità dei versanti sia a particolari condizioni idrauliche.

5.1. - DISSESTI DI VERSANTE

Ai dissesti di versante sono riconducibili i fenomeni dovuti al dilavamento (erosione e ruscellamento diffuso e concentrato) e soprattutto quelli collegati alla gravità, che comprendono le frane s.s., le deformazioni gravitative profonde di versante, i movimenti lenti superficiali ed altri come gli sprofondamenti (*sinkholes*) e le aree interessate da fenomenologie complesse, quali le colate rapide di detrito e fango (*debris flows* e *mud flows*), che hanno caratteristiche intermedie tra i movimenti di massa ed il trasporto idrico.

I dissesti di versante dovuti alla gravità dipendono da un elevato numero di fattori, spesso tra loro interdipendenti, dalla cui combinazione possono derivare una grande molteplicità di fenomeni ed eventi. I fattori che favoriscono, condizionano e determinano i fenomeni di dissesto vengono distinti in due tipologie: fattori strutturali o predisponenti (ad es.: litologia e struttura geologica, struttura geomorfologica, caratteri climatici, fattori idrologici e idrogeologici) e fattori determinanti o innescanti (ad es.: eventi meteorici, correnti idriche, moto ondosio, innalzamento o abbassamento repentino del livello piezometrico delle falde); tra questi ultimi assumono particolare rilevanza anche le attività connesse con l’uso e, talora, la trasformazione del territorio da parte dell’uomo.

Nel Foglio 501 “Orosèi” sono presenti numerose aree interessate da fenomeni franosi. Molteplici sono gli studi attinenti tale tema, tra questi assumono rilevanza, a scala nazionale, le attività ed i progetti portati avanti dal Gruppo Nazionale Difesa Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) del CNR. In ambito regionale i più importanti studi di riferimento sono: il “Piano Stralcio per l’Assetto Idrogeologico (PAI) della Sardegna” (RAS, 2002), adottato dalla Regione Autonoma della Sardegna con DGR n. 54/33 del 30 dicembre 2004; la variante al PAI denominata: “Approfondimento e studio di dettaglio nei sub-bacini Posada-Cedrina e Sud-Orientale” (RAS, 2005).

Di rilievo anche il Progetto “Inventario dei fenomeni Franosi in Italia” (IFFI), predisposto dalla RAS su coordinamento nazionale dell’ISPRA (RAS, 2006), realizzato con lo scopo principale di fornire un quadro sinottico ed omogeneo sulla distribuzione dei fenomeni franosi e, più in generale, di dissesto dei versanti sull’intero territorio nazionale, e di offrire uno strumento conoscitivo ai fini della valutazione del rischio da frana, della programmazione degli interventi di difesa del suolo e della pianificazione territoriale a scala nazionale e locale.

Dai progetti summenzionati sono riportate (tab.6) alcune informazioni sui fenomeni franosi censiti nell’area del Foglio 501 “Orosèi”, rielaborate specificamente ai fini del presente lavoro. Le modalità di censimento e di rilevamento portate avanti dai diversi progetti, pur non omogenee, consentono di identificare i punti ed i contesti in cui i movimenti franosi si sono sviluppati.

Tab. 6 - *Fenomeni franosi censiti nel Foglio 501 “Orosèi”, tutti ricadenti in comune di Orosèi.*

CODICE IDENTIFICATIVO	TOPONIMO IGMI	C.T.R. 1:10.000	TIPOLOGIA DEL MOVIMENTO FRANOSO	STATO DI ATTIVITÀ	GEOLOGIA DELL'AREA	LITOLOGIA	LITOTECNICA	CAUSA INNESCANTE
FONTE DATI PROGETTO IFFI (RAS, 2006)								
910008700	Nuraghe Murù	501010	Aree soggette a crolli e/o ribaltamenti diffusi	Quiescente	Basalti alcalini, hawaii e mugeariti, andesiti basaltiche subalcaline; in grandi espandimenti lavici e colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive laviche basiche	Roccia lapidea	precipitazioni eccezionali prolungate
910008800	Gollai	501010	Aree soggette a crolli e/o ribaltamenti diffusi	Quiescente	Basalti alcalini, hawaii e mugeariti, andesiti basaltiche subalcaline; in grandi espandimenti lavici e colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive laviche basiche	Roccia lapidea	precipitazioni eccezionali prolungate
FONTE DATI PROGETTO PAI (RAS, 2002; 2005)								
OR001	Martinerio	501011	n.d.	n.d.	Depositi alluvionali terrazzati. Ghiaie con subordinate sabbie (b ₂)	Conglomerati non cementati	Materiali sciolti	n.d.
OR002	Erbore	501012	n.d.	n.d.	Depositi alluvionali terrazzati. Ghiaie con subordinate sabbie (b ₂)	Conglomerati non cementati	Materiali sciolti	n.d.
OR003	Figliaro	501013	n.d.	n.d.	Basalti alcalini, hawaii e mugeariti, andesiti basaltiche subalcaline; in grandi espandimenti lavici e colate, coni di scorie, dicchi, livelli piroclastici (BGO)	Rocce effusive laviche basiche	Roccia lapidea	n.d.

5.2. - RISCHIO DI FRANA

Il rischio di frana nell’area del Foglio è stato definito negli strumenti di pianificazione del territorio e del dissesto idrogeologico approntati dalla Regione Autonoma della Sardegna, in particolare il PAI. Sono state definite dapprima le aree di pericolosità geologica e di rischio frane attribuibili a fenomeni di dissesto, e la loro classificazione secondo le diverse classi indicate rispettivamente nelle tabb.7 e 8, individuando al contempo gli elementi a rischio (abitato, manufatti, strade, etc.) e la loro vulnerabilità.

Tab. 7 - *Classi di pericolosità (Hg) e quantificazione lineare nell'intervallo (0,1), (RAS, 2002; 2005).*

CLASSE	INTENSITÀ	VALORE	DESCRIZIONE
Hg0	Nulla	0	Aree non soggette a fenomeni franosi, con pericolosità assente.
Hg1	Moderato	<0,25	Aree con pericolosità assente o moderata.
Hg2	Medio	<0,50	Aree con pericolosità media con fenomeni di dilavamento diffusi, frane di crollo e/o scivolamento non attive e/o stabilizzate.
Hg3	Elevato	<0,75	Aree con pericolosità elevata, con frane di crollo e/o scorrimento quiescenti o messe in sicurezza, fenomeni di erosione delle incisioni vallive; discariche di inerti, cave a cielo aperto, cavità sotterranee con rischio di collasso del terreno e/o subsidenza.
Hg4	Molto elevato	<1.00	Aree con pericolosità molto elevata, con manifesti fenomeni d'instabilità attivi.

Tab. 8 - *Descrizione delle classi di rischio di frana e loro quantificazione (RAS, 2002; 2005).*

CLASSE	INTENSITÀ	VALORE	DESCRIZIONE DEGLI EFFETTI
Rg1	Moderato	<0,25	Danni sociali, economici e al patrimonio ambientale marginali.
Rg2	Medio	<0,50	Sono possibili danni minori agli edifici, alle infrastrutture e al patrimonio ambientale che non pregiudicano l'incolumità del personale, l'agibilità degli edifici e la funzionalità delle attività economiche.
Rg3	Elevato	<0,75	Sono possibili problemi per l'incolumità delle persone, danni funzionali agli edifici e alle infrastrutture con conseguente inagibilità degli stessi, la interruzione di funzionalità delle attività socio-economiche e danni rilevanti al patrimonio ambientale.
Rg4	Molto elevato	<1.00	Sono possibili la perdita di vite umane e lesioni gravi alle persone, danni gravi agli edifici, alle infrastrutture e al patrimonio ambientale, la distruzione delle attività socio-economiche.

Nel Foglio 501 "Orosèi" sono state censite 5 aree interessate da fenomeni franosi, di cui tre sono siti rappresentati in modo puntuale (Variante PAI; RAS, 2005) e due sono superfici (Progetto IFFI; RAS, 2006) al cui interno si sviluppano numerosi singoli fenomeni franosi, non sempre ben cartografabili (fig.66). In particolare viene segnalata tutta l'area dell'orlo di scarpata esterno del Gollà basaltico su cui si è sviluppato parte del centro abitato di Orosèi, e l'orlo di scarpata esterno del *plateau* basaltico nelle località Rampinu-Salomone e N.ghe Murìe. Altre aree non segnalate nei suddetti progetti, tuttavia a pericolosità rilevante, sono tutte quelle ad acclività molto elevata, in particolare gli orli di scarpata degli affioramenti carbonatici ed i bordi degli espandimenti vulcanici.

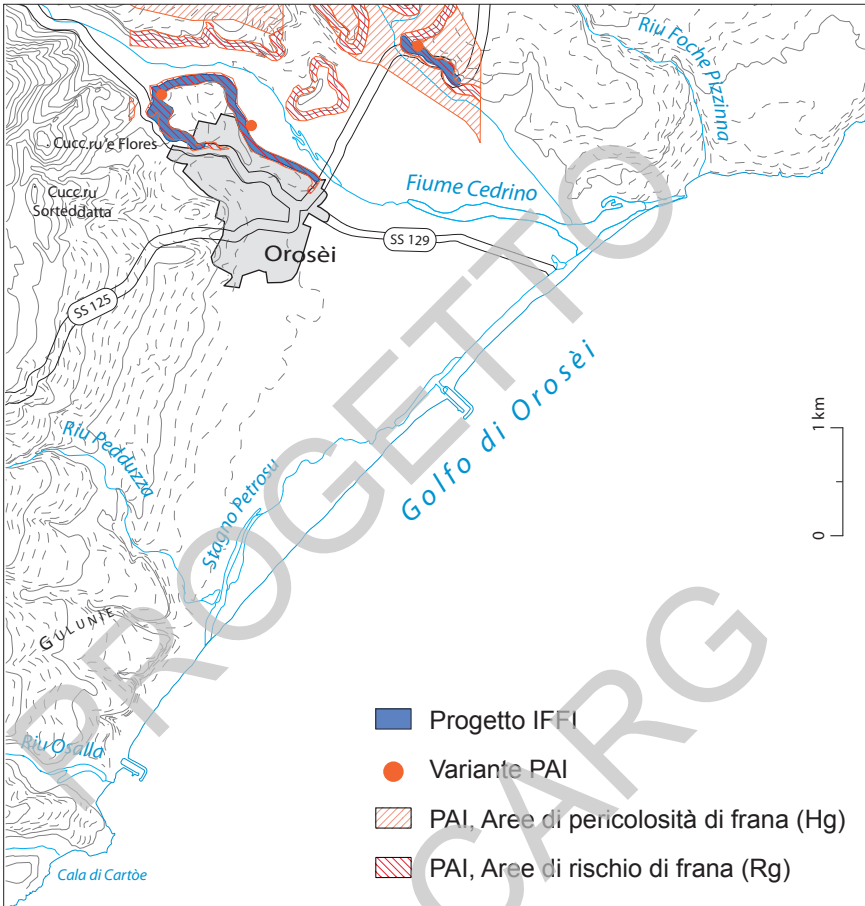


Fig. 66 - Aree del Foglio 501 "Orosèi" interessate da fenomeni franosi. Fonte dati Piano Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico della Sardegna (RAS, 2002; 2005).

Le formazioni geologiche più coinvolte nei fenomeni franosi sono i basalti, molto competenti dal punto di vista litotecnico ma anche fortemente fratturati. Le attuali condizioni morfologiche, con altipiani sub-pianeggianti in rilievo rispetto alle rocce sottostanti, determinano orli di scarpata o bordi di espansione molto acclivi su cui si instaurano, generalmente, fenomeni di distacco e crollo.

Altre frane interessano i depositi quaternari. Si tratta prevalentemente di depositi alluvionali terrazzati, generalmente costituiti da sedimenti sciolti, ed in condizioni di precaria stabilità dovuta a morfologie con acclività elevata.

5.3. - DISSESTI IDRAULICI

Le aree interessate da fenomeni di dissesto idraulico del Foglio 501 “Orosèi” sono riconducibili principalmente al Fiume Cedrino e più specificatamente alla parte terminale del corso d’acqua principale.

Il Fiume Cedrino trae origine dal M. Novo S. Giovanni, situato nelle propaggini settentrionali del Massiccio del Gennargentu e scorre per circa 60 km in direzione S-N prima, e W-E poi, sino a sfociare nel mare Tirreno all’estremo N del Golfo di Orosèi. Nel tratto alto il corso ha andamento irregolare e riceve alcuni brevi e ripidi torrenti fino alla confluenza con il Riu de Su Grùmene che drena un bacino di 116 kmq. Nel tratto successivo, denominato Riu di Olièna, riceve in destra il Riu Flumineddu, che drena un bacino di 181 kmq, ed in sinistra il Riu Isàlle, che drena una superficie pari a 288 kmq, corrispondente alla parte settentrionale del bacino. È caratterizzato da un’intensa idrografia con sviluppo prevalentemente lineare e ortogonale alla linea di costa lungo la parte centrale, dovuto ai litotipi attraversati. Il regime idrologico è condizionato dalla diga di Pedra ’e Othoni, realizzata a fini multipli, capace di operare una sostanziale attenuazione dei colmi di piena. Nel tratto a valle della diga, il fiume è attraversato da 4 ponti (Bartàra, Galtelli, Onifài, SS125 a Orosèi).

Il bacino del Cedrino si estende per complessivi 1100 kmq e si sviluppa prevalentemente in zona montuosa, salvo gli ultimi 15 km dal Ponte Bartàra (a W di Galtelli) alla foce, ove scorre in golene ampie ed aperte. A circa 3 km dal ponte riceve gli apporti del Riu Sòlogo; questa confluenza sino a 5,5 km dalla foce, poco a valle del ponte per Onifài, il fiume entra in una gola stretta e incisa per circa 1000 m, per allargarsi nell’area di foce prospiciente il Golfo di Orosèi e, infine, riversarsi nel Tirreno all’altezza di S. Maria ’e Mare.

Il bacino del Cedrino ed il corso del fiume con i suoi affluenti principali sono storicamente una delle aree più interessate da eventi alluvionali in Sardegna.

I fenomeni di dissesto sono diffusi lungo tutto il Cedrino ma è nel tratto terminale, tra il Ponte Bartàra ed il Ponte Onifài, e tra l’abitato di Orosèi e la foce, che si determinano forti problematiche. Infatti in occasione di eventi meteo-climatici molto intensi il fiume spesso esonda (fig.67a; 67b) e le sue acque inondano la piana costiera determinando notevolissimi danni alle infrastrutture antropiche ed alle attività agricole in particolare.

In quest’ambito acquista rilevanza anche il reticolo idrografico minore, causa di allagamenti, anche per eventi meteorici locali ma di forte intensità. Questi fenomeni hanno comportato spesso gravi disagi soprattutto nei contesti urbani, dove molti canali sono stati coperti e le reti fognarie non sono dimensionate per smaltire le acque meteoriche in condizioni di particolare criticità soprattutto in quanto progettate con tempi di ritorno non idonei alle mutate condizioni geoambientali.



Fig. 67 - Foglio 501 "Orosèi", Fiume Cedrina, alluvione del 2008; a) a valle del Ponte di Onifài il Fiume occupa l'intera gola; b) all'altezza del Ponte lungo della SS 125 al Km 224,5 prima dell'arrivo dell'onda di piena.

Il fiume è stato oggetto di interventi strutturali sin dagli anni '60 del XX secolo, con sistemi articolati di opere comprendenti sagomature dell'alveo, rivestimenti spondali e di fondo, realizzazione di savanella, soglie di fondo, opere di imbocco degli immissari. In corrispondenza dell'abitato di Galtelli è stata realizzata un'arginatura in muro di calcestruzzo lungo 3000 m, con altezza media sul piano di golena dell'ordine di 1,20 m. A valle del ponte Orosèi, sulla SS 125, l'alveo del Cedrina su entrambi i lati ha argini in terra alti 4 m sul piano di golena. Ciò nonostante l'altezza degli argini è al limite della capacità di portata della piena cinquantenaria con franco completamente annullato, mentre risulta insufficiente per portate appena superiori; l'intera piana di foce a valle dell'abitato di Orosèi risulta quindi a rischio inondazione elevato.

Il moto tumultuoso delle acque determinato dagli eventi alluvionali fa sì che rilevanti quantitativi di materiali solidi di vario genere vengano presi in carico e trasportati dai corsi d'acqua, determinando un rilevante trasporto solido che viene poi riversato alla foce o nelle aree inondate.

Gli effetti di tali fenomeni sono ben evidenti in alcune immagini satellitari riprese in occasione dell'evento del 30-31 gennaio del 2006 (di certo non tra i più rilevanti). Tutto il settore marino orientale della Sardegna risulta interessato da imponenti correnti di sedimenti in sospensione che si distribuiscono e si orientano in vario modo lungo la costa (fig.68).

Le correnti più potenti sembrano quelle relative alla foce del Fiume Cerdino (freccia bianca in fig.68); il colore più intenso evidenzia la capacità del fiume di prendere in carico un maggior quantitativo di materiali. Rilevante anche il percorso che questi sviluppano: presi in carico dalle correnti marine, spesso con modalità complesse, sono distribuiti in tutto il Golfo di Orosèi, e una volta giunti in prossimità di Capo di M. Santu, una parte prosegue verso S lungo costa ed un'altra ripiega verso N.

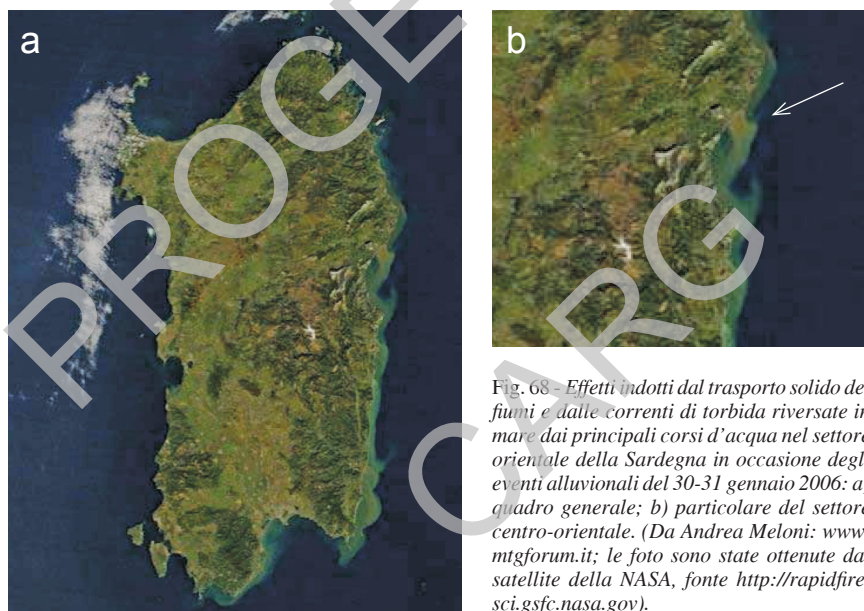


Fig. 68 - Effetti indotti dal trasporto solido dei fiumi e dalle correnti di torbida riversate in mare dai principali corsi d'acqua nel settore orientale della Sardegna in occasione degli eventi alluvionali del 30-31 gennaio 2006: a) quadro generale; b) particolare del settore centro-orientale. (Da Andrea Meloni: www.mtgforum.it; le foto sono state ottenute dal satellite della NASA, fonte <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>).

La banca dati dell'archivio del Progetto AVI (Aree Vulnerate in Italia) del CNR fornisce la serie storica dei dati di piena e di frana registrati a vario titolo. Relativamente all'area in studio, nella tabella vengono riportati gli eventi di piena registrati fra il 1892 e il 2002; notizie di eventi di piena successivi sono state ricavate dalla stampa locale e da informazioni personali. Complessivamente nell'area di Orosèi, per il periodo 1930-2013, si hanno notizie di 20 eventi alluvionali importanti (tab.9).

In occasione delle piene del Cedrino, nell'area di Orosèi si verificano allagamenti lungo la SS 129 all'ingresso dell'abitato (in piena golena del Cedrino), e nell'area di foce parallelamente alla linea di spiaggia, verso lo Stagno Petrosu e nella golena di sinistra.

Critica appare anche tutta la fascia costiera immediatamente a N del Foglio, fra Cala Ginepro e Cala Fuile, ove sfociano cinque torrenti (il maggiore è il Riu Sos Alinos), contigui ad insediamenti turistici; particolarmente delicate appaiono anche le situazioni nelle aree di foce.

Tab. 9 - *Eventi alluvionali nell'area di Orosèi e comuni limitrofi. Fonte dati: a) Progetto AVI; b) rassegna stampa.*

EVENTI ALLUVIONALI AREA DI OROSÈI - GALTÈLLI				
PROGETTO AVI (HTTP://SICL.IRPI.CNR.IT/AVL.HTM)				
Numero (codice AVI)	Località	Data	Ambiente fisiografico	Fiume
10600024	Sos Alinos (campagne di Orosèi)	/12/1998	Pianura	Rio di Sos Alinos
10600043	Sos Alinos (campagne di Orosèi)	//1998	Pianura	Rio di Sos Alinos
10600020	Sos Alinos (campagne di Orosèi)	/10/1997	Pianura	Rio di Sos Alinos
600568	Orosèi	9/2/1987	Pianura	
600482	Orosèi (campagne di)	1/6/1981	Pianura	F. Cedrino
600481	Orosèi; Galtelli; Irgòli; Onifai	12/29/1980	Pianura	
600346	Orosèi; Galtelli	1/2/1973	Pianura	
600341	Orosèi (Comune di); Galtelli (Comune di)	12/22/1972	Pianura	F. Cedrino
600273	Orosèi	12/12/1968	Collina	Canali
600218	Orosèi	12/13/1963	Collina	
4600002	Orosèi (Comune di)	11/21/1958		F. Cedrino
4600002	Galtelli	11/21/1958		F. Cedrino
600146	Cedrino (campagne lungo la valle del fiume)	2/12/1956	Pianura	F. Cedrino
600117	Orosèi - Campagne a valle dell'abitato; Valle Pappadòsa - Lungo la SS 129; Bartàra - Lungo la SS 129; Galtelli; Galtelli (campagne di); Onifai	10/16/1951	Pianura	F. Cedrino
600090	Orosèi-Galtelli	9/19/1946	Collina	
600048	Orosèi	2/10/1930	Pianura	
RASSEGNA STAMPA				
Numero (codice AVI)	Località	Data	Ambiente fisiografico	Fiume
--	Cedrino (campagne lungo la valle del fiume)	18-19/11/2013	Pianura	F. Cedrino
--	Cedrino (campagne lungo la valle del fiume)	27-28/11/2008	Pianura	F. Cedrino
--	Cedrino (campagne lungo la valle del fiume)	30-31/01/2006	Pianura	F. Cedrino
--	Cedrino (campagne lungo la valle del fiume)	6/12/2004	Pianura	F. Cedrino

5.4. - RISCHIO IDRAULICO

Il “Piano Stralcio per l’Assetto Idrogeologico della Sardegna” predisposto dalla Regione Autonoma della Sardegna (RAS, 2002; 2005) ha individuato numerosi tronchi critici che presentano problemi di deflusso di piena; si tratta per lo più di piccoli compluvi, spesso interni agli abitati, di torrenti montani e di alvei del reticolo idrografico secondario.

Questa caratteristica di bassa importanza degli alvei ha condotto spesso ad una minore attenzione nei loro confronti, con risultati anche clamorosi, come si è verificato anche recentemente in occasione di eventi piovosi intensi, durante i quali i danni maggiori sono derivati da piene repentine e cariche di detrito in piccoli bacini montani, piuttosto che nei grandi fiumi (tab.10).

Ma spesso, come nel caso del Fiume Cedrino, gli eventi interessano il corso d’acqua principale ed in questi casi i danni da essi provocati diventano davvero rilevanti, anche se paradossalmente più facilmente prevedibili. I tronchi critici censiti nel PAI e ricadenti nel Foglio 501 “Orosèi” sono:

- B5TC001, Fiume Cedrino (Galtelli / Orosèi)
- B5TC002, Fiume Cedrino (Galtelli / Orosèi)

Secondo la notazione usuale, il Rischio Idraulico, R_i , è definito come il prodotto di tre fattori secondo l’espressione: $R_i = H_i \times E \times V$, dove:

R_i = rischio idraulico totale, è quantificato secondo 4 livelli riportati in tab.11, nella quale sono evidenziati gli estremi superiori delle classi;

H_i = pericolosità (*natural Hazard*) ossia la probabilità di superamento della portata al colmo di piena; in accordo al DPCM 29/09/98 è ripartita in 4 livelli, pari a 0.02, 0.01, 0.005, 0.002, che corrispondono ai periodi di ritorno (T) di 50, 100, 200 e 500 anni;

E = elementi a rischio; ai sensi del citato DPCM sono costituiti da persone e cose suscettibili di essere colpiti da eventi calamitosi, classificati secondo la Tabella II, nella quale ad ogni classe è stato attribuito un peso secondo una scala compresa fra 0 e 1;

V = vulnerabilità intesa come capacità a resistere alle sollecitazioni indotte dall’evento e quindi dal grado di perdita degli elementi a rischio E in caso del manifestarsi del fenomeno.

Tab. 10 - Relazione tra pericolosità, frequenza e periodo di ritorno nei fenomeni di piena (RAS, 2002; 2005).

PERICOLOSITÀ		FREQUENZA (1/T)	PERIODO DI RITORNO (T ANNI)
Hi1	bassa	0,002	500
Hi2	moderata	0,005	200
Hi3	alta	0,010	100
Hi4	molto alta	0,020	50

Tab. 11 - Descrizione delle classi di rischio idraulico e loro quantificazione (RAS, 2002; 2005).

CLASSE	INTENSITÀ	VALORE	DESCRIZIONE DEGLI EFFETTI
Ri1	Moderato	<0,002	Danni sociali, economici e al patrimonio ambientale marginali.
Ri2	Medio	0,005	Sono possibili danni minori agli edifici, alle infrastrutture e al patrimonio ambientale che non pregiudicano l'incolumità del personale, l'agibilità degli edifici e la funzionalità delle attività economiche.
Ri3	Elevato	0,01	Sono possibili problemi per l'incolumità delle persone, danni funzionali agli edifici e alle infrastrutture con conseguente inagibilità degli stessi, la interruzione di funzionalità delle attività socio-economiche e danni rilevanti al patrimonio ambientale.
Ri4	Molto elevato	0,02	Sono possibili la perdita di vite umane e lesioni gravi alle persone, danni gravi agli edifici, alle infrastrutture e al patrimonio ambientale, la distruzione delle attività socio-economiche.

Nell'areale in questione le zone con maggiore pericolosità, individuate secondo questi criteri, interessano prevalentemente il corso del Cedrino all'interno del Foglio e la parte di piana alluvionale che lo separa dall'altopiano basaltico a N (fig.69). Considerando invece le aree a rischio si aggiunge anche una parte significativa del litorale, e relativo retrospiaggia, a S del fiume (fig.70).

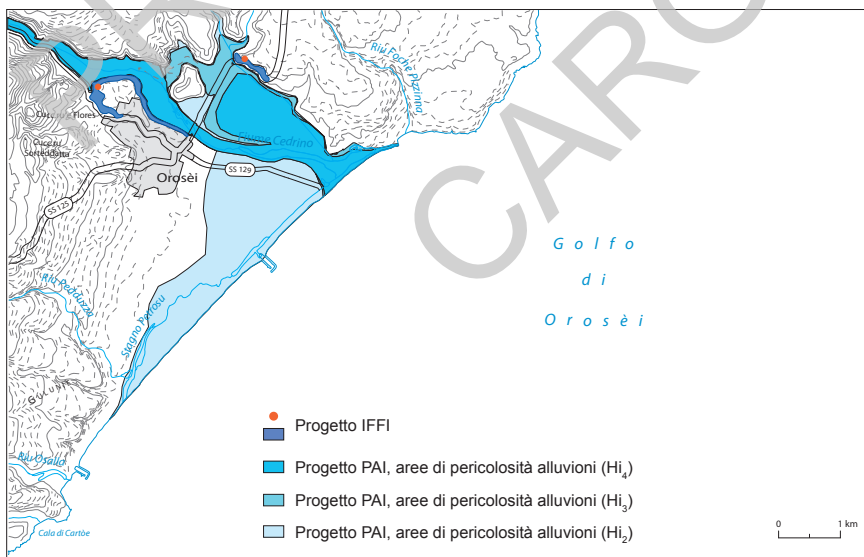


Fig. 69 - Carta delle aree di pericolosità alluvioni (H_i) relative alla parte finale del Fiume Cedrino, Foglio 501 "Orosèi".

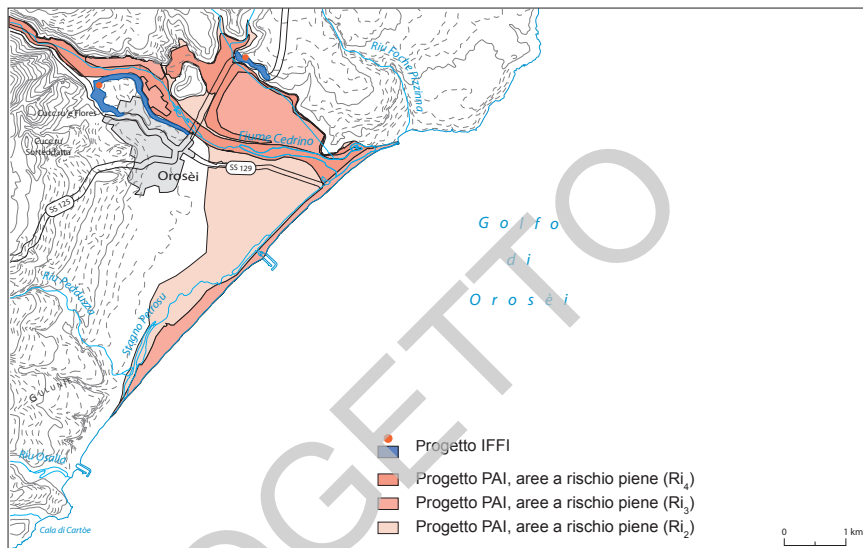


Fig. 70 - Carta delle aree a rischio alluvioni (Ri) nel Foglio 501 “Orosèi”.

6. - AREE NATURALI PROTETTE

6.1. - RETE ECOLOGICA NATURA 2000

Secondo una definizione accettata in ambito internazionale, le Aree Naturali Protette sono zone ben individuate nelle quali è necessario garantire, promuovere, conservare e valorizzare il patrimonio di *habitat* naturali e di specie animali e vegetali, associazioni forestali, singolarità geologiche, valori scenici e panoramici, equilibri ecologici.

Nel Foglio 501 “Orosèi” sono definite alcune Aree Protette, inserite nella Rete Ecologica Natura 2000, il sistema coordinato di aree destinate alla conservazione della diversità biologica presente nel territorio dell’Unione Europea, tutela che riguarda l’*habitat* e le specie animali e vegetali indicati nelle Direttive “92/43/CEE *Habitat*” e “79/409/CEE Uccelli” ed altre specie migratrici che tornano regolarmente in Italia. Vi rientra interamente il pSIC “Palude di Osalla”; per quanto riguarda il limitrofo e più ampio pSic “Golfo di Orosèi”, nel Foglio è compresa solo la parte meridionale della zona di P.ta Nera di Osalla mentre le grandi falesie calcaree che contraddistinguono la parte centro-meridionale del Golfo di Orosèi interessano soprattutto il Foglio 500 “Nùoro Est” (MINISTRO AMBIENTE, 2007; e ss. num. ii).

6.2. - PALUDE DI OSALLA

Il Sito di Importanza Comunitaria “Palude di Osalla” (ITB020013) si estende per una superficie complessiva di 981 ha, di cui circa 475 ha in Comune di Orosèi e circa 49 ha in Comune di Dorgali; i restanti circa 457 ha interessano lo spazio marino antistante (fig.71).

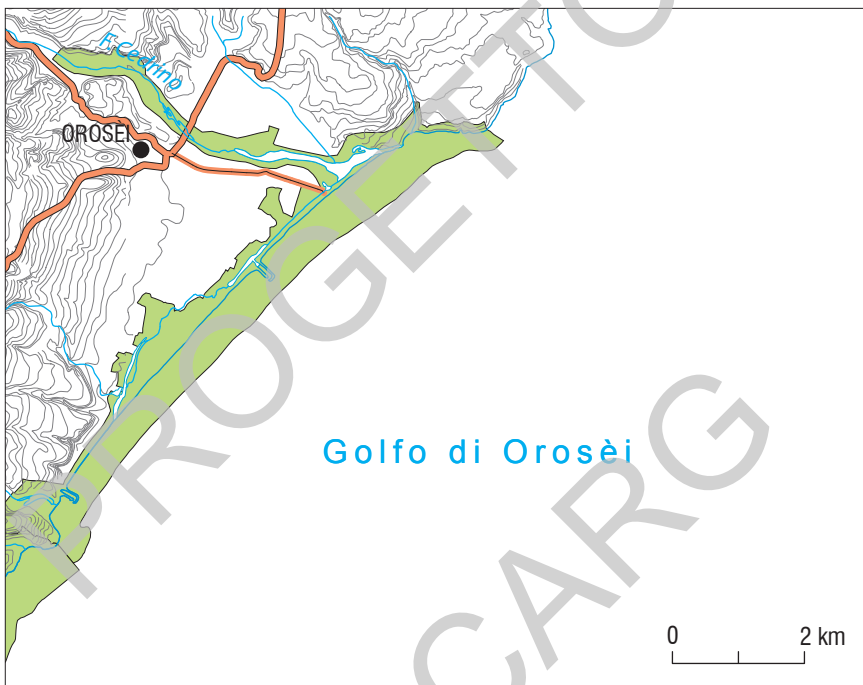


Fig. 71 - Il SIC “Palude di Osalla” nell’areale del Foglio 501 “Orosèi”.

Sono compresi entro il SIC la foce del Cedrino e la Palude di Osalla che comprende lo Stagno Petrosu e lo Stagno Avalè.

In particolare il perimetro del SIC comprende, dalla foce del Fiume Cedrino verso l’entroterra, circa 4,5 km nella bassa valle del fiume, fino alla località Pischina, al bordo NW del Foglio. L’area stagnale interessa una fascia larga circa 1 km, che si sviluppa per circa 9 km parallelamente alla costa, dalla località di S. Maria ’e Mare (Foce del Cedrino) verso S fino in prossimità della Cala di Osalla. Questa zona paludosa è quindi compresa nella piana costiera di Orosèi ed è direttamente legata alla dinamica fluviale del Cedrino.

In diversi periodi dell'anno le acque del Cedrino originano stagni e impaludamenti, tipici di una foce intermittente, tra cui la Palude di Osalla, che occupa la depressione retrodunare. La palude si sviluppa in una stretta fascia di territorio, di ampiezza massima di circa 100 m, in cui sono conservati i paleoalvei e i canali di magra delle antiche foci del fiume.

Il SIC nel suo insieme comprende quindi unità fisiografiche fluvio-litorali quali depositi alluvionali olocenici, canali di magra e paleoalvei del Cedrino, cordoni litorali e depositi di retrospiaggia.

La ormai completa occlusione dei canali di comunicazione con il Cedrino, il cui reticolo idrografico verte su due segmenti fluviali, il Riu Pedduzza ed il Riu Istrumpu, a bassa organizzazione gerarchica, limita l'afflusso idrico all'area stagnale al solo bacino considerato.

Lo Stagno Petrosu decorre parallelo alla linea di costa (fig.72), più interno rispetto allo Stagno Avalè, che veniva descritto come una palude ricoperta da una fitta vegetazione, caratteristica attualmente ancora evidente, con tendenza all'inerbimento (GRUPPO LACAVA, 1994).

L'area del SIC comprende anche la lunga spiaggia della Marina di Orosèi, limitata da un canale artificiale che ha interrotto il regolare contatto con l'entroterra, dove è stata impiantata una pineta a base di *Pinus pinea* L.



Fig. 72 - Area Naturale Protetta "Palude di Osalla", nel Golfo di Orosèi: Stagno Petrosu.

Le acque del complesso lagunare, ricevendo quelle del Cedrino in cui versano scarichi urbani e agricoli, sono definite mesotrofiche (CANNAS *et alii*, 1998). Le stesse ospitano popolamenti a *Ruppia* sp., *Chaetomorpha linum* (Müller) Kütring, *Ulva*, *Monostroma* ed *Enteromorpha*.

La vegetazione palustre dell'area umida è rappresentata da *Phragmites* sp., *Juncus* sp., *Scirpus* sp. In particolare è diffusa l'associazione a *Phragmites australis* (cav.) Trn. exStend. lungo le sponde dei bacini, nella parte più interna dei quali viene a contatto con il tifeto a *Typha* sp.pl.

I giuncheti a *Juncus maritimus* Lam. crescono nelle aree soggette a disseccamento estivo, mentre si segnala l'associazione a *Carex divisa* Huds. (*Caricetum divisa*) su suoli argilloso-sabbiosi, piuttosto scarsa in altri biotopi simili.

Sulle sabbie *Cakile maritima* Scop. caratterizza l'associazione terofitica pioniera, mentre in condizioni di relativa maggiore evoluzione compaiono frammenti delle associazioni *Agropyretum* e *Ammophiletum*.

Per quel che riguarda la foce del Cedrino, la componente forestale è data da nuclei di oleandro (*Nerium oleander* L.), tamerice (*Tamarix* sp.), agnocasto (*Vitex agnus-castus* L.) nel greto e nelle aree adiacenti; ontani (*Alnus glutinosa* L.) Gaertn e salici (*Salix* sp. pl.) lungo le sponde (GRUPPO LACAVALA, 1994).

Per quanto riguarda l'avifauna migratoria si segnalano circa 40 specie definite ospiti regolari e numerose specie (circa 20) di vertebrati riproductendosi, di interesse comunitario (Dir. CEE 79/409, 91/744 e 92/43).

Nello Stagno di Su Petrosu - Avalè è praticata la pesca soprattutto con sistemi vagantivi (bertovelli, fiocina, reti da posta), si catturano soprattutto mugilidi, attualmente la produzione è inferiore a 100 kg/ha/anno.

L'intera area presenta forte vulnerabilità dovuta a manomissioni del litorale, pulizia delle spiagge e frequentazione turistica eccessiva anche nei periodi di bassa stagione.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1983) - *North American Stratigraphic Code*. A.A.P.G. Bull., **67** (5): 841-875, Tulsa.
- ABBAZZI L., ANGELONE C., ARCA M., BARISONE G., BEDETTI C., DELFINO M., KOTSAKIS T., MARCOLINI F., PALOMBO M.R., PAVIA M., PIRAS P., ROOK L., TORRE D., TUVERI C. & VALLI A. (2003) - *I vertebrati fossili plio-pleistocenici del Monte Tuttavista (Orosei, Sardegna)*. In: M. PAVIA & D. VELANTI (Eds.): «*Giornate di Paleontologia 2003*». Soc. Paleont. It., 22-25 Maggio 2003, riassunti. 1. Alessandria.
- ABBAZZI L., ANGELONE C., ARCA M., BARISONE G., BEDETTI C., DELFINO M., KOTSAKIS T., MARCOLINI F., PALOMBO M.R., PAVIA M., PIRAS P., ROOK L., TORRE D., TUVERI C., VALLI A.M.F. & WILKENS B. (2004) - *Plio-Pleistocene Fossil Vertebrates of Monte Tuttavista (Orosei, E. Sardinia, Italy), An overview*. Riv. It. Paleont. Strat., **110** (3): 681-706, Milano.
- ABBAZZI L., ARCA M., TUVERI C. & ROOK L. (2005) - *The endemic canid *Cynotherium* (Mammalia: Carnivora) from the Pleistocene deposits of Monte Tuttavista (Nuoro, Eastern Sardinia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **111** (3): 493-507, Milano.
- ALVAREZ W. (1972) - *Rotation of the Corsica-Sardinia microplate*. Nature, **235**: 103-105, London.
- ALVAREZ W. (1973) - *Sardinia and Corsica: one microplate or two?*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **48** (suppl.): 1-4, Cagliari.
- ALVAREZ W. (1991) - *Tectonic evolution of the Corsica-Apennines-Alps region studied by the method of successive approximations*. Tectonics, **10** (5): 936-947, Washington.
- 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, **13**: 5-34, Cagliari.
- AMADESI E., CANTELLI C., CARLONI G.C. & RABBI E. (1961) - *Ricerche geologiche sui terreni sedimentari del foglio 208 Dorgali*. Giorn. Geol., s.e, **28**: 59-87, Bologna.
- AMADESI E., CANTELLI C., CARLONI G.C. & RABBI E. (1967) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 208 "Dorgali"*. Servizio Geologico d'Italia, Libreria dello Stato, Roma.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1973) - *Les relations entre Schistes lustrés et Flyschs autochtones dans le Sud de la Corse alpine*. Géologie Alpine, **49**: 5-12, Grenoble.
- 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.
- AMOROSI A., CENTINEO M.C., COLALONGO M.L. & FIORINI F. (2005) - *Millennial-scale depositional cycles from the Holocene of the Po Plain, Italy*. Mar. Geol., **222-223**: 7-18, Amsterdam.
- AMOROSI A., RICCI LUCCHI M., ROSSI V. & SARTI G. (2009) - *Climate change signature of small-scale parasequences from Lateglacial-Holocene transgressive deposits of the Arno valley fill*. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **273**: 142-152, Amsterdam.
- AMSTUTZ A. (1925) - *Les roches éruptives des environs de Dorcali et Orosei en Sardaigne*. Bull. Suisse de Miner., **5** (2): 261-321, 9 figg., 1 carta geol., Zürich.
- ANTONIOLI F. (2007) - *I depositi tirreniani nell'area di Molentargius (Cagliari)*. Il Quaternario, **20** (1): 93-99, Torino.
- ANTONIOLI F. & FERRANTI L. (1992) - *Geomorfologia costiera e subacquea e considerazioni paleoclimatiche sul settore compreso tra S. Maria Navarrese e Punta Goloritzé (Golfo di Orosei, Sardegna)*. Giorn. Geol., **54** (2): 65-89, Bologna.
- 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.
- ARANGINO F., ARU A., BALDACCINI P. & VACCA S. (1986a) - *Carta dei suoli delle Aree Irrigabili della Sardegna*. Litotip. SELCA, Firenze.
- ARANGINO F., ARU A., BALDACCINI P. & VACCA S. (1986b) - *I suoli delle aree irrigabili della Sardegna. Piano generale delle acque*. Ass. Progr. Bil. Assetto Territorio, Ente Auton. Flumendosa, Reg. Auton. Sardegna, Cagliari, 133 pp., 1 carta in scala 1:250.000, 25 carte in scala 1:100.000, Cagliari.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1975) - *Les Décrochements tardi-Hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et Essai de Reconstitution des Conditions de la Déformation*. Tectonophysics, **25**: 139-171, Amsterdam.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1976) - *Le contrôle de la rotation post-paléozoïque de la Corse et de la Sardaigne grâce aux raccords des marqueurs hercyniens et tardi-hercyniens (résumé)*. Coll. «Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords». Bull. Soc. Géol. France, **19** (4): 27, Montpellier, Paris.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977b) - *Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogénese Hercynienne grâce aux marqueurs géologiques ante-mésozoïques*. Bull. Soc. Géol. France, **19** (4): 833-840, Paris.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977a) - *Late Palaeozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals*. Geol. Soc. Am. Bull., **88**: 1305-1320, Boulder.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977c) - *Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin nord-Baléare (Sud de la France, Espagne, bloc corso-sarde)*. Coll. Int. CNRS, **243**: 497-513, Rennes.
- ARTHAUD F. & SAUNIAK S. (1981) - *Une coupe synthétique à travers la chaîne varisque de Sardaigne: commentaires sur l'évolution tectono-métamorphique*. Bull. Soc. Géol. Fr., **23**: 535-539, Paris.
- ARTINI E. (1922) - *Sopra alcune rocce porfiriche della Barbagia di Seilo*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49** (9): 1-19 Roma.
- ARU A., BALDACCINI P., DELOGU G., DESSENA M.A., MADRAU S., MELIS R.T., VACCA A. & VACCA S. (1990) - *Carta dei suoli della Sardegna, in scala 1:250.000*. Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, Ass. Reg. Progr. Bil. Assetto Territorio, S.EL.CA, Firenze.
- ARU A., BALDACCINI P., VACCA A., DELOGU G., DESSENA M.A., MADRAU S., MELIS R.T. & VACCA S. (1991) - *Nota illustrativa alla Carta dei suoli della Sardegna in scala 1:250.000*. Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, Ass. Reg. Progr. Bil. Assetto Territorio, Stef, 83 pp., Cagliari.
- ASSORGIA A., BENTINI L. & BIONDI P.P. (1974) - *Caratteristiche strutturali delle assise carbonatiche mesozoiche del Golfo di Orosei. Il Sopramonte di Orgosolo-Urzu'ei*. Mem. Soc. Geol. It., **13**

- (2): 209-213, Roma.
- ASSORGIA A., BENTINI L. & LEONCAVALLO G. (1972) - *Note geomorfologiche e fenomeni carsici del Supramonte di Urzulei, Orgosolo e Oliena (Nùoro, Sardegna centro-orientale)*. XI Congresso Nazionale di Speleologia, Atti: **180** (2): 165-168, Genova.
- ASSORGIA A., CARDIA D. & SERRA A. (1968) - *Ricerche speleologiche nel settore costiero compreso fra Cala di Luna e Cala di ziu Santoru (Golfo di Orosei, Sardegna centro-orientale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **2**: 14, Sassari.
- ASSORGIA A. & GANDOLFI R. (1975) - *Il Sopramonte di Orosei (Golfo di Orosei, Sardegna) e la Gola di Gorropu; Osservazioni stratigrafiche e geomorfologiche sul Mesozoico affiorante, con particolare riguardo al Cretaceo superiore e microfauna planctonica*. Boll. Soc. Geol. It., **94** (6): 1723-1740, Roma.
- AZEMA J., CHABRIER G., FOURCADE E. & JAFFREZO M. (1977) - *Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne*. Rev. Micropaléont., **20** (3): 125-139, Paris.
- BARBERI F. & CHERCHI A. (1980) - *Excursion sur le Mésozoïque et le Tertiaire de la Sardaigne Occidentale*. Livret guide, C.I.E.S.M., C.N.R. - Progetto Finalizzato Geodinamica, **345**: 127 pp., Cagliari.
- BARBERI F. & CHERCHI A. (1981) - *Evolution du Mésozoïque-Cénozoïque de la Sardaigne; aspects stratigraphiques et volcanologiques et leur signification structurale*. In: ANONYMOUS (Eds.): «*Geologie et géophysique marines: Vingt-septième congrès CIESM*». Rapp. Proc. Verb. CIE-SM, **27** (8): 165-170, Paris.
- BARCA S., CARMIGNANI L., ELTRUDIS A. & FRANCESCHELLI M. (1995) - *Origin and evolution of the Permian-Carboniferous basin of Mulargia Lake (South-Central Sardinia, Italy) related to the Late Hercynian extensional tectonics*. C.R. Acad. Sci. Paris, s. 2A, **321**: 171-178, Paris.
- BARCA S. & CHERCHI A. (2004) - *Sardinian Palaeozoic basement and its Meso-Cainozoic covers (Italy)*. 32nd I.G.C., Firenze 20-23 Agosto 2004, Field-trip Guide-book P39, 64 pp., Firenze.
- BARCA S., COCOZZA T. & SALVADORI I. (1984) - *Storia delle ricerche geologiche nel Massiccio Sardo*. In: AA. VV. (Eds.): «*Cento Anni di Geologia Italiana*». Vol. Giub. I° Cent. Soc. Geol. It. (1881-1991), 315-352, Bologna.
- BARCA S., CORRADINI C. & SPALLETTA C. (2000) - *Nuovi dati sull'età dei "Calcri a clymenie" della Sardegna*. Collana di Studi «*Crisi biologiche, radiazioni adattative e dinamica delle piattaforme carbonatiche*». Atti e Mem., Acc. Naz. Sc. Lett. Arti di Modena, **21**: 25-28, Modena.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (2004) - *Stratigrafia, analisi di facies, paleogeografia ed inquadramento regionale del Giurassico dell'area dei Tacchi (Sardegna orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **123**: 477-495, Roma.
- BARCA S., COSTAMAGNA L.G. & LECCA L. (2007) - *The Bajocian-Kimmeridgian Jurassic sedimentary cycle of Eastern Sardinia: stratigraphic, depositional and sequence interpretation of the new "Baunei Group"*. C.R. Acad. Sci. Paris, **333**: 601-612, Paris.
- BARCA S., DI GREGORIO F. & PALMERINI V. (1981) - *Linea di costa pleistocenica nella piana di S. Priamo (Sarrabus, Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 71-84, Roma.
- BARCA S., MELIS E., ANNINO E., CINCOFFI F., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2005) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 557 "Cagliari"*. Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, S.EL.CA., 240 pp., Firenze.
- BARCA S. & PALMERINI V. (1974) - *Indagine sedimentologica e significato paleoclimatico delle facies clastiche alla base dei "Tacchi"*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **28**: 1-20, Cagliari.
- BARRA D., BONADUCE G., BRANCACCIO L., CINQUE A., ORTOLANI F., PAGLIUCA S. & RUSSO F. (1989) - *Evoluzione geologica olocenica della piana costiera del Fiume Sarno (Campania)*. Mem. Soc. Geol. It., **42**: Roma.
- BATTACHARYA J. (2006) - *Deltas*. In: H.W. POSAMENTIER & R.G. WALKER (Eds.): «*Facies Model*». Soc. Sed. Geol., Special Publication, **84**: 237-292, SEPM, Amsterdam.
- BECCALUVA L., CIVEITTA 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): 153-168, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G. & SAVELLI C. (1983) - *Carta geopetrografica del Vulcanismo Pliocenico della Sardegna centro-orientale*. L.A.C. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G. & VENTURELLI G. (1975) - *Dati geochimici e petrografici sulle vulcaniti "plio-quaternerie" della Sardegna centro-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1437-1457, Roma.
- BELLON H. (1976) - *Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques*. Thèse Doct. Etat., Université de Paris Sud -Orsay, 367 pp., Paris.
- BELLON H. (1981) - *Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma*. In: F.C. WEZEL (Ed.): «Sedimentary basins of Mediterranean margins». CNR Italian Project of Oceanography, Technoprint, 341-360, Bologna.
- BELLOTTI P. (2000) - *Il modello morfo-sedimentario dei maggiori delta tirrenici italiani*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 777-792, Roma.
- BERGER W.H. (1990) - *The Younger Dryas cold spell - a quest for causes*. Global and Planetary Change, **3**: 219-237, Amsterdam.
- BERRA F., JADOU L. & LANFRANCHI A. (2007) - *The uppermost Tithonian-Berriasian shallow-water carbonate depositional system of Eastern Sardinia (Monte Bardia Limestone): facies and stacking pattern analysis*. Geolitalia, Epitome, p. 396, Rimini.
- BEZERT P. & CABY R. (1988) - *Sur l'âge post-batouien des événements tectono-metamorphiques alpins en bordure orientale de la Corse cristalline*. Bull. Soc. Géol. France: **8** (6): 965-971, Paris.
- BINAGHI L. (1963) - *Sulla valutazione dei deflussi annuali dei bacini sardi*. Atti VIII Conv. Idraulica, Aprile 1963, 12 pp., Pisa.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971a) - *Plate tectonics model for the development of the Western Alps and Northern Apennines*. Nature, **234** (49): 108-111, London.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971b) - *Polarità strutturale delle Alpi e dell'Appennino settentrionale in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica*. Mem. Soc. Geol. It., **10** (4): 3-71, Roma.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini di retroarco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**(2): 201-216, 6 figs, Roma.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1974) - *Il microcontinente sardo-corso come un arco residuo di un sistema arco-fossa miocenico*. In: C. MAXIA & A. CHERCHI POMESEANO (Eds.): «Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale». Cagliari, 23-27 Luglio 1973, Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **43**: 57-68, Cagliari.
- BODINI A. & COSSU Q.A. (2010) - *Observed trends in heavy rainfall during the 2nd half of the 20th Century in an area of Sardinia (Italy) at high hydro-geological risk*. Natural Hazards and Earth System Sciences. Special Issue: Advances in Mediterranean Meteorology, **10**: 61-72, Gottingen.
- BODINI A., ENTRADE E. & COSSU Q.A. (2010) - *Analisi di frequenza regionale dei massimi annui di precipitazione in Sardegna tramite gli L-momenti*. Rapporto Tecnico IMATI-MI 10.5, CNR-IMATI, Milano.
- BOI M., SARRIA E., SERRI R. & SIRIGU E. (1989) - *Tettonica dei bacini permocarboniferi della Sardegna Centrale*. Atti Convegno: «La Geologia Strutturale ed i possibili contributi all'interpretazione della Sismica Profonda», 26-29 Ott. 1989, sess. poster, Pisa.
- BONIN B. (1980) - *Les complexes alcalins acides anorogéniques continentaux: l'exemple de la Corse*. Ph. D. thesis, Univ. Paris IV, 756 pp., Paris.
- BORSETTI A.M., DEL MONTE M., FABBRI A., NANNI T. & SAVELLI C. (1979) - *Alcune note geologiche sul Bacino Sardo (Mar Tirreno)*. Geologica Romana, **18**: 59-70, Roma.
- 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.
- BOSELLINI A. & GINSBURG R.N. (1971) - *Form and internal structure of recent algal nodules (rhodolites) from Bermuda*. J. Geol., **79**: 669-682, Oxford.

- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 701-764, Milano.
- BROUTIN J., CABANIS B., CHATEAUNEUF J.J. & DEROIN J.P. (1994) - *Evolution biostratigraphique, magmatique et tectonique du domaine paléotéthysien occidental (SW de l'Europe): implications paléogéographiques au Permien inférieur*. Bull. Soc. Géol. France, **165** (2): 163-179, Paris.
- BROUTIN J., CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., RONCHI A. & SARRIA E. (1996) - *Research in progress on the Permian Deposits of Sardinia (Italy)*. Newsletter, Permophiles, **28**: 45-48, Pechino.
- BUONDONNO A., CABULA E., CAPRA G. F., COPPOLA E., DE RISO S., DURAS M. G., MADRAU S., PASCUCI V., PORCU C., RODOLFI G. & VACCA S. (2009) - *Suoli e paesaggi nelle aree collinari e costiere di Dorgali-Cala Gonone (Nuoro): differenziazione genetica ed evolutiva dei suoli su carbonati mesozoici*. X Incontri Pedologici Italiani, Sardegna 2009, 16-18 Settembre 2009. Guida all'escursione, pagg. 1-61, Dorgali (Nuoro).
- BUSULINI A., DIENI I., MASSARI F., PEJOVIC D. & WIEDMANN J. (1984) - *Nouvelles données sur le Crétacé supérieur de la Sardaigne orientale*. Cret. Res., **5**: 243-258, Elsevier, Amsterdam.
- BUSULINI A., DIENI I., MASSARI F. & PREMOLI SILVA I. (1987) - *Le Crétacé de Lanaitto (Oliena)*. In: A. CHERCHI (Ed.): «Groupe française du Crétacé, Excursion en Sardaigne», 24-29 maggio 1987, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, Progemisa S.p.A. Cagliari, Libro-guida: pp. 160-179, Cagliari.
- CADET J.P. & FUNICIELLO R. (COORDINATORS) (2004) - *Geodynamic map of the Mediterranean, Sheet 1 & 2*. CGMW-ENS-INGV-Roma3-UNESCO-Univ. P&MCurie. Centre Impression of Commission for the Geological Map of the World, Limoges (France).
- CALVINO F., DIENI I., FERASIN F. & PICCOLI G. (1958) - *Relazione preliminare sui rilevamenti geologici del Foglio 195 "Orosei" (Sardegna)*. Boll. Soc. Geol. It., **77** (3): 71-89, Roma.
- CALVINO F., DIENI I., FERASIN F. & PICCOLI G. (1959) - *Rilevamento geologico della parte meridionale del Foglio n° 195 "Orosei" (Sardegna)*. Boll. Soc. Geol. It., **78** (1): 57-79, 20 figg., 1 carta geol., Roma.
- CALVINO F., DIENI I., FERASIN F. & PICCOLI G. (1967) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 195 "Orosei"*. Serv. Geol. d'It., Libreria dello Stato, Roma.
- CALVINO F., DIENI I., FERASIN F. & PICCOLI G. (1972) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia in scala 1:100.000. Foglio 195 "Orosei"*. Serv. Geol. d'It., Libreria dello Stato, 39 pp., Roma.
- CALZIA P., SALE V., MUNDULA F., FUNEDDA A., SARRIA E. & CIONI R. (2010) - *The volcanic deposits of the new geological map of the Nuoro-Orosei area (Sardinia, Italy)*. 85° Congr. Soc. Geol. It., Pisa 6-8 settembre, Abstract, 244 pp., Pisa.
- CAMPBELL C.V. (1967) - *Lamina, laminaset, bed and bedset*. Sedimentology, **8**: 7-26, Amsterdam.
- CANNAS A., CATAUDELLA S. & ROSSI R. (1998) - *Gli stagni della Sardegna*. Quaderni C.I.R.S.P.E., Forlì.
- CAO PINNA C. (1983) - *Studio dell'idrografia superficiale della Sardegna*. Univ. Cagliari, Ente Auton. Flumendosa, 27 volumi, Cagliari.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1990) - *The Hercynian suture zone in Sardinia: geological, geochemical and isotopic evidence*. Plinius, Suppl. Ital., Europ. Jour. Mineral., **6**: 14-16, Milano.
- CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1981) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **101**: 343-542, Roma.
- 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: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds): «Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza». I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 61-82, Siena.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1994a) - *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement*. Boll. Geof. Teor. Appl., **34** (141-144): 45-62, Trieste.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1994b) - *The Hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodin. Acta, **7** (1): 31-47, Paris.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DISPERATI L., FUNEDDA A., MUSUMECI G., 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., CHERCHI A. & RICCI C.A. (1989) - *Basement structure and Mesozoic-Cenozoic evolution of Sardinia*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): «*The lithosphere in Italy Advances in earth science research*». Acc. Naz. Lincei, **80**: 63- 92, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982a) - *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, 215 pp., Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982b) - *Lineamenti del basamento sardo*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali: 11-23, Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1986) - *Guide-book to the Excursion on the Palaeozoic Basement of Sardinia*, I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, special issue, 102 pp., Siena.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1987) - *Structural model of the hercynian basement of Sardinia scala 1:500.000*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Sottoprogetto 5: Modello strutturale d'Italia, Stabilimento L. Salomone, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T. & PERTUSATI P.C. (1991) - *Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia*. In: «*Geologia del basamento italiano*», Convegno in onore di Tommaso Cocozza, Siena 21-22 marzo 1991, abs. vol. 28-29, Siena.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) - *Relationship between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines*. Terra Nova, **7**: 128-137, Oxford.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P. L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994c) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **238**: 295-315, Oxford.
- CARMIGNANI L., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1997) - *Tertiary rudites in eastern Corsica-Sardinia microplate: an example of hinterland intracratonic syn-tectonic deposition related to the Northern Apennines continental collision*. Atti Congr.: «*The Elba Island: a key puzzle linking the Corso-Sardinian Massif and Adria*», 22-24 September 1997, Abstract, 43-45, Portoferraio.
- CARMIGNANI L., ELTER F.M., GATTIGLIO M., MAXIA M., MORETTI A., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1986b) - *The geology of Barbagia*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guide book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia*». I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, special issue: 73-85, Siena.
- CARMIGNANI L., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2004) - *Tectono-sedimentary evolution of southwest Sardinia in the Paleogene: Pyreneic or Apenninic Dynamic?* Geodinamica Acta, **17** (4): 275-287, Paris.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9**: 1275-1303, Washington.
- CARMIGNANI L., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & GATTIGLIO M. (1982c) - *Lineamenti geologici principali del Sarcidano-Barbagia di Belvì*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Soc. Geol. It. Guide Geologiche Regionali, 119-125, Cagliari.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & PASCI S. (2001) - *Geologia della Sardegna. Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna alla scala 1:200.000*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. d'It., **60**: 283 pp., Roma.
- CARMIGNANI L., PERTUSATI P.C., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G. & OGGIANO G. (1992c) - *Struttura della Catena Ercinica in Sardegna*. Guida all'escursione in Sardegna, 24-29 Maggio 1992, 177 pp., Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Siena.
- CAROBENE L. (1972) - *Osservazioni sui solchi di battente attuali ed antichi nel golfo di Orosei in Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **91** (3): 583-601, Roma.

- CAROBENE L. (1978) - *Valutazioni di movimenti recenti mediante ricerche morfologiche su falesie e grotte marine del Golfo di Orosei*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 641-649, Roma.
- CAROBENE L. & PASINI G. (1982) - *Contributo alla conoscenza del Pleistocene superiore e dell'Olocene del Golfo di Orosei (Sardegna orientale)*. Boll. Soc. Adriatica Sc., **64** (1980): 5-36, Trieste.
- CAROBENE L., PASINI G. & SELLI R. (1973) - *Ancient coastlines in the Gulf of Orosei (western Sardinia)*. In: «Symposium sur la Géodynamique de la région Méditerranéenne». Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée, Paris, France.
- CARRARA G. (2002) - *Evoluzione cinematica neogenica del margine occidentale del bacino Tirrenico*. PhD Thesis, Univ. di Parma, 160 pp., Parma.
- CASSANO E., MARCELLO A., NANNINI R., PRETTI S., RANIERI G., SALVADERI R. & SALVADORI I. (1979a) - *Rilievo aeromagnetico della Sardegna e del mare circostante*. Boll. Serv. Geol. d'It., **100**: 199-234, Roma.
- CASSANO E., MARCELLO A., NANNINI R., PRETTI S., RANIERI G., SALVADERI R. & SALVADORI I. (1979b) - *Rilievo aeromagnetico della Sardegna e del mare circostante*. Ente Minerario Sardo, **3** (4): 7-24, Cagliari.
- CASSINIS G., AVANZINI M., CORTESOGNO L., DALLAGIOVANNA G., DI STEFANO P., GAGGERO L., GULLO M., MASSARI F., NERI C., RONCHI A., SENO S., VANOSI M. & VENTURINI C. (1998) - *Synthetic Upper Palaeozoic correlations of selected Italian areas*. Atti Ticinesi Sci. Terra, **40**: 65-120, Lugano.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., PITTAU P., RONCHI A. & SARRIA E. (1999) - *Late Palaeozoic continental basins of Sardinia*. In: G. CASSINIS (Ed.): «The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional reports and general correlations». Intern. Field Conf., Brescia 15-25 Sept. 1999, field-trip guide-book, 116 pp., Pavia.
- CASSINIS G., DURAND M. & RONCHI A. (2002) - *The Permian and Triassic continental framework of Nurra (NW Sardinia)*. Rend. Soc. Paleont. It., **1**: 297-305, Milano.
- CASSINIS G., TOUTIN-MORIN N. & VIRGILI C. (1995) - *A general outline of the Permian Continental Basins in Southwestern Europe*. In: P.A. SCHOLLE et alii (Eds.): «The Permian of Northern Pangaea. 2 - Sedimentary basins and economic resources». Springer-Verlag Ed., 137-157, Berlin.
- CASTORINA F., BARBIERI M., OTTONELLO G. & PETRINI R. (1988) - *New geochemical constraints on the age of the sardinian batholith*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **7**: 54, Milano.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1989) - *Radiometric geochronology: some constraints to the isochron method by an iterative least-square approach*. Geochem. Journal, **23**: 100-101, Nagoya.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1992) - *Based Nd-models ages in highly evolved granites: an example from Buddusò intrusion (NE Sardinia, Italy)*. N. Jb. Miner. Mh., **6**: 227-288, Stuttgart.
- CAVINATO A., CHARRIER G. & ZUCCHETTI S. (1976) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 207 "Nùoro"*. Serv. Geol. d'It., Libreria dello Stato, Roma.
- CHABRIER G. (1967) - *Le Synclinal Crétacé de Gorropu (Sardaigne)*. C. R. Soc. géol. France, **7**: 321-322, Paris.
- CHABRIER G. (1969) - *Sur la stratigraphie et la tectonique des monts d'Oliena (Sardaigne)*. C. R. somm. Soc. géol. France, **6**: 218-220, Paris.
- CHABRIER G. (1970) - *Tectonique de socle d'âge alpin en Sardaigne centro-orientale*. C. R. Acad. Sci. Paris, **271**: 1252-1255, Paris.
- CHABRIER G. & CHOROWICZ J. (1982) - *Comparaison entre les structures corses, sardes et provençales observées sur les images Landsat*. Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn., **23**: 107-118, Paris.
- CHABRIER G. & FOURCADE E. (1976) - *Grands traits paléogéographiques du Mésozoïque de Sardaigne*. 4° R.A.S.T., 103 pp., Paris.
- CHABRIER G. & MASCLE G. (1974) - *Les rapports de la Provence et du domain sarde*. C.R. Acad. Sci. Paris, sér.D, **278** (23): 2881-2884, Paris.
- CHABRIER G. & MASCLE G. (1975) - *Comparaison des évolutions géologiques de la Provence et de la Sardaigne (a partir d'exemples de la Région Toulonnaise et de la Nurra Sarde)*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **17** (2): 121-136, Paris.
- CHARRIER G. (1961) - *Nuova segnalazione di un orizzonte lacustre a legni di conifera presso Nuraghe Mamucone (Urzuilei), alla base della serie trasgressiva giurese del Golfo di Orosei (Sardegna)*

- centro-orientale*). *Studio stratigrafico e paleoecologico*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (1): 206-225, Roma.
- CHERCHI A. (1973) - *Appunti biostratigrafici sul Pliocene in Sardegna (Italia)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 891-902, Roma.
- CHERCHI A. (1985a) - *Micropaleontological Researches in Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*19th European Micropaleontological Colloquium, Guide Book*». AGIP, Sardinia, October 1-10 1985, 338 pp., Cagliari.
- CHERCHI A. (1985b) - *Oligo-Miocene Basin*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Guide Book, 19th European Micropaleontological Colloquium, Guide Book*». AGIP, Sardinia, October 1-10 1985, 87-101, Cagliari.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin*. *Nature*, **298**: 736-739, London.
- CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (1973) - *Sur la biogéographie de l'association à «Valserina» du Barrémien et la rotation de la Sardaigne*. C.R. Acad. Sci. Paris, s. D, **277** (D): 829-832, Paris.
- CHERCHI A. & SCHRÖEDER R. (1979) - *Sur le microfaunes du Barrémien à facies urgonien d'Orosei (nord-est de la Sardaigne)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **289**: 627-630, Paris.
- CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen*. C.R. Acad. Sci. Paris, ser.2, **298** (20): 889-894, Paris.
- CHEVALIER J.P. (1961) - *Les Madréporaires du Pliocène d'Orosei (Nùoro, Sardaigne)*. Bull. Soc. Géol. France, s. 7, **3**: 266-270, 4 fig., 1 tav., Paris.
- CICCU R., MANCA P.P. & DI GREGORIO F. (1994) - *Propensione al dissesto idrogeologico in Sardegna: analisi storica degli eventi ed aspetti metodologici*. In: Atti del IV Conv. Int. di Geoingegneria: «*Difesa del suolo e valorizzazione degli acquiferi*». 10-11 marzo 1994, **1**: 73-85, Torino.
- CITA M.B. (1972) - *Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene: I. Il significato della trasgressione pliocenica alla luce delle nuove scoperte del Mediterraneo*. Riv. Ital. Paleont., **78** (3): 527-594, tavv. 61-67, Milano.
- CLIFTON H.E. (2006) - *A reexamination of facies models for clastic shorelines*. In: H.W. POSAMENTIER & R.G. WALKER (Eds.): «*Facies Model*». Soc. Sed. Geol., Special Publication, **84**: 293-337, SEMP, Amsterdam.
- COCHERIE A. (1985) - *Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calcoalcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène)*. Bull. B.R.G.M., **90**: 246 pp., Orléans-Paris.
- COCOZZA T. (1967) - *Il Permo-Carbonifero del Bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna Sud Occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 607-642, Roma.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R. & SALVADORI I. (1974) - *Schema stratigrafico-strutturale del Massiccio Sardo-Corso e minerogenesi della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 85-186, Roma.
- COCOZZA T. & SCHAFER K. (1974) - *Cenozoic graben tectonics in Sardinia*. In: C. MAXIA & A. POMESANO CHERCHI (Eds.): «*Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*». Cagliari 23-27 Luglio 1973, Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **43** (suppl.): 145-162, Cagliari.
- 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 Sardinia during the Holocene: evidence from the Cagliari Gulf*. Il Quaternario, **20** (1): 87-91, Torino.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1987) - *Sedimentological characteristics of stratified slope waste deposits in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy) and their genetic implication. Processus et mesure de l'érosion*. Ed. CNRS, 145-152, Paris.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1988) - *The significance of stratified slope waste deposits in the Quaternary Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Z. Geomorph., N.F., suppl. Bol., **71**: 59-70, Stuttgart.

- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy*. Perm. Perigl. Processes, **6**: 235-242, Chichester.
- COLTORTI M., MELIS E. & PATA 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. & PIERUCCINI P. (2006) - *The Last Interglacial pedocomplexes in the litho- and morpho-stratigraphical framework of the central-northern Apennines*. Quat. Int., **156-157**: 118-132, Oxford.
- COMASCHI CARIA I. (1955) - *Prima segnalazione di Tirreniano fossilifero ad Orosei (Sardegna orientale)*. Quaternaria, **2**: 99-107, Roma.
- COMASCHI CARIA I. (1965) - *L'Elefante nano del Quaternario di Gonnese (Sardegna sud-occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **35**: 1-11, Cagliari.
- CORTESOGNO L., CASSINIS G., DALLAGIOVANNA G., GAGGERO L., OGGIANO G., RONCHI A., SENO S. & VANOSI M. (1998) - *The Variscan post-collisional volcanism in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy)*. Lithos, **45** (1-4): 305-328, Amsterdam.
- CORTESOGNO L., GAGGERO L., OGGIANO G. & PAQUETTE J.-L. (2004) - *Different tectono-thermal evolutionary paths in eclogitic rocks from the axial zone of the Variscan chain in Sardinia (Italy) compared with the Ligurian Alps*. Ofioliti, **29** (2): 125-144, Bologna.
- COSSU Q.A., BODINI A. & MARTINA M.L.V. (2010) - *Vulnerability assessment of Sardinia (Italy) to extreme rainfall events*. Atti del Working Group G - Thematic Workshop Flash Floods and Pluvial Flooding. Cagliari, 26-28 May 2010. Disponibile al sito http://www.mi.imati.cnr.it/~anto/papers/Cagliari_2010.pdf (ultima visita, 26.01.2011).
- COSSU A., DE WAELE J.D. & DI GREGORIO F. (2007) - *Coastal karst geomorphosites at risk? A case study: the floods of 6-11 December 2004 in central-east Sardinia*. In: M. PARISE & J. GUNN (Eds.): «Natural and Anthropogenic hazards in karst areas: recognition, analysis and mitigation». Geol. Soc. London, spec. publ. n. **279**: 85-95, London.
- COZZUPOLI D., DISCENDENTI A., LOMBARDI G. & NICOLETTI M. (1971) - *Cronologia K-Ar delle manifestazioni eruttive nel settore di Seui-Seulo (Barbagia-Sardegna)*. Pet. Mineral., **40**: 113-124, Milano.
- COZZUPOLI D., GERBASI G., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI G. (1984) - *Età K-Ar delle ignimbriti permiane di Galtelli (Orosei-Sardegna orientale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **39**: 471-476, Milano.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1998) - *Post-Oligocene sediment-dispersal systems and unroofing history of the Calabrian Microplate, Italy*. Int. Geol. Rev., **40**: 609-637, Washington.
- D'ANGELO S., LEMBO P., ORRÙ P.E., PANTALEONE N.A., PAPASODARO F., SACCHI L. & ULZEGA A. (1994) - *Cartografia geomorfologica alla scala 1:50.000: un esempio nell'area del Golfo di Orosei (Sardegna Orientale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **63**: 25-38, Roma.
- DAINELLI G. (1903) - *Fossili batoniani della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **22**: 253-347, Roma.
- DALLA VALLE G. (2007) - *Dinamica sedimentaria torbiditica in bacini confinati: margine orientale della Sardegna*. PhD Thesis, Univ. Bologna, Italia, 205 pp., Bologna.
- DALLAN NARDI L. (1977) - *Segnalazione di Lepidocycline nella parte basale dello "pseudomacigno" delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geogr. It., **95**: 459-477, Roma.
- DANIEL J.M., JOLIVET L., GOFFE B. & POINSSOT C. (1996) - *Crustal-scale strain partitioning: footwall deformation below the Alpine Oligo-Miocene detachment of Corsica*. J. Struct. Geol., **18**: 41-59, Oxford.
- 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 for general instability of past climate from a 250-kyr ice-record*. Nature, **364**: 218-220, London.
- DE JONG K.A. & MANZONI M. (1968) - *Paleomagnetismo e cronologia delle colate basaltiche di Orosei (Sardegna)*. Boll. Soc. Geol. It., **87** (4): 713-771, Roma.
- DE MURO S. & ORRÙ P. (1998) - *Il contributo delle beach-rock post-glaciali sullo studio della risalita del mare olocenico. Le beach-rock della Sardegna nord-orientale*. Il Quaternario, It. Jour. Quat. Sc., **11** (1): 19-39 Roma.
- DE WAELE J. (2004) - *Geomorphologic evolution of a coastal karst: the Gulf of Orosei (Central-East*

- Sardinia, Italy). *Acta Carsologica*, **33** (2): 37-54, Postojna, Slovenia.
- DE WAELE J. & FORTI P. (2003) - *Estuari sotterranei*. In: F. CICOGNA, C. NIKE BIANCHI, G. FERRARI & P. FORTI (Eds.): «*Grotte Marine: cinquant'anni di ricerca in Italia*». Ministero per la Difesa dell'Ambiente, pp. 91-104, Rapallo.
- DE WAELE J., MARTINA M.L.V., SANNA L., CABRAS S. & COSSU Q.A. (2010) - *Flash flood hydrology in karstic terrain: Flumineddu Canyon, central-east Sardinia*. *Geomorphology*, **120** (2010): 162-173, Amsterdam.
- DE WAELE J., SCHAFHEUTLE M. & WAELE T. (2009) - *Speleogenesis of extensive underwater caves along the Gulf of Orosei (Central-East Sardinia, Italy)*. Proc. 15th Int. Congr. Speleology, Kerrville (Texas), July 19-26, 2009, **1**: 469-474, Kerrville, USA.
- DEL MORO A., DI PISA A. & OGGIANO G. (1996) - *Relationships between an autunian volcano-sedimentary succession and the Tempio massif granites (Northern Sardinia)*. *Geochronological and field constraints*. Plinius, **16**: 93-94, Stuttgart.
- DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & VILLA I.M. (1991) - *Isotopic ages of two contrasting tectono-metamorphic episodes in the Variscan chain in northern Sardinia*. In: «*Geologia del basamento italiano*». Convegno in memoria di T. Cocozza, Siena 21-22 Marzo 1991, Abs., 33-35, Siena.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian Batholith*. *N. Jb. Miner., Abh.*, **126** (1): 28-44, Stuttgart.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO C. & RITA F. (1972) - *Lineamenti geopetrologici del cristallino sardo. Età radiometrica delle plutoniti del settore Ogliastra-Gallura*. *Mineral. Petrogr. Acta*, **18**: 245-254, Bologna.
- DEL RIO M. (1977) - *Analisi palinologica del Giurese della Sardegna centrale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 619-631, Roma.
- DEL RIO M. & PITTAU P. (1998) - *The Upper Carboniferous of the S.Giorgio lacustrin basin (Iglesiente)*. In: P. PITTAU (Ed.): «*Palynological researches in Sardinia*», CIMP Symposium, Sardinia, 16-19 Sept. 1998, Field-book guide: 99-107, Cagliari.
- DENINGER K. (1905) - *Die Jura und Kreidebildungen in Nord und Ostsardinien*. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.*, **20** (3): 436-444, Stuttgart.
- DENINGER K. (1907) - *Die mesozoischen Formationen auf Sardinien*. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.*, **23**: 435-473, Stuttgart.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1987a) - *Syn-Tectonic peraluminous schistose granites of South-Western Gallura (Sardinia)*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.): I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, **7**: 46-49, Padova.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1987b) - *High temperature and Low pressure metamorphic rocks in Anglona region (Northern Sardinia)*. *Atti Congres. SIMP.*, Verbania (Italy), 28 sept.-3 oct. 1987, Ricerca scientifica educazione permanente suppl, **59**: 89-90, Verbania.
- DI PISA A., GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1992) - *Pre-Hercynian magmatic activity in the Nappe Zone (internal and external) of Sardinia: evidence of two Within Plate basaltic cycles*. In: L. CARMIGNANI, & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*». I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 33-44, Siena.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974) - *Notes on the Paleozoic magmatism and metamorphism of Sardinia*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **13**: 161-164, Roma.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico nella Sardegna*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **30** (1974): 979-1068, Milano.
- DI VINCENZO G., ANDRIESEN P.A.M. & GHEZZO C. (1996) - *Evidence of two different components in a Hercynian peraluminous cordierite-bearing granite: the San Basilio intrusion (central Sardinia, Italy)*. *J. Petrol.*, **37** (5): 1175-1206, Oxford.
- DI VINCENZO G. & GHEZZO C. (1992) - *Enclaves in a peraluminous Hercynian granite from central-eastern Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy*

- with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Coccozza». I.G.C.P. Project No. 276 Newsletter, **5**: 465-467, Siena.
- DIENI I. (1968) - *Gli otoliti del Pliocene inferiore di Orosei (Sardegna)*. Mem. Acc. Patav. Sc. Lett. Arti, Cl. Sc. Mat. Nat., **80**: 243-284, Padova.
- DIENI I., FISCHER J.C., MASSARI F., SALARD CHEBOLDAEFF M. & VOZENIN SERRA C. (1983a) - *La succecion de Genna Selole (Baunei) dans le cadre de la paléogéographie mésojurassique de la Sardaigne orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **36**: 117-148, Roma.
- DIENI I. & MASSARI F. (1963) - *Il Cretaceo nei dintorni di Orosei (Sardegna)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **35** (6): 575-580, Roma.
- DIENI I. & MASSARI F. (1965a) - *Le Crétacé inférieur d'Orosei (Sardaigne) et les analogies avec celui du Sud-est de la France*. Mem. B.R.G.M., **34**: 795-799, Paris.
- DIENI I. & MASSARI F. (1965b) - *Precisazioni sull'età di alcuni conglomerati affioranti presso Sinisciola, Orosei e Dorgali (Sardegna orientale)*. Rend. Acc. Naz. Lincei: **40** (3-4): 205-211, Roma.
- DIENI I. & MASSARI F. (1966a) - *I Foraminiferi del Valanginiano superiore di Orosei (Sardegna)*. Palaeontogr. Ital., **61**: 75-186, Pisa.
- DIENI I. & MASSARI F. (1966b) - *Il Neogene ed il Quaternario dei dintorni di Orosei (Sardegna)*. Soc. It. Sc. Nat. & Museo Cineo, **15** (2): 91-141, Milano.
- DIENI I. & MASSARI F. (1966c) - *Lave a cusconi di ambiente fluviale e marino nei basalti di Orosei e Dorgali*. Mem. Acc. Patav. Sc. Lett. Arti, Cl. Sc. Mat. Nat., **79**: 9, Padova.
- DIENI I. & MASSARI F. (1970) - *Tettagenesi gravitativa di età oligocenica nella Sardegna centro-orientale*. Boll. Soc. Geol. It., **89**: 57-64, Roma.
- DIENI I. & MASSARI F. (1971) - *Scivolamenti gravitativi ed accumuli di frana nel quadro della morfogenesi plioquaternaria della Sardegna centro-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **10** (4): 313-345, Roma.
- DIENI I. & MASSARI F. (1973) - *La formazione fluvio-lacustre di Nuraghe Casteddu*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 377-409, Roma.
- DIENI I. & MASSARI F. (1982) - *Présence de glaucophane détritique dans le Maastrichtien inférieur de Sardaigne orientale*. C.R. Acad. Sci. Paris, **295**: 679-682, Paris.
- DIENI I. & MASSARI F. (1985a) - *Mesozoic of Eastern Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book - 19th European Micropaleontological Colloquium*», AGIP, Sardegna, ottobre 1-10, 1985, 66-77, Cagliari.
- DIENI I. & MASSARI F. (1985b) - *Mesozoic of Lanaitto Valley*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book - 19th European Micropaleontological Colloquium*». AGIP, Sardegna, ottobre 1-10, 1985, 221-232, Cagliari.
- DIENI I. & MASSARI F. (1985c) - *Marine Paleocene of Eastern Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book - 19th European Micropaleontological Colloquium*». AGIP, Sardegna, ottobre 1-10, 1985, 79, Cagliari.
- DIENI I. & MASSARI F. (1985d) - *Continental deposits of Bajocian-Bathonian of Genna Selole (Baunei)*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book - 19th European Micropaleontological Colloquium*». AGIP, Sardegna, 1-10 ottobre 1985, 192-194, Cagliari.
- DIENI I. & MASSARI F. (1987) - *Le Mésozoïque de la Sardaigne orientale*. In A. CHERCHI (Ed.): «*Groupe Française du Crétacé, Excursion en Sardaigne*», 24-29 Maggio 1987, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, Progemisa SpA Cagliari, 125-134, Cagliari.
- DIENI I. & MASSARI F. (2011) - *Discussion on «The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine geodynamics: new insights from the Tertiary intraplate strike-slip tectonics of Sardinia»*. In: G. OGGIANO, A. FUNEDDA, L. CARMIGNANI & S. PASCÌ (Eds.): «*Italian Journal of Geosciences*», (2009). Soc. Geol. It., **130** (1): 136-138, Roma.
- DIENI I., MASSARI F. & BUSULINI A. (1987a) - *Le Crétacé d'Orosei*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Groupe Française du Crétacé, Excursion en Sardaigne*», 24-29 Maggio 1987, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, Progemisa S.p.A. Cagliari, 150-160, Cagliari.
- DIENI I., MASSARI F. & MÉDUS J. (2008) - *Age, depositional environment and stratigraphic value of the Cùccuru 'e Flores Conglomerate: insight into the Palaeogene to Early Miocene geodynamic evolution of Sardinia*. Bull. Soc. Géol. France, **179**: 51-72, Paris.

- DIENI I., MASSARI F. & MONTANARI L. (1966b) - *Il Paleogene dei dintorni di Orosei (Sardegna)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., Museo Civ. St. Nat. Milano, **14**: 137-184, Milano.
- DIENI I., MASSARI F. & POIGNANT A.F. (1979) - *Testimonianze di Paleocene marino in Sardegna*. Riv. Ital. Paleont., **85** (2): 481-516, Milano.
- DIENI I., MASSARI F. & PROTO DECIMA F. (1987b) - *Excursion dans le Crétacé de la Sardaigne orientale. Mt. Albo: Carrière de S'Ozzastru (Siniscola)*. In: A. CHERCHI (Ed.): «Groupe Française du Crétacé, Excursion en Sardaigne», 24-29 Maggio 1987, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, Progenisa S.p.A., 145-149, Cagliari.
- DIENI I., MASSARI F. & RADOICIC R. (1983b) - *New Paleocene dasyclads from the vicinity of Orosei (Sardinia)*. C.R. Séan. Soc. Serbe Géol., **1982**: 41-50, Beograd.
- DIENI I., MASSARI F. & STURANI C. (1966a) - *Segnalazione di ammoniti nel Giurese della Sardegna orientale*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s.8, **40**: 99-107, Roma.
- DIENI I., MIDDLEMISS F.A. & OWEN E.F. (1973) - *The lower Cretaceous brachiopods of east-central Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **12** (2): 166-216, Modena.
- DIENI I. & OMENETTO P. (1960) - *Studio di una macrofauna del Pliocene inferiore di Orosei*. Riv. It. Paleont. Strat., **66**: 605-618, Milano.
- DISPERATI L. (1992) - *Tettonica trascorrente di età alpina nella Sardegna nord-orientale: l'esempio di Monte Albo*. Tesi di laurea, inedita. Univ. Pisa, pp. 149, Pisa.
- DOGLIONI C., GUEGUEN E., SABAT F. & FERNANDEZ M. (1997) - *The western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen*. Terra Nova, **9**: 109-112, Oxford.
- DOGLIONI C., HARABAGLIA P., MERLINI S., MONGELLI F., PECCERILLO A. & PIROMALLO C. (1999) - *Orogens and slabs vs. their direction of subduction*. Earth Sc. Revs., **45**: 167-208, Amsterdam.
- DOGLIONI C., INNOCENTI F., MORELLATO C., PROCACCANTI D. & SCROCCA D. (2004) - *On the Tyrrhenian Sea opening*. Serv. Geol. d'It., Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **64**: 147-164, Roma.
- DOGLIONI C., MONGELLI F. & PIALLI G. (1998) - *Boudinage of the Alpine belt in the Apenninic back-arc*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 457-468, Roma.
- DYLIK J. (1960) - *Rhythmically stratified slope waste deposits*. Biul. Peryglacialny, **8**: 21-30, Łódź-Warsawa.
- EDEL J.B., MONTIGNY R. & THUZAT R. (1981) - *Late paleozoic rotations of Corsica and Sardinia: new evidence from Paleomagnetic and K-Ar studies*. Tectonophysics, **79**: 201-233, Amsterdam.
- EGAL E. (1992) - *Structures and tectonic evolution of the external zone of Alpine Corsica*. J. Struct. Geol., **14**: 1215-1228, Oxford.
- ELTER P. & PERTUSATI P.C. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 359-375, Roma.
- E.M.SA. ENTE MINERARIO SARDO (1988) - *Convenzione "Zona 14, Sardegna" - Relazione conclusiva sui lavori svolti*. Min. Ind. Comm. Art., E.M.Sa., Ric. Min. Base L.752/82, pp. 337, Roma.
- ESU D. (1978) - *La malacofauna continentale plio-pleistocenica della formazione fluvio-lacustre di Nuraghe su Casteddu (Sardegna orientale) e sue implicazioni paleogeografiche*. Geologica Romana, **17**: 1-33, Roma.
- ESU D. & KOTSAKIS T. (1979) - *Restes de vertébrés et de mollusques continentaux dans le Villafranchien de la Sardaigne*. Geobios, **12** (1): 101-106, Lyon.
- ESU D. & KOTSAKIS T. (1980) - *Presenza di Hypnomys Bate (Gliridae, Rodentia) nel Villafranchiano di Nuraghe Su Casteddu (Nùoro, Sardegna)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **68** (2): 123-127, Roma.
- FABBRI P. (1985) - *Coastline variations in the Po delta since 2500 B.P.* Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd., **57**: 155-167, Berlin.
- FACCENNA C., MATTEI M., FUNICIELLO R. & JOLIVET L. (1997) - *Styles of back-arc extension in the central Mediterranean*. Terra Nova, **9**: 126-130, Oxford.
- FACCENNA C., PIROMALLO C., CRESPO-BLANC A., JOLIVET L. & ROSSETTI F. (2004) - *Lateral slab deformation and the origin of Western Mediterranean arcs*. Tectonics, **23** (TC1012): 9-21, Washington.
- FAO (1973) - *Calcareous soils*. FAO Bull., **21**, Roma.
- FAVALI P., BERANZOLI L. & MARAMAI A. (2004) - *Review of the Tyrrhenian Sea seismicity: how much is*

- still to be known?* Serv. Geol. d'It., Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **64**: 57-70, Roma.
- FERRANDINI J., ROSSI P., FERRANDINI M., FARJANEL G., GINSBURG L., SCHULER M. & GEISSERT F. (1999) - *La formation conglomeratique du Vazzino près d'Ajaccio (Corse-du-Sud), un témoin des dépôts du Chattien supérieur continental synrift en Méditerranée occidentale*. C. R. Acad. Sci. Paris, **329**: 271-278, Paris.
- FERRARA G., RICCI C.A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contr. Min. Petr., **68**: 99-106, Berlin.
- FERRO R. (1963) - *Nuovi dati micropaleontologici sul Pliocene di Orosei*. Atti Ist. Geol. Paleont. Univ. Cagliari, **2** (11): 1-39, 2 tabb., 3 tavv., Cagliari.
- FONDI R. (1979) - *Orme di microsauri nel Carbonifero superiore della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 347-356, Roma.
- FONTANA D., GELMINI R. & LOMBARDI G. (1982) - *Le successioni sedimentarie e vulcaniche carbonifere e permo-triassiche della Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo». Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 183-192, Cagliari.
- FORTI P. & ROSSI G. (1991) - *Idrogeologia ed evoluzione carsica della Codula di Luna (Sardegna)*. Atti e Mem., Comm. Grotte "E. Boegan", **30**: 53-79, Trieste.
- FOSSA MANCINI E. (1924a) - *Il Nummulitico tra Onifai e Orosei*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., Memorie, Serie A, **33** (4): 42-44, Pisa.
- FOSSA MANCINI E. (1924b) - *Il Terziario dei dintorni di Orosei*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **33** (5-6): 177-182, Roma.
- FOSSA MANCINI E. (1926) - *La trasgressione pliocenica nella Sardegna orientale*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **51** (6): 1-5, Roma.
- FOURCADE E., AZEMA J., CHABRIER G., CHAUVE P., FOUCAULT A. & RANGHEARD Y. (1977) - *Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les zones externes bétiques, baléares, corso-sarde et alpines*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **19**: 377-388, Paris.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI L. & RICCI C.A. (1982) - *Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale*. 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., 137-149, Roma.
- FUCINI A. (1911) - *Fossili nuovi e interessanti del Batoniano del Sarcidano in Sardegna*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **27**: 93-107, Pisa.
- FUNEDDA A. (1990) - *La tettonica transpressiva del Monte Albo (settore SW)*. Tesi di laurea, inedita, Univ. Cagliari, pp. 123, Cagliari.
- FUNEDDA A., CARMIGNANI L., PERTUSATI P.C., URAS V., PISANI 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 tectono-sedimentary evolution of North Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., **119** (1): 37-38, Roma.
- GAGGERO L., OGGIANO G., FUNEDDA A. & BUZZI L. (2012) - *Rifting and arc-related early Paleozoic volcanism along the North Gondwana margin: geochemical and geological evidence from Sardinia (Italy)*. J. Geol., **120** (3): 273-292, Chicago.
- GAMBERI F. & MARANI M.P. (2004) - *Deep Sea depositional system of the Tyrrhenian basin*. Serv. Geol. d'It., Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **64**: 127-146, Roma.
- GANDOLFI R. & PECORINI G. (1970) - *La trasgressione del Cretaceo superiore ed i livelli a Globotruncana in Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **89**: 557-565, Roma.
- GASPERI G. & GELMINI R. (1977) - *I bacini permo-carboniferi della Sardegna*. Esc. Sardegna, 1977, Boll. Gr. Lav. Pal., **2**: 39-40, Parma.
- GASPERI G. & GELMINI R. (1980) - *Ricerche sul Verrucano. 4. Il Verrucano della Nurra (Sardegna nord-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 215-231, (1979), Roma.
- GATTACCECA J., DEINO A., RIZZO R., JONES D.S., HENRY B., BEAUDOIN B. & VADEBOIN F. (2007) - *Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications*. Earth Planet. Sci. Lett., **258** (3-4): 359-377, Amsterdam.

- 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., MEMMI I. & RICCI C.A. (1979) - *Un evento granulitico nel basamento metamorfico della Sardegna Nord-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 23-38, Roma.
- GHEZZO C. & ORSINI J.B. (1982) - *Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico sardo-corsico 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., 165-182, Cagliari.
- GIGLIA G. (1974) - *L'insieme Corsica-Sardegna e i suoi rapporti con l'Appennino settentrionale: rassegna di dati cronologici e strutturali*. In: C. MAXIA & A. POMESANO CHERCHI (Eds.): «Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale», Cagliari, 23-27 luglio 1973. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl.5, **43**: 245-275, Cagliari.
- GIGLIA G. & RADICATI DI BROZOLO F. (1970) - *K/Ar age of metamorphism in the Apuane Alps (Northern Tuscany)*. Boll. Soc. Geol. It., **89** (4): 485-497, Roma.
- GORINI C., LE MARREC A. & MAUFFRET A. (1993) - *Contributions to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lion (Western Mediterranean), from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data*. Bull. Soc. Géol. France, **164** (3): 353-363, Paris.
- GROUPE FRANCAIS DU CRÉTACÉ (1987) - *Excursion en Sardaigne, 24-29 May 1987*. In: A CHERCHI (Ed.): Livret-Guide, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, Progemisa S.p.A., Cagliari.
- GRUPPO LACAVA (1994) - *Inventario dei biotopi presenti nella fascia costiera della Sardegna. Rapporto finale*. Regione Autonoma della Sardegna, Assessorato Difesa dell'Ambiente, Cagliari.
- GUILLIEN Y. (1951) - *Les grèzes litées de Charente*. Rev. Géogr. Pyrénées Sud-Ouest, **22**: 124-162, Toulouse.
- GUILLIEN Y. (1964) - *Les grèzes litées comme dépôt cyclothemiqués*. Z. Geomorph., s.B, **5**: 53-58, Stuttgart.
- HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN P.G., PICKTON C.A.G., SMITH A.G. & WALTERS R. (1982) - *Geological Time Scale*. Cambridge Univ. Press, pp. 132, Cambridge.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R. L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1990) - *A Geological Time Scale, 1989 edition*. Cambridge Univ. Press, pp. 263, Cambridge.
- ICOMANTH (2003) - *Circular Letter*. vol.4.: www.clic.cses.vt.edu/icomanth/circlet4.pdf, verified February 25, 2010.
- I.C.S. - INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY (2013) - *International Chronostratigraphic Chart*. www.stratigraphy.org/ICchart/CronostratChart2013.pdf, Washington D.C.
- INQUA WORKING GROUP (1995) - *Definitions used in Paleopedology, Paleopedology Glossary*. INQUA/ISSS Paleopedology Commission. Newsletter, **11** (2): 35-37, Siena-Padova.
- IRVINE L.M. & CHAMBERLAIN Y.M. (1994) - *Seaweeds of the British Isles. 1 Rhodophyta, Part 2B Corallines Hildebrandiales*. The Natural History Museum, 276 pp., London.
- 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** (1): 759-770, Roma.
- JADOU L., LANFRANCHI A., CASELLATO C.E., BERRA F. & ERBA E. (2008) - *I sistemi carbonatici giurassici della Sardegna orientale (Golfo di Oroséi)*. Atti 84° Congr. Naz. Soc. Geol. It., 15-17 settembre, Geol. Field Trips, **2** (1): 5-54, Sassari.
- JOLIVET L., AUGIER R., ROBIN C., SUC J.P. & ROUCHY J.M. (2006) - *Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis*. Sedimentary Geol., **188-189**: 9-33, Amsterdam.
- JOLIVET L., DUBOIS R., FOURNIER M., GOFFÉ B., MICHARD A. & JOURDAN C. (1990) - *Ductile extension in Alpine Corsica*. Geology, **18**: 1007-1010, Boulder.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNELL J., EMEIS K.C., GLAÇON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F., MCKENZIE J., MENDELSON J., MÜLLER C., RÉHAULT J.P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORII M. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 1140-1156, Boulder.
- KIRKBY M.J. & STATHAM I. (1975) - *Surface stone movements and scree formation*. J. Geol., **83** (3): 349-362, Chicago.

- KLIGFIELD R. (1979) - *The Northern Apennines as a collisional orogen*. Am. J. Sci., **279**: 676-691, New Haven (Conn.).
- KOTSAKIS T. (1986) - *Elementi di paleobiogeografia dei mammiferi terziari dell'Italia*. Hystrix, **1**: 25-68, Pavia.
- KRETZ R. (1983) - *Symbols for rock forming minerals*. Am. Mineral., **68**: 277-279, Washington.
- LA MARMORA A. (1857) - *Voyage en Sardaigne, Troisième partie. Description Géologique et Paléontologique*. Bocca Impr. Royale, 2 vol., 707 & 782 pp., Torino.
- LA MARMORA A. (1860) - *Itinéraire de l'île de Sardaigne*. Chez les frères Bocca, Libraires du Rois, **1**: 620 pp., Torino.
- LACOMBE O. & JOLIVET L. (2005) - *Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny*. Tectonics, **24** (TC1003): 20 pp., Washington.
- LAHONDERE D., ROSSI P. & LAHONDERE J.C. (1999) - *Structuration alpine d'une marge continentale externe: le massif du Tenda (Haute-Corse). Implications géodynamiques au niveau de la traversale Corse-Apennines*. Géol. de la France, **4**: 27-44, Paris.
- LAMEYRE J. & BOWDEN P. (1982) - *Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks*. J. Volcanol. Geoth. Res., **14**: 169-186, Amsterdam.
- LAURO C. (1939) - *Studio geologico petrografico delle rocce vulcaniche post-mioceniche della Sardegna; Nota III, I basalti di Orosei e Dorgali*. Per. Mineral., **10**: 33-81, Roma.
- LAURO C. (1940a) - *I minerali degli inclusi autigeni nel basalto di Conca de Janas (Orosei); I, L'olivina e lo spinello cromifero*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s. 7, **1** (6): 186-192, Roma.
- LAURO C. (1940b) - *I minerali degli inclusi autigeni nel basalto di Conca de Janas (Orosei); II, I pirosseni*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s. 7, **1** (7): 290-294, Roma.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1990) - *The Tyrrhenian zone: a case of lithosphere extension control of intra-continental magmatism*. Earth Planet. Sci. Lett., **99**: 336-350, Amsterdam.
- 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., LENAZ R., LEONE F., ROSSI S. & ULZEGA A. (1979) - *La piattaforma continentale della Sardegna sud-orientale: indicazioni metodologiche e primi risultati*. Atti Conv. Naz. P.F. CNR «Oceanografia e Fondi marini», pp. 557-566, 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.
- LOMBARDI G., COZZUPOLI D. & NICOLETTI M. (1974) - *Notizie geopetrografiche e dati sulla cronologia K-Ar del vulcanismo tardo-paleozoico sardo*. Per. Mineral., **43** (2) 221-312, Roma.
- LOVISATO D. (1896) - *Nuovi lembi mesozoici in Sardegna*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **5** (11): 430-433, Roma.
- LUSTRINO M., MELLUSO L. & MORRA V. (2000) - *Petrogenesis of Pliocene volcanic rocks from Orosei-Dorgali (Sardinia, Italy)*. EOS, Trans., **81** (48): 1358, Washington D.C.
- LUSTRINO M., MELLUSO L. & MORRA V. (2002) - *The transition from alkaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy)*. Lithos, **63**: 83-113, Amsterdam.
- MACERA P., CONTICELLI S., DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & SQUADRONE A. (1989) - *Geochemistry and Rb/Sr ages of syn-tectonic peraluminous granites of Western Gallura, Northern Sardinia: constraints on their genesis*. Per. Mineral., **58**: 25-43, Roma.
- MALATESTA A. (1954) - *Fossili delle spiagge tirreniane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **76**: 7-30, Roma.
- MALAUURIE J. & GUILLIEN Y. (1953) - *Le modelé cryonival des versants meubles de Skansen (Disko, Groenland). Interprétation générale des grèzes litées*. Boll. Soc. Géol. France, 1953, 6 sér., **3**: 703-721, Paris.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5** (2): 227-245, Washington.
- MANZONI M., DE JONG K.A., CAROBENE L. & PASINI G. (1972) - *Paleomagnetism of some basalts from*

Sardinia. Giorn. Geol., s. 2, **38**: 5-9, 1 fig., 1 tab., Bologna.

- MARANI M. & GAMBERI F. (2004) - *Structural framework of the Tyrrhenian Sea unveiled by seafloor morphology*. Serv. Geol. d'It., Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **64**: 97-108, Roma.
- MARANI M., GAMBERI F. & BONATTI E. (2004) - *From seafloor to deep mantle: architecture of the Tyrrhenian backarc basin*. Serv. Geol. d'It., Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **64**: 194 pp., Roma.
- MARCOLINI F., TUVERI C., ARCA M. & KOTSAKIS T. (2006) - *Microtus (Tyrrhenicola) sondaari n. sp. (Arvicolidae, Rodentia) from Monte Tuttavista (Sardinia, Italy)*. Hellenic J. Geosci., **41**: 73-82, Athens.
- MARINI A. & MURRU M. (1981) - *Sull'età della formazione di Nuraghe Casteddu (Dorgali - Sardegna Orientale)*. Rend. Soc. Geol. It., **4** (7): 11-12, Roma.
- MARTINOTTI A. (1926) - *Foraminiferi del sabbione di Orosei*. Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, **51** (5): 1-5, Roma.
- MASCLE J. & REHAULT J.P. (1990) - *A revised seismic stratigraphy of the Tyrrhenian Sea: implications for the basin evolution*. In: K.A. KASTENS, J. MASCLE et alii (Eds.): «*Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*», **107**: 617-636, College Station, TX.
- MASSARI F. (1969) - *Aspetti sedimentologici in una serie calcarea titonico-berriasiana di bassa profondità della Sardegna orientale*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **26**: 1-56, Padova.
- MASSARI F. & DIENI I. (1973) - *La formazione fluvio-lacustre di Nuraghe Casteddu ed i suoi rapporti con i basalti di Orosei-Dorgali (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 377-409, Roma.
- MASSE J.P. & ALLEMANN J. (1982) - *Relation entre les séries carbonatées de plate-forme provençale et sarde au Crétacé inférieur*. Cret. Res., **3**: 19-33, Paris.
- MATTEUCCI R. (1985) - *Ilerdian of Monte Cardiga (Perdasdefogu)*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Micropaleontological Researches in Sardinia*». Guide Book, 19th European Micropaleontological Colloquium: 195-199, Cagliari.
- MATTEUCCI R. & SCHIAVINOTTO F. (1985) - *Lower-Middle Cuisian of Orosei*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*19th European Micropaleontological Colloquium*». Sardinia, October 1-10, 1985, AGIP, 214-219, Cagliari.
- MATTM - MINISTERO DELL'AMBIENTE E DELLA TUTELA DEL TERRITORIO E DEL MARE - DIREZIONE PER LA PROTEZIONE DELLA NATURA (2007) - *Schede Natura 2000 ZPS Regione Sardegna*. Roma.
- MAUFFRET A., CONTRUCCI I. & BRUNET C. (1999) - *Structural evolution of the Northern Tyrrhenian Sea from new seismic data*. Marine Petrol. Geol., **16**: 381-407, Oxford.
- MAUFFRET A. & GENNESSEAUX M. (1989) - *Compression, décrochements et distension sur le pourtour méditerranéen nord-occidentale*. C.R. Acad. Sci. Paris, II, **308**: 961-967, Paris.
- MAUFFRET A., LABARBARIE M. & MONTADERT L. (1982) - *Les affleurements des séries sédimentaires pré-pliocènes dans le bassin méditerranéen nord-occidental*. Mar. Geol., **45**: 159-175, Amsterdam.
- MAXIA C. (1941) - *Bibliografia mineraria della Sardegna*. Ist. per gli Studi Sardi, Ist. Geol. Univ. Cagliari, pp. 248, Cagliari.
- MAXIA C. & PECORINI G. (1968) - *Il Quaternario della Sardegna*. Atti X Congresso Intern. di Studi Sardi (Simposio sul Quaternario della Sardegna). Fossataro, 59-69, 2ff., Cagliari.
- MENEHINI G. (1857) - *Paleontologie de l'île de Sardaigne ou description des fossiles recueillis dans cette contrée par le Général Albert de la Marmora pour faire suite à la troisième partie du Voyage en Sardaigne*. In: A. (DE) LA MARMORA (Ed): «*Voyage en Sardaigne*». Bocca Impr. Royale, 1-584, Torino.
- MIALI A.D. (1985) - *Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Sci. Rev., **22**: 261-308, Amsterdam.
- MIALI A.D. (1995) - *Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective*. Sedimentology, **42**: 379-384, Oxford.
- MILLER L., SASSI F.P. & ARMARI G. (1976) - *On the occurrence of altered eclogite rocks in north-eastern Sardinia and their implications*. N. Jb. Geol. Paleont. Mh., **11**: 683-689, Stuttgart.
- MiPAF - MINISTERO DELLE POLITICHE AGRICOLE E FORESTALI (2000) - *Metodi di analisi chimica del suolo*. Ed. Franco Angeli, Milano.
- MiPAF - MINISTERO DELLE POLITICHE AGRICOLE E FORESTALI (2005) - *Metodi di analisi mineralogica del*

- suolo. Ed. Franco Angeli, Milano.
- MONLEAU C. (1985) - *Evolution sequentielle et cadre paleogeographique du Jurassique inferieur et moyen de Sardaigne (Italie)*. C.R. Acad. Sci., S. 2, Mec. Phys. Chim. Sci de l'Univers, Sci. de la Terre, **301** (6): 425-430, Paris.
- MONLEAU C. (1986) - *Le Jurassique inferieur et moyen de Provence, Sardaigne et Alpes Maritimes: correlations, essai de synthese paleogeographique*. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., **27** (1): 3-11, Paris.
- MONTALDO F. (1970) - *Dissesti di versante di bacini idrografici della Sardegna*. Boll. Tecnico Trimestrale del circolo culturale Ingegneri ed Architetti Sardi, **6**, Cagliari.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1984) - *Evoluzione delle Unità stratigrafico-strutturali del Nord-Appennino, 2 - Macigno s.s. e "Pseudomacigno"*. Nuovi dati cronostratigrafici e loro implicazioni. Mem. Soc. Geol. It., **25** (1983): 185-217, Roma.
- MONTIGNY R., EDEL J.B. & THUIZAT R. (1981) - *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K/Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary Volcanics*. Earth Planet. Sci. Lett., **54**: 261-271, Amsterdam.
- MURRU M. & SALVADORI A. (1990) - *Ricerche stratigrafiche sul bacino paleogenico del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Geologica Romana, **26** (1987): 149-165, Roma.
- NAIDU R., MORRISON R.J., JANIK L. & ASGHAR M. (1997) - *Clay mineralogy and surface charge characteristics of basaltic soils from Western Samoa*. Clay Minerals, **4**: 545-556, Oxford.
- NAPOLI R. & VANINO S. (2011) - *Valutazione del rischio di salinizzazione dei suoli e di intrusione marina nelle aree costiere delle regioni meridionali in relazione agli usi irrigui*. INEA, p. 232, ISBN 9788881452194.
- NETTLETON W.D. (1991) - *Occurrence, Characteristics, and Genesis of Carbonate, Gypsum, and Silica Accumulations in Soils*. S.S.S.A. spec. Publ., **26**: 17-36, Madison, WI, USA.
- NICOSIA M.L. (1968) - *Bibliografia del Paleozoico italiano*. pp. 212, CNR, Roma.
- NOVARESE V. (1917) - *L'Autuniano in Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **36**: 58-91, Roma.
- NOVELLI M., PALOMBO M.R., ARCA M. & TUVERI C. (2008) - *Hunter-Scheger bands in Cynotherium sardous Studiatii 1957 of Monte Tuttavista (Orosei, Sardegna centro-orientale)*. Geologica Romana, **41**: 65-70, Roma.
- ODIN G.S. & ODIN C. (1990) - *Echelle numérique des temps géologiques*. Géochronique, **35**: 12-21, Paris.
- OGG J.G. (2009) - *International Stratigraphic Chart*. Int. Commission on Stratigraphy, da <http://www.stratigraphy.org/upeload/ICSChart2009.pdf>, Int. Union of Geol. Sci., Washington D.C.
- OGGIANO G., CHERCHI G.P., AVERSANO A., DI PISA A., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2005) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000, Foglio 428 "Arzachena"*. Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, 144 pp., Roma.
- 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, pp. 176, 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. (Boll. Soc. Geol. It.), **128** (2): 527-539, Roma.
- OGGIANO G., FUNEDDA A., CARMIGNANI L. & PASCI S. (2011) - *Reply to: Discussion on «The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine Geodynamics: new insights from the Tertiary intraplate strike-slip tectonics of Sardinia, by Iginio Dieni & Francesco Massari»*. Italian Journal of Geosciences, Soc. Geol. It., **130** (1): 139-143, Roma.
- OGGIANO G., PASCI S. & FUNEDDA A. (1995) - *Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura transtensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 465-475, Roma.
- OLIVIERI R. (1969) - *Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna)*. Boll. Soc. Paleont. It., **8**: 63-152, Modena.
- ORRÙ P. & ULZEGA A. (1987) - *Rilevamento geologico e geomorfologico costiero e sottomarino applicato alla definizione delle risorse ambientali (Golfo di Orosei, Sardegna Orientale)*. Mem.

- Soc. Geol. It., **37**: 471-479, Roma.
- ORRÙ P. & ULZEGA A. (1988) - *Ricerche geomorfologiche sul Canyon di Orosei (Sardegna orientale)*. Bull. Soc. R. Sci. Liège, **57**: 415-427, Liège.
- ORRÙ P.E., ANTONIOLI F., HEARTY J.P. & RADTKE U. (2011) - *Chronostratigraphic confirmation of MIS 5 age of a baymouth bar at Is Arenas (Cagliari, Italy)*. Quat. Int., **232** (1-2): 169-178, Oxford.
- ORSINI J.B. (1976) - *Les granitoides hercyniennes corso-sarde. Mise en évidence de deux associations magmatique*. Bull. Soc. Geol. Fr., **18**: 1203-1206, Paris.
- ORSINI J.B. (1980) - *Le batholite Corso-Sarde: anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne varisque française*. Ph.D. thesis, Université de Aix-Marseille, Marseille.
- ORSZAG SPERBER F. & PILOT M.D. (1976) - *Grand traits du Néogène de Corse*. Bull. Soc. Géol. France, **28** (7): 1183-1187, Paris.
- OUDET J., MÜNCH P., VERATI C., FERRANDINI M., MELINTE DOBRINESCU M., GATTACCECA J., CORNÉE J.J., OGGIANO G., QUILLÉVÉRÉ F., BORGOMANO J. & FERRANDINI J. (2010) - *Integrated chronostratigraphy of an intra-arc basin: ⁴⁰Ar/³⁹Ar datings, micropalaeontology and magnetostratigraphy of the early Miocene Castelsardo basin (northern Sardinia, Italy)*. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **295** (1-2): 293-306, Amsterdam.
- OZER A., TUCCI S. & ULZEGA A. (1984) - *Les beach-rocks de Sardaigne, distribution et implications paléogéographiques*. Colloque sur les beach-rocks, Lyon 28-29 novembre 1983, Travaux de la maison de l'Orient Méditerranéen, **8**: 113-124, Lyon.
- OZER A. & ULZEGA A. (1978) - *Dépôts périglaciaires dans le Quaternaire de la Sardaigne*. Biul. Peryglacjalny, Łódz-Warsawa.
- OZER A. & ULZEGA A. (1981) - *Sur la repartition des éboulis ordonnées en Sardaigne*. In: «Compte rendu du symposium Périglaciaire et Paléogéographie du Quaternaire». Belgique-Pays-Bas 1978, Biul. Peryglacjalny, **28**: 259-265, Łódz-Warsawa.
- PALOMBO M.R. (2006) - *Biochronology of the Plio-Pleistocene terrestrial mammals of Sardinia: the state of the art*. Hellenic J. Geosci., **41**: 47-66, Athens.
- PALOMBO M.R., VALLI M.F.A., ARCA M. & TUVERI C. (2006) - *A new Bovid, Asoletragus gentryi n. gen. et sp., from Monte Tuttavista (Orosei, eastern Sardinia, Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **112** (3): 459-471, Milano.
- PASCI S. (1990) - *La tettonica transpressiva terziaria del Monte Albo (settore NE)*. Tesi di laurea inedita, Dip. Sc. Terra Univ. Cagliari, 135 pp., Cagliari.
- PASCI S. (1995) - *La tettonica terziaria della Sardegna centro-settentrionale*. Tesi di Dottorato, Univ. Cagliari, 189 pp., Cagliari.
- PASCI S. (1997) - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia*. Bull. Soc. géol. France, **168**: 301-312, Paris.
- PASCI S., CARMIGNANI L., PISANU G., SALE V., ULZEGA A., ORRÙ P., PINTUS C. & DEIANA G. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000, Foglio 564 "Carbonia"*. ISPRA, Serv. Geol. d'It., Reg. Autom. Sardegna, 272 pp., Roma.
- PASCI S., 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.
- PASCUCCI V., MERLINI S. & MARTINI I.P. (1999) - *Seismic Stratigraphy of the Miocene-Pleistocene Sedimentary Basins of the Northern Tyrrhenian Sea and Western Tuscany (Italy)*. Bas. Res., **11**: 337-356, Oxford.
- PASQUARÉ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE M., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al Rilevamento*. Serv. Geol. d'It., Quaderni SGN, serie III, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, **1**: 203 pp., Roma.
- PECORINI G. (1962) - *Nuove osservazioni sul Permico della Nurra (Sardegna nord-occidentale)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **32** (3): 377-380, Roma.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 421-451, Roma.

- PERÈS J.M. & PICARD J. (1964) - *Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée*. Rec. Trav. sta. Mar. Endoume Fr., Bull., **31** (47): 5-137, Marseille.
- PERNO U. (1976) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 218 "Isili"*. Serv. Geol. d'It., Libreria dello Stato, Roma.
- PERTUSATI P.C., SARRIA E.A., CHERCHI G.P., CARMIGNANI L., BARCA S., BENEDETTI M., CHIGHINE G., CINCOTTI F., OGGIANO G., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 541 "Jerzu"*. Serv. Geol. d'It., Regione Autonoma Sardegna, 168 pp., Roma.
- PHILIP J. & ALLEMANN J. (1982) - *Comparaison entre les plates-formes du Crétacé supérieur de Provence et de Sardaigne*. Cretaceous Res., **3**: 35-45, London.
- PHILIP J., CHERCHI A., SCHROEDER R., SIGFAL J. & ALLEMANN J. (1978) - *Les formations à Rudistes du Crétacé supérieur de Sardaigne. Données stratigraphiques et paléobiogéographiques*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, **2**: 83-85, Paris.
- PITTAU P., DEL RIO M. & FUNEDDA A. (2008) - *Relationships between plant communities characterization and Basin formation in the Carboniferous-Permian of Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., **127** (3): 637-653, Roma.
- POLI G., GHEZZO C. & CONTICELLI S. (1989) - *Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: Implication for magma genesis*. Lithos, **23**: 247-266, Amsterdam.
- PRADO B., DUWIG C., HIDALGO C., GOMEZ D., YEE H., PRAT C., ESTEVES M. & ETCHEVERS J.D. (2007) - *Characterization, functioning and classification of two volcanic soil profile under different land use in Central Mexico*. Geoderma, **139**: 300-313, Amsterdam.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accreszione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 549-576, Roma.
- PROGEMISA S.P.A. (1990a) - *Convenzione per la Ricerca di Base "Il Complesso Granitoide della Sardegna" - Relazione conclusiva sui lavori svolti*. Minist. Ind. Comm. Art. - Ente Minerario Sardo, Ric. Min. di Base, L.06/10/82, n.752, art.4, Roma.
- PROGEMISA S.P.A. (1990b) - *Convenzione per la Ricerca di Base "Area della Sardegna Centro-Orientale" - Relazione conclusiva sui lavori svolti*. Min. Ind. Comm. Art., Ente Min. Sardo, Ric. Min. di Base, L.752/82, Roma.
- PROGEMISA S.P.A. (1990c) - *Convenzione per la Ricerca di Base "Successioni paleozoiche della Sardegna Nord-Orientale" - Relazione conclusiva sui lavori svolti*. Min. Ind. Comm. Art., Ente Min. Sardo, Ric. Min. di Base, L.752/82, Roma.
- PROGEMISA S.P.A. (1994) - *Studio delle Acque Sotterranee della Sardegna*. Ente Minerario Sardo, Reg. Aut. Sardegna, PROGEMISA SpA, 2 voll., Cagliari.
- PROGEMISA S.P.A. (2009) - *Convenzione per attività di collaborazione e supporto allo sviluppo del P.P.R.: Carta Geologica di Base della Sardegna, scala 1:25.000 - Rendicontazione tecnica finale*. E.A. SARRIA (coord.), Regione Autonoma della Sardegna, Ass. Enti Locali, Finanze e Urbanistica, Ass. Industria, Progemisa S.p.A., 58 pp., Cagliari.
- PROTERINA (2009) - *Rappresentazione in ambiente GIS della caratterizzazione dell'area di progetto sulla base degli indici di variabilità interannuale e intra-annuale dei campi di precipitazione e temperatura*. A cura di Q.A. COSSU, A. BODINI, S. CANU & E. ENTRADE.
- PUJOS M. & JAVELAND O. (1992) - *Late Quaternary carbonate sedimentation in the lower Guajira shelf, California*. Mar. Geol., **104**: 153-164, Amsterdam.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA (1979) - *Ricerche idriche sotterranee in Sardegna - 1° fase*. Ist. Mineral. Geol., Univ. Sassari, Cas.Mez., Prog. spec. n.25, Sassari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA (1980) - *Ricerche idriche sotterranee in Sardegna - 2° fase*. Ist. Geoped. Geol. Appl., Univ. Sassari, Cas.Mez., Prog. spec., 25-96, 64 voll., Sassari.
- R. A. S. REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA (1989) - *Piano delle Acque della Sardegna*. Ass. Progr. Bil., Reg. Aut. Sardegna, Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA (1992a) - *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 (1992b) - *Servizio Idrografico. Annali idrologici, anni*

- 1922-92. Ass. dei LL.PP., Reg. Aut. Sardegna, Cagliari.
- R.A.S. - REGIONE AUTONOMA SARDEGNA (1999) - *Guida alle Pietre Ornamentali della Sardegna*. Progemisa S.p.A., Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA (2002) - *Piano stralcio per l'assetto idrogeologico (PAI)*. Relazione generale, Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA (2005) - *Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico (PAI)*. L.R. n°183 art.17 comma 6 ter D.L.180/98 del 18 maggio 1989. Cartografia, Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA (2006) - *Progetto IFFI, Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia, Regione Sardegna*. ISPRA-APAT, Reg. Aut. Sardegna - Ass. Dif. Ambiente, Rapporto Finale, 42 pp., 1 CD, Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA (2009) - *Rete di monitoraggio qualitativa e quantitativa delle acque sotterranee al fine della definizione dello stato ambientale dei corpi idrici significativi ai sensi del D.lgs 152/06*. POR Sardegna 2000-2006 - asse I - misura 1.7 - azione C -, Cagliari.
- R.A.S. - REGIONE AUTONOMA SARDEGNA - ASSESSORATO INDUSTRIA & PROGEMISA S.P.A. SOCIETÀ SARDA VALORIZZAZIONE GEORISORSE (2007) - *Il piano regionale delle attività estrattive, L.R. 7 giugno 1989, n. 30, art. 6 - relazione generale*. Progemisa S.p.A., Cagliari.
- RATSCHBACHER L., MERLE O., DAVY P. & COBBOLD P. (1991) - *Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part I: Boundary conditions and experiments scaled for gravity*. *Tectonics*: **10** (2): 245-256, Washington.
- RAVANI S. & COLTORTI M. (2009) - *I cambiamenti delle dinamiche costiere e la nascita della Laguna di Orbetello*. *Etruria Natura*, **6**: 76-86, Siena.
- RAYNAL R. (1970) - *Les formations litées de versants en milieu periglaciaire. Contribution à une mise a point d'ensemble*. *Acta Geogr. Lodziensia*, **24**: 371-387, Łódź.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) - *The Western Mediterranean Basin geological evolution*. *Mar. Geol.* **55**: 447-477, Amsterdam.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1985) - *The Western Mediterranean Basin*. In: D.J. STANLEY & F.C. WEZEL (Eds.): «*Geological Evolution of the Mediterranean Basins*», pp. 101-129, Springer-Verlag, New York.
- RICCI C.A. & SABATINI G. (1978) - *Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica, and Provence*. *N. Jh. Miner. Mh.* **1** (1978): 23-38, Stuttgart.
- RONCHI A., BROUTIN J., DIEZ J.B., FREYET P., GALTIER J. & LETHIERS F. (1998) - *New palaeontological discoveries in some Early Permian sequences of Sardinia. Biostratigraphic and palaeogeographic implications*. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **327**: 713-719, Paris.
- RONCHI A., BROUTIN J., GAGGERO L. & SARRIA E. (2006) - *The Autunian of Sardinia: basic features for a correlation through the Western Mediterranean and PaleoEurope*. In: «*Stratigraphy and paleogeography of late- and post-Hercynian basins in the Southern Alps, Tuscany and Sardinia (Italy). Comparisons with other Western Mediterranean areas and geodynamic hypotheses*» *Atti Conf. Int.*, 18-23 settembre 2006, Siena, 46-50, Siena.
- RONCHI A. & SARRIA E. (1996) - *Nuovi dati stratigrafici e paleontologici sul bacino permiano di Perdasdefogu (Ogliastra)*. *Atti Congr. Cent. Ass. Min. Sarda*, Ottobre 1996, **3**: 295-300, Iglesias.
- RONCHI A., SARRIA E. & BROUTIN J. (2008) - *The "Autuniano sardo": basic features for a correlation through the Western Mediterranean and PaleoEurope*. *Atti Convegno in memoria di Antonio Decandia*. *Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.)*, **127** (3): 655-681, Roma.
- ROOK L., ABBAZZI L., ANGELONE C., ARCA M., BARISONE G., BEDETTI C., DELFINO M., KOTSAKIS T., MARCOLINI F., PALOMBO M. R., PAVIA M., TORRE D., TUVERI C., VALLI A. M. F. & WILKENS B. (2004) - *Osservazioni preliminari sui vertebrati fossili plio-pleistocenici del Monte Tuttavista (Orosi, Sardegna)*. *Sardinia, Corsica et Baleares Antiquae*, **1**: 11-30, Pisa-Roma.
- ROSSI P., CALVEZ J.Y. & COCHERIE A. (1988) - *Age varisque précoce du plutonisme magnésio-potassique en Corse occidentale: conséquences géodynamiques*. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **307** (2): 1541-1547, Paris.
- ROSSI P. & COCHERIE A. (1991) - *Genesis of a Variscan batholith: field, petrological and mineralogical evidence from Corsica-Sardinia batholith*. *Tectonophysics*, **195**: 319-346, Amsterdam.

- ROSSI P., DURAND DELGA M. & COCHERIE A. (1993) - *Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge Stéphanien supérieur-Permien inférieur en Corse*. C.R. Acad. Sci. Paris, s. 2, **316**: 1779-1788, Paris.
- ROSSI P. & ROUIRE J. (1980) - *Carte Géologique de la France a 1:250 000 - Corse*. Ed. B.R.G.M., Orleans.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. America Bull., **98**: 232-237, Boulder.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The Int. Union of Geol. Sci. and The Geol. Soc. of America, 214 pp., Boulder.
- SARRIA E. (1987a) - *Ricerche nel bacino antracitifero di Seui - Relazione geologica*. In: «Progetto di ricerca Antracite, Sardegna centrale», Progemisa S.p.A., relazione interna, 77 pp., Cagliari.
- SARRIA E. (1987b) - *Ricerche nel bacino antracitifero di Perdusdefogu - Relazione geologica*. In: «Progetto di ricerca Antracite, Sardegna centrale», Progemisa S.p.A., relazione interna, 90 pp., Cagliari.
- SARRIA E.A., FUNEDDA A., OGGIANO G., CARMIGNANI L., CALZIA P., PASCI S., PATTA E.D., SALE V., PASCUCCI V., ANDREUCCI S., CAPPUCCI S. & SANNA L. (in allestimento) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 500 "Nuoro Est"*. ISPRA Serv. Geol. d'It., Reg. Auton. Sardegna, **378** pp., Roma.
- SARRIA E. & SERRI R. (1986) - *Tettonica compressiva tardopaleozoica nel bacino antracitifero di Seui (Sardegna Centrale)*. Rend. Soc. Geol. It., **9**: 7-10, Roma.
- SARTORI R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. Giorn. Geol., **51** (2): 1-39, Bologna.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of the ODP Leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of ferytyrhenian areas*. In: K. KASTENS, J. MASCLE et alii (Eds.): «*Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*», **107**: 715-730, College Station, TX, USA.
- 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.
- SARTORI R., MASCLE G., BOUILLIN J.P., GIRAULT J., NAUD G., PASINI M. & PIBOULE M. (1990) - *Types and sources of large rock clasts and of heavy minerals from the ODP sites 652, 653, and 656 in the Tyrrhenian Sea: implications about the nature of the East Sardinia passive continental margin*. In: K. KASTENS, J. MASCLE et alii (Eds.): «*Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*», **107**: 29-35, College Station, TX, USA.
- SARTORI R., TORELLI L., ZITELLINI N., CARRARA G., MACALDIA M. & MUSSONI P. (2004) - *Crustal features along a W-E Tyrrhenian transect from Sardinia to Campania margins (Central Mediterranean)*. Tectonophysics, **383**: 171-192, Amsterdam.
- SAVELLI C. & PASINI G. (1973) - *Preliminary results of K-Ar dating of basalts from Eastern Sardinia and the Gulf of Orosei (Tyrrhenian Sea)*. Giorn. Geol., **39** (1): 303-312, Bologna.
- SAVELLI C. & PASINI G. (1974) - *Nota preliminare sull'età K/Ar di basaliti della Sardegna orientale e del canyon sottomarino di Orosei (Mar Tirreno)*. In: C. MAXIA & A. POMESANO CHERCHI (Eds.): «*Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*». Cagliari 23-27 luglio 1973, Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, 321-335, Cagliari.
- SCARCIGLIA F., BARCA D., DE ROSA R. & PULICE I. (2009) - *Application of laser ablation ICP-MS and traditional micromorphological techniques to the study of an Alfisol (Sardinia, Italy) in thin sections: Insights into trace element distribution*. Geoderma, **152**: 113-126, Amsterdam.
- SCHOENEBERGER P.J., WYSOCKI D.A., BENHAM E.C. & BRODERSON W.D. (2002) - *Field book for describing and sampling soils. Version 2.0*. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE, USA.
- SCHOLLE P.A., PERYT T.M. & ULMER-SCHOLE D.S. (1995a) - *The Permian of Northern Pangea. Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Springer Verlag, 261 pp., Berlin.
- SCHOLLE P.A., PERYT T.M. & ULMER-SCHOLE D.S. (1995b) - *The Permian of Northern Pangea. Volume 2: Sedimentary Basins and Economic Resources*. Springer Verlag, 312 pp., Berlin.

- SCHREIDER A.A., YASTREBOV V.S., RIMSKY-KORSAKOV N.A., & SAVELLI C. (1986) - *Indagini e campionario di dettaglio di affioramenti rocciosi sottomarini dei Monti Baronie (Mar Tirreno): primi risultati*. Mem. Soc. Geol. It., **36**: 91-98, Roma.
- SEGRE A.G. (1964) - *Bibliografia Geologica d'Italia: Sardegna*. C.N.R., 387 pp., Roma.
- SELLI R. & FABBRI A. (1971) - *Tyrrhenian: a Pliocene deep sea*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Nat. Mat., s. 8, **50**: 104-116, Roma.
- SERRI G. (1991) - *Neogene-Quaternary magmatism of Tyrrhenian Region: characterization of the magma sources and geodynamic implications*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 219-242, Roma.
- SERRI G., INNOCENTI F. & MANETTI P. (2001) - *Magmatism from Mesozoic to Present: petrogenesis, time-space distribution and geodynamic implications*. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.): «Anatomy of an orogeny: The Apennines and adjacent Mediterranean Basins». Kluwer Academic Publisher (GB), 77-104, Dordrecht.
- SGAVETTI M. (1982) - *Analisi preliminare degli elementi morfostrutturali lineari della Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo». Società Geologica Italiana, Guide Geologiche Regionali, pp. 37-54, Roma.
- SOIL SURVEY STAFF (1999) - *Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys, 2nd edition*. USDA-NRCS Agric. Handb. No. 436. U.S. Gov. Print. Office, DC, Washington.
- SOIL SURVEY STAFF (2010) - *Keys to Soil Taxonomy, 11th Edition*. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, pp. 338, Washington D.C.
- SOUBRAND COLIN M., NEEL C., BRIL H., GROSOBOIS C. & CANER L. (2007) - *Geochemical behaviour of Ni, Cr, Cu, Zn and Pb in an Andosol-Cambisol climosequence on basaltic rocks in the French Massif Central*. Geoderma, **137**: 340-351, Amsterdam.
- STATHAM I. (1976) - *A Scree slope rockfall model*. Earth Surf. Proc., **1**: 43-62, Chichester.
- TARICCO M. & SOTGIA T. (1922) - *Bibliografia geologica, paleontologica, mineralogica e mineraria della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **41**: 373-437, Roma.
- TEICHMÜLLER R. (1931) - *Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. Teil I: Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien*. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Nachrichten, **3**: 857-950, Göttingen.
- THIEL C., COLTORTI M., TSUKAMOTO S. & FRECHEN M. (2010) - *Geochronology for some key sites along the coast of Sardinia (Italy)*. Quaternary International, **30**:1-12, Oxford.
- THOMAS D.S.G. (1997) - *Arid zone geomorphology. Process, form and change in drylands*. In: WILEY & SONS (Ed.), 713 pp., New York.
- ULZEGA A. (1988) - *Carta Geomorfologica della Sardegna marina e continentale. Scala 1:500.000*. In: «Oceanografia e Fondi marini». C.N.R., Cartografia IGDA, Ist. Geogr. De Agostini, Novara.
- ULZEGA A. (1995) - *Geomorphology and stratigraphy of Late Quaternary*. In: A. CHERCHI (Ed.): «6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book». October 25-31, 1995, Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl., **65**: 11-24, Cagliari.
- ULZEGA A., LEONE F. & ORRÙ P. (1986) - *Geomorphology of submerged late-Quaternary shorelines on the south Sardinian continental shelf*. Journal of Coastal Research, Columbia Univ., Florida, **1**: 73-82, Fort Lauderdale.
- ULZEGA A. & OZER A. (1980) - *Excursion-Table Ronde sur le Tyrrhénien de Sardaigne*. 87, Cagliari 21-28 Avril 1980.
- ULZEGA A. & OZER A. (1982a) - *Comptes-Rendus de l'Excursion-Table Ronde sur le Tyrrhénien de Sardaigne*. INQUA, (Avril 1980), 110 pp., Cagliari.
- ULZEGA A. & OZER A. (1982b) - *The Versilian transgression in Sardinia*. In: «Holocene sea-level fluctuations, magnitude and causes». Newsletters I.G.C.P. Project No. **61**: 182-186, Siena.
- VACCA S., CAPRA G. F., COPPOLA E., RUBINO M., MADRAU S., COLELLA A., LANGELLA A. & BUONDONNO A. (2009) - *From andic non-allophanic to non-andic allophanic Inceptisols on alkaline basalt in Mediterranean climate. A toposequence study in the Marghine district (Sardinia, Italy)*. Geoderma, **151**: 157-167, Amsterdam.

- VAI G.B. & COCOZZA T. (1974) - *Il "Postgotlandiano" sardo, unità sinorogenica ercinica*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 61-72, Roma.
- VAN STEIJN, VAN BREDERODE M.L. & GOEDHEER G.J. (1984) - *Stratified slope deposits of the grèze-litées type in the Ardeche region in the south of France*. Geographiska Annaler, **66A**: 295-305, Stockholm.
- VARDABASSO S. (1939) - *Laghi pliocenici e pleistocenici di sbarramento vulcanico in Sardegna*. Rend. Sem. Fac. Sc. R. Univ. Cagliari, **9** (1): 55-56, Cagliari.
- VARDABASSO S. (1940) - *Pedogenesi mesozoica e giacimenti limonitici nella Sardegna orientale*. Rend. Sem. Fac. Sc. R. Univ. Cagliari, **10**: 59-68, Cagliari.
- VARDABASSO S. (1948) - *Il Mesozoico della Sardegna orientale*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **16** (12): 41-93, Cagliari.
- VARDABASSO S. (1951) - *Tentativi di sintesi grafica della geologia della Sardegna*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **11** (6): 320-325, Roma.
- VARDABASSO S. (1954) - *Il Quaternario della Sardegna*. Atti IV Congr. Intern. Quat. Roma-Pisa, (1953), **2**: 995-1018, Roma.
- VARDABASSO S. (1955) - *Carta della permeabilità della Sardegna*. Scala 1:250.000, Cagliari.
- VARDABASSO S. (1959) - *Il Mesozoico epicontinentale della Sardegna*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., ser. 8, **27**: 178-184, Roma.
- VARDABASSO S. (1962) - *Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 655-673, Roma.
- VARDABASSO S. (1968) - *Note illustrative alla carta della permeabilità della Sardegna - scala 1:250.000*. Tip. Edit. Fossataro, 10 pp., Cagliari.
- WASSON R.J. (1979) - *Stratified debris slope deposits in the Hindu Kush, Pakistan*. Z. Geomorph., **23**: 301-320, Berlin-Stuttgart.
- WESTPHAL M., ORSINI J. & VELLUTINI P. (1976) - *Le microcontinent Corso-Sardegna position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques*. Tectonophysics, **30**: 141-157, Amsterdam.
- WEZEL F.C. (1982) - *The Tyrrhenian Sea: a rifted krikogenic-swell basin*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 531-568, Roma.
- WEZEL F.C., MEZZADRI G., CHIARI R., GALLO F. & VERNIA L. (1977) - *Prima descrizione di alcune rocce del substrato del bacino della Sardegna (Mar Tirreno)*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **13**: 71-92, Parma.
- WEZEL F.C., SAVELLI D. & TRAMONTANA M. (1982) - *Sedimentazione sui margini tirrenici in relazione alla loro evoluzione tettonica*. Serv. Geol. d'It., Mem. Descr. Carta Geol. d'It, **24**, 401-426, Roma.
- WIEDMANN I. & DIENI I. (1968) - *Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden*. Paleontogr. Ital., **64**: 1-171, Pisa.
- YAALON D.H. (1983) - *Climate, time and soil development*. In: L.P. WILDING, N.E. SMECK & G.P. HALL (Eds.): «*Pedogenesis and Soil Taxonomy: I. Concepts and Interactions*», pp. 233- 251, Elsevier, Amsterdam.
- YAALON D.H. (1997) - *Soils in the Mediterranean region: what makes them different?* Catena, **28**: 157-169, Amsterdam.
- ZATTIN M., MASSARI F. & DIENI I. (2008) - *Thermochronological evidence for Mesozoic-Tertiary tectonic evolution in the eastern Sardinia*. Terra Nova, **20**: 469-474, Oxford.
- ZINONI A. (1958) - *Microfauna plioceniche del Golfo di Orseoi (Sardegna)*. Riv. It. Paleont. Strat., **64** (1): 65-74, Milano.

PROGETTO

CARG

PROGETTO

CARG

APPENDIX

PROGETTO

CARG

EXTENDED ABSTRACT

INTRODUCTION

Map sheet 501 “Orosèi” of the Geological Map of Italy (Carta Geologica d’Italia), 1:50,000 scale, is a contribution to the Progetto CARG (Law n°226/99), based on a convention between the Servizio Geologico d’Italia (now ISPRA) and the Regione Autonoma della Sardegna.

The new geological mapping was performed at scale 1:10,000 (using as a topographic base the Regional Technical Map of Sardinia) and reported on the new topographic base IGMI scale 1: 25,000 (Series 25), in which map sheet 501 “Orosèi” includes the section 501 IV - Orosèi.

The field work was performed between December 2004 and February 2008, with revisions and additions between November 2009 and April 2012. The cartography of marine area was based on research surveys carried out over the years ‘90s, supplemented with new surveying made between January 2005 and December 2006. Analysis, processing and synthesis of data were completed in 2015; the setting up for printing and database have been approved in 2017.

The map sheet covers an area of approximately 630 sq km along the coast of central-eastern Sardinia; it comprises a small terrestrial area (about 35 sq km) that lies entirely within the Province of Nùoro including the municipal territories of Orosèi, Dorgài and Onifài, and a large marine area (595 kmq) that extends eastward including the northernmost part of the Orosèi Gulf.

The westernmost terrestrial region is dominated by the isolated relief of Mt. Tuttavista (805 mt a.s.l.), while most of the area shows tabular reliefs (named “*gollèi*”) made up by Pleistocene basalt lava flows and a large coastal plain built by the Cedrino River sediments.

A narrow sandy coast extends in a NNE-SSW direction; it is interrupted to the south by the M. Moru and P.ta Nera di Osalla cliffs that draw the Cala di Osalla and Cala di Cartòe pocket beaches.

The marine area is strongly characterized by the proximal part of the Gondòn–Orosèi Canyon, important regional morphostructure that crosses the eastern continental margin of Sardinia for about 20 km, cutting the continental shelf from the depth of -50 m; the northern branch is called Orosèi Canyon, its head is comprised in this map sheet.

The climate is typically Mediterranean, with hot and dry summers, and with periods of maximum rainfall in autumn and spring. The Cedrino River is the most important waterway; the river mouth is fully included in Map Sheet 501 “Orosèi”.

The natural vegetation in altimetrically higher areas consists of forest tree species (as oak and holm oak) and Mediterranean scrub. The areas at lower altitudes are covered with Mediterranean scrub, sometimes degraded by human intervention. Only southward of the Orosèi village the Mediterranean scrub is often replaced by extensive cultivation of olive and fruit trees.

Production activities are related to tourism resort (Marina di Orosèi, Cala di Osalla, Cala di Cartòe) and, in the plain of Cedrino River and S of Orosèi, to the cultivation of fruit and horticultural products. Moreover Orosèi and its surroundings are home to a significant mining pole, on the south-eastern slopes of Mt. Tuttavista, where the Mesozoic limestones of the Monte Bàrdia formation are mined for ornamental purpose.

Furthermore the Map sheet 501 “Orosèi” comprises entirely the SIC “Osalla Swamp”, inserted in the “Natura 2000” EUwide network of nature protection areas established under the 1992 Habitats Directive (79/409/EEC “Birds Sites” and 92/43/EEC “Habitats Sites”).

GEOLOGICAL OUTLINES

In the Map sheet 501 “Orosèi” rock types outcrop related to the Palaeozoic metamorphic basement and Upper Palaeozoic granitoids, as well as to sedimentary and volcanic successions, not metamorphic, Mesozoic, Eocene, Oligo-Miocene, Pliocene and Quaternary in age.

For this reason, in spite of its restricted terrestrial area, since XIX century this map sheet has been object of careful studies referred to the typical geological themes of Eastern Sardinia, namely:

- Mesozoic carbonate successions;
- Tertiary-Quaternary marine-to-continental successions;
- Pliocene-Pleistocene alkaline volcanism;
- Tertiary tectonics.

The first geological studies in the area were carried out by Alberto Ferreiro De La Marmora during his historic “Voyage en Sardaigne”, built in stages between 1819 and 1857.

The first study on the paleontological material he collected was conducted by Meneghini. Other important contributions to stratigraphy of eastern Sardinia, in part still valid today, date back to the 1800s and early ‘900.

For comprehensive lists of scientific papers refer to the collections mentioned in Cap.II of these Notes.

Stratigraphy

The Palaeozoic basement outcrops near Funtana Morta valley, western outskirts of Orosèi. It is made by decimetric to metric irregular alternations of quartzitic to micaceous metasediments, grey-to-whitish metarkoses and quartzites, grey sometimes blackish phyllites, attributed to the *Gennargentu Grey Phyllites (GEN)*, ?Cambrian - ?Lower Ordovician in age.

This medium grade metamorphic basement is intruded by late-variscan granitoids, represented in this area by the cordierite bearing granodiorites of the *Monte San Basilio intrusive unit*, precisely the so called *Sa Mendula facies (BLA_{1b})*. This is a two-mica, cordierite and andalusite granodiorite, grey in colour, medium to coarse grained, equigranular, locally inequigranular, with pinitic aggregates pseudomorphic on cordierite in tabular phenocrystals up to 3-4 cm in size and rare whitish euhedral K-feldspar up to 3-5 cm; it also supports a moderately oriented texture related to magmatic flow.

Both metamorphic and granitoid units outcrop extensively in the adjacent geological Map sheet 500 “Nùoro Est”, where they have been thoroughly studied and mapped.

A Mesozoic succession aged from the Oxfordian (Monte Tulù formation) to the Upper Cretaceous (Upper Albian - Lower Santonian; Gorròpu formation) and outcrops on the eastern side of Mt. Tuttavista.

The basal terms of the Mesozoic succession are referred to the Bathonian-Callovian (Genna Selòle formation and Dorgali formation) outcrop outside of the Map sheet, in western Mt. Tuttavista. In this geological Map sheet it is possible to distinguish from bottom to top:

- *Monte Tulù formation (TUL)*, bioclastic calcarenites (grainstone) and calcirudites (rudstone), whitish, with frequent crinoid remnants and rare small bioconstructions (usually porifers - stromatoporoids and chaetetids – and hexacorals). At the top, lutitic-sandy limestones (mudstone and wackestone up to packstone), light brown to grey in colour, with siliciferous nodules, and oolitic-bioclastic sandy limestones (packstone-grainstone); richly fossiliferous (ammonitids, belemnites, foraminifera, green algae, echinoids, corals,

porifers, gastropods). The thickness is about 200 m. The age is attributed to the Oxfordian - Lower Tithonian;

- *Monte Bàrdia formation (BRD)*, alternations of decimetric-to-centimetric levels of bioclastic ooidic-limestones sandy-to-ruditic, with small poriferan bioconstructions; at the top, levels of whitish marls and marly limestones, calcilutites (wackestone, mudstone) with bioturbations and mud cracks, intraformational calcareous breccias (grey calcilutitic intraclasts), “blackened pebbles” (*BRD_a*, “purbeckian facies”). The basal facies is related to an internal platform / back reef environment, the top instead evolves towards more internal environments of the platform, from subtidal to intertidal. The thickness is about 280 m. The age is attributed to the Upper Tithonian - Lower Valanginian;
- *Lanaitto formation (LAU)*, made at the bottom by grey marls and marly limestones, sometimes with siliciferous nodules, grading to oolitic bioclastic calcarenites (“urgonian” facies) with orbitolinids; at the top limestones become prevalent, marly, glauconitic-phosphatic, sometimes siliciferous, with intercalations of intraclastic calcirudites, fine sandy limestones and marly limestones. It is richly fossiliferous, with ammonitids, belemnitids, brachiopods, bivalves, gastropods, echinoids, ostreids and foraminifera. Overall regressive cycles prevail, like coarsening, thickening and shoaling upwards, with mixed platform (marginal or external) and basinal facies. The disconformity at the top is related with the meso-Cretaceous tectonics. The thickness is about 150 m. The age is attributed to the Upper Valanginian - Lower Albian;
- *Gorròpu formation (GPU)*, made at the bottom by calcareous conglomerate, richly fossiliferous, with glauconitic, siliciferous, and phosphatic clasts; follow whitish bioclastic calcarenites, fine grained, weakly cemented, with abundant planktonic faunas (craie). The thickness is about 15-20 m. The age is attributed to the Upper Albian - Lower Santonian.

The area of the Map sheet 501 “Orosèi”, despite its small size, is a typical area for the study of Cenozoic sedimentary succession of eastern Sardinia. In fact there outcrop, although discontinuously, different formations still under debate with regard to both the palaeoenvironment and the age. It is possible to distinguish from bottom to top:

- *Monte Cardiga formation (FMC)*, sandy and clayey bioclastic limestones, calcarenites, grey-to-light brown in colour, with abundant macroforaminifera (Nummulitidae, Alveolinidae), gastropods, echinoids (*FMC_b*), related to a littoral marine environment. At the base, calcareous sandstones and polygenic conglomerates. The thickness in outcrop is about 10 m. The age is attributed to the Upper Ypresian (Lower Eocene);
- *Cùccuru 'e Flores Conglomerates (CUR)*, heterometric polygenic rudites

(breccias and conglomerates, with elements up to plurimetric blocks made of Palaeozoic, Mesozoic, Paleocene and Eocene rocks); subordinate intercalations of blackish sandstones and calcilutites (*CUR*). Near Funtana Morta valley olistolithes of Jurassic limestones and dolostones have been mapped (*CUR_w*). Abundant reworked fossile remnants (Nummulitidae, Alveolinidae) are also present. The thickness in outcrop is over 70 m. This formation is connected to a significant tectonics of Oligocene-Aquitainian age, which develops Palaeozoic basement overlapping on the Mesozoic and Tertiary covers, as described below. The age is attributed to the ?Middle Lutetian - ?Aquitainian, according to the age of bottom and top formations;

- *Orosèi formation (ORS)*, alternations of polygenic conglomerates and sandy breccias prevalent, sandstones, sandy pelites, sands light grey to green in the pelites; decimetric clasts in silty-sandy matrix, variously cemented, related to transitional environment (fan delta). The thickness in outcrop is about 30 m. Bioclastic remnants (partially reworked) made by bivalves, brachiopods, Serpulidae, echinoids are also present but they do not allow to date with accuracy this formation, which therefore has been tentatively dated to the ?Middle Miocene;
- *Fuile formation (FUI)*, clayey-sandy clinostratified sediments with intercalations of sandy-gravel sediments, mainly at the top and at the bottom, related to deltaic environment. Abundant bioclastic remnants (benthonic and planktonic foraminifera, gastropods, bivalves, brachiopods, scaphopods, barnacles, corals, echinoids and fishes) are also present. This faunal association has allowed to attribute the formation to the Lower Pliocene (Zanclean). The thickness is about 20 meters. This formation is clearly related to a littoral environment, and represents one of the few testimonies of marine Pliocene in Sardinia.

Except in the area of Mt. Tuttavista, the terrestrial area of Map sheet 501 "Orosèi" is occupied equally by Pleistocene basalts (Gollèi Basalts - *BGO*) with fluvio-lacustrine interbedded terrigenous sediments (Nuraghe Casteddu formation - *NCA*), in the northern and south western parts, and by Quaternary sediments in the central and eastern parts:

- *Gollèi Basalts (BGO)*, made by basalts, sub-alkaline, alkaline to transitional, basaltic andesites and basaltic trachyandesites, in alternations of prevalent grey, massive, locally vesiculated lavas and rare unwelded pyroclastic products (volcanic slags and ash); frequent rheomorphic ("aa" lavas) and cooling ("pillows" lavas) structures (*BGO*). Volcanic slags and ash basaltic in composition related to volcanic cones are also present (*BGO_a*, Facies Nuraghe Su Cungiadu). The maximum thickness in outcrop is about 90 m in this map sheet. This unit outcrops extensively in the adjacent geological Map sheet 500 "Nùoro Est".

The volcanic activity is referred to the Plio-Quaternary volcanic cycle, which is related to the geodynamic events that led to the opening of the Southern Tyrrhenian Sea. The basaltic lavas, with associated rare pyroclastic products, lie unconformably on the marine terrigenous sediments of the Fuile Formation. The age of the Gollè Basalts is Lower Pleistocene;

- *Nuraghe Casteddu formation (NCA)*, a sedimentary unit at the base or interbedded within the Gollè basalts. At the bottom it is characterized by gravels, sandy gravels, subordinate coarse grained sands, locally silty sands and pelites, poorly cemented and clinostratified, related to transitional environment (fan delta). At the top, alluvial pelites, sands and gravels badly cemented are prevalent; in the pelitic levels remnants of pulmonate gastropods and micro-mammals (Gliridae) are also present. The thickness in outcrop is up to 15 m. The age is attributed to the Upper Pliocene (Piacenzian) - Lower Pleistocene (Calabrian).

Pleistocene-Holocene detrital sediments outcrop extensively in the Mt. Tutavista eastern foothills, in the Cedrino River mouth and in the southernmost coastal plane. In the Map sheet 501 "Orosèi" two main depositional units have been distinguished, separated by a major erosional surface corresponding to phases of deepening and terracing: 1) the Cedrino synthem (*CDN*), the oldest unit, whose age has been attributed to the Upper Pleistocene; 2) Holocene deposits.

The *Cedrino synthem (CDN)* is represented by:

- the oldest term, *Cala Luna subsynthem (CDN₁)*, medium to fine gravels and quartzitic sands, subordinate fine sands and massive silts, locally coarse gravels, with abundant marine fossil remnants; littoral environment. These marine gravels and sands are well known in the scientific literature as "*Panchina tirreniana*" Auct.;
- the *Abba Mèica subsynthem (CDN₂)*, made of alluvial fan gravels and sands (*CDN_{2a}*), and debris slope deposits like "*éboulis ordonnées*" (*CDN_{2c}*).

The *Holocene deposits* in the area are either recent ones either those derived by the modifications of the Holocene physical environment.

They are mapped within one large unit, with sub-units based on depositional environment and their activity status, precisely *terraced alluvial deposits (b_n)*, *landslides deposits (a₁)*, *debris slope deposits (a)*, *eluvial and colluvial deposits (b₂)*, *beach deposits (g₂)*, *pond deposits (e₅)* and *fluvial deposits (b)*. The nature of these deposits and the lateral relationships between the different facies are in any case very complex.

This unit also comprises deposits of anthropic origin, such as *mining wastes (h_{1m})*, *rubbish dump of inert (h_{1n})*, *urban solid wastes (h_{1u})*, *fill materials* (mainly embankments) (*h_{1r}*), *human manufactured products*.

Tectonics

In the Map sheet 501 “Orosèi”, also given the small size of the outcrops, the tectonic structures are hardly noticeable. In particular, although some fragments of Variscan basement outcrop, nothing can be said about their structure, except that they are highly foliated rocks, with a typical paragenesis of low-to-medium metamorphic grade, probably to be related to the upper green schists metamorphic facies due to the presence of blastic biotite.

Otherwise, the structural framework of the area is mainly related to the Tertiary tectonics. Infact, both the Variscan basement and its Meso-Cenozoic nappe are involved in a system of thrust faults and strike-slip faults which represent a detail of a broader transcurrent deformation framework well recognized in the whole northern Sardinia and particularly evident in the adjacent Map sheet 500 “Nùoro Est”.

The transcurrent structures of the Map sheet 501 “Orosèi” outcrop in a restricted area between the village of Orosèi and the eastern slopes of Mt. Tuttavista (Funtana Morta valley). They are represented by transcurrent faults oriented mainly NE-SW, showing sinistral movements with reverse vertical components. Minor fold structures are also associated to these faults.

In the northwestern corner of the Map sheet, it is assumed the presence of an important fault E-W directed, buried by the Quaternary sediments of the valley of the Cedrino River. This fault is well expressed in the Map sheet 500 “Nùoro Est” and is referred in the scientific literature as the Cedrino Fault.

These structures involve both the Palaeozoic crystalline basement (metamorphic and granitoid units) and the Tertiary Monte Cardiga formation and Cùccurule Flores Conglomerates. The whole Funtana Morta valley system is covered unconformably by polygenic conglomerates of the Orosèi formation.

Currently there are no specific constraints, based on irrefutable biostratigraphic and radiometric data, to establish exactly the age of this tectonics.

If we rely on stratigraphic relationships as described before, the tectonic activity can be assumed as younger than Lower Eocene and older than Lower Miocene (Burdigalian?).

The only post-Miocene tectonic structure in the Map sheet 501 “Orosèi” is represented by a normal fault, E-W directed, dipping N70°, that affects the Pliocene Fuile formation outcropping on the southern slope of Gollài (outskirts of Orosèi village).

MARINE GEOLOGY

The evolution of the Mediterranean Basin is the result of the convergence between the European and the African plates and the relative counterclockwise movement of the Sardinia-Corsica Block (SC). In this geodynamic context, the SC Block collided against the micro-plate Adria generating the Apennines.

The migration of the subduction plane toward the east and south-east allowed the rise of the asthenosphere and the formation of extensional basins (Tyrrhenian Sea) in the inner portion of the Apennines. The lack of space allowed prevailing vertical tectonic movements and the development of extensional basins in Northern Tyrrhenian Sea, whereas in the South Tyrrhenian Sea a real rift occurred. The opening of the South Tyrrhenian back-arc basin led to the formation of two passive margins, Sardo and Campano, and to the following drifting phase.

The Tyrrhenian Basin is divided into North (NT), Western (WT), South Centre (CST) and Eastern (ET). The Western Province is comprised between 40° 30' N (Baronie Seamount) and 39° 00' N (Ichnusa submarine relief) and extends westward to 11° 30' E.

The Baronie Seamount, 120 km wide and 1200 m high, is the most important structural high of the Tyrrhenian Sea, and divides the Northern Tyrrhenian Sea from the Sardo Passive Margin.

The Sardo Margin is characterized by the presence of a series of listric faults bounding intra slope and half graben basins. These basins are: Olbia and Baronie to the north, Ogliastra and Sàrrabus (Sardo Basin) to the south. Basins are filled by Neogene-Quaternary depositional sequences developed on a metamorphic basement. Sequences are grouped in:

- 1) Middle Miocene (pre-rift);
- 2) Tortonian *p.p.* - Messinian *p.p.* (pre-salinity crisis) and Messinian *p.p.* - Pliocene *p.p.* (syn-rift);
- 3) Sequences of the Pliocene-Quaternary (post-rift). The present structure of the Sardo Margin seems to be consequence of the Pliocene extensional tectonics.

The continental shelf of the Orosèi area is deeply incised by active canyons; the main system is Gonòne-Orosèi. The continental slope developed from about -120 to -1800 m with dip ranging between 5° and 13°.

The Gonòne-Orosèi Canyon cuts the Continental Sardo Margin for about 20 km, affects the continental shelf from the depth of about -50 m and the slope from about -500 m. At the base of the slope, the various canyons join in a single set of very narrow levee channels that at depth of -1800 m form a single well-defined channel.

The heads of the canyons show a clear regressive trend associated with submarine landslides (creep and slumping). This trend, in some cases, allows substrate outcropping. The maximum depth of the canyons (thalweg) in the study area is about 200 m and the width, at depth of -500 m, is about 8 km.

As far as concern the stratigraphy of mapped marine deposits, the Pleistocene deposits were distinct from the Holocene ones.

The *Pleistocene deposits* consist of *beach rock* (g_{10}), interpreted as fossil beaches representing levels of standing of the sea during the Versilian eustatic rise. In the

Map sheet 501 “Orosèi” beach rocks have been mapped at depths of about -55, -45, -35 m above sea level; they are limited by net frames towards the land and the sea, sometimes masked by the actual sediments. Age is attributed to the Late Pleistocene.

Sedimentation in the platform in front of Orosèi terrestrial area is linked to the contributions of the Cedrino River, while the distribution of submarine deposits is influenced by the presence of the canyons.

Thus the *Holocene deposits* are distinguished according to the different environments, as follows:

Littoral environment

Submerged beach deposit (g_8), medium-to-fine quartz-feldspathic sands; they are the deposits of the proximal submerged beach (upper shoreface, up to the depth of -4 m);

Bioclastic deposit (g_{12}), fine grained sands, sometimes medium-to-fine, with bioclastic component (fragments of bivalves, gastropods, echinoids, etc.) more than 50%; they are the deposits of the distal submerged beaches (middle and lower shoreface, up to the depth of -11 m) and intramatte areas;

Shelf environment

Marine phanerogams prairie (g_4); *Posidonia oceanica* prairie extends continuously from -5 to -30 m depth. Its rhizomes (*matte*, 1.5 m maximum high) rest either on sand or on bedrock. Various sized *intramatte*, made by exclusively bioclastic coarse sands, are very diffused;

Bioclastic deposit (g_{12}), coarse sands and fine gravels that border the phanerogams prairie outer boundary. Bioclastic component (more than 70%) is made by fragments of brizozoa, foraminifers, echinoids and bivalves. Gravels are made by calcareous algae concretion (up to 4 cm) referred to *maerl*, *pralines* e rhodolites facies;

Intermediate shelf deposit (g_{20}), fine grained to silty sands with bioclastic component up to 50%. They are present up to -100 m depth. In the platform western edge, between the canyons of Orosèi and Gonòne, there is a vast dune field oriented approximately NW-SE;

External shelf deposit (g_{21}), silts and pelites, whose thickness progressively decreases near the shelf boundary. Creep e slumpings are also evident next to the head of the canyons and the continental shelf boundary.

Submerged landslides deposit (g_{17}), silts and pelites in chaotic arrangement, often with clear structures like slumpings. They are related to the retreat of the heads of the canyons for regressive erosion.

Continental slope environment

Continental slope sediments (m_2), silts and pelites, calcareous muds at depth, with abundant foraminifera microfauna.

They cover the walls of the canyons near the continental shelf boundary; creep and slumpings are also evident.

Even submarines rock outcrops have been mapped. They are the natural continuation of the rocky cliffs into the sea, as eastward of Punta Nera di Osalla. Otherwise they are isolated outcrops in the platform, usually along the edge of the canyon walls, between -50 and -100 m below sea level, and are largely attributed to the Mesozoic limestones.

APPLIED GEOLOGY

Economic geology: quarrying activity

In the Map sheet 501 “Orosèi” is based a part of the important mining district of *Marmo di Orosèi*, located on the eastern slopes of Mt. Tuttavista, where the Mesozoic limestones of the Monte Bàrdia formation are quarried for ornamental use; once cut and polished, they are sold under the trade name of *Biancone Tirreno*.

The name of “marble” is then commercially correct but geologically improper. The reservoir extends for about 300 ha, with an average thickness of about 500 m. Quarrying activity started in the '60s and the extraction and processing of “marble” caused the development of an important industrial district in this area of central eastern Sardinia.

Just to mention some recent data, 13 quarries are active on an area of about 45 ha, up to now only 6% of the reserves has been quarried, the annual production of blocks is approximately 80,000 cubic meters; the number of direct employees in the establishment is about 400 skilled workers.

Since more than a decade the production chain has also been characterized by processing the scraps coming from the extraction step and from the industrial processing, used for the production of aggregates for cement conglomerates and concretes, lime, other products for the building, as well as for the production of blocks for cliffs, substrates and roadbeds.

Hydrogeology

From the hydrogeologic point of view the formations outcropping in the Map sheet 501 “Orosèi” can be subdivided in four different hydrogeologic complexes.

The *Palaeozoic basement hydrogeologic complex* is made by metamorphic and granitic rocks which in this area are characterized by low permeability. Due to the scattered outcrops and reduced thickness, normally this complex is not considered in terms of productive interest.

The *Mesozoic carbonate hydrogeologic complex* has a medium to high permeability due to fracturing, as deduced by the presence of micro karst forms, even if important karst conduits are not described in this area. It is assumed the presence of a very deep karst aquifer but in this map sheet superficial emergencies of the karstic water table are unknown. The geometry of aquifers suggests an eastward direction of flow. Given the high permeability the vulnerability of this aquifer is extremely high.

The *Pliocene-Pleistocene basaltic hydrogeologic complex* is characterized by a modest permeability for fracturing, with zones of high transmissivity and concentrated permeability at the contact between different flows. In this Map sheet superficial emergencies of the water table are unknown in this aquifer. In the absence of piezometric reliefs and based on the geometry of the aquifers it is assumed an eastward direction of hydraulic flow.

The *Quaternary sedimentary hydrogeologic complex* is made of two main hydrogeologic sub units. The first one includes the deposits dated to Upper Pleistocene and the second one is formed by Holocene deposits.

The *Upper Pleistocene hydrogeologic complex* displays limited outcrops with low lateral continuity and reduced thickness; it does not represent a potential hydrogeologic target of exploration.

The *Holocene hydrogeologic complex* is made of different deposits. Gravels and sands in fluvial deposits display high permeability due to primary porosity. Colluvial-eluvial deposits are characterized by medium permeability. In both formations phreatic aquifers are hosted and they have very low productive interest, the exploitation is made by mean of large diameter wells. Pond and lagoon deposits show low permeability while beach deposits display high permeability. Especially in the coastal plain problems related to the salt wedge ingression are common because of irregular and / or excessive pumping.

Pedology

As far as concern pedologic characters, four different pedological units can be described in this geological Map sheet.

Soils of the metamorphic basement and granitoids are limited to the immediate outskirts of Orosèi village. Rocky outcrops are prevailing and the soil has a very poor thickness, and low or modest pedogenetic evolution. These soils also suffer high risk of erosion.

Soils of the sedimentary carbonate succession outcrop in the northwestern corner of the map. They are characterized by discrete pedologic variability, based on the morphology, the climate and age. Soils with poor pedogenetic evolution and limited depth prevail at the top of the slopes. Most advanced soils mark the base of the slopes, displaying more thickness and an increase in silica content. Soils characterized by pronounced rubefaction phenomena are also present; they are typically related to karst processes and often represent real paleoclimatic evidences.

Soils of the Plio-Pleistocene volcano-sedimentary succession outcrop in the north and southwest sides of this map sheet. These soils developed on alkaline-subalkaline volcanic rocks. They are of particular interest due to the excellent pedological characters; usually they are fertile soils, favorable to a specialized agricultural use.

Soils of the Quaternary deposits display many pedological types due to very heterogeneous substrates, marked morphological variability and strong anthropic influence. This unit also comprises areas most devoted and booming for tourism, so that natural soils are often associated with “anthropogenic soils”. In spite of these difficulties the soils of this unit represent the most interesting substratum for the high value intensive agricultural resource as developed in the Orosèi coastal plain.

Landslide risk

In the Map sheet 501 “Orosèi” there are a few areas affected by landslides, due to collapse or overturning at the base of the slopes of carbonate outcrops and basaltic plateau. In these areas the risk of landslides is rather high, with a greater danger for areas near the Orosèi village, the main roads and the anthropic settlements.

Areas affected by hydraulic instability phenomena are also present, due to the Cedrino River and particularly to its final stretch, between Bartàra Bridge and Onifài Bridge, and between Orosèi and the river mouth.

During intense climate events Cedrino River often overflows and its waters inundate the entire coastal plain leading to very considerable damage. In total for the period 1930-2013 there were reports of 20 major floods which caused very considerable damages.

In order to prevent the disastrous effects of flooding, the Cedrino River was the subject of structured interventions since the 60s, with articulated systems of works such as dams, coatings river banks and bottom sills, works at the entrance of the tributaries.

Nature Protection Areas

As mentioned in the introduction of this abstract, the Map sheet 501 “Orosèi” comprises entirely the SIC “Osalla Swamp”, inserted in the “Natura 2000” EUwide network of nature protection areas.

Precisely the SIC “Osalla Swamp” includes: 1) the final stretch of the Cedrino River, from the mouth for about 4.5 km inland, up to loc. Pischina; 2) a large area parallel to the coast, about 1 km wide and 9 km long, from St. Maria ‘e Mare to Cala di Osalla, including the Petrosu Pond and the Avalè Pond.

The area of the SIC is rich in animal and plant species of special interest; among migratory birds 40 species of regular guests are reported. The whole area has high vulnerability due to coast tampering, cleaning beaches and the excessive number of tourists even during the low season.

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY DEPOSITS OF THE MARINE AREA

HOLOCENE DEPOSITS

Littoral environment

Submerged beach deposit (**g₈**)

Medium-to-fine quartz-feldspathic sands ($Mz = 260-220 \mu\text{m}$). Bioclastic component (fragments of bivalves, gastropods, echinoids, *etc.*) less than 30%. Frequent linear ripples. Proximal submerged beach (up to the depth of -4 m). *UPPER HOLOCENE*

Bioclastic deposit (**g₁₂**)

Fine grained sands, sometimes medium-to-fine ($Mz = 210-190 \mu\text{m}$). Bioclastic component (fragments of bivalves, gastropods, echinoids, *etc.*) more than 50%. Asymmetrical ripples and intense bioturbation. Distal submerged (up to the depth of -11 m) and *intramatte* beach. *UPPER HOLOCENE*

Shelf environment

Marine phanerogams prairie (**g₄**)

Posidonia oceanica prairie extends continuously from -5 to -30 m depth. Its rhizomes (*matte*, about 1,5 m maximum high) rest either on sand or on bedrock. Various sized *intramatte*, made by exclusively bioclastic coarse sands ($Mz = 1000 \mu\text{m}$), are very diffused. *UPPER HOLOCENE*

Bioclastic deposit (**g₁₂**)

Coarse sands and fine gravels ($Mz = 2300-500 \mu\text{m}$) made by 70% (up to 100%) bioclastic sediment and 30% siliciclastic. Bioclastic component made by fragments of bryozoa, foraminifers, echinoids and bivalves. Gravels, made by calcareous algae concretion (up to 4 cm) referred to maerl, pralines e rhodolites facies. They border the phanerogams prairie outer boundary.

UPPER HOLOCENE

Intermediate shelf deposit (g₂₀)

Fine grained to silty sands (20-30%), (Mz= 100 µm), with bioclastic component up to 50%; present up to -100 m depth. Dune field are also present. *UPPER HOLOCENE*

External shelf deposit (g₂₁)

Silts and pelites (Mz<65 µm), show a reduced thickness near the shelf boundary and the head of the canyons and the continental shelf. Evidence of creep and slumpings. *UPPER HOLOCENE*

Submerged landslides deposit (g₁₇)

Silts and pelites, incoherent, in chaotic arrangement, often with clear structures like slumpings. *UPPER HOLOCENE*

Continental slope environment**Continental slope deposit (m₂)**

Silts and pelites (Mz<65 µm) near the continental shelf boundary; calcareous muds at depth. Evidence of creep and slumping. *?UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE*

PLEISTOCENE DEPOSITS**Beach rock (g₁₀)**

Sandstones and conglomerates, well cemented, in rocky alignments, mapped at -55 and -35 m depth, interpreted as beach rock (about 10. ky BP). *UPPER PLEISTOCENE*

SUBWATER SUBSTRATE

Undifferentiated subwater substrate. They represent the natural extension towards the sea of the outcrop lands (BGO, BRD, sri).

QUATERNARY DEPOSITS OF THE CONTINENTAL AREA**HOLOCENE DEPOSITS****Anthropic deposits (h)**

Mining wastes (**h_{1m}**); rubbish dump of inert (**h_{1n}**); urban solid wastes (**h_{1u}**); fill materials (mainly embankments) (**h_{1r}**). Human manufactured products. *HOLOCENE*

Fluviatile deposits (b)

Gravels, coarse grained, polygenic, prevalent, with subordinate coarse grained sands (**b_a**); sands prevalent with subordinate fine grained gravels (**b_b**). Observed thickness about 5-6 m.

HOLOCENE

Pond deposits (e₅)

Silts and silty clays with a large organic component, sometimes with intercalations of coarse grained sands and fine-grained gravels related to wash-over processes. Observed maximum thickness 2 m. *HOLOCENE*

Beach deposits (g₂)

Sands and gravels grading from medium-fine to coarse grained; local accumulation of *Posidonia oceanica* and mollusc remnants (g_{2a}). Medium to fine sands, silty sands, clays and rare gravels of subactual beaches (g_{2b}). Maximum thickness in outcrop: about 7-8 m. *HOLOCENE*

Eluvial and colluvial deposits (b₂)

Fine matrix supported silty-sandy debris, sometimes with interlayered more or less mature soil levels; lenses of angulose gravels; at the base of slopes and in the flat-bottomed small valleys of the plateau. Maximum thickness: a few metres. *HOLOCENE*

Debris slope deposits (a)

Chaotic accumulations of polygenic detritus with angular clasts, sometimes partially cemented, and subordinate colluvial sandy-silty levels, in small talus at the base of steep slopes. Maximum thickness: a few metres. *HOLOCENE*

Landslides deposits (a₁)

Landslides bodies with heterometric elements of Mesozoic limestones, chaotic, usually cemented. Maximum thickness in outcrop: about 10 m. *HOLOCENE*

Terraced alluvial deposits (b_n)

Gravels prevalent, with levels and lenses of cross-bedded sands and silts (b_{na}); sands prevalent, with subordinate silts and gravels (b_{nb}); interlayered more or less mature soil levels. Thickness: about 8-10 m. *HOLOCENE*

PLEISTOCENE DEPOSITS**CEDRINO SYNTHEM (CDN)****Abba Mèica subsynthem (CDN₂)**

Alluvial fan gravels and sands (CDN_{2a}) thickness: up to 20 m; debris slope deposits like “*éboulis ordonnées*” (CDN_{2c}), thickness: up to 30 m. *UPPER PLEISTOCENE*

Cala Luna subsynthem (CDN₁)

Marine gravels and sands (CDN_{1a}) (“*Panchina tirreniana*” *Auct.*). Medium to fine gravels and quartzitic sands, subordinate fine sands and massive silts, locally coarse gravels; abundant marine fossile remnants; littoral environment. Maximum thickness: 4 cm. *UPPER PLEISTOCENE*

PLIO-PLEISTOCENE VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION**GOLLÈI BASALTS (BGO)**

Basalts, sub-alkaline, alkaline to transitional, basaltic andesites, basaltic trachyandesites, in alternations of prevalent grey, massive, locally vesiculated lavas and rare unwelded pyroclastic products (volcanic slags and ash); frequent rheomorphic (“*aa*” lavas) and cooling (“*pillows*” lavas) structures (BGO). Volcanic slags and ash, unwelded, basaltic in composition, related to volcanic cones (BGO_a; Facies Nuraghe Su Cungiadu). Maximum thickness: about 70 m (Ar/Ar: 2.38±0.06 ÷ 2.23±0.06 My). *LOWER PLEISTOCENE*

NURAGHE CASTEDDU FORMATION (NCA)

Sedimentary unit interbedded within or under the Gollèi basalts. Bottom: gravels, sandy gravels, subordinate coarse grained sands, locally silty sands and pelites, poorly cemented and clinostratified, related to transitional environment (fan delta). Top: alluvial pelites, sands and gravels badly cemented; in the pelitic levels, remnants of pulmonate gastropods and micromammals (Gliridae). Rounded quartz gravels, marine environment, of uncertain stratigraphic position (Matta Su Turcu). Maximum thickness in outcrops: up to 15 m.

UPPER PLIOCENE (PIACENZIAN) - LOWER PLEISTOCENE (CALABRIAN)

FULÈ FORMATION (FUD)

Clayey-sandy clinostratified light yellow - to grey sediments, with intercalations of sandy-gravel sediments, mainly at top and bottom, related to deltaic environment. Abundant bioclastic remnants (benthonic and planktonic foraminifera, gastropods, bivalves, brachiopods, scaphopods, barnacles, corals, echinoids and fishes) evident clinostratification. Thickness: about 20 m.

LOWER PLIOCENE (ZANLEAN)

CENOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION**OROSÈI FORMATION (ORS)**

Alternations of polygenic conglomerates and sandy breccias prevalent, sandstones, sandy pelites, sands; light grey to green in the pelites; decimetric clasts in silty-sandy matrix, variously cemented, related to transitional environment (fan delta). Bioclastic remnants (partially reworked) made by bivalves, brachiopods, Serpulidae, echinoids. Evident clinostratification. Thickness: about 20 m.

?MIDDLE MIOCENE

CÙCCURU 'E FLORES CONGLOMERATES (CUR)

Heterometric polygenic rudites (breccias and conglomerates) with elements up to plurimetric blocks made of Palaeozoic, Mesozoic, Paleocene and Eocene rocks; subordinate intercalations of blackish sandstones and calcilitites (**CUR**). Abundant reworked fossil remnants (Nummulitidae, Alveolinidae). Olistolithes of Jurassic limestones and dolostones (**CUR_a**, loc. Badde). Thickness: over 70 m.

?MIDDLE EOCENE (?MIDDLE LUTETIAN) - ?LOWER MIOCENE (?AQUITANIAN)

MONTE CARDÌGA FORMATION (FMC)

Limestones: sandy and clayey bioclastic limestones, calcarenites, grey-to-light brown in colour, with abundant macroforaminifera (Nummulitidae, Alveolinidae), gastropods, echinoids (**FMC_b**). At the base, calcareous sandstones and polygenic conglomerates. Thickness: about 10 m.

LOWER EOCENE (UPPER YPRESIAN)

MESOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION

GORRÒPU FORMATION (GPU)

Whitish bioclastic calcarenites, fine grained, weakly cemented, with abundant planktonic faunas (*craie*). At the bottom: calcareous conglomerate, richly fossiliferous, with glauconitic, siliciferous, and phosphatic clasts. Thickness: 15-20 m.

LOWER CRETACEOUS (UPPER ALBIAN) - UPPER CRETACEOUS (LOWER SANTONIAN)

LANAITTO FORMATION (LAU)

Top: Marly, glauconitic-phosphatic, sometimes siliciferous, limestones, with intercalations of bioclastic calcirudites, fine sandy limestones and marly limestones; richly fossiliferous, with ammonitids, belemnitids, brachiopods, bivalves, gastropods, echinoids, ostreids and foraminifera.

Bottom: grey marls and marly limestones, sometimes with siliciferous nodules, grading to oolitic bioclastic calcarenites (“urgonian” facies) with orbitolinids. Thickness: 150 m.

LOWER CRETACEOUS (UPPER VALANGINIAN - LOWER ALBIAN)

MONTE BÀRDIA FORMATION (BRD)

Alternations of decimetric-to-centimetric levels of bioclastic-oolitic sandy-to-ruditic limestones, with small poriferan bioconstructions; at the top, levels of whitish marls and marly limestones, calcilutites (wackestone, mudstone) with bioturbations and mud cracks, intraformational calcareous breccias (grey calcilutitic intraclasts), (**BRD_a**, “purbeckian” facies). Thickness: about 280 m.

UPPER JURASSIC (UPPER TITHONIAN) - LOWER CRETACEOUS (LOWER VALANGINIAN)

MONTE TULÙI FORMATION (TUL)

Bioclastic calcarenites (grainstone) and calcirudites (rudstone), whitish, with frequent crinoid remnants and rare small bioconstructions (usually poriferan - stromatoporoids and chaetetids - and hexacorals); at the top, lutitic-sandy limestones (mudstone and wackestone up to packstone), light brown to grey in colour, with siliciferous nodules, and oolitic-bioclastic calcarenites (packstone-grainstone). Abundant fossil resonants (ammonitids, selemnitids, foraminifera, green algae, echinoids, corals, porifers, gasteropods). Thickness: about 200 m.

UPPER JURASSIC (OXFORDIAN - LOWER TITHONIAN)

LATE PALAEOZOIC INTRUSIVE COMPLEX

MONTE SAN BASILIO INTRUSIVE UNIT (BLA)

Monte Isalle intrusive subunit (BLA₁)

Cordierite granodiorites. Facies Sa Mèndula (BLA_{1b})

Cordierite granodiorites two-mica and andalusite bearhy, with rare sillimanite, grey in colour, medium to coarse grained, equigranular, locally inequigranular, for pinitic aggregates pseudomorphic on cordierite in tabular phenocrystals up to 3-4 cm in size and rare whitish euhedral K-feldspar up to 3-5 cm; moderately oriented texture related to magmatic flow.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

PALAEOZOIC METAMORPHIC BASEMENT

INTERNAL NAPPES

BARBAGIA TECTONIC UNIT**GENNARGENTU GREY PHILLITES (GEN)**

Decimetric to metric irregular alternations of greyish-to-greenish quartzitic to micaceous metasandstones, grey-to-whitish, metarkoses and quartzites, greyish sometimes blackish phyllites; azoic ("Postgotlandiano" *Auct.*). Thickness in outcrop: 10 m.

?CAMBRIAN - ?LOWER ORDOVICIAN

APPENDICE (a cura di M. Coltorti)

1. - OSSERVAZIONI SULLA STRATIGRAFIA E SULLA RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA DEI DEPOSITI MARINI QUATERNARI

Lo scrivente Mauro Coltorti, responsabile per la Geologia del Quaternario e la Geomorfologia del Foglio, non condivide l'attribuzione al Sintema del Cedrino, Subsintema di Cala Luna, di entrambi i due depositi cartografati come tali nel Foglio. I depositi di Scala 'e Croccas, erano stati attribuiti al Tirreniano da COMASCHI CARIA (1955) per la presenza di fauna a molluschi contenenti *Gemophos viverratus* Kiener, 1834 (ex *Tritonoidea viverrata*) e *Eastonia rugosa* in genere associate all'Ultimo Interglaciale sebbene la seconda specie citata sia ancora vivente lungo le coste italiane. Malgrado datazioni OSL abbiano dato età calibrate di 86 ± 7 ka a Scala 'e Croccas 1 e 97 ± 7 ka a Scala 'e Croccas 2 (THIEL *et alii*, 2010) COLTORTI *et alii* (2010) rigettano questa attribuzione.

Si tratta infatti di depositi di spiaggia e di retrospiaggia a stratificazione piano parallela o lievemente inclinata verso est (v. fig.33) che giungono a 4-5 m di quota e che costituiscono un sistema di cordoni litorali posti a E di una scarpata di erosione costiera (fig.73). Tale scarpata rappresenta, a parere dello scrivente, la falesia modellata durante la massima trasgressione olocenica e dunque marca la discordanza che separa il Sintema del Cedrino dai depositi *post*-glaciali.

Nella carta depositi di spiaggia olocenici sono cartografati anche ad ovest del cordone di Scala 'e Croccas sin sotto la falesia ben più importante che delimita verso ovest il nucleo storico del paese.

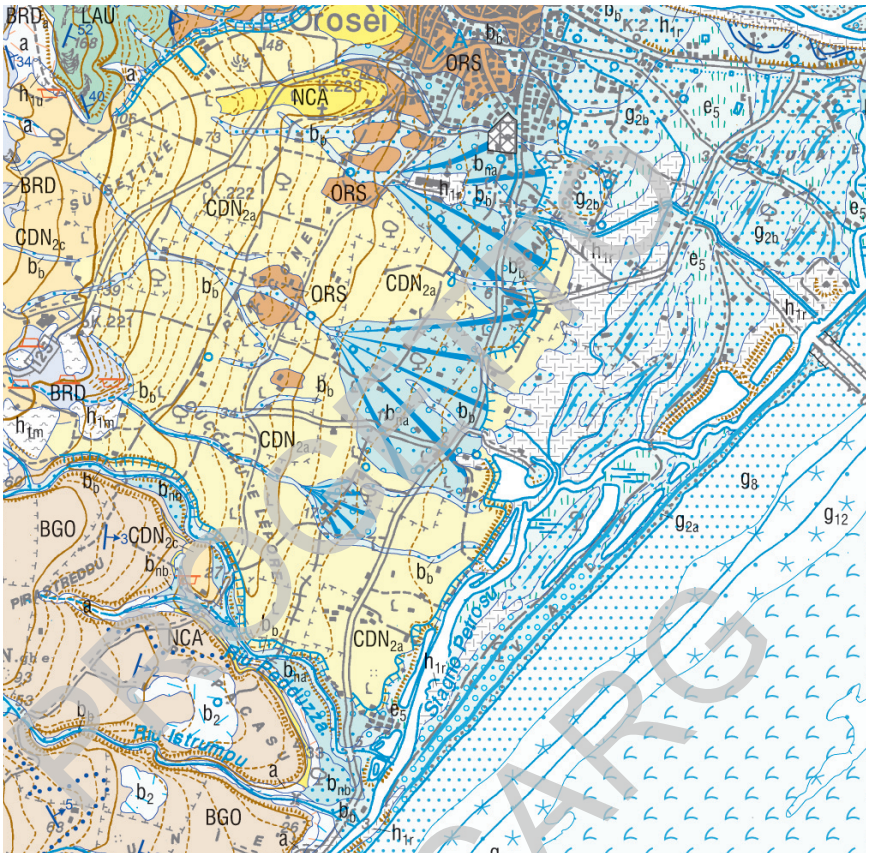


Fig. 73 - Rappresentazione cartografica dei depositi di spiaggia antichi (g_{2b}), secondo l'interpretazione di M. Coltorti, nel Foglio 501 "Orosèi". La linea blu indica la scarpata di erosione costiera versiliana; per la legenda vedi il Foglio geologico in scala 1:50.000.

Appare inverosimile non solo che i depositi "tirreniani" possano essersi preservati senza essere stati sepolti ma che manchi qualsiasi evidenza di alterazione quali orizzonti argillici o, nel caso questi fossero stati erosi, di orizzonti concrezionali. Appare inverosimile che la trasgressione olocenica avrebbe superato tali depositi senza lasciare traccia ed addirittura conservando intatta la morfologia. Inoltre, durante il Pleistocene superiore in tutta l'area si è avuta una importante aggradazione valliva come dimostrato dai depositi alluvionali segnalati più a monte lungo il Fiume Cedrino e come anche testimoniato dalle estese conoidi alluvionali provenienti dai versanti del M. Tuttavista.

Se i depositi di Scala'e Croccas fossero stati messi in posto durante il Pleistocene superiore iniziale essi avrebbero dovuto essere seppelliti, come avviene anche nel vicino Foglio 500 "Nùoro Est". La datazione *OSL* a parere dello scrivente è dunque errata, verosimilmente in seguito ad un limitato tempo di esposizione alla luce solare dei granuli di quarzo o ad errori nei parametri delle numerosi variabili del metodo. La quota relativamente elevata del cordone litorale è da associare a eventi di tempesta e non testimonia un passato livello del mare più elevato dell'attuale. Si ripete una situazione osservata anche nell'area cagliaritana e fatta oggetto di un acceso dibattito scientifico (COLTORTI *et alii*, 2007; ANTONIOLLI, 2007; COLTORTI *et alii*, 2010; ORRÙ *et alii*, 2011).

I depositi associati al medesimo subsistema nella parte sud-occidentale nei pressi di Foche Pizzinna, ad ovest dello Stagno Petrosu, sono invece considerati appartenenti al Subsistema di Abba Meica. Essi sono costituiti da clasti quasi esclusivamente di basalto, scarsa matrice sabbiosa e sono privi di fossili. La dominanza dei clasti basaltici è da associare all'erosione degli estesi affioramenti basaltici posti più a monte lungo il Riu Pedduzza ed il Riu Istrumpu. Il grado di arrotondamento, tra l'altro non particolarmente elevato, è da associare alle caratteristiche dell'alterazione dei basalti spesso interessati da "esfoliazione cipolare" prima del trasporto. Questo deposito è inoltre posto poco a est di quello di Cùccuru 'e Lepore, la cui sommità deposizionale è successiva a 11 ka (v. tav.8). Affiora inoltre nei pressi della scarpata di erosione marina sopra citata associata alla trasgressione olocenica.

PROGETTO
501 "OROSÈI"
CARG



PROGETTO
501 "OROSÈI"
CARG



PROGETTO
CARGO

PROGETTO
501 "OROSÈI"
CARG



PROGETTO
CARGO

PROGETTO
501 "OROSÈI"
CARG



PROGETTO
CARGO

PROGETTO
501 "OROSÈI"
CARG



PROGETTO
CARGO

PROGETTO
501 "OROSÈI"
CARG

