



A P A T

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



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

Servizio Geologico d'Italia

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

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 428

ARZACHENA

A cura di:

Oggiano G.⁽¹⁾, Cherchi G.P.⁽²⁾, Aversano A.⁽³⁾ e Di Pisa A.⁽¹⁾

Area Marina: Ulzega A.⁽⁴⁾, Orrù P.⁽⁴⁾, Pintus C.⁽⁴⁾

Hanno collaborato per:

l'analisi cinematica della tettonica fragile: **Decandia F.A.⁽⁵⁾**

la stratigrafia del Quaternario e la geomorfologia: **Coltorti M.⁽⁵⁾**

la stratigrafia delle rocce carbonatiche mesozoiche: **Gandin A.⁽⁵⁾**

le analisi petrografiche delle rocce metamorfiche e plutoniche: **Sassi F.P.⁽⁶⁾ e Sassi R.⁽⁶⁾**

le analisi petrografiche delle rocce filoniane: **Cortesogno L.⁽⁷⁾ e Gaggero L.⁽⁷⁾**

la geocronologia: **Rossi P.⁽⁸⁾**

la pedologia: **Vacca S.⁽⁹⁾**

l'idrogeologia: **Ghiglieri G.⁽¹⁰⁾ e Vernier A.⁽¹¹⁾**

(1) - Istituto di Scienze Geologico Mineralogiche, Università di Sassari. (2) - Progemisa S.p.A., Cagliari. (3) - Regione Autonoma della Sardegna - Progemisa S.p.A.. (4) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari. (5) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena. (6) - Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Università di Padova. (7) - Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova. (8) - BRGM, Orléans (Francia). (9) - Dipartimento Botanica ed Ecologia Vegetale, Università di Sassari. (10) - Dipartimento di Ingegneria del Territorio, Università di Sassari. (11) - Dipartimento di Ingegneria del Territorio, Università di Cagliari.

Ente realizzatore



Regione Autonoma della Sardegna

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

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

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

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

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

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

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

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

Pilato F., **Tacchia D.**

PER LA REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

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

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:

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

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

Lettieri M.T. (Servizio CARG - Dipartimento Difesa del Suolo - APAT)

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 7
1.	- CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI	8
2.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	8
2.1.	- CARATTERI GENERALI	8
2.1.1.	- <i>Il Complesso metamorfico di alto grado</i>	12
2.1.2.	- <i>Il Complesso intrusivo ercinico</i>	13
II	- STUDI PRECEDENTI	19
III	- STRATIGRAFIA	21
1.	- IL COMPLESSO METAMORFICO DI ALTO GRADO.....	24
1.1.	- GRUPPO DI CUGNANA (CU).....	24
1.1.1.	- <i>Metatessiti (MGT)</i>	24
1.1.1.1.	- <i>Anfiboliti (MGT_a)</i>	28
1.1.2.	- <i>Diatessiti (MGD)</i>	30
1.2.	- ORTOGNEISS (OTG)	32
1.3.	- LEUCOGRANITI FOLIATI A MUSCOVITE (LGF)	33
2.	- IL COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-ERCINICO	36
2.1.	- UNITÀ INTRUSIVA DI BARRABISA	38
2.1.1.	- <i>Granodioriti microgranulari foliate. Facies Barrabisa (BBA_a)</i>	38
2.2.	- UNITÀ INTRUSIVA DI ARZACHENA.....	40
2.2.1.	- <i>Sub-unità intrusiva di Punta La Ettica</i>	40
2.2.1.1.	- <i>Quarzodioriti. Facies Punta de Lu Focu (AZN_{1a})</i>	40
2.2.1.2.	- <i>Granodioriti tonalitiche. Facies Punta La Ettica (AZN_{1b})</i> »	42
2.2.2.	- <i>Sub-unità intrusiva di Monte Tiana</i>	43
2.2.1.1.	- <i>Granodioriti monzogranitiche.</i> <i>Facies Punta Candela (AZN_{2a})</i>	43
2.2.1.2.	- <i>Microgranodioriti.</i> <i>Facies Punta Lisandru-Monti Biancu (AZN_{2b})</i>	44
2.2.1.3.	- <i>Granitoidi autometasomatici.</i> <i>Facies Monte Cupalchiata (AZN_{2c})</i>	46
2.2.1.4.	- <i>Monzograniti. Facies Punta Balbarichinu (AZN_{2d})</i>	46
2.2.1.5.	- <i>Monzograniti. Facies Arzachena (AZN_{2e})</i>	47
2.2.1.6.	- <i>Monzograniti. Facies Castel Cervo (AZN_{2f})</i>	48
2.2.1.7.	- <i>Monzograniti. Facies Monte Moro (AZN_{2g})</i>	48
2.2.1.8.	- <i>Leucomonzograniti biotitici. Facies San Pantaleo (AZN_{2h})</i> »	49
2.2.1.9.	- <i>Leucograniti a muscovite talora con cavità miarolitiche.</i> <i>Facies Punta di la Banderitta (AZN_{2i})</i>	50

2.2.1.10.- Leucomicrograniti a sola biotite.	
Facies Monte Pulcheddu (AZN_{2l}).....	Pag. 51
2.2.1.11.- Leucomicrograniti a biotite e muscovite.	
Facies Miriacheddu (AZN_{2m}).....	» 51
2.3. - UNITÀ INTRUSIVA DI PALAU.....	» 52
2.3.1. - <i>Monzograniti. Facies Palau</i> (PAU_a).....	» 52
2.3.2. - <i>Monzograniti. Facies Porto Rafael</i> (PAU_b).....	» 52
2.3.3. - <i>Leucomonzograniti biotitici. Facies Capo d'Orso</i> (PAU_c).....	» 54
2.3.4. - <i>Brecce intrusive</i> (PAU_a).....	» 55
2.4. - UNITÀ INTRUSIVA DI PORTO ROTONDO.....	» 56
2.4.1. - <i>Granodioriti monzogranitiche. Facies Porto Rotondo</i> (RTN_a).....	» 56
2.4.2. - <i>Leucogranodioriti a biotite e muscovite.</i>	
<i>Facies Porto Cugnana</i> (RTN_b).....	» 57
3. - IL SISTEMA FILONIANO.....	» 58
3.1. - FILONI BASALTICI A SERIALITÀ TRANSIZIONALE.....	» 61
3.1.1. - <i>Filoni basaltici olivinici e trachibasaltici</i> (fb).....	» 61
3.2. - FILONI CALCALCALINI.....	» 62
3.2.1. - <i>Filoni di composizione prevalentemente intermedia a serialità calcalcalina</i> (fd).....	» 62
3.2.2. - <i>Filoni di composizione acida a serialità calcalcalina</i> (fr) (ft).....	» 63
3.3. - AMMASSI DI PORFIDI QUARZIFERI AUCT. (fp).....	» 64
3.4. - FILONI IDROTHERMALI A QUARZO PREVALENTE (fq).....	» 64
4. - LE SUCCESSIONI POST-ERCINICHE.....	» 65
4.1. - MESOZOICO.....	» 65
4.1.1. - <i>Formazione di Dorgali</i> (DOR).....	» 65
4.1.2. - <i>Formazione di Monte Bardia</i> (BRD).....	» 66
4.2. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA CONTINENTALE.....	» 67
4.2.1. - <i>Pleistocene - Sintema di S. Teresa di Gallura</i> (TGA).....	» 68
4.2.1.1. - <i>Subsintema di Longone</i> (TGA₁).....	» 68
4.2.1.2. - <i>Subsintema di Cannigione</i> (TGA₂).....	» 69
4.2.2. - <i>Olocene</i>	» 70
4.2.2.1. - <i>Depositi eolici</i> (d).....	» 71
4.2.2.2. - <i>Depositi di spiaggia e dei cordoni litorali antichi</i> (g).....	» 71
4.2.2.3. - <i>Depositi di stagni, lagune e paludi costiere</i> (e).....	» 71
4.2.2.4. - <i>Depositi dei letti fluviali e dei terrazzi alluvionali</i> (b).....	» 72
4.2.2.5. - <i>Depositi eluviali e colluviali</i> (b₂).....	» 73
4.2.2.6. - <i>Depositi di spiaggia</i> (g₂).....	» 74
5. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA.....	» 74
5.1. - DEPOSITI DELTAICI.....	» 74
5.1.1. - <i>Olocene superiore</i>	» 74

5.1.1.1. - Sabbie limose (sd).....	Pag. 74
5.2. - DEPOSITI LITORALI	» 75
5.2.1. - <i>Olocene inferiore-medio</i>	» 75
5.2.1.1. - Arenarie e conglomerati di <i>beach-rock</i> (br)	» 75
5.2.2. - <i>Olocene superiore</i>	» 78
5.2.2.1. - Sabbie silicoclastiche (sp).....	» 78
5.3. - DEPOSITI DI PIATTAFORMA	» 80
5.3.1. - <i>Olocene superiore</i>	» 80
5.3.1.1. - Sabbie organogene in matrice limosa (sl).....	» 80
5.3.1.2. - Sabbie bioclastiche (sb).....	» 80
5.3.1.3. - Sabbie ghiaiose organogene (sg).....	» 81
5.3.2. - <i>Pleistocene superiore-Olocene superiore</i>	» 82
5.3.2.1. - Sabbie limose di piattaforma distale (slp).....	» 82
5.3.2.2. - Limi sabbiosi di piattaforma distale (lsp).....	» 83
5.4. - BIOCOSTRUZIONI	» 83
5.4.1. - <i>Prateria a fanerogame</i> (g₄)	» 83
5.4.2. - <i>Corpi litoidi organogeni ad alghe calcaree</i> (cp)	» 85
5.5. - SIMBOLI	» 85
5.5.1. - <i>Frana di crollo</i> (fc).....	» 85
5.5.2. - <i>Spessore dei sedimenti fini olocenici - isopaca in metri</i>	» 86
5.5.3. - <i>Parco o riserva marina</i>	» 86
IV - TETTONICA	» 87
1. - TETTONICA DEL COMPLESSO MIGMATITICO	» 87
2. - TETTONICA DEL COMPLESSO INTRUSIVO.....	» 92
3. - TETTONICA POST-ERCINICA.....	» 94
3.1. - ANALISI CINEMATICA.....	» 96
3.1.1. - <i>Faglie dirette</i>	» 96
3.1.2. - <i>Faglie trascorrenti</i>	» 97
3.1.2.1. - Faglie trascorrenti SW-NE	» 97
3.1.2.2. - Faglie trascorrenti W-E	» 97
V - GEOLOGIA MARINA	» 99
1. - PIATTAFORMA CONTINENTALE.....	» 99
2. - METODI DI ACQUISIZIONI E DATI PER LE AREE MARINE»	103
VI - CENNI DI GEOMORFOLOGIA	» 107
VII - GEOLOGIA APPLICATA	» 109
1. - IL POLO ESTRATTIVO DI ARZACHENA	» 110

2.	- PEDOLOGIA.....	Pag. 111
2.1.	- SUOLI DEI PAESAGGI DEL PLUTONE GRANITICO DI GALLURA E DEL CORTEO FILONIANO.....	» 112
2.2.	- SUOLI DEI PAESAGGI DELLE COPERTURE QUATERNARIE	» 114
2.3.	- SUOLI DEI PAESAGGI DEI CALCARI	» 116
3.	- IDROGEOLOGIA	» 117
3.1.	- UNITÀ IDROGEOLOGICA GRANITOIDE, FILONIANA E METAMORFICA	» 117
3.1.1.	- <i>Complesso idrogeologico intrusivo</i>	» 117
3.1.2.	- <i>Complesso idrogeologico metamorfico</i>	» 118
3.2.	- UNITÀ IDROGEOLOGICA CALCAREO-DOLOMITICA GIURASSICA	» 119
3.3.	- UNITÀ IDROGEOLOGICA DEI DEPOSITI ALLUVIONALI QUATERNARI	» 119
3.3.1.	- <i>Complesso idrogeologico dei depositi alluvionali pleistocenici (Sintema di Santa Teresa di Gallura)</i>	» 119
3.3.2.	- <i>Complesso idrogeologico dei depositi alluvionali olocenici</i>	» 119
VIII	- ANALISI ISOTOPICHE	» 121
IX	- EXTENDED ABSTRACT	» 123
X	- LEGEND.....	» 133
XI	- BIBLIOGRAFIA.....	» 137

I - INTRODUZIONE

Il Foglio «428 - Arzachena» della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 305/89), tramite convenzione tra Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della Sardegna.

Il Foglio Arzachena è ubicato nella Gallura (fig.1), ricade interamente nella Provincia di Sassari e comprende i seguenti capoluoghi comunali: Arzachena, Palau, La Maddalena, Golfo Aranci e Olbia.

La Carta Geologica allegata ricopre una superficie di circa 340 kmq. Essa comprende la Sez. 428 I-Porto Cervo, la Sez. 428 II-Porto Rotondo, la Sez. 428 III-Arzachena e la Sez. 428 IV-Palau. Il rilevamento è stato compiuto in scala 1:10.000 e riportato sulle basi topografiche I.G.M. in scala 1:25.000 (serie 25).

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

Nel corso del rilevamento sono stati raccolti 537 campioni le cui analisi sono state archiviate con il *software* ASC del Servizio Geologico. Gran parte delle analisi (petrografiche, paleontologiche, etc.) sono state eseguite in sezione sottile; sono state inoltre effettuate determinazioni radiometriche ed analisi chimiche.

La superficie del Foglio è interessata quasi esclusivamente da rocce magmatiche intrusive appartenenti al Batolite Sardo-Corso e, in subordine, da rocce metamorfiche di alto grado e depositi quaternari di modesto spessore.

1. - CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI

Il paesaggio del Foglio Arzachena è caratterizzato da una morfologia collinare dominata dalle macroforme tipiche dei rilievi granitici come i *tor*, gli *inselberg* e le strutture a cupola, i picchi (localmente detti «sarri»), e da microforme ricorrenti come i tafoni.

Il clima mediterraneo e la relativa stagionalità delle precipitazioni (semestre ottobre-marzo piovoso ed estati con assenza, anche totale, di piogge) condizionano la rete idrografica che è caratterizzata da bacini di piccole dimensioni. Il corso d'acqua più importante è il Rio S. Giovanni che sfocia nell'ampio Golfo di Arzachena e la cui valle, nel suo tratto terminale, è occupata da un piccolo delta incassato. La scarsità di formazioni permeabili condiziona anche la presenza di sorgenti; queste sono alimentate da falde in coltri detritiche superficiali, derivate dall'alterazione dei graniti, ed hanno portate modeste. Rare sono le sorgenti legate a circuiti più profondi controllati dalla fratturazione.

Gli aspetti geografici più interessanti riguardano la costa: è significativo che i centri abitati, a differenza di altre regioni sarde, siano paesi costieri e ospitano dei porti. Ciò è favorito dalla presenza di coste rocciose, in prevalenza basse e frastagliate, che racchiudono un buon numero di approdi sicuri in numerose insenature a *rias* quali il Golfo di Cannigione, il Golfo di Cugnana, ecc.

Le *rias* e l'arcipelago della Maddalena, conseguenti alla sommersione versiliana delle valli e delle aree costiere, rappresentano senza dubbio l'aspetto morfologico costiero più rilevante.

2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

2.1. - CARATTERI GENERALI

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

Il basamento paleozoico sardo è un segmento della Catena Ercinica sud-europea che dalla maggior parte degli autori è considerata una catena collisionale con subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione a partire dal Siluriano, collisione continentale con importante ispessimento crostale, metamorfismo barroviano (datato a 339-350 Ma; DEL MORO *et alii*, 1991) e magmatismo durante il Devoniano superiore e il Carbonifero (MATTE, 1986; CARMIGNANI *et alii*, 1994a) (fig.2).

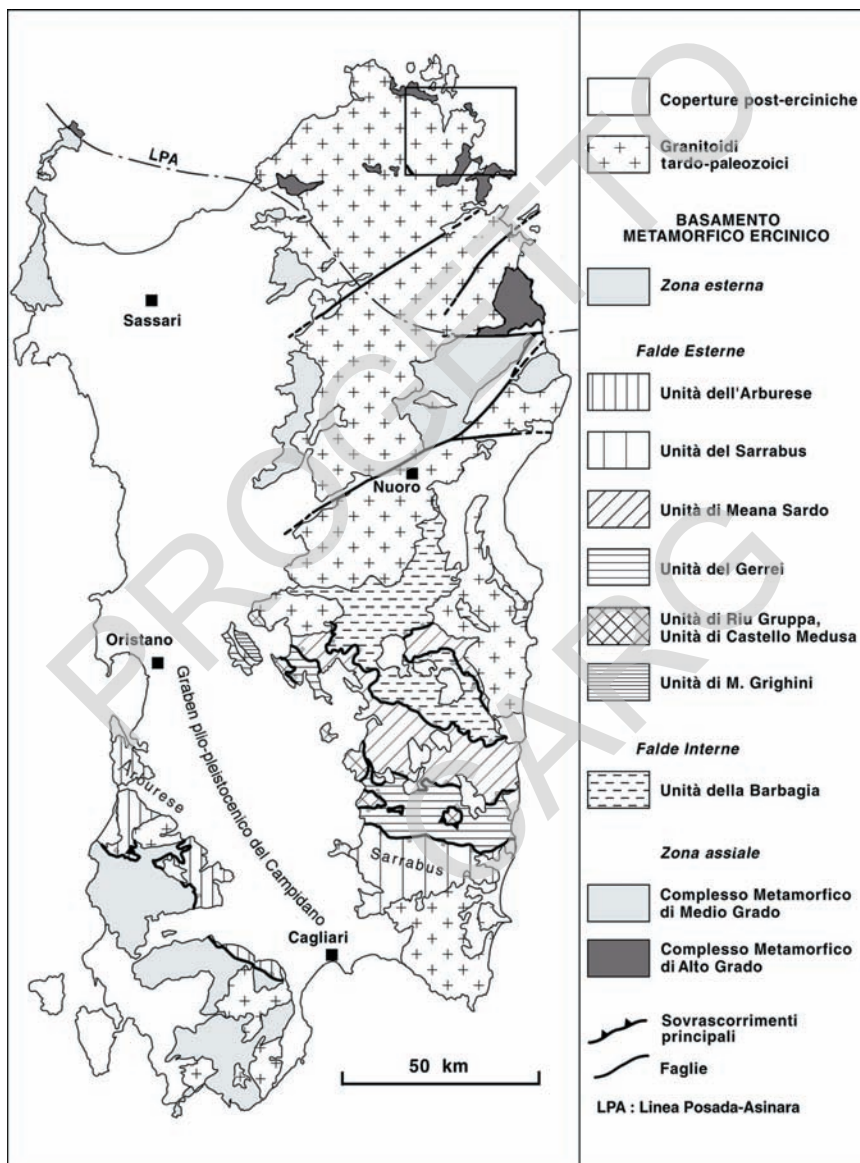


Fig. 1 - Schema tettonico del Basamento sardo. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 428 Arzachena.

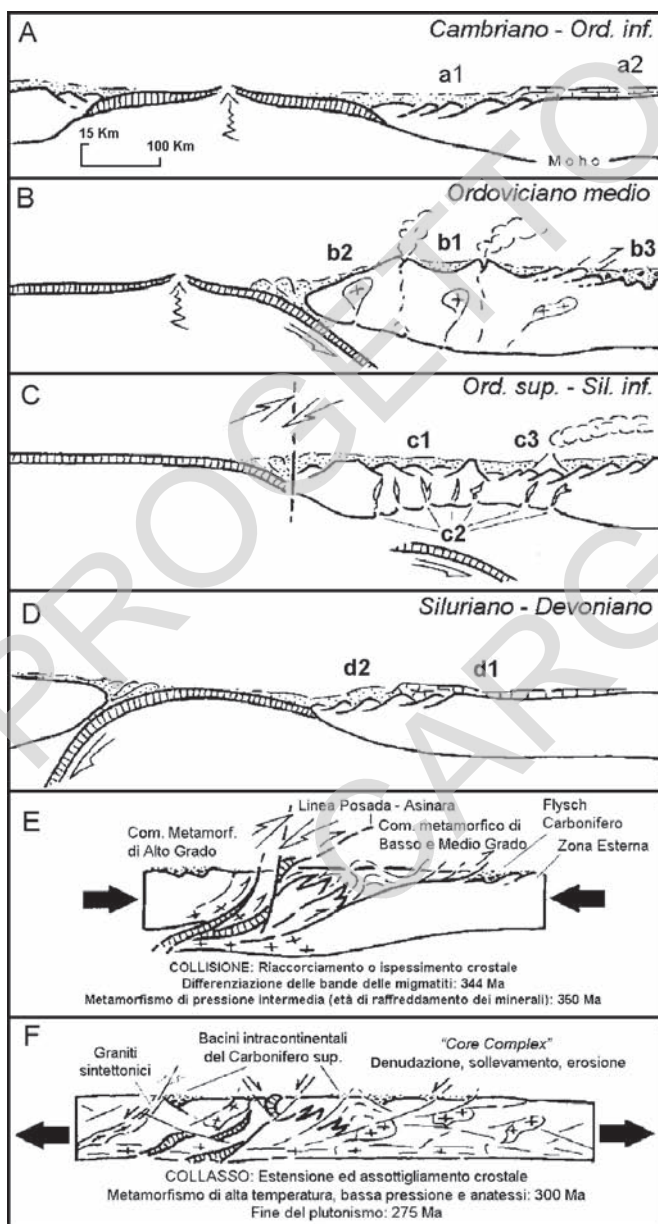


Fig. 2 - Evoluzione geodinamica del ciclo ercinico in Sardegna. Da CARMIGNANI et alii (1991).

In Sardegna la geometria collisionale della Catena Ercinica è ancora ben riconoscibile. Secondo CARMIGNANI *et alii* (1992a; 1994a) il margine armoricano sovrascorso è rappresentato dal Complesso Metamorfo di Alto Grado che affiora nella Sardegna Settentrionale (fig.1) mentre il margine del Gondwana subdotto è rappresentato da un Complesso Metamorfo di Basso e Medio grado strutturato in un edificio a falde e caratterizzato da una zoneografia barroviaiana progradata (CARMIGNANI *et alii*, 1979; FRANCESCHELLI *et alii*, 1989), a sua volta suddiviso in Falde Interne e Falde Esterne, che affiora nella Sardegna centrale e sudorientale.

I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano frammenti di crosta oceanica con paragenesi relitte di ambientazione eclogitica (CAPPELLI *et alii*, 1992).

A questa strutturazione collisionale nel tardo-ercinico segue un'evoluzione caratterizzata dal collasso gravitativo della catena e da rilascio termico (metamorfismo di alto T/P). Nelle aree del Mediterraneo occidentale i processi estensionali legati al collasso dell'orogene ercinico sono attivi da 320 fino ad almeno 280 Ma (e.g. Massiccio Centrale e Montagna Nera: ECHTLER & MALAVEILLE, 1990; Pirenei: GIBSON, 1991); in Sardegna e Corsica l'evoluzione tardo-ercinica della catena, caratterizzata da una dinamica essenzialmente estensionale e/o trans-tensile, è dominata da processi esumativi attivi, come minimo, a partire da 308 Ma (età minima di chiusura della muscovite in migmatiti del complesso metamorfo di alto grado: MACERA *et alii*, 1989) e coincide con la messa in posto di gran parte delle plutoniti che formano il Batolite Sardo-Corso. Essa si esprime anche con diffuse manifestazioni vulcaniche e sub-vulcaniche in campi filoniani (ATZORI & TRAVERSA, 1986; VACCARO, 1990) e con la genesi di bacini intracratonici stefaniano-autuniani.

Col Permiano più tardo e con il Triassico inferiore un nuovo ciclo magmatico ad affinità alcalina post-orogena (BONIN, 1980), ancora associato a sedimentazione continentale, caratterizza il blocco sardo-corso. Questo magmatismo che in Sardegna si esplica con manifestazioni sub-vulcaniche ed effusive (BALDELLI *et alii*, 1987; CORTESOGNO & GAGGERO, 1999) non può essere riferito al collasso della Catena Ercinica ma piuttosto alla riorganizzazione delle placche legata alla fase di *rifting* che, manifestatasi con trasgressioni marine fin dal Triassico superiore, porterà all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese (CORTESOGNO *et alii*, 1998).

Dopo l'Orogenesi ercinica altri settori di crosta strutturata in questo evento sono incorporati nella catena pirenaica, nelle Alpi e nell'Appennino, mentre il settore di crosta che attualmente costituisce il Blocco Sardo-Corso non è coinvolto in importanti eventi orogenici; mancano quindi le successioni alloctone di dominio oceanico che costituiscono l'edificio a falde della Corsica Alpina.

In Sardegna affiorano esclusivamente successioni mesozoiche comuni ai domini europei più esterni, caratterizzate da piattaforme carbonatiche di mare poco

profondo; esse sono coinvolte insieme a successioni sedimentarie e vulcaniche cenozoiche pre-burdigaliane in un'importante tettonica a carattere trascorrente che si manifesta tra l'Oligocene e l'Aquitano. Tale tettonica, con le sue manifestazioni transpressive e transtensive, viene messa in relazione alla collisione, cui è legato l'Appennino settentrionale, tra il blocco Sardo-Corso e l'Adria (CARMIGNANI *et alii*, 1994b; OGGIANO *et alii*, 1995; CARMIGNANI *et alii*, 1995).

2.1.1. - *Il Complesso metamorfico di alto grado*

Il Complesso Metamorfico di Alto Grado di CARMIGNANI *et alii* (1994a) affiora a nord della Linea Posada-Asinara ed è costituito da affioramenti di modesta estensione isolati nel batolite calcareo tardo-orogenco.

I protoliti di questo complesso sono con ogni probabilità precambri: in Sardegna sono intrusi da ortogneiss ordoviciani (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974) ed in Corsica un basamento metamorfico panafricano è sormontato da una successione anchimetamorfica attribuita al Paleozoico inferiore (BAUDELLOT *et alii*, 1977; 1981; MENOT & ORSINI, 1990). Nell'insieme il Complesso Metamorfico di Alto Grado, come già accennato, è interpretato come una falda cristallina sovrascorsa, durante la collisione ercinica, sulle attuali metamorfite di medio grado che affiorano lungo la Linea Posada-Asinara (CARMIGNANI *et alii*, 1991; CAPPELLI *et alii*, 1992).

Il litotipo dominante è costituito da migmatiti, le quali mostrano una certa variabilità di tipologie tessiturali e composizionali. Al di là delle specifiche caratteristiche tessiturali e strutturali, le migmatiti possono essere suddivise in metatessiti e diatessiti (nomenclatura secondo ASHWORTH, 1985). All'interno di esse si rinvencono corpi pluri-tettonici di ortogneiss e corpi di anfiboliti; queste ultime sono il litotipo che ha meglio conservato la complessa evoluzione termobarica di questo settore di crosta.

Le associazioni mineralogiche $Al_2SiO_5 + Ms$ e $Al_2SiO_5 + Kfs$ caratterizzano il complesso metamorfico di alto grado (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982) insieme alla frequente presenza di leucosomi. Questi ultimi, per lo più riconducibili a fenomeni di smistamento a partire da protoliti di natura pelitico-arenacea, possono rappresentare porzioni di fusi anatettici crustali corrispondenti a termini di *minimum melt* (PALMERI, 1992). Altri sono stati interpretati come casi di smistamento *in solidus* (FERRARA *et alii*, 1978; PALMERI, 1992).

Le reazioni anatettiche più invocate sembrano essere avvenute in condizioni di sottosaturazione di acqua per decomposizione incongruente di fasi idrate. Talvolta la discreta abbondanza di granato o cordierite e la scarsa presenza di Al_2SiO_5 nelle porzioni melanocrate delle diatessiti conduce a ritenere che si siano raggiunte condizioni di *biotite melting stage* secondo le reazioni: $Bt + Al_2SiO_5 +$

$Pl + Qtz = Grt/Crd + Lq \pm Kfs$; $Bt + Ms + Qtz = Grt + Kfs + Lq$), verosimilmente precedute da decomposizione di muscovite ($Ms + Pl + Qtz = Al_2SiO_5 + Lq \pm Kfs$) (MACERA *et alii*, 1989; OGGIANO & DI PISA, 1992).

Di particolare interesse sono in questo complesso le associazioni granulitiche relitte di pressione intermedia-elevata (GHEZZO *et alii*, 1982) riscontrabili soprattutto in corpi femici ed ultrafemici stratificati, siti all'interno di gneiss con relitti di cianite, affioranti in Gallura e nell'estremità settentrionale dell'Asinara (CASTORINA *et alii*, 1996).

GHEZZO *et alii* (1979) descrivono nel complesso di Montiggju Nieddu, un paio di chilometri a sud del limite del Foglio Arzachena, l'associazione $Ol + Gt + Opx + Cpx$ in disequilibrio tessiturale con fasi di facies anfibolitica quali Mg-orneblenda, spinelli della serie dell'hercynite e cloriti. Le stime termobariche di questi autori si attestano intorno ai 750 °C e 10 Kb ($PH_2O < P_{tot}$) per l'associazione granulitica e 650 °C e 5 Kb (in condizioni di saturazione di H_2O) per la ricristallizzazione anfibolitica.

Non dissimili sono i dati riscontrati più di recente nel complesso basico di Punta Scorno all'Asinara (DI PISA *et alii*, 1993), dove per un primo evento granulitico relitto sono state stimate temperature intorno a 740 °C e pressioni (minime) di circa 8 Kb, mentre la riequilibratura in facies anfibolitica è stata stimata a pressioni più basse, 3-4 Kb e 500-600 °C (DI PISA *et alii*, 1993). Sempre questi autori hanno stimato le condizioni del principale riequilibrio degli gneiss incassanti a 4-5 Kb e tra 600 e 700 °C.

2.1.2. - Il Complesso intrusivo ercinico

I granitoidi tardo-ercinici costituiscono circa un quarto dell'Isola; insieme alle intrusioni granitoidi della Corsica formano il Batolite Sardo-Corso. Questo è il batolite più importante della Catena Ercinica Europea, esteso per una lunghezza di 400 Km ed una larghezza di oltre 50.

Il carattere del batolite è notoriamente composito; la variabilità delle caratteristiche, sia geochimiche che strutturali, è implicita se si considera il lasso di tempo piuttosto lungo in cui si realizza la sua messa in posto. Considerando che i granitoidi della Corsica settentrionale hanno età di messa in posto visca-na-namuriana (ROSSI *et alii*, 1988) e che i massicci leucomonzogranitici come quelli di Buddusò (CASTORINA & PETRINI, 1989) e Tempio Pausania (DEL MORO *et alii*, 1996) hanno età permiana inferiore, la messa in posto dell'intero batolite si realizza in un intervallo di tempo di 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.

Nel Batolite Sardo-Corso, infatti, vengono distinte due associazioni principali: una magnesio-potassica di età viseana-namuriana, presente solo nella Corsica settentrionale, e una calcalcalina, riferibile al Carbonifero superiore-Permiano inferiore, che praticamente costituisce la quasi totalità dei granitoidi della Corsica meridionale e della Sardegna (ORSINI, 1980; COCHERIE, 1985; ROSSI & COCHERIE, 1991). A queste si aggiunge un'attività magmatica post-orogena con un carattere alcalino anorogeno del Permiano medio-Triassico inferiore ben documentata solo in Corsica e che a rigore dovrebbe essere considerata post-batolite.

Secondo ROSSI & COCHERIE (1991) le tre associazioni presenti nel Batolite Sardo-Corso sono caratterizzate da età e profondità di messa in posto decrescenti, procedendo dall'associazione calcalcalina magnesio-potassica a quella alcalina post-orogena. Per la prima, di età namuriana (335-340 Ma), sono state stimate profondità corrispondenti a 5-6 Kb; per la seconda, con età di messa in posto collocate tra 313 e 280 Ma (COCHERIE, 1985), vengono stimate profondità di messa in posto a livelli anchi-epizonali, come nella Sardegna meridionale, oppure in crosta di origini più profonde ma già esumata e parzialmente erosa (CORTESOGNO *et alii*, 1998); come nella Bassa Gallura (Sardegna settentrionale), dove i monzograniti del massiccio di Tempio Pausania intrudono anche sedimenti e vulcanosedimenti di età permo-carbonifera (DEL MORO *et alii*, 1996).

Per quanto concerne i rapporti tra la messa in posto dei vari plutoni e la tettonica ercinica, GHEZZO & ORSINI (1982) hanno distinto tra plutoniti sin-, tardo- e post-tettoniche in riferimento all'ultima fase deformativa ercinica, ritenuta da questi autori ancora compressiva e, quindi, collocata all'interno della dinamica collisionale della catena. Solo le età radiometriche e le strutture esibite dai granitoidi appartenenti all'associazione magnesio-potassica della Corsica settentrionale sono compatibili con una messa in posto durante un regime collisionale ercinico ancora attivo.

In Sardegna, dove è presente solo l'associazione calcalcalina, le età radiometriche, i rapporti tra foliazioni interne alle intrusioni e la strutturazione generale della catena, suggeriscono che l'assetto deformativo rilevato all'interno delle intrusioni, talvolta acquisito in condizioni di *solid state flow* da parte delle intrusioni, sia da mettere in relazione a zone di taglio transtensive successive all'impilamento delle falde, come nel Monte Grighini (CARMIGNANI *et alii*, 1985), o comunque a zone di taglio connesse con una tettonica decompressiva, come nella Bassa Gallura (OGGIANO & DI PISA, 1988; MACERA *et alii*, 1989).

In definitiva la messa in posto del batolite sardo è da ricondurre alla tettonica estensionale legata al collasso gravitativo della catena ercinica. Tale tettonica in Sardegna è sicuramente attiva a partire da almeno 307 Ma, cioè dalle più antiche età di chiusura isotopica Rb-Sr delle muscoviti dei graniti anatettici della Bassa Gallura (la cui genesi è legata al regime esumativo della catena; MACERA

et alii, 1989), e prosegue fino almeno all'Autuniano. Ad essa è ricondotto il metamorfismo regionale di alta T/P che si manifesta in alcuni settori della catena nel Nord-Sardegna (DI PISA & OGGIANO, 1987b; DEL MORO *et alii*, 1991; DI PISA *et alii*, 1993), lo sviluppo di bacini stefano-autuniani ed il vulcanismo calcalcalino del Permiano. Gran parte del plutonismo calcalcalino del batolite sardo deve perciò ritenersi coevo alle vulcaniti ed ai sedimenti (almeno della loro parte basale) presenti nei bacini stefano-autuniani. In definitiva tali vulcaniti possono rappresentare la manifestazione effusiva del magmatismo essenzialmente intrusivo del batolite (ROSSI *et alii*, 1993; DEL MORO *et alii*, 1996).

E' evidente come la connotazione sin-tettonica (*sensu* GHEZZO & ORSINI, 1982) delle intrusioni vada più semplicemente ricondotta al quadro cinematico (comunque estensionale) esistente durante la loro messa in posto. Tale quadro, oltre che nel tempo, può variare anche nello spazio, per cui intrusioni coeve possono mostrare tessiture fortemente foliate oppure isotrope a seconda dei loro rapporti spaziali con zone di taglio. Per questo motivo nella distinzione delle diverse unità intrusive abbiamo preferito non assegnare al "fabric" interno delle plutoniti particolari significati in relazione alla storia tettonica ercinica, distinguendo solo i granitoidi foliati che esibiscono foliazioni acquisite in condizioni reologiche che variano dal *submagmatic flow* al *solid state flow*. Quasi tutte le altre intrusioni mostrano una più o meno marcata orientazione acquisita in condizioni di *magmatic flow* (CHERCHI & MUSUMECI, 1992).

Per ciò che concerne i caratteri composizionali, il carattere calcalcalino dell'associazione granitoida sarda è stato messo in evidenza da tempo (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974; ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; POLI *et alii*, 1989). Il complesso delle intrusioni mostra una grande eterogeneità petrografica che varia da quarzodioriti fino a leucomonzograniti a due miche, definendo *trends* da calcalcalino-trondhjemitici a calcalcalino-monzogranitici, in accordo con quelli definiti da LAMEYRE & BOWDEN (1982). La serialità calcalcalina è indicata anche da alcuni caratteri minero-petrografici come la biotite ferrifera con tendenza evolutiva verso alti tenori in Fe + Mn, l'anfibolo di tipo ferro-orneblenda a tendenza tchermakitica, il plagioclasio zonato con zonature tipo *patchy-zoning* (ORSINI, 1980). Le proporzioni dei vari termini dell'associazione calcalcalina, secondo la valutazione di ORSINI (1980) sono così schematizzabili:

- granitoidi di composizione intermedia con SiO₂ 60-65% (tonaliti e granodioriti), 7% del totale d'affioramento;
- granitoidi di composizione acida con SiO₂ 65-75% (granodioriti e monzograniti), occupanti una superficie pari al 60% del totale dell'affioramento;
- granitoidi super-acidi con SiO₂ 75-78% (monzograniti e alaskiti, leucograniti s.l.), occupanti circa il 33% dell'affioramento;
- masse basiche occupanti una superficie totale < di 1%.

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

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. Pertanto, dalla letteratura, si evince che le plutoniti del Batolite Sardo-Corso sono schematicamente suddivisibili in tre grandi gruppi:

1. - Plutoniti basiche (masse gabbriche, tonaliti e granodioriti tonalitiche).

Molto rare all'interno del Batolite Sardo, costituiscono masse di piccole dimensioni quasi sempre inglobate all'interno di plutoniti acide. Gli affioramenti più importanti sono: Punta Falcone (Santa Teresa di Gallura), Bortigiadas, Osidda, Burcei nel Sarrabus. Un tratto comune a queste plutoniti è la presenza di stratificazione da cumulo e l'associazione con litotipi a composizione da dioritica a tonalitica. La massa gabbrica più studiata è quella di Punta Falcone, costituita da gabbri anfibolici con strutture di cumulo. BRALIA *et alii* (1981) e POLI *et alii* (1989) hanno interpretato questa massa gabbrica come il prodotto dello smembramento di un'intrusione basica, non ancora cristallizzata, risalita a livelli alto-crosta, dove sarebbe stata inglobata da magmi anatectici con i quali avrebbe prodotto fenomeni di interazione meccanica. Macroscopicamente le tonaliti e le granodioriti tonalitiche si caratterizzano per una grana media per lo più equigranulare, per una tessitura spesso orientata e per la presenza di inclusi microgranulari femici. L'aspetto della roccia è in genere grigiastro.

2. - Monzograniti (granodioriti monzogranitiche e monzograniti).

Questi graniti presentano ampia varietà di facies dovuta essenzialmente a diversi gradi di eterogranularità e di orientazione tessiturale. Detta variabilità, riscontrabile spesso all'interno di singole intrusioni a conferire loro notevole disomogeneità tessiturale, ha grande rilevanza nella caratterizzazione merceologica di tali rocce che sono ampiamente sfruttate per usi ornamentali.

Le granodioriti monzogranitiche mostrano colori grigiastri con frequenti inclusi microgranulari. Notevole è la variabilità dei caratteri macroscopici anche nell'ambito di una stessa massa intrusiva; detta variabilità è legata alla dimensione dei cristalli di K-feldspato spesso orientati.

Tutti i monzograniti sono inquadrabili tra "le plutoniti tardo-tettoniche" e "post-tettoniche" (*sensu* GHEZZO & ORSINI, 1982). Tra le diverse intrusioni, alcune sono allungate a forma ellissoidica (p.e. l'intrusione di Tempio Pausania-Calanianus) con asse maggiore orientato N110. All'interno delle intrusioni monzogranitiche è stata riconosciuta una sequenza di messa in posto sincrona "in continuo" dai tipi più ricchi in biotite verso quelli leucocrati meno ricchi in biotite, che rappresenterebbero le facies pertinenti i livelli apicali del corpo intrusivo (CHERCHI *et alii*, 1987).

In queste plutoniti è spesso rilevabile una marcata fluidità planare (LE GALL *et alii*, 1985) espressa dall'allineamento di megacristalli di feldspato alcalino e di inclusi femici di forma allungata, elemento caratteristico di queste plutoniti, la cui orientazione è compresa intorno a N110.

3. - Leucomonzograniti.

Affiorano diffusamente in tutti i settori del basamento sardo. Infatti essi si rinvergono intrusi all'interno delle rocce anchimetamorfiche della Zona Esterna, delle metamorfiti in facies di scisti verdi della Sardegna centro-orientale e del Complesso Metamorfico di Alto Grado della Gallura. Si contraddistinguono per la generale omogeneità composizionale, le tessiture essenzialmente isotrope o, talvolta, debolmente orientate e la colorazione tipicamente rosata. Varie facies sono distinguibili anche in virtù del grado di porfiricità, del contenuto in biotite, che non supera mai il 5 % modale, e della eventuale compresenza di muscovite. La giacitura delle intrusioni leucomonzogranitiche è generalmente discordante rispetto al pattern strutturale delle rocce incassanti e delle intrusioni precedenti; la direzione dominante varia da N-S a NE-SW (GHEZZO & ORSINI, 1982).

Le principali intrusioni sono quelle dei massicci di Alà dei Sardi, del Monte Limbara e del Sulcis, ma intrusioni più modeste sono sparse in tutta l'Isola. Tra i leucomonzograniti va distinto quello del massiccio di Concas, che affiora da Punta Tepilora a Punta Pianedda, per il suo carattere peralluminoso che si manifesta con la presenza di granati e muscovite. Le età radiometriche disponibili per i leucograniti variano intorno alla data di 285 ± 5 Ma (COCHERIE, 1985).

L'introduzione del concetto di «unità intrusiva» (che racchiude termini strutturalmente connessi fra loro, sia pure composizionalmente diversi; v. oltre) nell'interpretazione dei dati di rilevamento del Foglio Arzachena consente di superare questa distinzione schematica.

La petrogenesi del batolite è stata ricostruita secondo modelli differenti proposti da vari autori. Secondo ZORPI *et alii* (1989) le caratteristiche geologico-strutturali di alcune intrusioni composite (Bono e Buddusò) e le zonature composizionali nei principali massicci monzogranitici sarebbero il risultato di processi complessi che prevedono: *i*) presenza di grandi volumi di magma acido in camere magmatiche profonde di dimensioni batolitiche, nelle quali si realizzerebbero zonature composizionali per processi diffusivi allo stato liquido (termodiffusione, convezione doppio-diffusiva) e/o successivamente per cristallizzazione di parete; *ii*) in un secondo stadio, in tali camere si verificherebbero iniezioni di magma basaltico più denso, che determinerebbero la mobilizzazione del sistema e la sua ascesa e messa in posto a livelli più superficiali. I processi di *mixing*, soprattutto di tipo fisico, con trasferimento di fenocristalli in entrambi i sensi, sarebbero il meccanismo petrogenetico fondamentale responsabile delle variazioni chimiche osservate nei massicci zonati del batolite.

Secondo POLI *et alii* (1989) le variazioni geochemiche del batolite sarebbero il risultato di un processo petrogenetico a due stadi. Nel primo stadio si avrebbe l'interazione di un magma subcrustale con un fuso monzogranitico prodotto per anatessi di crosta con composizione corrispondente ad una anfibolite biotitica (grado di fusione 25-35%). L'interazione non sarebbe stata riconducibile, secondo gli autori, ad un semplice processo di *mixing*, bensì ad AFC (assimilazione e cristallizzazione frazionata; DE PAOLO, 1981a, b). A questa fase si attribuisce la formazione delle intrusioni granodioritiche e tonalitiche. Durante il secondo stadio si avrebbe la formazione di fusi leucomonzogranitici in seguito a bassi gradi di fusione parziale (15-25%) della crosta continentale. Sulla base di questo modello generale, il ruolo dell'anatessi crostale sarebbe prevalente nella petrogenesi dell'intero batolite.

Secondo ROSSI & COCHERIE (1991) sia l'associazione magnesio-potassica che quella calcicalina derivano essenzialmente da fusione di crosta con composizione delle grovacche, anche se nella prima associazione l'anatessi sarebbe avvenuta in condizioni granulitiche e nella seconda in condizioni anfibolitiche. Inoltre l'associazione magnesio-potassica avrebbe interagito con magmi subcrustali di composizione basaltica alta in K e di affinità incerta, mentre l'associazione calcicalina avrebbe interagito con magmi basici ad affinità tholeitica, dando così luogo ad ibridazioni di cui le granodioriti e le tonaliti con enclaves di tipo BMD (*basic magma derived*; BRALIA *et alii*, 1981; COCIRTA & MICHON, 1989) sono l'espressione più diffusa.

Il basamento cristallino della Sardegna è disseminato di numerose manifestazioni sub-vulcaniche, l'inquadramento delle quali, all'interno dell'evoluzione geodinamica della Sardegna ercinica e tardo-ercinica, è stato sempre marginale. In realtà le problematiche poste sia dalla giacitura, sia dai caratteri petrochimici in relazione all'età, risultano non banali e dotate di una certa complessità. I rapporti con le rocce incassanti offrono spunti per interpretare il campo di stress locale al momento della loro messa in posto, quelli composizionali possono riflettere cambiamenti dei contesti geodinamici nel tempo. Infatti gli aspetti giaciturali eventualmente correlati con dati di cronologia assoluta, possono consentire di collocare le attività magmatiche cui sono legati i filoni, in un quadro evolutivo post-collisionale che può spingersi oltre il collasso della Catena ercinica, fino all'apertura del rift tetideo. I filoni nella vecchia cartografia venivano distinti tra acidi e basici, questi ultimi definiti genericamente come lamprofirici. Lavori più recenti hanno messo in evidenza come molti filoni basici siano a composizione dioritica o basaltica transazionale e come i filoni alcalini siano meno comuni. Alcuni di questi comunque sembrano fornire età triassiche (BALDELLI *et alii*, 1987), coerentemente con un cambiamento del quadro geodinamico (CORTESOGNO *et alii*, 1998; CORTESOGNO & GAGGERO, 1999).

II - STUDI PRECEDENTI

I lavori di CONTI (1964, 1966, 1968) eseguiti nell'area del contiguo Foglio 412 La Maddalena, costituiscono alcune delle rare fonti di riferimento bibliografico scientifico sulle aree granitiche della Gallura.

Questi lavori sono tuttavia di modesta utilità ai fini cartografici in quanto hanno carattere descrittivo e taglio geopetrografico.

Di quest'ultimo aspetto sono apprezzabili la caratterizzazione chimica delle rocce e le esauritive descrizioni microscopiche delle rocce in sezione sottile.

I dati geologici sull'area provenivano unicamente dai Fogli Geologici 167-168 "Isola Rossa-La Maddalena" e 169 "Caprera" in scala al 100.000 (ARMARI & MORETTI, 1974a, b), nei quale venivano riportate diverse litofacies su base descrittiva senza nessun riferimento alla composizione modale. Inoltre le diverse litofacies non venivano attribuite a differenti unità intrusive discrete, nè tanto meno in tali unità veniva indicato l'andamento cartografico della strutturazione interna.

A partire dagli anni '70, ma soprattutto nella seconda metà degli anni '80, le ricerche dei vari autori sul Batolite Sardo-Corso si sono focalizzate su problematiche a carattere regionale, legate al riconoscimento della sua complessa architettura anche se non mancano studi a carattere geochimico-isotopico e radiometrico (DEL MORO *et alii*, 1975).

Studi a carattere strutturale, petrografico e geochimico, hanno permesso di proporre una sequenza di eventi intrusivi in relazione alla tettonica ercinica.

Sempre nello stesso periodo è stata affrontata la zoneografia metamorfica del basamento del Nord Sardegna in relazione alle complesse strutture del segmento sardo della Catena Ercinica.

Entrambi questi aspetti sono stati già trattati in queste note illustrative nel capitolo precedente (I.2 - Inquadramento geologico regionale) e ad esso si rimanda per eventuali approfondimenti.

A questo proposito è doveroso rimarcare che questi lavori presentano, per la gran parte, un approccio di tipo petrologico, mentre vengono trascurati gli aspetti più strettamente connessi con la cartografia dei corpi granitoidi e delle metamorfiti di alto grado.

Si rendeva quindi necessario un aggiornamento cartografico che da un lato rispecchiasse le nuove conoscenze acquisite di recente, e dall'altro applicasse le moderne tecniche di cartografia dei basamenti cristallini.

III - STRATIGRAFIA

Il Foglio 428 Arzachena è costituito prevalentemente da plutoniti tardo-erciniche; solo nella parte sud-orientale affiorano coperture carbonatiche di età mesozoica, mentre lembi di basamento metamorfico di alto grado si conservano come *roof pendants* di discreta estensione, nel tratto di costa compreso fra Golfo Aranci-Porto Rotondo e Cala di Volpe e tra Palau e Porto Rafael. Il Quaternario è presente con limitati depositi alluvionali pedogenizzati e terrazzati di età pleistocenica, e depositi recenti ed attuali, alluvionali e costieri, che occupano in prevalenza il settore centrale.

Questi lembi di basamento metamorfico conservano a tratti l'evoluzione tettono-metamorfica ercinica, mentre i granitoidi ed i corpi filoniani, pur rispecchiando con la loro giacitura e la strutturazione interna la configurazione di stress regionale tardo-ercinico, hanno registrato soprattutto le deformazioni disgiuntive post-erciniche, in particolare le faglie trascorrenti di età oligo-aquitaniense.

Il rilevamento è stato condotto utilizzando il criterio litostratigrafico; per i depositi quaternari, seguendo le indicazioni del Servizio Geologico, è stato adottato il criterio delle UBSU (o Sintemi) (SGN Quad.1, PASQUARÉ *et alii*, 1992).

Per ciò che concerne le rocce metamorfiche, trattandosi di rocce di alto grado, in gran parte anatettiche, è stata adottata la suddivisione in complessi all'interno dei quali sono state operate distinzioni su basi litologiche.

Il complesso migmatitico è stato suddiviso in metatessiti e diatessiti secondo i criteri suggeriti da SAWYER (1995). Questi criteri riguardano rocce che si ritiene siano costituite in parte da una frazione corrispondente alla cristallizzazione di un fuso silicatico di tipo granitoide.

Nelle metatessiti (MGT) i leucosomi che derivano da cristallizzazione di fusi rappresentano una frazione minima dell'intera roccia; le strutture pre-anatettiche, (elementi strutturali e disomogeneità litologiche primarie) sono ben evidenti e preservate nelle porzioni paleosomatiche (fig.3).

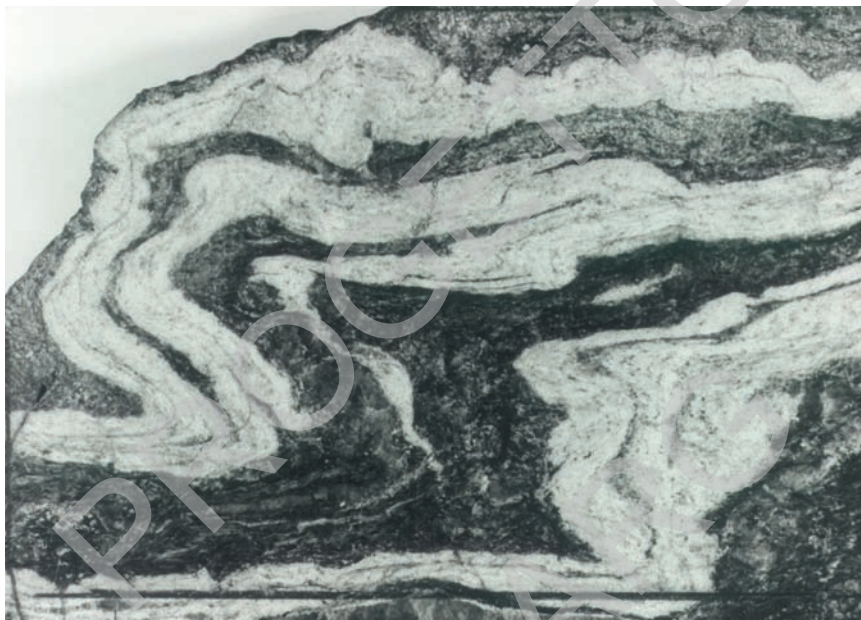


Fig. 3 - Esempio di metatessite con leucosomi sub-concordanti (Loc. Cugnana).

Nelle diatessiti (MGD) le modificazioni strutturali sono molto incisive, ad indicare una pronunciata mobilizzazione anatettica. Questa può esplicarsi in diversi modi conferendo alla roccia un aspetto tendenzialmente omogeneo (nebuliti), oppure listato (stromatiti), oppure «a zolle» (agmatiti) etc., tutti caratterizzati dalla presenza pervasiva di fuso che determina la pressoché completa cancellazione delle strutture pre-anatettiche. La presenza pervasiva di fase liquida ha determinato nelle diatessiti un comportamento complessivo assimilabile a quello di un *crystal-mush* (SAWYER, 1995) che si è manifestato con strutture di flusso e con pieghe tipo “*wild folds*” (fig.4).

La diversa quantità di frazione fusa dipende da quanto è spinto il processo anatettico il che, a sua volta, può dipendere, assumendo un processo a sistema chiuso, essenzialmente da due motivi: *i*) la natura del protolite, comprendendo in essa le condizioni di saturazione in H₂O e le proporzioni modali dei mine-



Fig. 4 - "Wild folds" in diatessite (Loc. Golfo Aranci).

rali reagenti, e quindi la sua fertilità (PETO, 1976; VIELZEUF & HOLLOWAY, 1988; PATINO DOUCE & JOHNSTON, 1991; HARRIS *et alii*, 1995); ii) le reazioni di fusione coinvolte, e quindi le condizioni termo-bariche vigenti nel corso dell'intero processo anatettico. Naturalmente, in un contesto di sistema aperto, fusi anatettici possono essere estratti o introdotti nel sistema.

Pertanto, la distinzione adottata, pur basandosi su criteri tessiturali, può consentire considerazioni genetiche di carattere generale.

Ove possibile sono state istituite unità cartografiche sulla base del riconoscimento del protolite sul terreno. E' questo il caso dei numerosi corpi di ortogneiss sia granodioritici che monzogranitici, come anche dei corpi anfibolitici di modesta estensione (metrica) generalmente incassati nelle metatessiti.

1. - IL COMPLESSO METAMORFICO DI ALTO GRADO

1.1. - GRUPPO DI CUGNANA (CU)

1.1.1. - *Metatessiti* (MGT)

Le metatessiti affiorano a Capo Ferro, in una fascia orientata NW-SE, nel Golfo di Cugnana, a Porto Rotondo (Loc. Punta della Volpe) e un po' ovunque in piccoli lembi decametrici o ettometrici che formano dei *resisters* all'interno delle diatessiti. In esse è ancora agevole la distinzione tra paleosoma e neosoma. I leucosomi possono avere composizione granitoide (a quarzo, feldspato alcalino e plagioclasio) o trondhjemitoidale (a quarzo e plagioclasio). Questi ultimi sono stati in alcuni casi attribuiti a processi di smistamento in *solidus*, cioè non dovuti a fusione parziale in clima anatettico, e sono piuttosto frequenti nei terreni migmatitici del nord Sardegna (FERRARA *et alii*, 1978; PALMERI, 1991) soprattutto in zone di elevata deformazione non coassiale per cui, con ogni probabilità, sono da ricondurre a meccanismi di *pressure solution* (SAWYER & BARNES, 1988).

Le porzioni melanocrate sono in generale ad andamento sub-parallelo a quelle leucocrate ed alternate ad esse in modo più o meno discontinuo (fig.5). Sono composte essenzialmente di biotite con quantità minori di quarzo e plagioclasio. Sono riconoscibili granato e noduli sillimanitici.



Fig. 5 - Contatto tra metatessite e porzione leucocrata di diatessite nebulitica.



Fig. 6 - Metatessite con noduli di sillimanite (Loc. Cala Granu-Porto Cervo). Le linee chiare evidenziano sulla scistosità la direzione di massimo allungamento apparente dei noduli.

Nell'area di Capo Ferro si ha un esempio di transizione piuttosto netta fra metatessiti e diatessiti. Si può osservare il differente comportamento reologico dei due litotipi. In particolare le metatessiti mostrano carattere deformativo tipicamente duttile con pieghe a direzioni assiali (intorno a N130) costanti su lunghe distanze e, nel caso delle pieghe tardive, pronunciato cilindrisimo. Il paleosoma consiste per lo più in un paragneiss minuto, ricco di biotite e con marcate lineazioni mineralogiche, tra cui spiccano noduli di sillimanite a struttura plano-lineare con assi maggiori orientati secondo due direzioni prevalenti: una coerente con la lineazione di massima estensione della roccia

(N145/15), l'altra a 45° rispetto ad essa (fig.6). I noduli potrebbero in parte essersi sviluppati successivamente alla deformazione che ha generato le strutture lineari (N145/15). In definitiva, in accordo con LOSERT (1968), la formazione dei noduli potrebbe essere legata a differenti direzioni di flusso preferenziale, lungo la scistosità, di fluidi acidi responsabili della rimozione di alcali.

In sezione sottile le porzioni paleosomatiche presentano tessitura grano-lepidoblastica, i minerali più abbondanti sono plagioclasio, quarzo, biotite e muscovite. La sillimanite è presente in noduli concresciuta con muscovite. Prevale la fibrolite ma è comune anche la sillimanite prismatica (fig.7).

La cordierite è quasi sempre alterata in aggregati pinitici (fig.8).

Raramente all'interno dei melanosomi compare il granato (fig.9).

I rari leucosomi di composizione granitoide mostrano grande variabilità di spessore, sono radi e trasposti secondo la scistosità dominante con la quale condividono solo le ultime fasi deformative (fig.10). La presenza di leucosomi discordanti suggerisce talora una provenienza esotica di fusi anatettici.

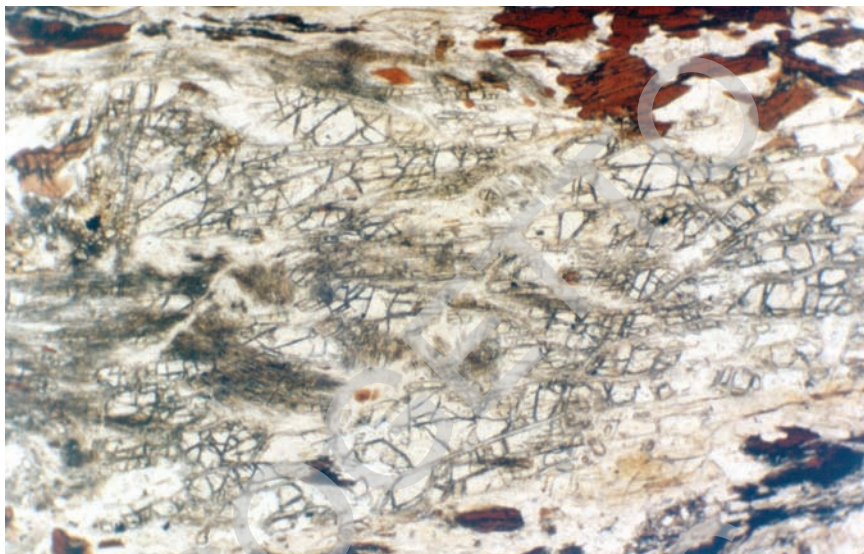


Fig. 7 - Sillimanite prismatica e fibrolite (Loc. Capo Ferro). N.I. x40.

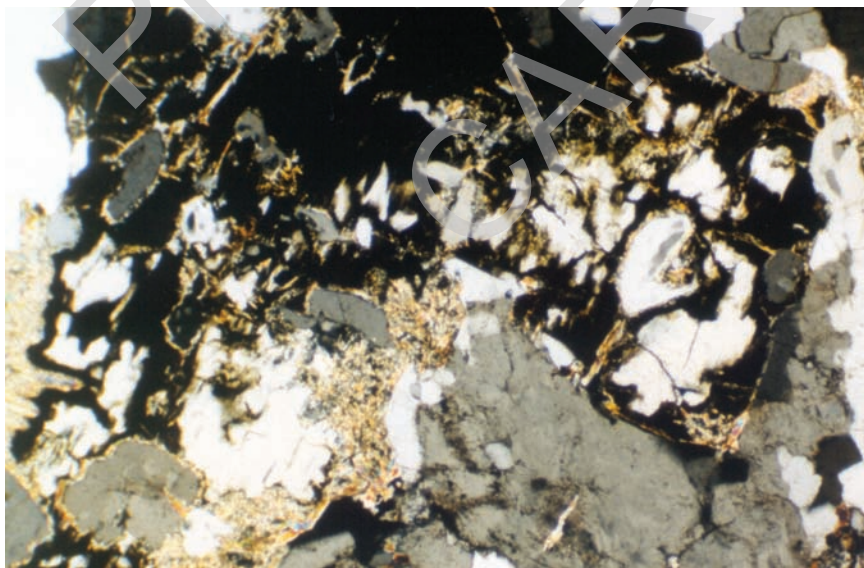


Fig. 8 - Cordierite in gran parte pinitizzata nelle metatessiti del Villaggio Vela Blu (Golfo Aranci). N.I. x40.

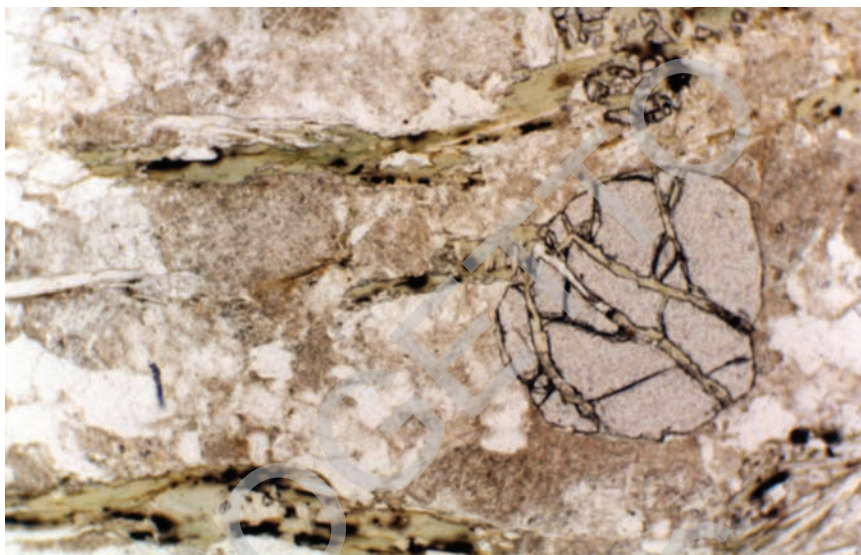


Fig. 9 - Granato in leucosoma di metatessite (Loc. Cugnana Verde). Il leucosoma ripiegato è a composizione granitoide. N.P. x40.



Fig. 10 - Piegia di D2 nelle metatessiti di Cala Granu (Porto Cervo).

Nelle metatessiti sono anche diffusi noduli calco-silicatici di dimensione pluricentrica, associati a livelli di quarziti e composti da quarzo, clinozoisite, clinopirosseno e grossularia (fig.11).



Fig. 11 - *Nodulo calc-silicatico (Loc. Punta della Volpe, Porto Rotondo).*

1.1.1.1. - Anfiboliti (MGT_a)

Alcuni corpi anfibolitici di dimensione da decimetrica a metrica sono stati cartografati nelle metatessiti del Foglio Arzachena, in località Vela Blu (Golfo di Marinella) (fig.12).

Macroscopicamente sono caratterizzate da una debole anisotropia planare. I rapporti geometrici fra la foliazione dell'anfibolite e dell'incassante sono complessi e localmente si apprezza fra esse un grande angolo.

In sezione sottile, la paragenesi fondamentale è costituita da orneblenda verde e plagioclasio (clinopirosseno, granato, quarzo, titanite, rutilo, biotite, minerali opachi) (fig.13).

A tratti si riconoscono simplettiti a clinopirosseno + albite (fig.14), con molta probabilità derivate da destabilizzazione di omphacite.



Fig. 12 - Nodulo di anfibolite di dimensione metrica. Si noti la discordanza tra la foliazione interna al nodulo (indicata dalla penna) e quella delle metatessiti incassanti (Loc. Vela Blu, Golfo Aranci).



Fig. 13 - Orli chelifitici attorno a granato in anfibolite (Loc. Cugnana). N.I. x40.

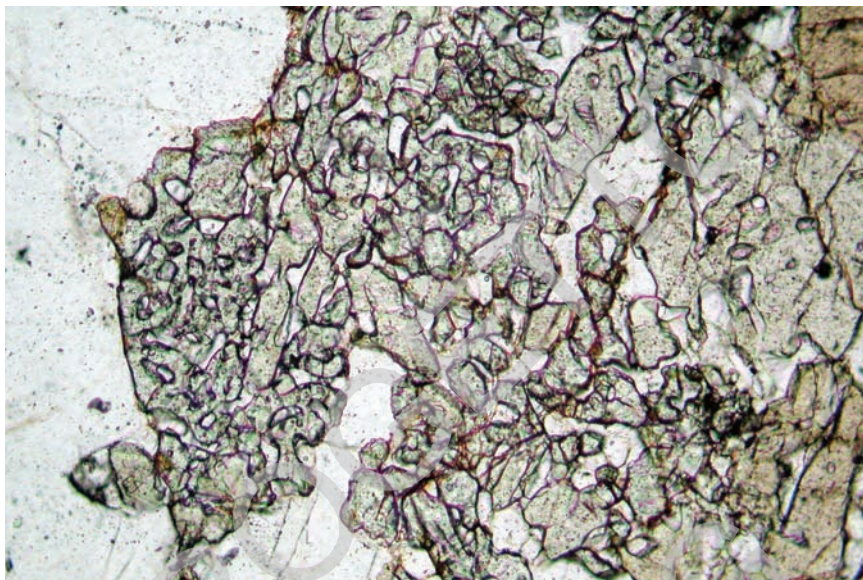


Fig. 14 - *Simplettiti a clinopirosseno e albite in anfibolite (Loc. Vela Blu). N.P. x40.*

1.1.2. - *Diatessiti (MGD)*

Le diatessiti sono decisamente le rocce anatettiche più diffuse.

Esse costituiscono circa il 70% dell'intero complesso migmatitico: affiorano principalmente tra il Golfo delle Saline e Palau, in minore misura intorno a Golfo Aranci, Porto Rotondo, Porto Cervo e nella zona a NE di Punta Rossa (Isola di Caprera).

Come già segnalato in esse è evidente una notevole mobilitazione di fusi anatettici che danno luogo a strutture agmatitiche, nebulitiche, a *schlieren*, stromatiche o discontinue.

Frequenti sono anche strutture dictyonitiche (MENHERT, 1968), legate a zone di taglio dilatanti di scala da centimetrica a metrica.

Spesso all'interno delle diatessiti si rileva la compresenza di leucosomi a composizione trondhjemitoida, del tutto simili a quelli rinvenuti all'interno delle metatessiti, accanto ai leucosomi a composizione granitica di natura anatettica.

Questi ultimi sono talora discordanti sulle strutture stromatiche principali. A volte i rapporti osservabili sul terreno indicano per alcuni leucosomi trondhjemitoidi una antecedenza rispetto quelli a composizione granitica.

Il litotipo dominante è costituito da migmatiti stromatiche che a tratti sfumano in modo più o meno discontinuo ad agmatiti, a migmatiti a *schlieren*, fino a nebuliti (sensu MENHERT, 1968).

In queste ultime la roccia assume un aspetto d'insieme granitoide, nel quale le strutture precedenti sono completamente obliterate restando soltanto sottili fessature di spessore millimetrico o centimetrico. Nelle diatessiti è relativamente abbondante il feldspato alcalino che, assieme a plagioclasio, quarzo e biotite, costituisce la paragenesi fondamentale.

Degna di nota è, talvolta, la presenza di abbondante muscovite "tardiva" in corrispondenza di importanti segregazioni di fuso.

In sezione sottile le porzioni leucocrate mostrano una struttura gneissica marcata dall'orientazione preferenziale dei fillosilicati che spesso si anastomizzano intorno ai cristalli di feldspato e quarzo. Il plagioclasio mostra zonature spesso molto complesse che possono indicare al contempo evidenza di decomposizione e di cristallizzazione da fuso (fig.15). Il feldspato potassico è generalmente allotriomorfo in individui di dimensioni medie.



Fig. 15 - Zonature dirette in plagioclasio nelle diatessiti di Cala Capra (Palau). N.I. x40.

Biotite e muscovite si rinvengono in proporzioni modali non superiori al 5%, spesso in livelli lepidoblastici, non raro è il granato con aspetto relitto. Apatite, zircone, rutilo e monazite costituiscono gli accessori più frequenti.

Molto comuni sono le strutture di tipo myrmechitico al contatto tra feldspato alcalino e plagioclasio (fig.16).

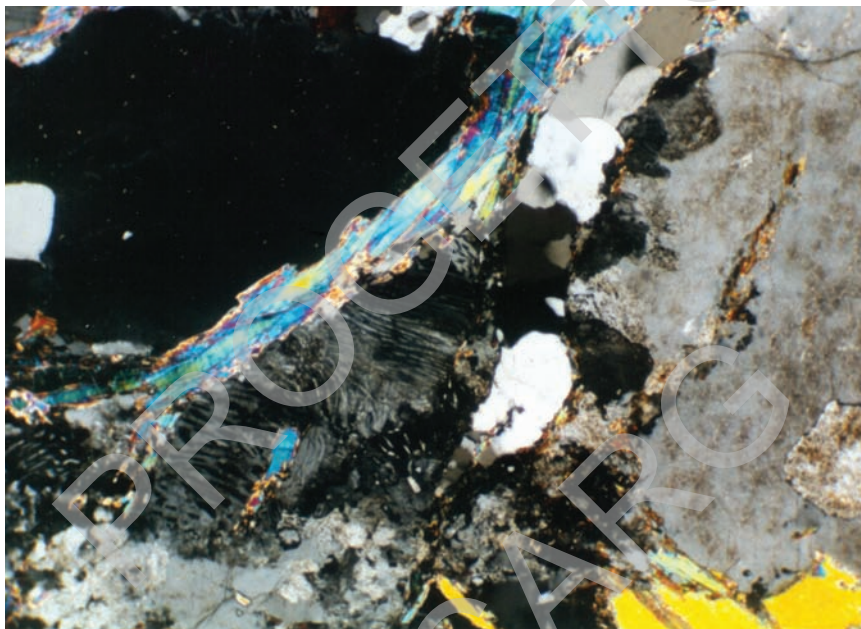


Fig. 16 - Myrmechiti in diatessiti di Cala Capra (Palau). N.I. x40.

1.2. - ORTOGNEISS (OTG)

Gli ortogneiss hanno caratteri composizionali e tessiturali piuttosto vari.

Si va da tipi monzogranitici occhiadini, con grossi individui relitti di feldspato alcalino (fig.17), a tipi granodioritici essenzialmente equigranulari, spesso con lineazioni mineralogiche ben marcate da conferire alla roccia l'aspetto di tettoniti L (PASSCHIER & TROUW, 1996).

I primi affiorano principalmente nei dintorni di Golfo Aranci e come *septa* all'interno dell'intrusione di Barrabisa. I secondi si rinvengono all'interno delle diatessiti nei dintorni di Palau, nel Golfo di Cugnana e presso Capo Ferro in affioramenti non sempre cartografabili.

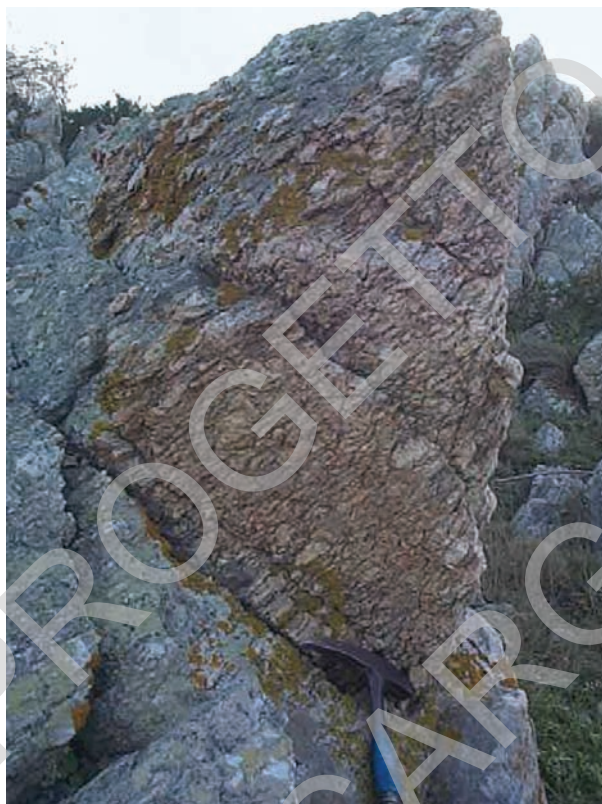


Fig. 17 - *Ortogneiss occhiadino di Golfo Aranci*.

1.3. - LEUCOGRANITI FOLIATI A MUSCOVITE (**LGF**)

Questi granitoidi affiorano in ammassi e filoni sub-concordanti con la foliazione principale, all'interno delle migmatiti nei dintorni di Porto Cervo e Golfo Aranci (fig.18).

Si tratta di granitoidi a grana prevalentemente da fine a media, talvolta fortemente foliati in condizioni di *solid-state flow*. La foliazione è generalmente molto pervasiva spesso con caratteristiche milonitiche e sviluppo di nastri di quarzo di tipo 3 (BOULLIER & BOUCHEZ, 1978) (fig.19). Solo nelle facies pegmatitiche la foliazione assume le caratteristiche di *cataclastic flow*, probabilmente per le temperature più basse e per l'influenza esercitata dai feldspati (molto abbondanti)



Fig. 18 - Filone di leucogranito foliato a Punta Ischia Longa (Golfo Aranci).

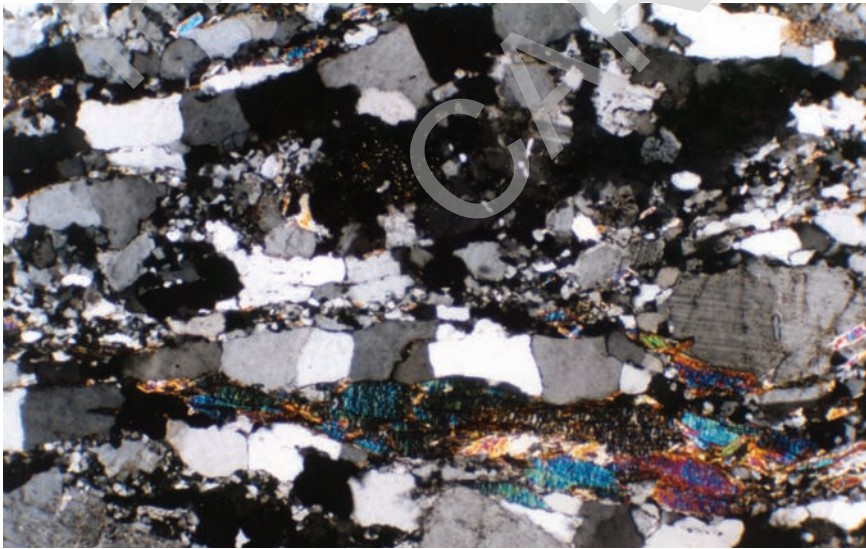


Fig. 19 - Nastri di quarzo di tipo 3 nei leucograniti foliati di Cala Granu (Porto Cervo) N.I.x40.

Tab. 1 - *Analisi chimiche rappresentative: *CNRS Nancy, 2000; ** da INNOCENTI et alii, 1991.*

TAB.1	LEUCOGRANITI FOLIATI A MUSCOVITE *	UNITÀ INTRUSIVA DI BARRABISA**			
	FA1	BB35	BB101	BB14	BB33
SiO ₂	71.31	70.74	70.81	68.56	68.33
TiO ₂	0.27	0.29	0.26	0.41	0.43
Al ₂ O ₃	15.33	15.71	16.09	16.67	15.86
FeO	0.00	0.00	0.61	1.9	0
Fe ₂ O ₃	2.31	2.23	1.39	0.71	3.11
MnO	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05
MgO	0.91	0.50	0.57	0.8	1.08
CaO	1.41	2.19	2.10	2.97	2.95
Na ₂ O	3.44	4.02	4.12	4	3.83
K ₂ O	3.83	2.96	3.29	2.98	2.76
P ₂ O ₅	0.14	0.12	0.13	0.17	0.17
L.O.I.	0.96	1.19	0.59	0.83	0.83
Tot	99.95	100.00	100.00		100
A/CNK	1.05	1.14	1.14		1.08
Sc	<<				
V	39	10	9	12	23
Cr	30	< 5	< 5	5	24
Co	4				
Ni	10	< 5	< 5	< 5	7
Cu	<<				
Zn	55				
Ga	19				
Rb	140	95	100	75	106
Sr	176	33.5	332	465	368
Y	15	10	8	10	13
Zr	64	124	116	170	143
Nb	7	10	8	9	7
Ba	624	618	667	747	733
La	13.9				
Ce	29.9				
Nd	14.7				
Pb	34.6				
Th	5.04	6	<5	6	53
U	0.209				

sul loro comportamento reologico. Si tratta di corpi anatettici messi in posto durante l'evento deformativo tardivo, a raccorciamento verticale, legato all'esumazione del basamento, come riscontrato per analoghi corpi che affiorano nelle migmatiti della Bassa Gallura (Tarra Padedda; MACERA *et alii*, 1989). Infatti essi sono interessati da pieghe a piani assiali orizzontali, oppure mostrano lineazioni di estensione *down dip*, contrastanti con quelle orizzontali degli gneiss incassanti (v. fig.49, Capo Ferro) e coerenti con una deformazione legata a zone di taglio normali a basso angolo. La composizione è generalmente leucomonzogranitica con abbondante muscovite. Tra le altre fasi minerali è osservabile di frequente il granato. In tab.1 è riportata la composizione chimica rappresentativa di questa litofacies (campione FA-1) (tab.1).

2. - IL COMPLESSO INTRUSIVO TARDO-ERCINICO

Il rilevamento sulle rocce granitoidi del Foglio Arzachena è stato condotto con criteri geologici, strutturali e petrografici applicabili in campagna (sulla base del principio irrinunciabile che una carta geologica si elabora a partire da evidenze riscontrabili sul terreno) in conformità con quanto suggerito dalle norme per la stratigrafia e la cartografia del cristallino (PASQUARÉ *et alii*, 1992), contenute nel Volume 1, Quaderni serie III del SGN e dalle norme per il rilevamento dei complessi plutonici del BRGM (ROSSI & CHEVREMONT, 1987). Per la caratterizzazione delle varie petrofacies, si sono considerate la taglia e il grado di idiomorfismo dei minerali maggiori, la loro stima modale, in particolare la stima del rapporto feldspatico ove facilitata da differenze cromatiche, la natura dei femici. I dati di laboratorio, quali la petrografia in sezione sottile, la geochimica degli elementi maggiori ed anche indagini radiometriche, hanno contribuito a precisare e affinare le caratterizzazioni di terreno. Tra gli elementi caratterizzanti particolare attenzione è stata dedicata alla presenza, quantità e forma degli "enclaves", la natura dei quali è stata definita secondo i criteri di DIDIER & BARBARIN (1991).

In questo testo vengono descritte e distinte le caratteristiche di varie unità intrusive, con le loro sub-facies, mettendo soprattutto in evidenza connotazioni di tipo geologico-strutturale e petrografiche. Nella letteratura corrente i termini «strutturale» e «tessiturale» vengono ormai indifferentemente impiegati in riferimento a caratteri petrografici sia mesoscopici che microscopici. Per non ingenerare confusione, si è scelto di impiegare i termini «struttura» e «strutturale» in riferimento alle prerogative geologiche ed i termini «tessitura» e «tessiturale» in riferimento alle prerogative petrografiche.

L'analisi strutturale, macro e mesoscopica, condotta seguendo la metodologia illustrata da MARRE (1986), ha interessato tutti gli elementi planari e lineari

identificabili ad occhio nudo a varie scale: dal singolo cristallo (p.e. feldspati e miche) all'*enclave* di dimensioni metriche, fino a corpi caratterizzati da continuità di affioramento, a parità di litotipo, a scala cartografica.

Le informazioni sull'orientazione spaziale di questi elementi sono indispensabili per la ricostruzione della deformazione e del campo di stress vigente sia nel corso della messa in posto di un'intrusione sia successivamente. Il tipo di deformazione che si accompagna alla messa in posto ed al consolidamento di un'intrusione si modifica nel tempo, in funzione della variazione del regime reologico in risposta al progressivo raffreddamento. In generale si manifestano inizialmente deformazioni continue e pervasive, evidenziate da strutture quali fluidalità, lineazioni mineralogiche, scistosità, seguite da deformazioni a carattere discontinuo come zone di taglio cataclastico-milonitiche, giunti ecc.

In definitiva l'insieme dei dati petrografici e strutturali di terreno ha permesso di definire singole unità intrusive caratterizzate ognuna da geometria, aspetti composizionali e strutturali propri e dalla cronologia relativa di messa in posto, deducibile dall'analisi dei contatti tra differenti litofacies delle diverse unità intrusive.

In questo modo sono state individuate quattro differenti unità intrusive, suddivise in unità cartografiche di rango inferiore costituite da differenti petrofacies (tav.1). In ordine di estensione esse sono:

- l'unità di Arzachena, a sua volta suddivisa in due sub-unità: quella di M. Tiana e quella di Punta La Ettica. La prima è in rapporti intrusivi con la ghirlanda di setti migmatitici e di unità relativamente più antiche (i.e. Barrabisa) che la delimitano, la seconda è posta nel suo insieme all'interno della prima. La sub-unità di M. Tiana ha composizione essenzialmente monzogranitica ed è stata suddivisa in undici litofacies che differiscono per caratteri tessiturali. La sub-unità di Punta La Ettica comprende rocce con composizione variabile da quarzodioritica a tonalitico-granodioritica.
- l'unità di Palau, costituita da monzograniti e granodioriti, è confrontabile per estensione con l'unità di Arzachena con la quale però non viene a diretto contatto, pertanto non è stato possibile stabilire i reciproci rapporti di messa in posto.
- l'unità di Barrabisa, costituita da granodioriti peralluminose con muscovite e talvolta cordierite e andalusite più o meno relitte. Questa unità è anche l'unica che esibisce una foliazione pervasiva acquisita in condizioni che vanno dal *sub-magmatic* al *solid-state flow* (INNOCENTI *et alii*, 1991).
- l'unità di Porto Rotondo, costituita da una facies granitica a biotite e muscovite±granato e da una facies granodioritica molto ricca di *enclaves* biotitici che mostrano un'orientazione sub-ortogonale con quella delle due unità principali di Arzachena e Palau.

Tra queste unità quella relativamente più antica è l'unità di Barrabisa, perché intrusa sia da termini dell'unità di Arzachena che da quella di Palau.

I dati di terreno indicano, invece, sostanziale contemporaneità di messa in posto tra le due sub-unità appartenenti all'unità di Arzachena; contemporaneità documentata da evidenze di ibridazione reciproca nelle zone di contatto.

Per l'unità di Porto Rotondo non è possibile stabilire alcun rapporto cronologico relativo con le altre unità in quanto essa intrude esclusivamente migmatiti.

Nell'ambito di questo lavoro, si è proceduto, presso il BRGM di Orléans, alla datazione, col metodo U-Pb per dissoluzione su zirconi, di due campioni provenienti dalla sub-unità di M. Tiana e dalla intrusione di Santa Teresa di Gallura, poco a NW del presente Foglio, con lo scopo di porre dei vincoli cronologici assoluti per la migliore definizione della sequenza di messa in posto.

I valori ottenuti, corrispondenti alle età di cristallizzazione dei campioni, sono rispettivamente di 311 (+6/-4) Ma e di 307 (+5/-2) Ma. Il valore di 311 (+6/-4) Ma, che è estendibile alla sub-unità di Punta La Ettica, pone un vincolo cronologico superiore anche per l'unità di Barrabisa. Per questa unità era stata proposta, sulla base delle più antiche date di chiusura degli scambi isotopici tra roccia totale e muscoviti separate dalle parti più interne dell'intrusione, un'età minima di messa in posto di 300 Ma (INNOCENTI *et alii*, 1991). Il valore di 307 (+5/-2) Ma è accreditabile all'unità intrusiva di Palau che è ritenuta essere in continuità con la monzo-granodiorite di Santa Teresa di Gallura.

2.1. - UNITÀ INTRUSIVA DI BARRABISA

Questa unità affiora nella penisola di Coluccia, nell'Isuledda e ad est di Palau dove, unitamente al complesso migmatitico, viene intrusa dall'unità di Palau lungo un contatto caratterizzato a tratti da breccie intrusive.

2.1.1. - *Granodioriti microgranulari foliate. Facies Barrabisa (BBA_a)*

La sua caratteristica peculiare è costituita da una foliazione evidenziata dall'allineamento di *films* di biotite, più raramente di muscovite, e di aggregati policristallini di quarzo che conferisce alla roccia una marcata struttura plano-lineare.

Le caratteristiche microscopiche fanno ritenere, in accordo con i criteri di PATERSON *et alii* (1989) e come testimoniato dagli aggregati policristallini di quarzo, i *mica-fish* e le deformazioni a carico dei plagioclasti (fig.20), che lo sviluppo di tale foliazione sia iniziata in condizioni di *sub-magmatic flow* e sia continuata in condizioni di *solid state flow* (INNOCENTI, 1990; INNOCENTI *et alii*, 1991).

L'andamento spaziale della foliazione è concordante sia con quello della scistosità dei numerosi setti di metamorfiti incorporati nell'intrusione, sia con quello



Fig. 20 - "Mica fish" nel granito foliato dell'unità intrusiva di Barrabisa (Loc. Palau). N.I. x60.

della fluidità magmatica riscontrabile nell'unità intrusiva di Palau.

L'unità intrusiva di Barrabisa mostra una certa eterogeneità di caratteri petrografici e composizionali. INNOCENTI (1991) ha distinto una facies tonalitica, una granodioritica e una monzo-granodioritica.

Nel Foglio Arzachena affiora essenzialmente quest'ultima facies che a tratti sfuma in una facies granodioritica.

La facies dominante ha grana medio-fine, tessitura inequigranulare ipidomorfa con plagioclasio euedrale-subedrale, feldspato alcalino subedrale-anedrale, spesso pecilitico su plagioclasio e miche (biotite e muscovite), e quarzo anedrale. A zone è presente abbondante cordierite pinitizzata e rara andalusite. Apatite, zircone e rara magnetite costituiscono gli accessori più comuni.

L'unità intrusiva di Barrabisa mostra caratteristiche seriali calcalkaline del tutto simili a quelle delle altre intrusioni del Batolite (INNOCENTI *et alii*, 1991) ed è caratterizzata da un rapporto A/CNK tra 1,07 e 1,2 che, insieme alle fasi aluminose riscontrabili sia macroscopicamente che in sezione sottile, la caratterizza come decisamente peralluminosa. In tab.1 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dai campioni BB35, BB101, BB14, BB33.

La datazione di questa unità intrusiva è stata sempre problematica; anche con differenti metodologie finora non sono state riscontrate età univoche (INNOCENTI *et alii*, 1991).

2.2. - UNITÀ INTRUSIVA DI ARZACHENA

L'unità di Arzachena è la più complessa ed articolata del Foglio. Essa è stata suddivisa in due sub-unità che raggruppano diverse litofacies: la sub-unità di Punta La Ettica e la sub-unità di M. Tiana.

2.2.1. - Sub-unità intrusiva di Punta La Ettica

Nell'area compresa tra la fattoria Capichera e lo stazzo La Piredda affiorano quarzodioriti in contatto con granodioriti tonalitiche. I contatti tra le quarzodioriti e le granodioriti tonalitiche, come anche il contatto di queste ultime con il monzogranito della facies Arzachena, appaiono interdigitati (i primi sono sovente caratterizzati da frammenti a contorni lenticolari o irregolari di quarzodiorite nelle granodioriti tonalitiche). Inoltre, al passaggio da quarzodioriti a granodioriti tonalitiche si osserva una rapida variazione di grana (da circa 0.5 mm a 1.0 mm, rispettivamente). Questi caratteri suggeriscono che il contatto sia avvenuto in generale tra magmi con contenuti relativamente elevati di fasi solide. In prossimità del contatto sono inoltre frequenti orneblende in prismi fino a 3-4 cm. Più raramente contatti molto netti tra la quarzodiorite e la granodiorite a grana media potrebbero suggerire l'intrusione dei termini più acidi in una massa in più avanzata fase di consolidazione.

2.2.1.1. - Quarzodioriti. Facies Punta de Lu Focu (AZN_{1a})

Affiorano presso Stazzu Antoni; si tratta di rocce a grana fine, con tessitura olocristallina, equigranulare ipidiomorfa con un indice di colore variabile tra 40 e 50. Tra le rocce granitoidi del foglio sono quelle che mostrano il più basso rapporto A/CNK (tab.2).

In sezione sottile queste rocce rivelano la seguente composizione mineralogica: plagioclasio+orneblenda+biotite+quarzo+apatite+titanite+allanite±clinozoisite±opachi±zircono±K-feldspati. Sono presenti strutture che denotano fenomeni di instabilità dei minerali preesistenti con sostituzione di biotite da parte di anfibolo. Comuni sono pseudomorfofosi di orneblenda su probabile clinopirosseno. Le zonature di alcuni plagioclasii mostrano un bordo di composizione oligoclasio-andesina simile a quello dei plagioclasii non zonati. Tale bordo sovracresce una struttura ad atollo di un plagioclasio di composizione labradoritica-bytownitica. Queste strutture sembrano suggerire il coinvolgimento in un processo di *mixing* di fusi a composizione più primitiva. In tab.2 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dai campioni AA0033 e AA0192.

Tab. 2 - *Analisi chimiche rappresentative.*

TAB.2	SUB UNITA' DI PUNTA LA ETTICA			
	AA33	AA40	AA192	AA193
SiO ₂	55.17	58.74	57.02	69.98
TiO ₂	1.05	0.94	1.05	0.37
Al ₂ O ₃	16.55	16.94	16.76	14.79
FeO	4.85	5.16	5.39	2.40
Fe ₂ O ₃	1.84	1.12	1.29	0.22
MnO	0.12	0.13	0.13	0.06
MgO	4.67	3.59	4.61	0.84
CaO	7.64	6.73	6.72	2.10
Na ₂ O	2.90	3.16	2.95	3.26
K ₂ O	1.65	1.83	2.08	4.51
P ₂ O ₅	0.17	0.03	0.27	0.20
L.O.I.	2.78	1.00	1.16	0.73
Tot	99.39	99.37	99.43	99.46
A/CNK	0.81	0.87	0.87	1.05
Sc	15	15	15	17
V	193	166	161	36
Cr	84	90	106	25
Co	44	105	64	80
Ni	8	21	49	19
Cu	11	155	37	2
Zn	61	124	76	66
Ga	8	22	2	0
Rb	63	84	83	156
Sr	326	370	273	174
Y	31	25	30	26
Zr	121	178	176	168
Nb	10	9	13	13
Ba	381	469	457	750
La	18	37	34	42
Ce	51	53	77	92
Nd	30	17	29	46
Pb	29	34	41	48
Th	2	6	10	21
U	2	3	3	6

2.2.1.2. - Granodioriti tonalitiche. Facies Punta La Ettica (AZN_{1b})

Le granodioriti affiorano intimamente associate con termini a tendenza tonalitica. Una distinzione cartografica fra i due termini non è stata possibile sia per le fitte interdigitazioni intercorrenti tra di essi, sia perché non sempre le differenti caratteristiche macroscopiche corrispondono a differenti composizioni modali, particolarmente quando la struttura è equigranulare e l'indice di colore è intorno a 20 (fig.21).

Affiorano solo in una stretta fascia in prossimità del contatto col monzogranito (facies Balbarichinu); sono caratterizzate da struttura olocristallina inequigranulare per la presenza di sporadici megacristalli idiomorfi di K-feldspato; la paragenesi fondamentale è data da plagioclasio+K-feldspato+quarzo+biotite±orneblenda).



Fig. 21 - *Quarzodiorite (scura) in frammenti isolati ed in contatto lobato con le granodioriti tonalitiche (Loc. Punta La Ettica).*

In sezione sottile le granodioriti tonalitiche si distinguono per la composizione mineralogica costituita, da plagio-clasio+quarzo+biotite+orneblenda+K-feldspato+apatite+opaco±allanite±zirconio±titanite. Esse inoltre si distinguono dalle granodioriti associate all'intrusione di Arzachena e dalle granodioriti di Porto Rotondo, per la presenza di orneblenda, la grana media e la struttura talvolta inequigranulare.

Da un punto di vista composizionale, le granodioriti di Punta La Ettica sono le uniche chiaramente metalluminose, mentre le altre rivelano una marcata peraluminosità. In tab.2 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dai campioni AA0040 e AA0193.

2.2.2. - Sub-unità intrusiva di Monte Tiana

La sub-unità di Monte Tiana comprende undici litofacies a composizione da granodioritica a monzogranitica, quest'ultima con marcata tendenza leucocrata.

Le caratteristiche di insieme dei termini leucocrati sembrano connesse alla posizione geometrica nell'ambito dell'intrusione.

Essi si rinvengono per lo più in corrispondenza delle zone di bordo e mostrano caratteri subvulcanici (ad es. tessiture microporfiriche, *chilled margins*) al contatto con l'incassante metamorfico.

Altrimenti, dove essi formano ammassi domiformi in corrispondenza di zone apicali, sono più diffuse le disomogeneità tessiturali tipiche di fenomeni di turbolenza. Le litofacies della sub-unità intrusiva di Monte Tiana sono descritte qui di seguito.

2.2.1.1. - Granodioriti monzogranitiche.

Facies Punta Candela (AZN_{2a})

Questa litofacies costituisce un discreto rilievo in corrispondenza di Punta Candela. Presenta una anisotropia planare con direzione N140 e immersione a NE di circa 20°, ben marcata dall'orientazione dei feldspati, della biotite e degli inclusi femici, che sono sempre presenti. La tessitura è inequigranulare per la presenza di fenocristalli di K-feldspato di colore rosato, distribuiti in maniera disomogenea nella roccia.

La biotite, che può raggiungere proporzioni modali del 20%, è presente sia inclusa entro i feldspati, sia nella massa fondamentale, talvolta in aggregati al contorno dei minerali sialici. Raramente è presente anfibolo in proporzioni modali di qualche punto percentuale. In tab.3 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione AA0039.

2.2.1.2. - Microgranodioriti.

Facies Punta Lisandru-Monti Biancu (AZN_{2b})

Affiorano in corrispondenza di Punta Lisandru, Monti Biancu e Punta Ramasinu e altri affioramenti minori, occupando posizioni marginali tra il basamento metamorfico incassante e l'unità intrusiva di Arzachena. Hanno struttura microgranulare spesso ipidiomorfa, in cui è talora difficile riconoscere la foliazione magmatica.

Il plagioclasio e la biotite hanno taglia compresa fra 1 e 3 mm ed il quarzo è sempre interstiziale. Oltre a ciò si caratterizzano per la bassissima proporzione modale di K-feldspato. In sezione sottile si osserva abbondante muscovite talvolta destabilizzata in silicato anidro di alluminio (fig.22).

Il carattere peralluminoso di questa litofacies è d'altra parte confermato dall'indice A/CNK superiore a 1,1.

In tab.3 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dai campioni AA0034 e GP0065.

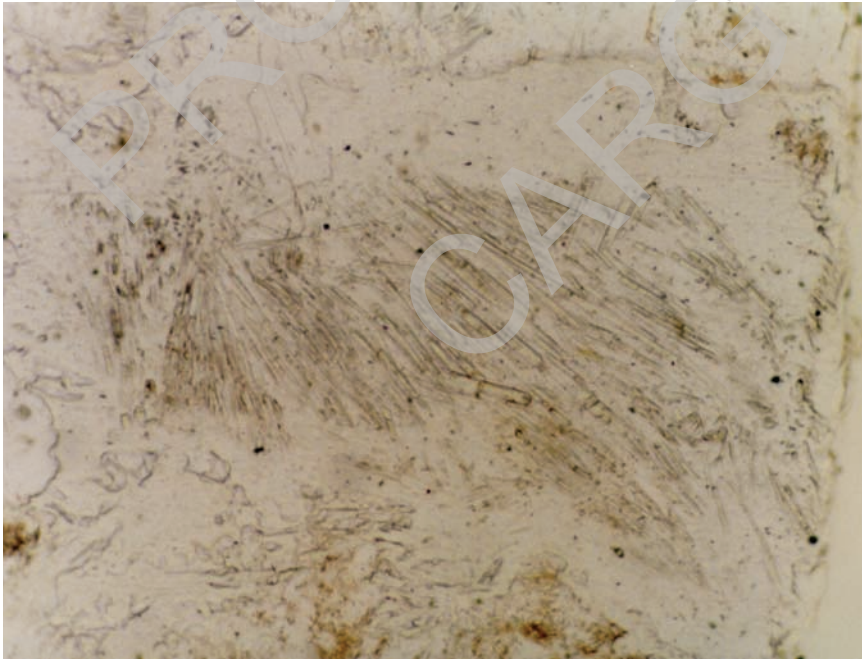


Fig. 22 - Sillimanite cristallizzata per destabilizzazione di muscovite. Microgranodiorite, facies Punta Lisandru - Monti Biancu. N.P. x40.

Tab. 3 - Analisi chimiche rappresentative.

	SUB UNITA' MONTE TIANA															
	GP40	GP41	AA39	AA43	AA86	AA100	AA101	AA184	AA185	GP84	GP85	GP88	AA194	AA34	GP65	GP81
SiO ₂	75.82	75.50	69.04	77.03	71.16	69.75	74.86	73.68	75.49	75.96	74.98	70.94	70.09	66.50	69.98	71.78
TiO ₂	0.09	0.15	0.43	0.11	0.33	0.43	0.18	0.10	0.16	0.10	0.15	0.29	0.41	0.49	0.31	0.28
Al ₂ O ₃	12.68	12.77	15.36	12.00	14.32	14.72	12.92	13.69	13.37	12.88	12.87	14.44	14.47	16.85	15.25	14.16
FeO	0.89	0.80	2.22	1.02	1.98	2.25	1.44	0.84	0.74	0.74	1.12	1.77	2.75	2.89	2.03	1.65
Fe ₂ O ₃	0.24	0.19	0.72	0.01	0.39	0.62	0.02	0.81	1.28	0.06	0.13	0.32	0.43	0.23	0.43	0.43
MnO	0.04	0.05	0.06	0.05	0.07	0.06	0.07	0.04	<0.10	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06
MgO	0.12	0.28	0.85	0.19	0.60	0.82	0.30	0.11	0.29	0.21	0.28	0.58	0.69	1.30	0.68	0.52
CaO	0.78	0.92	2.68	0.73	1.92	2.54	0.92	0.68	0.68	0.70	0.75	1.79	1.86	3.45	2.18	1.65
Na ₂ O	3.09	3.31	3.58	3.03	3.40	3.45	3.24	3.96	3.26	3.46	3.22	3.24	3.26	4.34	3.39	3.46
K ₂ O	5.16	4.76	3.61	4.60	4.35	3.67	4.51	4.63	4.91	4.51	4.99	4.99	4.74	2.30	3.39	4.48
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.14	0.05	0.14	0.14	0.05	0.02	<0.10	0.03	0.05	0.10	0.15	0.22	0.25	0.09
L.O.I.	0.57	0.70	0.89	0.70	0.78	0.76	0.77	0.85	0.38	0.77	0.70	0.74	0.62	0.88	1.22	0.72
Tot	99.49	99.44	99.37	99.51	99.40	99.22	99.29	99.41	99.82	99.48	99.31	99.24	99.52	99.51	99.16	99.27
A/CNK	1.05	1.04	1.05	1.06	1.04	1.03	1.09	1.07	1.12	1.09	1.07	1.03	1.04	1.06	1.15	1.05
Sc	15	15	16	15	15	14	15	18	18	16	15	13	18	12	16	15
V	9	15	39	11	34	42	21	7	7	6	11	33	27	37	25	24
Cr	3	0	0	9	3	1	0	11		2	0	0	15	9	1	1
Co	99	152	96	197	90	97	114	69		128	146	112	80	100	94	103
Ni	2	0	1	4	0	0	0	5		0	0	0	7	3	0	0
Cu	0	0	0	0	0	0	0	29		0	0	0	18	0	7	0
Zn	0	0	39	4	26	40	22	57		0	11	26	61	53	54	24
Ga	4	0	0	0	0	7	2	15		0	6	0	9	1	11	0
Rb	141	201	108	197	142	121	212	151		201	225	142	132	109	145	157
Sr	43	51	202	46	136	186	52	59		46	44	133	115	390	204	122
Y	12	36	22	29	21	20	37	42		29	37	19	24	16	15	25
Zr	95	69	211	67	162	195	93	188		59	87	142	300	171	129	150
Nb	9	24	13	17	15	13	19	16		16	18	14	13	14	14	15
Ba	307	224	1181	276	781	971	292	885		207	273	987	693	391	651	793
La	72	7	65	26	56	33	33	48		32	41	59	76	40	51	40
Ce	96	77	133	76	118	73	77	95		76	90	105	161	85	74	72
Nd	18	12	35	21	20	3	31	34		13	11	20	57	15	12	9
Pb	35	38	7	39	28	16	41	18		31	34	23	32	16	13	17
Th	12	21	21	15	16	13	19	19		18	19	14	13	9	11	13
U	5	7	3	7	5	4	7	5		7	8	5	5	4	5	5

2.2.1.3. - Granitoidi autometasomatici.

Facies Monte Cupalchiata (AZN_{2c})

Affiorano in località Cupalchiata in quattro *stocks* di piccole dimensioni a sud di Arzachena. Si caratterizzano per la presenza di grossi cristalli di K-feldspato di dimensioni da 3 a 10 cm notevolmente isorientati in direzione N30E, discordante rispetto ai motivi strutturali della facies Balbarichinu incassante.

I cristalli di K-feldspato sono quasi sempre sostituiti da quarzo, albite e mica bianca, i plagioclasti completamente alterati in aggregati di mica chiara. La mica chiara primaria si presenta in cristalli di notevoli dimensioni.

La biotite è alterata in feltri verdastri che si sono rivelati composti da mica chiara+epidoto+fillosilicati di tipo celadonite ed ematite.

Verosimilmente si tratta di ammassi a carattere pegmatitico fortemente autoidrotermalizzati.

2.2.1.4. - Monzograniti.

Facies Punta Balbarichinu (AZN_{2d})

Questa litofacies, ampiamente diffusa nell'area a sud-est del paese di Arzachena, costituisce uno dei più estesi corpi intrusivi del Foglio e si interpone fra la litofacies leucogranitica di Punta Cugnana e quella monzogranitica di Arzachena.

Si tratta di un monzogranito che presenta tessitura inequigranulare, ipidiomorfa, moderatamente orientata, con grossi fenocristalli idiomorfi rosati di K-feldspato (2-3 cm) distribuiti omogeneamente in una massa fondamentale di colore grigio-biancastro a grana grossa. Risulta ben evidente una fluidalità planare orientata N 130°, immersione a NE con inclinazioni comprese tra 27° e 35°.

In prossimità di Stazzi La Ettica questa litofacies va a contatto con le granodioriti tonalitiche della sub-unità omonima; ivi la fluidalità si dispone parallelamente al contatto, che ne risulta frastagliato a scala cartografica. Queste strutture sono particolarmente ben evidenti lungo le balze di Monte Balbarichinu.

Le fasi mineralogiche principali presenti sono, in ordine decrescente di abbondanza: quarzo, K-feldspato, plagioclasio, biotite.

Fra i minerali accessori ricordiamo minerali opachi e mica bianca. Quest'ultima, ad un esame in sezione sottile, sembra far parte di aggregati polimillimetrici di pinite, oltre che apparire in forma di cristalli isolati di apparente natura primaria. Questi aspetti sembrano tradire una natura peralluminosa del magma.

In tab.3 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione AA0194.

2.2.1.5. - Monzograniti.

Facies Arzachena (AZN_{2e})

La facies monzogranitica denominata Arzachena affiora estesamente nella porzione mediana del Foglio e forma un corpo intrusivo plurichilometrico allungato in direzione N120, lungo la direttrice Arzachena-Luogosanto-Bassacutena che si estende nel limitrofo Foglio Luogosanto.

Gli elementi strutturali riconducibili allo stadio di messa in posto (fluidalità planare e lineare), le modalità di distribuzione di strutture pegmatitiche associate a cavità miarolitiche, di *schlierens* biotitici e di motivi di turbolenza tessiturale hanno consentito di definire la geometria interna del corpo e di dedurne una struttura a duomo allungato di cui la zona apicale è centrata a Monte Mazzolu, località dove questi fenomeni sono più evidenti.

A carico di questo tipo di granito si sviluppa un'intensa attività estrattiva; il litoide ornamentale che ne deriva viene commercializzato con il nome di "Rosa Beta". La roccia ha colore grigio chiaro con tonalità debolmente rosate, di grana medio-fine e tessitura inequigranulare ipidiomorfa orientata che si caratterizza macroscopicamente per la taglia dei cristalli di K-feldspato, generalmente idiomorfi, compresa fra 0.5 e 2 cm (fig.23).

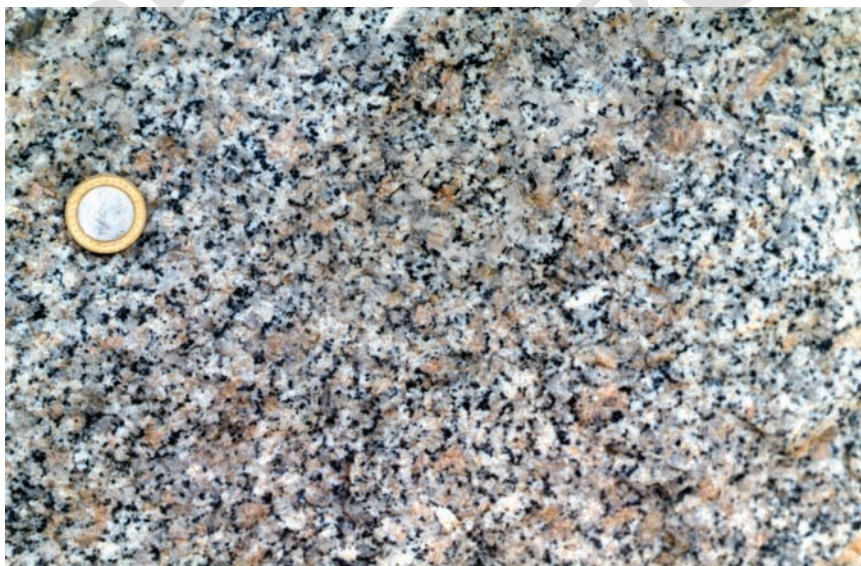


Fig. 23 - Monzogranito della facies Arzachena, corrispondente alla tipologia commerciale "Rosa Beta" (Loc. Arzachena).

Nonostante la diffusa campionatura abbia evidenziato la notevole omogeneità composizionale di questo corpo, sono tuttavia riconoscibili al suo interno significative varietà tessiturali. Infatti localmente sono state individuate zone a grana media con megacristalli di K-feldspato associati ad adunamenti di biotite e quarzo. In tab.3, la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dai campioni GP0081, GP0088, AA0086, AA0100 e AA0101.

2.2.1.6. - Monzograniti. Facies Castel Cervo (AZN_{2f})

Ad occidente di Porto Cervo, nell'area compresa tra Monte Moro-Lu Nibbaru e Cala Bitta, affiora il monzogranito facies Castel Cervo, caratterizzato da tessitura inequigranulare ipidiomorfa, moderatamente orientata. Caratteristica è la presenza di fenocristalli euedrali di K-feldspato, di taglia compresa fra 1 e 3 cm, e quarzo globulare. La fluidalità magmatica planare ha direzioni tra N125 e N175, immersione a NE variabile da 30° a sub-verticale.

Il corpo principale è limitato a sud dal monzogranito di Monte Moro, lungo una valle orientata E-O, e prosegue a mezza costa nella stessa direzione fino a regione Stazzi Frati Mulza (Cannigione). A sud-ovest, in località Punta de Lu Falcu (Palau), esso viene a contatto con la facies Arzachena; questo contatto ha carattere sfumato e si materializza in una progressiva diminuzione nella taglia e nella maggiore abbondanza dei cristalli di K-feldspato.

Lungo buona parte del contatto tra le litofacies di Castel Cervo e Monte Moro affiora, quasi marcando tra esse una sorta di interfaccia, una roccia porfirica con fenocristalli centimetrici euedrali di K-feldspato, rari plagioclasi millimetrici, quarzo globulare, anfiboli in una pasta di fondo afirica scura. In tab.3, la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione AA0043.

2.2.1.7. - Monzograniti. Facies Monte Moro (AZN_{2g})

Nella parte sud-occidentale della sezione Porto Cervo affiora la facies Monte Moro. Si tratta di un monzogranito grigio rosato a tessitura inequigranulare ipidiomorfa moderatamente orientata. Caratteri macroscopici distintivi sono: la piccola taglia (compresa fra 0.5 e 1.0 cm) degli abbondanti fenocristalli euedrali di K-feldspato e gli aggregati millimetrici di biotite.

La foliazione magmatica non è particolarmente ben espressa. Tuttavia, le misure effettuate in questa facies rivelano una orientazione della fluidalità magmatica coerente con quella delle plutoniti limitrofe, Castel Cervo e Arzachena, che la delimitano rispettivamente a nord e ad ovest.

Questa litofacies viene a contatto, tramite un passaggio sfumato e progressivo, con la facies tipo Punta di la Banderitta, caratteristica per le cavità miarolitiche. Il contatto è osservabile in località Romazzino dove, in regione La Culumba, si sviluppa in direzione N45 con immersione sub-verticale. Ad ovest, il contatto con la facies di Arzachena prende forma di cuspidè allungata con direzione N10.

In tab.3 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dai campioni GP0084 e GP0085.

2.2.1.8. - Leucomonzograniti biotitici. Facies San Pantaleo(AZN_{2h})

I contrafforti granitici detti “sarri” rappresentano l’elemento morfologico dominante e caratteristico dell’area a sud-est del paese di S. Pantaleo (fig.24) e fanno parte del corpo intrusivo interposto tra il basamento metamorfico di alto grado e i monzograniti di Punta Quattrocchi (facies Punta Balbarichinu).

Esso è costituito da una litofacies di colore bianco rosato, tessitura isotropa equigranulare ipidiomorfa a grana medio-fine con, in ordine decrescente di abbondanza: quarzo, K-feldspato, plagioclasio e biotite (< 5% modale). Caratteristica è la distribuzione del K-feldspato rosato che forma un reticolato più o meno continuo che conferisce alla roccia una colorazione tendenzialmente uniforme.

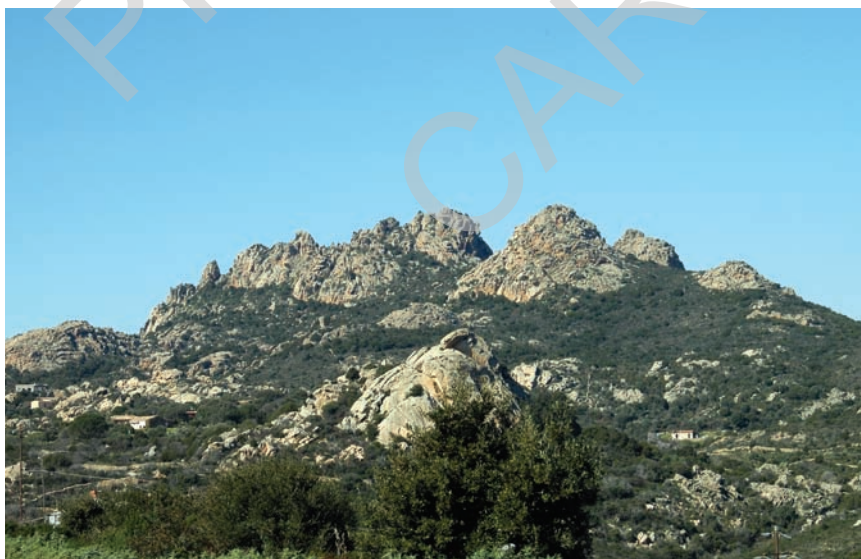


Fig. 24 - “Sarri” di S. Pantaleo, modellati nel granito della facies omonima.

Si osserva in sezione sottile anche la presenza di granato sub-millimetrico, muscovite e magnetite.

Questa facies affiora anche a Monte Corru vicino a Cannigione, in località S. Giacomo ed in località Case Nuove. In tab.3 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione GP0041.

2.2.1.9. - Leucograniti a muscovite talora con cavità miarolitiche. Facies Punta di la Banderitta (AZN₂₁)

Questa facies affiora per lo più nella zona circostante Punta di la Banderitta e compresa tra Montigghiu Zinnia (Porto Rotondo) e Hotel Rocce Sarde (S. Pantaleo). Essa si interpone fra la facies leucocrata di S. Pantaleo a ovest ed il basamento metamorfico affiorante tra Cugnana Verde e Portisco ad est, con contatti diretti all'incirca N-S. A NE viene a contatto con la facies di Monte Moro, la cui messa in posto pare essere antecedente.

In sezione questa facies si caratterizza per tessitura microporfirica, con quarzo globulare e rari fenocristalli di biotite e muscovite, in una massa fondamentale quarzoso-feldspatica a grana fine a tendenza granofirica.



Fig. 25 - *Leucogranito con cavità miarolitiche. Facies tipo Punta di La Banderitta (Loc. omonima).*

Sono molto diffuse tasche pegmatitiche, cavità miarolitiche e vistose disomogeneità tessiturali dovute a repentine variazioni di grana o ad adunamenti di K-feldspato (fig.25).

Questi sono aspetti tipici di un contesto turbolento di messa in posto e/o raffreddamento da collegarsi a stadi finali di solidificazione. Il rinvenimento di questa facies per lo più alla periferia delle intrusioni leucomonzogranitiche appare coerente con questo quadro. In tab.3 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione AA0185.

2.2.1.10. - Leucomicrograniti a sola biotite. Facies Monte Pulcheddu (AZN₂₁)

Nella parte settentrionale del Foglio la facies monzogranitica arealmente più diffusa, ascrivibile all'unità di Arzachena, fa passaggio ad un ammasso allungato in direzione E-O di leucogranito a biotite di colore bianco-rosato, tessitura ipidiomorfa equigranulare isotropa a grana fine. I componenti mineralogici principali sono biotite, in quantità non superiori al 5-7%, plagioclasio di taglia millimetrica e generalmente idiomorfo, K-feldspato e quarzo.

Il contatto è osservabile a mezza costa di Monte Pulcheddu (s.s. 125 Palau-Arzachena), dove il leucomicrogranito si interdigita con il monzogranito della facies Arzachena formando "lame" orientate NW-SE, inclinate 30° verso NE.

Degno di nota è che la fluidalità planare nel monzogranito della facies Arzachena, che in generale ha una giacitura piuttosto costante, tende a disporsi, al contorno dell'ammasso di Monte Pulcheddu, parallelamente ai contatti.

In tab.3 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione GP0040.

2.2.1.11. - Leucomicrograniti a biotite e muscovite. Facies Miriacheddu (AZN_{2m})

Questa litofacies affiora principalmente in località Miriacheddu (Porto Rondondo) in forma di ammassi ettometrici allungati, talora a giacitura filoniana di lunghezza decametrica; in subordine si rinviene anche in prossimità di Punta Mantedda (Arzachena). Si distingue per il colore bianco giallastro, grana fine, tessitura ipidiomorfa isotropa.

I componenti mineralogici principali sono K-feldspato, quarzo, plagioclasio, muscovite, biotite. In tab.3 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione AA0184.

2.3. - UNITÀ INTRUSIVA DI PALAU

L'unità intrusiva di Palau è costituita da quattro termini litologici distinti cartograficamente. Si tratta essenzialmente di monzograniti a tessitura orientata che tendono ad assumere carattere leucocrato e tessitura isotropa. Queste litofacies formano un corpo intrusivo allungato in direzione NW-SE e delimitato a sud dall'esteso affioramento di basamento metamorfico di Palau, e a sud ovest dall'unità intrusiva di Barrabisa. L'unità di Palau probabilmente ha la sua continuità cartografica verso Nord nelle isole dell'arcipelago de La Maddalena dove, allo stato attuale delle conoscenze, è possibile ritrovare la stessa architettura intrusiva delineata nel Foglio Arzachena.

Le litofacies dell'unità intrusiva di Palau sono descritte qui di seguito.

2.3.1. - *Monzograniti. Facies Palau (PAU_a)*

Nei pressi del paese di Palau affiora la facies che costituisce il termine geometricamente più basso della omonima unità intrusiva.

Le sue caratteristiche distintive sono la tessitura inequigranulare, talvolta porfiroide, con abbondanti fenocristalli di K-feldspato di taglia compresa fra 1 e 4 cm in una massa fondamentale a grana media a quarzo, plagioclasio e K-feldspato xenomorfi. Sono facilmente individuabili motivi strutturali di flusso magmatico, riconoscibili per l'isorientazione dei cristalli di K-feldspato allungati secondo [100] e di inclusi microgranulari femici allungati, che conferiscono alla roccia una tessitura marcatamente orientata. La giacitura delle superfici di fluidalità magmatica ha direzioni comprese fra N100 e N140, e immersioni preferibilmente verso NE, che sono congruenti con la direzione di sviluppo cartografico dell'intrusione.

La facies di Palau è confinante con quelle di Capo d'Orso e di Porto Rafael tramite contatti localmente sfumati, che indicano messe in posto sub-contemporanee. In tab.4 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dai campioni AA0190 e AA0191.

2.3.2. - *Monzograniti. Facies Porto Rafael (PAU_b)*

Nella parte nord-occidentale del Foglio, in località Porto Rafael, affiora la facies monzogranitica omonima. La roccia è caratterizzata da colore bianco rosato tenue, tessitura da inequigranulare a microgranulare con rari cristalli subedrali di K-feldspato di taglia compresa fra 1 e 3 cm e quarzo globulare. La biotite è poco abbondante (5%).

Tab. 4 - *Analisi chimiche rappresentative.*

TAB. 4	UNITA' INTRUSIVA DI P. ROTONDO				UNITA' INTRUSIVA DI PALAU			
	GP0300	GP0301	AA00186	AA0165	AA0188	AA0189	AA0190	AA0191
SiO ₂	70.01	70.28	69.71	74.56	71.87	74.50	71.52	71.66
TiO ₂	0.40	0.35	0.44	0.07	0.19	0.06	0.21	0.22
Al ₂ O ₃	14.82	14.95	14.81	13.90	14.33	13.39	14.44	14.40
FeO			2.45	0.64	1.61	0.99	1.78	1.66
Fe ₂ O ₃	3.57	3.31	0.51	0.01	0.19	0.09	0.15	0.22
MnO	< 0.10	< 0.10	0.06	0.02	0.05	0.04	0.06	0.04
MgO	0.64	0.59	0.81	0.10	0.36	0.11	0.41	0.43
CaO	2.03	1.72	2.1	0.36	1.52	0.64	1.49	1.55
Na ₂ O	2.95	3.05	3.6	3.72	3.52	3.85	3.65	3.52
K ₂ O	4.56	4.61	4.2	4.46	5.09	5.21	4.91	5.08
P ₂ O ₅	0.21	0.18	0.2	0.30	0.05	0.01	0.06	0.06
L.O.I.	0.64	0.84	0.64	0.97	0.7	0.53	0.60	0.52
Tot	99.83	99.88	99.53	99.10	99.48	99.42	99.28	99.36
A/CNK	1.10	1.14	1.04		1.02	1.02	1.03	1.02
Sc			18	17	19	17	19	17
V			36	4	18	5	23	21
Cr			19	0	41	36	33	27
Co			98	113	107	145	98	118
Ni			6	0	10	11	10	10
Cu			9	0	0	0	0	0
Zn			45	0	31	19	38	30
Ga			0	14	0	0	10	4
Rb			191	352	193	186	209	183
Sr			132	31	97	20	99	106
Y			29	7	38	37	45	34
Zr			195	36	126	97	147	128
Nb			16	66	15	12	18	12
Ba			640	72	533	101	620	609
La			36	28	47	31	43	41
Ce			93	40	73	66	73	74
Nd			27	5	32	9	38	25
Pb			15	30	44	31	76	19
Th			14	3	20	11	18	11
U			7	12	7	7	7	7

Il corpo principale è in rapporti intrusivi con l'unità di Barrabisa con contatto generalmente netto, in direzione NW-SE.

Solo localmente il contatto tra questa litofacies e le altre è sfumato in corrispondenza del passaggio alla facies leucogranitica tipo Capo d'Orso ed alle brecce magmatiche di Monte Altura. In tab.4 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione AA0188.

2.3.3. - *Leucomonzograniti biotitici. Facies Capo d'Orso (PAU)*

Questa facies affiora estesamente a est di Palau interponendosi tra il basamento metamorfico di alto grado, col quale crea uno stacco morfologico molto evidente, ed i monzograniti inequigranulari dell'unità intrusiva di Palau (fig.26).

Il contatto con il basamento è moderatamente "sfrangiato" con interdigitazioni di granito orientate N120 all'interno delle metamorfiti, mentre il contatto con il monzogranito della facies Palau è sfumato e progressivo ed è ben osservabile in prossimità della vecchia base militare.

Questa litofacies si distingue per il colore rosato, conferitogli dalla diffusa e continua presenza di aggregati policristallini di K-feldspato, e per la tessitura isotropa ipidiomorfa equigranulare. La biotite ha taglia millimetrica e non supera il 5% modale.



Fig. 26 - Contatto tra l'unità intrusiva di Palau ed il basamento metamorfico di alto grado. Si noti il netto stacco morfologico.

Le facies marginali a diretto contatto con l'incassante metamorfico, non cartografabili per l'esiguo spessore, mostrano tessitura debolmente porfirica per la presenza di fenocristalli ben sviluppati di plagioclasio, di aggregati di quarzo talvolta globulari e rara biotite, in una massa fondamentale granofirica.

In tab.4 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dal campione AA0189.

2.3.4. - *Brecce intrusive (PAU_d)*

Affiorano lungo la porzione nord-occidentale del Foglio, al contatto tra l'intrusione di Barrabisa, il Monte Altura ed il basamento metamorfico.

Il carattere fondamentale di questa litofacies è dato dalla presenza di elementi angolari di migmatiti, per lo più diatessiti, e di blocchi di monzogranodiorite foliata ascrivibili all'intrusione di Barrabisa, entro una matrice di colore grigio-biancastra a composizione granodioritica e tessitura tendenzialmente equigranulare a grana minuta (fig.27).

Questa litofacies è stata dubitativamente interpretata come una facies di bordo dell'intrusione del Monte Altura-Palau.



Fig. 27 - *Brecce intrusive del M. Altura (Palau)*. Gli elementi sono costituiti da basamento metamorfico e da graniti dell'unità intrusiva di Barrabisa.

2.4. - UNITÀ INTRUSIVA DI PORTO ROTONDO

L'unità intrusiva di Porto Rotondo affiora nella parte meridionale del Foglio, nella zona compresa fra il Golfo di Cugnana ed il Golfo di Marinella. Dal punto di vista cartografico questa unità è stata suddivisa in due litofacies le quali hanno composizione granodioritica a tendenza monzogranitica.

La distinzione si è basata sul fatto che una è caratterizzata dalla presenza di abbondante muscovite in individui ben visibili ad occhio nudo e dalla relativa scarsità di biotite, mentre nella seconda la muscovite è assente e sono presenti *enclaves* essenzialmente biotitici che mostrano un'orientazione preferenziale con direzione sub-ortogonale a quella delle due unità principali di Arzachena e Palau.

Le litofacies dell'unità intrusiva di Porto Rotondo sono descritte di seguito.

2.4.1. - Granodioriti monzogranitiche. Facies Porto Rotondo (RTN_a)



Questa litofacies costituisce un discreto rilievo montuoso in corrispondenza di Monte Maggiore (Porto Rotondo).

I caratteri macroscopici sono comuni a quelli della facies descritta precedentemente, con variazioni modali del feldspato e del quarzo. Presenta sempre una discreta anisotropia, marcata dall'orientazione della biotite e degli inclusi femici, sempre presenti in queste plutoniti (fig.28).

La granodiorite monzogranitica ha struttura inequigranulare per la presenza di fenocristalli di K-feldspato, distribuiti in maniera disomogenea nella roccia.

Fig. 28 - Granodiorite (facies Porto Rotondo). Si osservi l'abbondanza di *enclaves* biotitici (Loc. Vela Blu).

In sezione sottile si osserva che la biotite è presente con proporzioni modali del 20% sia come inclusioni pecciliteche dentro i feldspati, sia nella massa cristallina in aggregati plurimillimetrici, a struttura decussata (fig.29).

In tab.4 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dai campioni GP300 e GP301.

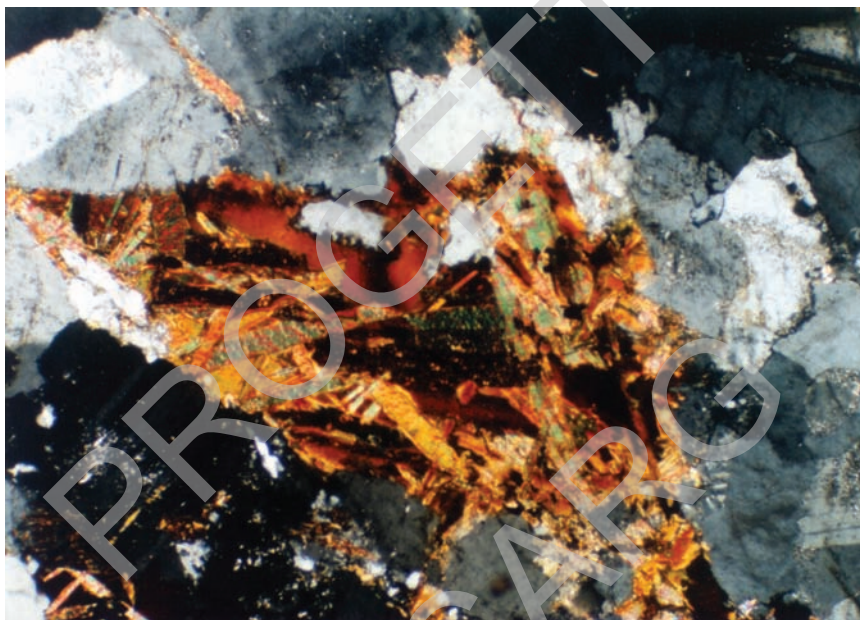


Fig. 29 - Particolare di aggregato biotitico a tessitura decussata nella granodiorite di Porto Rotondo. N.I. x40.

2.4.2. - Leucogranodioriti a biotite e muscovite. Facies Porto Cugnana (RTN_b)

Affiora in corrispondenza del Golfo di Porto Cugnana e prosegue nel foglio meridionale contiguo.

E' costituita da una litofacies di colore chiaro, tessitura isotropa equigranulare ipidiomorfa a grana medio-fine con, in ordine decrescente di abbondanza: quarzo, plagioclasio, K-feldspato, muscovite e biotite. All'affioramento presenta sovente un'alterazione bianco giallastra che conferisce alla roccia una colorazione uniforme. In tab.4 la composizione chimica di questa litofacies è rappresentata dai campioni AA0165 e AA0186.

3. - COMPLESSO FILONIANO TARDO-ERCINICO

Nel foglio Arzachena compaiono numerosi filoni e, in minor misura, ammassi e piccoli *stock* di rocce subvulcaniche di composizione da basaltica a riolitica e rari filoni di quarzo idrotermale. Le direzioni sono in prevalenza submeridiane, ma non mancano filoni diretti E-W, o più raramente altre direzioni (*rose-diagram* di fig.30). Le distinzioni in carta si basano sull'osservazione macroscopica e su una ampia campionatura (circa 100 filoni) finalizzata allo studio in sezione sottile; ad es., la distinzione dei filoni microdioritici e dei filoni basaltici, che hanno strutture microcristalline fino ad afanitiche, non é sempre possibile sul terreno.

Tre tipologie principali identificabili sul terreno sono state distinte su base petrografica e petrochimica secondo la differente affinità seriale ed il differente grado di evoluzione dei magmi: 1) filoni a serialità transizionale; 2) filoni calcalcalini prevalentemente intermedi ($\text{SiO}_2 < 70\%$), (tab.5); 3) filoni calcalcalini acidi ($\text{SiO}_2 > 70\%$) (tab.6). La nomenclatura petrografica usata è in accordo con la classificazione IUGS (LE BAS *et alii*, 1986).

Su questa base, i filoni a serialità transizionale comprendono basalti, trachibasalti e trachi-andesiti basaltiche. I filoni calcalcalini intermedi ($\text{SiO}_2 < 70\%$) sono andesiti e daciti con contenuti in alcali relativamente elevati ed i filoni calcalcalini acidi ($\text{SiO}_2 > 70\%$) sono rioliti. Anche i termini acidi hanno una tendenza alta in K. Il trend calcalcalino, comune ai gruppi 2) e 3), é ben evidenziato sul diagramma AFM (fig.31). Sullo stesso grafico, i basalti transizionali mostrano due trend differenziati.

L'età dei filoni calcalcalini nel Nord Sardegna è ben determinata, varia tra il Carbonifero superiore ed il Permiano (VACCARO, 1990). Nel Foglio una determinazione Ar/Ar su orneblenda ha fornito un età di 286.1 +/- 4 m.a. (Loc. Stazzo Sitagliacciu). Meno univoche sono le età dei filoni alcalini e transizionali.

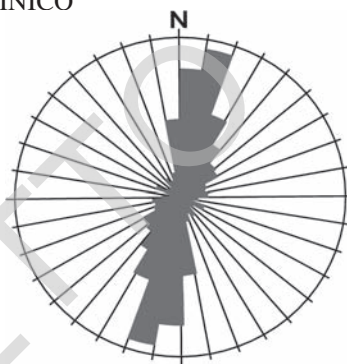


Fig. 30 - Rose-diagram delle direzioni dei filoni.

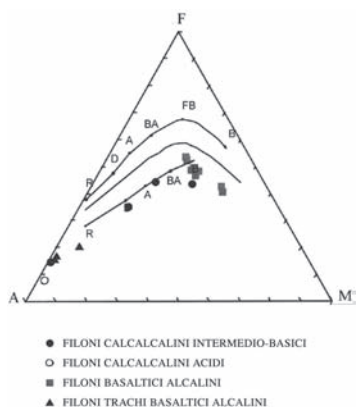


Fig. 31 - Diagramma AFM.

Tab. 5 - *Analisi chimiche rappresentative.*

TAB.5	FILONI				FILONI			
	LG33	LG32	LG19	LG101	LG103	LG108	LG87	GP0032
SiO ₂	44.6	45.9	45.3	45.9	45.9	45.9	46.8	60.5
TiO ₂	1.682	1.466	2.877	2.069	2.391	2.115	1.870	0.704
Al ₂ O ₃	16.2	16.7	15.2	17.1	15.5	16.6	16.3	17
Fe ₂ O ₃	10.8	9.8	13.8	11.8	12.7	11.8	11.2	6.69
MgO	9.74	9.55	5.87	6.51	7.03	7.07	6.98	2.77
MnO	0.18	0.17	0.22	0.2	0.21	0.2	0.18	0.15
CaO	9.17	9.66	7.67	7.88	7.42	8.88	8.25	6.26
Na ₂ O	2.55	2.44	3.63	3.23	3.39	3.39	3.41	3.09
K ₂ O	0.88	0.95	1.26	1.27	1.29	0.88	1.17	1.71
P ₂ O ₅	0.27	0.19	0.62	0.55	0.5	0.46	0.4	0.2
Cr ₂ O ₃	0.05	0.04	0	0.01	0.01	0.01	0.02	0
LOI	3.4	3.05	2.55	3.5	2.85	2.65	2.55	0.75
Tot	99.6	100	99.1	100.2	99.3	100.1	99.2	99.9
Trace								
Rb	47	52	66	53	54	40	32	67
Sr	285	240	292	402	284	319	334	383
Y	30	29	42	42	43	42	39	23
Nb	6	5	17	14	16	8	14	11
Ba	151	133	311	382	357	202	376	339
Zr	152	133	234	264	263	256	230	99
Cr	357	272	89	141	138	76	172	21
Ni	181	178	58	79	90	69	97	10
Y	26	23	39	43	46	46	28	17
REE								
La	7.8	6.7	22.1	24.9	22.9	16	24.1	20.9
Ce	22.6	18.5	53.3	64.5	58	46.8	65.5	45.5
Pr	3.5	2.9	6.9	8.9	8.1	7.2	7.8	5.3
Nd	19.1	14.8	33.8	36.8	35.6	28.1	31.7	25.2
Sm	5.2	4.5	8.2	8.4	8.6	7.5	9.6	5.3
Eu	1.7	1.5	2.78	2.24	2.32	2.24	2.63	1.45
Gd	6	4.8	8.9	8.2	9.3	8.4	9.4	5.5
Tb	1	0.8	1.4	1.4	1.5	1.5	1.6	0.9
Dy	5.8	5.2	8.1	8.1	9.4	8.6	9.3	4.9
Ho	1.17	1.06	1.68	1.51	1.7	1.6	1.81	0.93
Er	3.5	3.5	5.4	4.4	5.2	5.2	6.5	3.1
Tm	0.5	0.5	0.8	0.6	0.7	0.7	0.9	0.4
Yb	3.6	3.2	4.5	3.8	4.6	5.10	6.2	3.1
Lu	0.47	0.45	0.64	0.67	0.7	0.75	0.82	0.53
Th	0.3	0.6	2.4	1.8	1.9	0.9	2.4	9.7
U	0.1	0.2	0.6	0.7	0.5	0.3	0.7	4.1

Tab. 6 - *Analisi chimiche rappresentative.*

TAB.6	FILONI CALCALCALINI ACIDI							
	GP88	LG30	DUP-LG30	LG39	LG46	LG43	LG41	LG36B
SiO ₂	65.1	65.6	65.5	70.2	73.6	74.3	74.4	80.5
TiO ₂	0.683	0.515	0.514	0.39	0.124	0.115	0.102	0.018
Al ₂ O ₃	16	15.7	15.7	14.8	13.9	14	14	11
Fe ₂ O ₃	4.32	4.56	4.54	2.39	1.97	1.82	1.64	0.74
MgO	1.33	1.87	1.87	0.78	0.18	0.16	0.11	0.19
MnO	0.08	0.09	0.09	0.07	0.05	0.04	0.04	0.03
CaO	3.49	4.4	4.39	2.16	0.97	1.01	0.99	0.06
Na ₂ O	3.97	3.2	3.2	3.87	4.08	4.3	4.13	3.78
K ₂ O	3.2	2.5	2.49	3.68	4.41	4.27	4.39	3.64
P ₂ O ₅	0.2	0.13	0.12	0.1	0.01	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0
LOI	1.35	1.25	1.25	0.95	0.5	0.3	0.25	0.35
Tot	99.9	99.8	99.8	99.6	100	100.5	100.2	100.4
Trace								
Rb	107	90	91	127	153	168	160	141
Sr	251	247	248	217	83	85	85	41
Y	34	18	19	29	48	49	49	95
Nb	15	11	11	16	20	20	21	37
Ba	584	507	509	1100	938	931	935	188
Zr	212	123	125	232	208	206	213	112
Cr	10	21	-3000	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	11	10	-3000	9	10	12	11	12
Y	29	17	17	21	37	38	42	82
REE								
La	33.9	28	27.2	51.1	58.5	47.5	42.9	2.5
Ce	67.4	54	52.9	86.8	113	87.5	92.7	7.1
Pr	9.1	6	6	9.3	13.6	10.9	11.4	1.2
Nd	36.4	20	21	34.5	56.5	46.4	39.8	7.7
Sm	8.5	4	3.9	6.5	11.8	9.1	7.8	5.2
Eu	1.62	0.91	0.91	1.39	1.48	1.22	0.97	0.49
Gd	7.6	3.6	3.5	4.4	11.4	9.3	7.8	7.3
Tb	1.1	0.6	0.6	0.6	1.7	1.4	1.2	1.9
Dy	5.9	3.3	3.3	4	9.4	7.5	7.7	14.6
Ho	1.33	0.54	0.57	0.83	1.9	1.75	1.46	3.12
Er	4.2	1.6	1.6	2.6	6.3	5.4	4.1	11.6
Tm	0.6	0.2	0.2	0.4	0.9	0.7	0.6	1.8
Yb	3.3	1.7	1.8	2.6	6	4.8	4.2	13.2
Lu	0.43	0.25	0.25	0.46	0.83	0.71	0.65	1.75
Th	17.3	11.9	12.7	15.2	25.4	18	14.4	33.7
U	5.5	3	3.2	3.5	5.5	4.3	3.5	8.4

3.1. - FILONI BASALTICI A SERIALITÀ TRANSIZIONALE

3.1.1. - *Filoni basaltici olivinici e trachibasaltici (fb)*

Questi filoni sono diffusi in tutto il foglio (fb) con giacitura subverticale e direzione N-S; particolarmente sviluppati sono quelli in località Cupalchiata e Sarra Luchia (Arzachena) e Cala dei Ginepri (Palau).

Presentano tessitura dole-ritica (granulo medio circa 1 mm) con bordi raffreddati di spessore decimetrico, generalmente porfirici (I.P. circa 10) con fenocristalli (2-3 mm) di plagioclasio e subordinata olivina (fig.32).

La mesostasi varia da intersertale a ofitica, con plagioclasio idiomorfo, microcristalli di olivina, clinopirosseno (Ti-augite) per lo più subedrale fino a pecilitico o interstiziale, ilmenite da subedrale a interstiziale. Orneblenda bruno-rossastra è presente in tracce attorno al pirosseno; raramente può diventare abbondante con struttura pecilitica su plagioclasio e pirosseno (San Pantaleo).

Molto raramente può comparire biotite per lo più alterata. Una alterazione in associazioni di tipo scisti verdi (attinolite, clorite, epidoto) è diffusa. Talvolta contengono xenocristalli feldspatici (loc. Mirialveda) o xenoliti di granito.

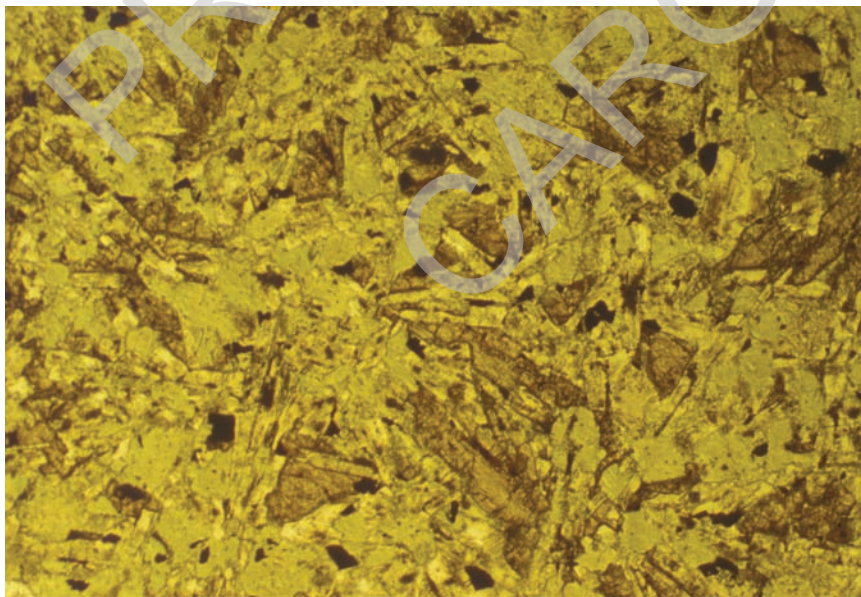


Fig. 32 - Basalto alcalino a struttura dole-ritica (subofitica) parzialmente alterato, pirosseno di tipo Ti-augite (Loc. M. Grossu, Cannigione). N.P. x10.

3.2. - FILONI CALCALCALINI

Sul terreno è possibile distinguere abbastanza nettamente filoni mesocratici a composizione da intermedia a moderatamente acida, da filoni decisamente leucocratici a composizione essenzialmente riolitica-riodacitica. Il primo gruppo risulta molto disomogeneo, comprendendo rocce che sulla base di variazioni tessiturali e composizionali possono essere definite andesiti, quarzo-andesiti, quarzodioriti e daciti. Una distinzione tra questi ultimi litotipi non é tuttavia possibile per la presenza di composizioni e tessiture intermedie verificabili nello stesso gruppo di filoni o nello stesso filone.

3.2.1. - *Filoni di composizione prevalentemente intermedia a serialità calcalcalina (fd)*

I filoni più rappresentativi per lunghezza e potenza affiorano presso Punta Rossa (Isola di Caprera), Cantoniera Saraghinu e S. Pantaleo.

Hanno in comune carattere mesocratico, tessitura porfirica con indice di porfiricità molto variabile (I.P. 5-25), fenocristalli di plagioclasio, orneblenda e/o biotite. Sono frequenti cristalli di quarzo molto arrotondati, con bordi lobati per fenomeni di riassorbimento che in molti casi possono essere considerati fenocristalli (fig.33).

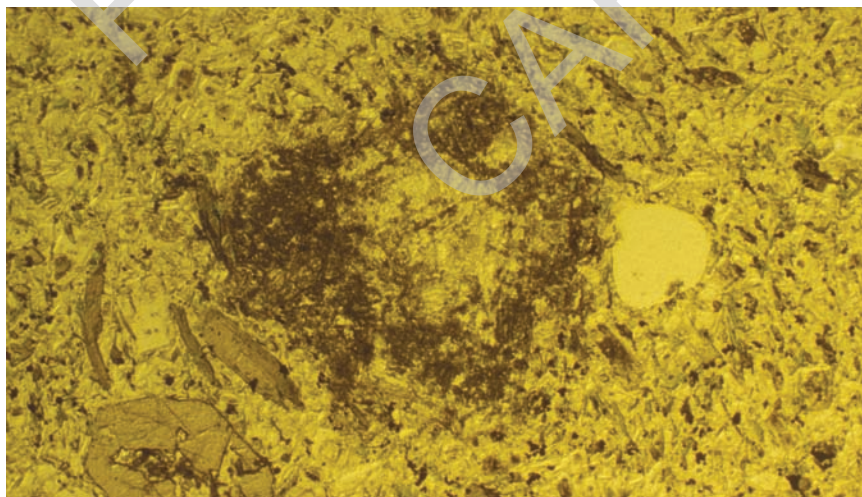


Fig. 33 - Filone quarzodioritico calcalcalino. Fenocristallo di quarzo molto arrotondato ed orneblenda a crescita polifasica in mesostasi a plagioclasio, orneblenda e quarzo (Loc. Tremonti, Baia Sardinia). N.P. x10.

Nei termini meno evoluti sono presenti fenocristalli probabilmente di ortopirosseno, sempre sostituiti da anfiboli. I fenocristalli di plagioclasio presentano tessitura marcatamente zonata. Spesso sono presenti strutture glomeroporfiriche, fino ad ortoliti a plagioclasio e orneblenda. La mesostasi varia da fine a medio-fine (0.4-0.8 mm), talvolta con probabile vetro alterato in prodotti secondari: può presentare struttura fluidale. La composizione è caratterizzata da plagioclasio prevalente, orneblenda e/o biotite frequenti, in molti casi quarzo interstiziale.

Tra gli accessori è molto diffusa l'ilmenite, spesso di cristallizzazione precoce, e l'apatite. La diversa granulometria della mesostasi suggerisce una messa in posto a diversi livelli strutturali. La relativa frequenza di biotite e la comparsa di un feldspato alcalino interstiziale sono in buon accordo con il carattere alto in K di queste rocce.

I termini più evoluti hanno composizione dacitica, con tessitura porfirica (I.P. 15-30), fenocristalli prevalenti di plagioclasio, subordinati di biotite, talvolta di quarzo, più raramente di orneblenda. Sono frequenti strutture glomeroporfiriche e talvolta ortoliti o xenoliti a struttura intrusiva (filone dacitico di Cantoniera Saraghino). Le tessiture fluidali sono frequenti. La mesostasi è microcristallina o a grana fine, raramente con strutture granofiriche a plagioclasio e quarzo. Ilmenite, apatite, titanite, zircone e allanite sono accessori frequenti. Fenomeni di alterazione in albite, clorite, epidoto e titanite sono diffusi.

3.2.2. - *Filoni di composizione acida a serialità calcalcalina (fr) (ft)*

Questa famiglia di filoni è la più diffusa nel Foglio, la maggior concentrazione è localizzata a Porto Cervo, Cumitoni, Monte Castello ed Arzachena.

I filoni acidi hanno carattere marcatamente leucocratico, con tessitura da porfirica a microporfirica (I.P. < 5-15) talvolta granofirica, con fenocristalli di quarzo, plagioclasio, spesso K-feldspato, biotite (fig.34).

La mesostasi è generalmente a grana fine, con tessitura a mosaico o sferulitica. La composizione varia da riolitica a riodacitica. I fenocristalli di quarzo presentano spesso abito di alta temperatura. Talora sono sviluppate tessiture fluidali.

Nella zona di Cumitoni la struttura è microporfirica e i fenocristalli sono di sanidino, plagioclasio e subordinato quarzo. Alcuni filoni di grandi dimensioni hanno tessiture che suggeriscono fratturazione e deformazione dei fenocristalli verosimilmente legati a fenomeni di iniezione di fusi molto viscosi in sovrappressione, con caratteristici quarzi globulari originati da deformazione, accompagnata da cristallizzazione. In alcuni casi, nei filoni sono presenti abbondanti frammenti dei graniti incassanti, con evidente sovracrescita dei cristalli sui granuli frammentati dell'incluso. La mesostasi presenta spesso strutture sferulitiche.

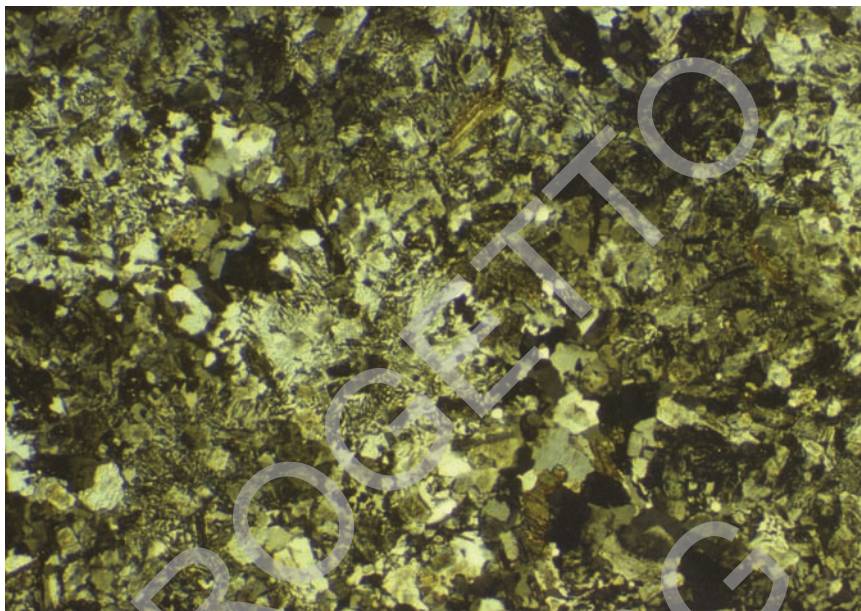


Fig. 34 - *Strutture granofiriche in filone riolitico (Loc. Costa Serena, Palau). N.P. x10.*

3.3. - AMMASSI DI PORFIDI QUARZIFERI AUCT. (**fp**)

In località Li Cascioni (Palau) e a N di Punta Cupalchiata (Arzachena) sono stati cartografati due affioramenti di limitata estensione (ettometrica), a giacitura filoniana, assimilabili ai Porfidi Quarziferi Auct. (**fp**).

Si tratta di rocce a grana medio-grossa, tessitura porfirica per fenocristalli di quarzo globulare e rari cristalli di K-feldspato subedrale di taglia inferiore al cm.

3.4. - FILONI IDROTERMALI A QUARZO PREVALENTE (**fq**)

Nel Foglio Arzachena sono stati cartografati numerosi filoni di quarzo (**fq**) di estensione pluriettometrica e spessore dell'ordine del metro.

Il più rappresentativo affiora in località Petra Bianca (Liscia Ruja). Questo filone ha giacitura subverticale, lunghezza ettometrica ed uno spessore apparente di 2-3 m. E' costituito da quarzo biancastro, abbondante biotite pseudomorfosata da ematite+quarzo±titanite±clorite.

4. - LE SUCCESSIONI POST-ERCINICHE

4.1. - MESOZOICO

La successione carbonatica mesozoica che affiora molto limitatamente nell'estremità meridionale del Foglio Arzachena, in prossimità della zona di Porto Rotondo e nel promontorio di Golfo Aranci (fig.35), rappresenta l'estremità settentrionale affiorante dell'estesa piattaforma carbonatica mesozoica della Sardegna centro-orientale (DIENI & MASSARI, 1985). Gli affioramenti presentano uno spessore di circa 100 metri per una estensione di soli 50 ettari.

La successione, rilevata a Cala Moresca-Punta Semaforo, consiste di due litofacies riferibili rispettivamente alle formazioni di Monte Bardia e di Dorgali (AMADESI *et alii*, 1961).



Fig. 35 - Successioni post-erciniche delle formazioni carbonatiche di Dorgali e M. Bardia nel promontorio di Golfo Aranci e nell'isolotto di Figarolo.

4.1.1. - Formazione di Dorgali (DOR)

Questa formazione, che costituisce in quest'area la parte basale della successione mesozoica e si trova direttamente trasgressiva sul basamento paleozoico, è rappresentata da dolomie arenacee di colore da nocciola a grigio, stratificate,

localmente nodulari, in banchi potenti fino a qualche metro, che verso l'alto passano gradualmente a calcari dolomitici e quindi ai calcari della sovrastante Formazione di Monte Bardia.

Le dolomie sono dolospariti di ricristallizzazione con tracce di laminazione e abbondante quarzo detritico, della granulometria della sabbia fine, diffuso nella matrice. Nella parte alta la frazione calcarea dei calcari dolomitici è costituita da relitti di *boundstone* criptalgale con fantasmi di foraminiferi e ostracodi.

L'obliterazione, pressochè completa, dei caratteri deposizionali dei carbonati precursori, rende incerta una interpretazione ambientale di questa unità, tuttavia la presenza sia di abbondante quarzo detritico, sia di tappeti algali, suggerisce condizioni di deposizione corrispondenti ad un ambiente a bassa energia molto prossimale, probabilmente lagunare.

Queste litofacies sono ascrivibili alla formazione di Dorgali la cui età diviene progressivamente più giovane e raggiunge il Kimmeridgiano superiore nelle zone più interne della piattaforma orientale sarda (DIENI & MASSARI, 1985). In assenza di fossili l'età di questa formazione viene attribuita, indirettamente, al Malm superiore tenuto conto della continuità con la Formazione di Monte Bardia.

4.1.2. - *Formazione di Monte Bardia (BRD)*

Questa formazione è rappresentata da calcari granulari di colore da bianco a nocciola, normalmente in banchi massicci, costituiti nella parte inferiore da *packstone* e *grainstone* bioclastici e nella parte superiore da *grainstone* e *rudstone* bioclastici con ooidi e oncoidi.

Le associazioni fossilifere sono dominate dalle alghe dasicladacee: *Clypeina jurassica* (Favre), *Campbeliella striata* (Carozzi), *Salpingoporella annulata* (Carozzi), *S. pygmaea* (Gumbel), accompagnate da foraminiferi: *Pseudocyclamina lithuus* (Yokoyama), *Paraurgonia caelinensis* (Couvillier, Foury & Pignatti-Morano), *Paravalvulina complicata* (Septfontaine), *Siphovalvulina variabilis* (Septfontaine), e da *Favreina salevensis* (Paretas).

L'ambiente di sedimentazione è riconducibile ad un sistema laguna aperta-retrobarra oolitica.

Questa associazione è caratteristica del Portlandiano superiore, tuttavia la presenza nella parte alta della successione di *Protopeneroptis ultragranulata* (Gorbachik), uno dei componenti caratteristici della associazione del Berriasiano nella Sardegna centro-orientale (*Protopeneroptis trochangulata* (Septf), DIENI & MASSARI, 1985), suggerisce che la parte superiore della successione, che è troncata dall'erosione, possa essere già al passaggio con il Cretacico basale. L'età è quindi attribuibile al Portlandiano superiore-Berriasiano inferiore.

4.2. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA CONTINENTALE

Il rilevamento dei depositi quaternari affioranti nel Foglio Arzachena è stato effettuato inquadrando le unità lito, morfo e pedostratigrafiche riconosciute nell'area, in unità UBSU (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*) come proposto dal Servizio Geologico Nazionale.

I criteri e le metodologie di rilevamento adottate derivano dalle osservazioni di un'ampia area che abbraccia sia settori limitrofi (Foglio S. Teresa di Gallura) che fogli ubicati nella Sardegna meridionale (Fogli Assemini, Capoterra, Carbonia e Cagliari). Si sottolinea che i risultati ottenuti utilizzando il criterio "allostratigrafico" non avrebbero comportato sostanziali differenze, data l'importanza attribuita in entrambe le metodologie alla presenza di discordanze erosive, paraconcordanze, o iatus di sedimentazione con sviluppo di paleosuoli.

Uno dei problemi principali per la individuazione di queste unità nel Foglio è stata la scarsità di materiali che si prestavano a datazioni radiometriche.

In particolare, come nei Fogli prima citati, alcune incertezze riguardano la posizione cronologica della discordanza che separa le uniche due unità affioranti. I dati ottenuti non hanno permesso di collocare con precisione questo evento ma in analogia con quanto noto nella penisola italiana (CALDERONI *et alii*, 1991; COLTORTI & DRAMIS, 1995; GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997) esso viene posto alla transizione Pleistocene superiore-Olocene.

Comunque sono stati utilizzati i medesimi criteri applicati nel Foglio Santa Teresa di Gallura. Infatti anche in questo settore sono presenti due principali unità deposizionali separate da un'importante superficie di erosione corrispondente ad un episodio di terrazzamento ed approfondimento del reticolo idrografico.

La presenza nell'area di una unità alluvionale terrazzata posta a quota superiore al fondovalle attuale ha permesso l'applicazione del criterio morfostratigrafico nella cartografia del Quaternario.

Le relazioni stratigrafiche tra i depositi continentali e quelli marini costieri hanno permesso inoltre un'ulteriore applicazione del criterio morfostratigrafico ed una taratura stratigrafica dei dati radiometrici ottenuti nel Foglio Santa Teresa di Gallura.

Seguendo gli indirizzi del Servizio Geologico Nazionale sono state anche rappresentate le caratteristiche di facies dei depositi, così da offrire un quadro paleogeografico articolato e completo nell'ambito delle diverse unità.

Uno dei due Sintemi è notoriamente più complesso e articolato e corrisponde ai depositi messi in posto durante l'Olocene. Tali depositi sono compresi in una grande unità che è stata suddivisa in varie sottounità corrispondenti ai vari ambienti deposizionali (depositi eolici, di spiaggia, lacustri, etc.). In questa unità sono inoltre compresi i depositi di origine antropica.

L'altro Sintema è rappresentato principalmente da depositi alluvionali pedogenizzati e terrazzati che nel limitrofo Foglio Santa Teresa di Gallura passano lateralmente a depositi detritici di versante ed eolici.

La fotointerpretazione è stata di particolare ausilio nella suddivisione delle facies dato che la maggior parte dei depositi sono associati a unità morfologiche i cui limiti ben riconoscibili in foto aerea.

4.2.1. - *Pleistocene - Sintema di S. Teresa di Gallura (TGA)*

4.2.1.1. - *Subsintema di Longone (TGA₁)*

Il Subsintema di Longone corrisponde ai sedimenti ghiaiosi ben arrotondati di pochi centimetri, raramente decimetrici, che sono stati osservati in alcune località del Foglio. Nei pressi del Golfo del Pevero questa unità poggia in discordanza sul substrato. La discordanza è costituita da una superficie di erosione netta poco inclinata ubicata a m 5. s.l.m.. Su questa superficie poggiano lenti di ghiaie medie e grossolane ben arrotondate con elementi sino a cm 20 di diametro. Questi sedimenti sono caratterizzati da una forte discontinuità di spessore dato che localmente sono assenti mentre a tratti raggiungono i 10-30 cm di spessore. Su questi depositi poggiano scarsi detriti di versante caratterizzati da clasti angolosi medio grossolani. Verso mare lungo il versante affiorano le sabbie ben classate di origine eolica più o meno rimaneggiate. L'unità affiora anche alla base di una sequenza di ridotto spessore a Marina di Cugnana al di sopra di un piccolo terrazzo ubicato a circa m 2 s.l.m..

Questi depositi permettono di stabilire che al di sopra di una superficie di abrasione marina connessa con un rapido innalzamento del livello del mare, si depositarono sedimenti di spiaggia di alta energia che raggiunsero quote superiori al livello del mare attuale. La quota massima raggiunta da questi sedimenti potrebbe essere superiore a quella dove attualmente sono conservati i lembi sempre ridotti.

E' verosimile che lo stazionamento alto del mare da essi documentato sia quello dell'Ultimo Interglaciale (stadio 5e di DAANSGAARD *et alii*, 1993). Depositi analoghi osservati in numerose località della Sardegna (ULZEGA *et alii*, 1982) sono stati rinvenuti a vari metri sul livello del mare attuale e sino a 12 m di altezza nel Golfo di Orosei (CAROBENE & PASINI, 1973; CAROBENE, 1979) ed indicano l'esistenza di movimenti di sollevamento di ampi settori dell'Isola.

In definitiva l'UBSU di S.Teresa contiene una successione di eventi che inizia durante l'Ultimo Interglaciale con depositi marini costieri di alta energia. Durante l'Ultima Glaciazione il contesto arido freddo che conduce alla deposizione

dei subsistemi sopracitati si manifesta con la deposizione di alluvioni ghiaiose lungo i corsi d'acqua più importanti e di depositi eolici ed eolico-colluviali sui versanti più esposti a tali dinamiche.

4.2.1.2. - Subsistema di Cannigione (TGA₂)

Nel Foglio Arzachena i sedimenti pleistocenici sono rappresentati da depositi che hanno permesso l'istituzione di un subsistema locale, il Subsistema di Cannigione che si sovrappone stratigraficamente a quello di Longone e che costituisce verosimilmente una variazione laterale di facies del Subsistema di Cala Spinosa-Rena Bianca. Il subsistema di Longone e quello appena citato presentano, pur con lievi variazioni, le medesime caratteristiche dei sedimenti osservati nella località tipo di Longone, nel Porto di S.Teresa.

Il Subsistema di Cannigione è caratterizzato da depositi fluviali costituiti da ghiaie subarrotondate e subangolose in strati piano paralleli, lenticolari molto appiattiti e più raramente a stratificazione incrociata concava, sempre però con superfici erosive discretamente piatte. I canali associati a quest'ultima struttura sono infatti di bassa profondità, riempiti di materiale grossolano e senza evidenze di migrazione laterale degli stessi. Le strutture sono dunque associabili alla migrazione di barre all'interno di un corso a canali intrecciati che si attivava probabilmente durante eventi idrometeorici di elevata energia.

Questi sedimenti sono terrazzati dall'approfondimento vallivo attuale e subattuale ed in genere preservati ad altezze di alcuni metri sui fondi vallivi. A Cannigione i sedimenti in questione derivano anche dal rimaneggiamento di conoidi alluvionali provenienti dai versanti locali ed in genere estremamente dissecati dalle dinamiche di approfondimento vallivo ed incisione post-glaciali. Nel Golfo delle Saline, alla sommità di questi depositi è stato osservato un alfisuolo con orizzonte Bt completamente decarbonatato e lievemente arrossato verosimilmente associato ad un'intensa pedogenesi sotto copertura forestale durante l'Olocene antico (fig.36).

Localmente, ma sempre in settori di limitata estensione e dunque non cartografabili, sono stati osservati depositi detritici grossolani a spigoli angolosi, che lungo la strada litorale del Golfo delle Saline (ad est del Golfo) raggiungono i 4 m di spessore.

Questi depositi testimoniano la presenza di fenomeni crio e/o termoclastici sui versanti che dovevano essere denudati sin nei pressi del livello del mare attuale. Deposit analoghi, in genere attribuiti a condizioni climatiche fredde dell'ultima glaciazione, sono da tempo noti in Sardegna (VARDABASSO, 1956; OZER & ULZEGA, 1981; ULZEGA *et alii*, 1982).



Fig. 36 - *Panoramica del Golfo delle Saline (Palau). Cordone litorale con retrostante zona paludosa olocenica.*

Solo in tratti limitati del Foglio, ed in particolare lungo il versante costiero del Golfo di Pevero sono stati osservati limitati depositi di sabbie eoliche ben classate, talora intercalate a lenti discontinue di sabbie meno classate che derivano dal colluvionamento e dalla rideposizione lungo il versante di quelle precedenti. Questi sedimenti affiorano estesamente nel Foglio S. Teresa di Gallura, dove originano il subsintema di Cala Spinosa-Rena Bianca. E' verosimile che questi depositi, legati al vento di grecale, fossero meno rappresentati in questo settore più riparato.

4.2.2. - *Olocene*

I depositi maggiormente rappresentati nell'area in esame sono costituiti da sedimenti alluvionali e costieri che hanno caratterizzato sia le dinamiche attuali che quelle passate. Questi depositi sono rappresentati da depositi di spiaggia attuale e antica e di pianura alluvionale. Meno diffusi sono i depositi detritici e colluviali. La natura di questi sedimenti e la relazione laterale tra le varie facies è ad ogni modo alquanto complessa.

4.2.2.1. - Depositi eolici (d)

Si tratta di limitati affioramenti di depositi eolici connessi ad apparati dunari di retrospiaggia o alla migrazione verso terra di questi sedimenti. Le sabbie sono molto ben classate sono stati accumulate a spese della rielaborazione dei depositi costieri. Essi sono stati osservati solamente alle spalle della spiaggia di Porto Puddu e del Golfo Sabina ad est di Marana.

Questi depositi sono associati a dune longitudinali e piccole barcane che indicano un trasporto soprattutto verso SE e sono associate ai venti dominanti di maestrale. Nei pochi casi in cui sono state osservate sezioni, come nella spiaggia di Porto Puddu (Palau), al loro interno sono stati osservati set inclinati, fortemente alterati dalla presenza di radici.

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

Si tratta in genere di depositi sabbiosi che costituiscono cordoni litorali in posizione arretrata rispetto a quelli attuali e ricoperti da vegetazione.

In questa categoria sono stati inseriti sia i depositi sub-attuali, che hanno costituito spiagge attive durante l'epoca storica, che quelli più arretrati che sono stati edificati durante l'Olocene antico. Localmente, nella parte più interna dei cordoni litorali, sono state cartografate sabbie, ghiaie e calcareniti con frammenti fossiliferi (*Arca noae*, *Cardium edule*, ecc.) ascrivibili alla trasgressione versiliana (Barca Bruciata). Altri cordoni litorali più interni, la cui deposizione ha preceduto quella delle spiagge attuali (Barca Bruciata nel Golfo di Cannigione, Porto Puddu (Palau), Liscia Ruia (a sud di Porto Cervo)), sono costituiti da elementi grossolani ciottolosi e sabbiosi.

In queste spiagge sono da tempo noti lembi di depositi costieri di qualche mq di estensione, contenenti resti di molluschi marini, che sono stati attribuiti al Tirreniano (ULZEGA *et alii*, 1982; ULZEGA & HEARTHY, 1986; BELLUOMINI *et alii*, 1986).

4.2.2.3. - Depositi di stagni, lagune e paludi costiere (e)

Si tratta di depositi fini argillosi e siltosi di colore grigio scuro, con frequenti intercalazioni sabbiose e deposizione di materia organica per la decomposizione continua di essenze palustri. Si tratta di aree limitate alle spalle dei cordoni di spiaggia a Porto Puddu, nel Golfo delle Saline, nell'area di Tanca Manna, Barca Bruciata (Golfo di Cannigione), Cala dei Ginepri (Baja Sardinia) (fig.37), e nel retro della spiaggia di Porto Cugnana (Porto Rotondo).

Lembi ridottissimi di depositi analoghi affiorano anche alle spalle di molte delle altre spiagge dell'area ma l'estrema limitatezza degli affioramenti ha impedito la loro cartografia.



Fig. 37 - Foce del Riu di S. Giovanni (Cannigione). Barre sabbiose longitudinali e cordone litorale.

4.2.2.4. - Depositi dei letti fluviali e dei terrazzi alluvionali (b)

L'area è solcata da numerosi corsi d'acqua; i più importanti sono il Riu di S. Giovanni ed il suo affluente di sinistra Riu di Bucchilagliu e, più ad ovest, il Riu Surrau. L'alveo di questi corsi d'acqua, come la maggior parte dei torrenti dell'area, è interessato da scorrimento idrico estremamente esiguo durante la maggior parte dell'anno mentre viene fortemente attivato durante gli eventi piovosi eccezionali.

Per quello che riguarda i depositi alluvionali dei numerosi torrenti di modesta estensione si segnala la loro esiguità o addirittura la mancanza di deposito e l'affioramento del substrato su entrambi i lati dell'alveo.

Si tratta di depositi alluvionali grossolani con limitate lenti e livelli di sabbie e di ghiaie fini. Le granulometrie sono in genere simili a quelli che si osservano lungo gli alvei attuali. Le strutture sono caratterizzate da livelli a stratifica-

zione piano parallela o incrociata concava generate da canali di bassa profondità interessati da assenza o quasi assenza di migrazione laterale. Lo spessore di questi sedimenti, difficilmente valutabile, è nella maggior parte dei casi, intorno a qualche metro. Essi riempiono depressioni associate a paleocanali che dissecano la piana alluvionale del Pleistocene superiore e sono dunque postglaciali. Verso la foce talvolta passano a limi ed argille per la interdigitazione con stagni e paludi costiere.

Sono inoltre stati cartografati i depositi alluvionali terrazzati, localmente sospesi anche di alcuni metri sul fondovalle attuale o caratterizzati da una scarsità di drenaggio, verosimilmente in seguito alla rapida percolazione delle acque in profondità per la presenza di un substrato poroso o molto fratturato. Si tratta di depositi alluvionali grossolani con limitate lenti e livelli di sabbie e di ghiaie fini, simili a quelli che si osservano lungo gli alvei attuali.

Lo spessore di questi sedimenti è, nella maggior parte dei casi, difficilmente valutabile ma comunque intorno a qualche metro.

Questi depositi sono posti ai lati dei letti attuali ed in genere non interessati dalle dinamiche in atto nel letto ordinario. Tratti limitati di questa unità possono però essere interessati da dinamiche alluvionali durante eventi idrometeorici eccezionali.

Localmente come lungo il Rio S.Giovanni, ai lati dell'alveo attuale, si rinvengono stagni e paludi, presumibilmente associati ad antichi meandri abbandonati. Alla foce di questo fiume, analogamente a quello che accade alla foce del Rio la Conciareda (Porto di Cugnana), sono presenti barre deltizie che sono state accorpate all'interno dei depositi fluviali.

Infatti, essi si originano all'interno di lagune protette verso mare da depositi costieri litorali (cordoni litorali) e non sono dunque rielaborati dalle dinamiche marine.

4.2.2.5. - Depositi eluviali e colluviali (b₂)

Si tratta di depositi in cui sono presenti percentuali variabili di sedimenti fini (sabbia e silt) più o meno pedogenizzati ed arricchiti della frazione organica, mescolati con sedimenti più grossolani, in genere detriti da fini a medi.

L'elevata presenza della frazione organica indica che si tratta di sedimenti derivati dall'erosione del suolo durante l'Olocene e mescolati a sedimenti provenienti per degradazione fisica direttamente dal substrato.

Il loro spessore è in genere esiguo ma lungo il versante costiero di Caprera possono superare qualche metro. Altri affioramenti sono localizzati sul versante settentrionale del Monte Pulcili (Palau), Serra di Lu Cane (Arzachena).

4.2.2.6. - Depositi di spiaggia (**g₂**)

Si tratta di sedimenti sabbiosi da medio-fini a grossolani, da ben classificati a molto ben classificati, che affiorano all'interno delle numerose baie che caratterizzano la parte interna delle *rias*.

Particolarmente ben rappresentati sono questi depositi nella baia di Mezzo Schifo, nel Golfo delle Saline, nei pressi di Punta Barca Bruciata, di Tanca Marina, Cannigione, di Cala Bitta, Rena Bianca (Baia Sardinia), a Liscia di Vacca, Cala Liscia, nei dintorni di Cala Razza di Giunco, a Marana, Cala Sabina e Baia Caddinas. Dove è stato possibile osservarlo questi depositi poggiano in discordanza direttamente sul substrato paleozoico.

5. - DEPOSITI QUATERNARI DELL'AREA MARINA

5.1. - DEPOSITI DELTIZI

5.1.1. - *Olocene superiore*

5.1.1.1. - Sabbie limose (**sd**)

Caratterizzano la parte più interna delle *rias* di Arzachena e del Golfo di Cugnana. Si tratta di sedimenti fluvio-deltizi sabbiosi con una discreta componente limosa. La loro messa in posto è imputabile all'apporto sedimentario dei corsi d'acqua che sfociano a mare in zone in cui si registra una scarsa energia nell'ambito della dinamica marina. La sedimentazione di limi organici è favorita dalla presenza di strutture antropiche (pennelli di ormeggio e porticcioli turistici) che limitano la dispersione verso il largo (ULZEGA & OZER, 1982).

Tali strutture introducono una componente limosa organogena a seguito della decantazione di particellato organico. In particolare dominano le frazioni limose con una subordinata componente sabbiosa che si concentra in corrispondenza di barre e cordoni litorali a chiusura di bacini lagunari di fondo baia.

Il corpo sedimentario del delta sommerso presenta perifericamente interdigitazioni con le sabbie litorali; si tratta di depositi che comprendono livelli sabbiosi organizzati in lenti: la gradazione tessiturale è rilevabile nonostante il vicino limite superiore delle praterie a fanerogame marine, *Posidonia oceanica* e *Cymodocea nodosa*, che limita la migrazione verso il largo di questi sedimenti a poche centinaia di metri.

La tessitura di questi depositi presenta caratteri estremamente vicini alle sabbie di spiaggia sommersa; è comunque possibile cogliere distinzioni nella

matrice fine, rappresentata da limi sabbiosi a volte ad elevato contenuto organico, talvolta da livelli argillosi, di probabile natura colluviale.

Il passaggio all'ambiente deposizionale lagunare è graduale, qui la serie di sedimentazione deltizia presenta netti caratteri transizionali, con alternanza di livelli grossolani, in genere di natura bioclastica, con lenti a limi organici estremamente plastici e torbe algali.

La distribuzione di questi sedimenti è controllata dal regime dei corsi d'acqua, che portano, in occasione delle piene più importanti, allo svuotamento forzato delle lagune ed alla dispersione in mare di grandi quantità di sedimenti fini ad opera della deriva litorale.

In prossimità delle foci è possibile rilevare piccoli affioramenti di ghiaie poligeniche ed eterometriche a matrice limo-sabbiosa, da addensate a poco cementate, interpretabili quali lembi residuali dei paleo-delta; su tali depositi poggiano depositi sabbio-limosi in genere di natura colluviale, con scheletro clastico a composizione arcossica. Sui depositi deltizi cementati si impostano, come nelle zone di fondo baia della *ria* di Arzachena, biocostruzioni carbonatiche ad alghe rosse e a gasteropodi vermetidi.

5.2. - DEPOSITI LITORALI

5.2.1. - *Olocene inferiore-medio*

5.2.1.1. - Arenarie e conglomerati di *beach-rock* (**br**)

I sedimenti che presentano caratteri deposizionali e di cementazione di *beach-rock* definiscono con notevole precisione l'ambiente intertidale, assumono quindi il significato di paleo-linea di riva sommersa.

Gli affioramenti meno profondi sono rilevabili in spiaggia sommersa prossimale, organizzati secondo la fascia batimetrica compresa tra -1/-1,5 m, talvolta mascherati dalle sabbie di barra sommersa; gli affioramenti meglio conservati si osservano nella Baia di Barca Bruciata, sulla sponda settentrionale della *ria* di Arzachena ed a Cala Brigantino, nel settore meridionale dell'Isola di Caprera.

I caratteri morfo-giaciturali sono tipici delle *beach-rocks*, le bancate presentano una debole inclinazione verso il largo e le testate verso terra si elevano sul fondo di alcuni decimetri e presentano evidenti strutture sedimentarie di battigia a laminazione sigmoidale con *foreset* troncati.

Le *beach-rocks* superficiali, affioranti tra la linea di riva e -1,5 m, sono collocabili cronologicamente nell'intervallo che comprende le quote più elevate raggiunte dalla trasgressione versiliana (optimum climatico). Si tratta di conglome-

rati eterometrici granitici e/o gneissici la cui classazione è marcata; la componente ciottolosa diminuisce verso l'alto fino a divenire un'arenaria grossolana. I ciottoli sono arrotondati ed inglobati in una matrice sabbioso-arenacea a cemento carbonatico. Talora la forte componente carbonatica, sia del cemento che nei frammenti organici, permette lo sviluppo di organismi litofagi. Sia verso terra che verso mare le bancate sono limitate da cornici nette.

Si differenziano essenzialmente per la modalità di messa in posto in aree a diversa esposizione ai venti dominanti e conseguentemente alla differenza di energia in gioco durante la sedimentazione e cementazione. Tali strutture presentano allungamento parallelo alle attuali linee di costa, con una fratturazione sempre ortogonale a tale asse che evidenzia un assestamento dell'intero corpo dopo la cementazione.

Sono distinguibili diverse generazioni di *beach-rocks*, in particolare a Barca Bruciata è rilevabile un cordone superficiale a -1,5 m ed un affioramento a quote comprese tra -7 e -10 m; qui la morfologia del fondo è particolarmente accidentata per la dislocazione caotica dei banchi, dovuta allo scalzamento alla base operato dal moto ondoso.

La potenza dell'affioramento è limitata a circa 1 metro e si distingue il contenuto fossilifero rappresentato da faune banali a lamellibranchi, gasteropodi ed echinidi in facies bioclastica. Il cemento è carbonatico e presenta due generazioni di precipitazione, la prima a composizione calcitico-magnesiaca di ambiente marino litorale e la seconda a calcite micritica precipitata in ambiente subaereo in fascia di oscillazione freatica (DE MURO & ORRÙ, 1998).

E' necessario segnalare alcuni lembi della *beach-rock* principale, relativa al livello -45 m, rilevata 0,5 miglia nautiche (mn) a NE di Capo Figari (fig. 38). Tale linea di riva si è conservata con straordinaria continuità a partire dal Golfo di Cagliari (ULZEGA & ORRÙ, 1984), con potenze degli affioramenti che superano i 5 m; sottolinea il momento di passaggio tra Pleistocene superiore ed Olocene attraverso la conservazione completa dei paleoambienti associati: paleolagune, paleoalvei, riconoscibili nelle depressioni a controllo tettonico a sud dell'Isola di Mortorio e al largo di Punta d'India (fig.39).

Modesti affioramenti ad arenarie fini, semi sepolti dalla sedimentazione limo-sabbiosa olocenica, si rilevano a quote comprese tra - 45 e - 60 m, a sud est dell'Isola di Mortorio; si tratta dei paleo-cordoni litorali relitti che chiudono verso il largo un esteso sistema deposizionale a barriera-laguna di evidente impostazione tettonica.

Affioramenti analoghi, campionati alla stessa quota in altre zone della Sardegna orientale (Santa Teresa, Cala Liberotto, Isola di Serpentara), presentano età isotopiche comprese tra 9,5 e 9,9 K anni B.P., periodo vicino alla grande stasi della trasgressione versiliana durante lo Yungger Dryass (DE MURO & ORRÙ, 1998).

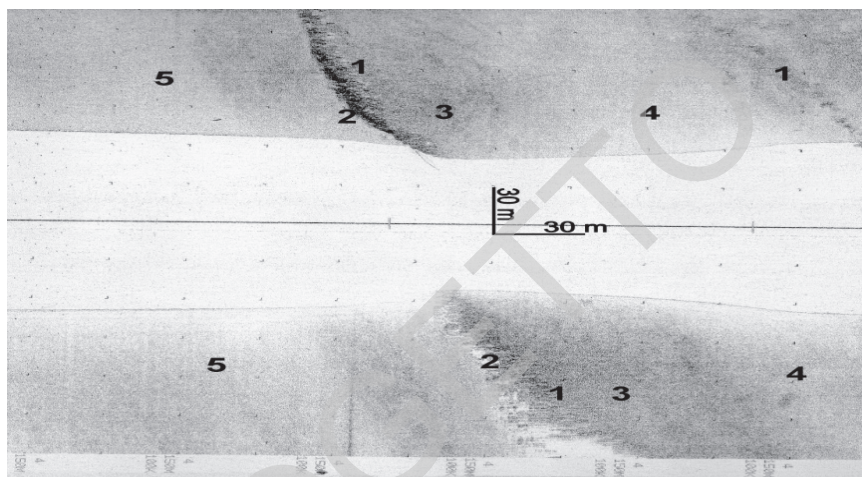


Fig. 38 - Registrazione Side Scan Sonar 100 kHz, fascia esplorata 150 m - Zona al largo di Punta d'India in direzione NE: 1) affioramento roccioso; 2) affioramento roccioso sormontato da placche di conglomerati ed arenarie di spiaggia; 3) sabbie ghiaiose biogeniche organogene a prevalente composizione carbonatica; 4) sabbie bioclastiche debolmente limose; 5) sabbie limose della piana esterna.

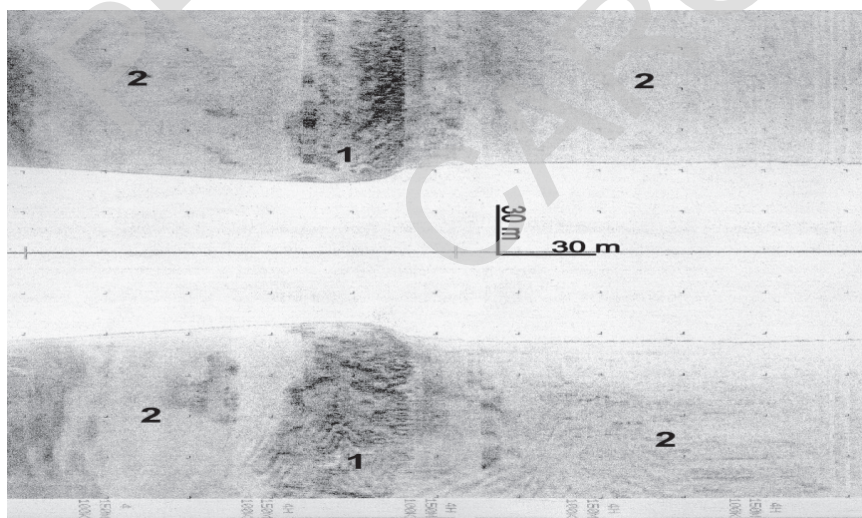


Fig. 39 - Registrazione Side Scan Sonar 100 kHz, fascia esplorata 150 m - Zona a SE degli scogli di Mortorietto: 1) affioramento roccioso sormontato da scogliera ad alghe rosse (coralligeno di piattaforma); 2) sabbie bioclastiche debolmente limose passanti a sabbie limose in corrispondenza di paleo-depressioni a controllo tettonico.

5.2.2. - Olocene superiore

5.2.2.1. - Sabbie silicoclastiche (sp)

Caratterizzano principalmente la spiaggia sommersa dei litorali sabbiosi e talvolta si riscontrano nelle piccole insenature. Si tratta di sabbie da fini a medie di composizione quarzoso-feldspatica con una percentuale di frammenti conchigliari in prossimità della prateria a *Posidonia oceanica* (fig.40).

La dinamica marina regola la loro distribuzione, definendo zone a sedimentazione fine in aree a bassa energia (spiaggia di fondo baia) e aree con sedimenti più grossolani (sabbie medie) caratteristici delle zone più esposte ai venti dominanti (settore orientale).

Verso il largo, il limite è imposto dalla presenza della prateria a *Posidonia oceanica* (limite superiore), o da sedimenti di natura bioclastica rappresentati da frammenti di lamellibranchi, gasteropodi ed echinidi di dimensioni superiori a 2 mm, associati all'ecosistema della prateria a fanerogame marine.

I depositi di spiaggia con dominanza litoclastica presentano notevoli differenziazioni sia in senso tessiturale che compositiva in relazione alle diverse caratteristiche lito-morfologiche comprese nel Foglio in esame.

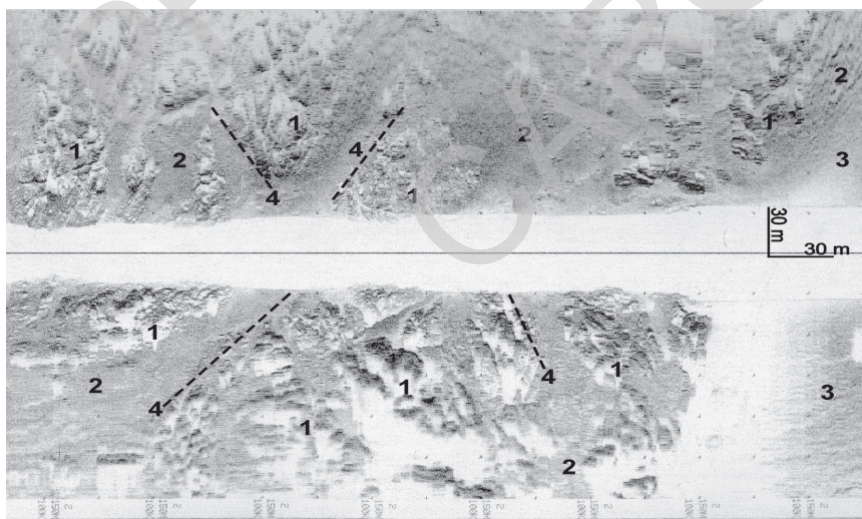


Fig. 40 - Registrazione Side Scan Sonar 100 kHz, fascia esplorata 150 m - Zona a Nord delle Isole de Li Nibani: 1) affioramento roccioso; 2) *Posidonia oceanica* su roccia; 3) sabbie silicoclastiche della spiaggia sommersa esterna colonizzate in parte da prateria a *Posidonia oceanica*; 4) linee di fratturazione con direzioni prevalenti NE-SW, NW-SE.

Le sabbie di spiaggia sommersa di “*pocket beach*”, compresi in un morfotipo costiero a costa rocciosa molto acclive e piattaforme di abrasione sollevate, sono rappresentate da ghiaie, ghiaiette e sabbie grosse, dovute all'elevata energia del moto ondoso.

La fascia di distribuzione dalle sabbie litorali è limitata dall'irregolare limite superiore della prateria di *Posidonia oceanica* (-5/-7 m) o da cornici in roccia che limitano verso terra piattaforme di abrasione incise nel substrato cristallino a diverse quote (fig.41).

Lo spessore di questi corpi sedimentari non è rilevabile attraverso la sismica ad alta risoluzione a causa della scarsa trasparenza all'onda elastica, inoltre il modesto battente d'acqua pone problemi di riflessioni multiple; comunque sulla base dei dati relativi allo scavo di bacini portuali turistici, è possibile stimare spessori medi compresi entro 5 m, con potenze massime di circa 10 m legate a condizioni morfologiche particolari (colmata di canali di erosione o conoidi).

In spiaggia sommersa sono distinguibili facies a ghiaiette quarzose felspatiche a clasti da poco elaborati a spigolosi, testimonianza di una alimentazione attiva per erosione delle falde di detrito arcose alla base dei versanti. Ghiaie medie a ciottoli elaborati si rilevano in corrispondenza dei corsi d'acqua.

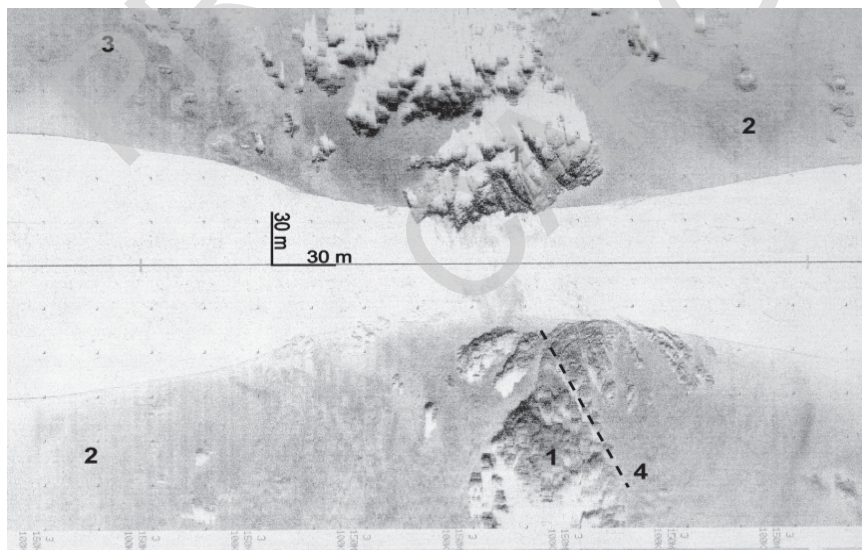


Fig. 41 - Registrazione Side Scan Sonar 100 kHz, fascia esplorata 150 m - Zona a Sud dell'Isola Pecora: 1) affioramento roccioso; 2) sabbie litoclastiche a prevalente composizione quarzosa; 3) sabbie ghiaiose biogeniche a prevalente composizione carbonatica; 4) lineamento tettonico con direzione ENE-WSW.

5.3. - DEPOSITI DI PIATTAFORMA

5.3.1. - *Olocene superiore*

5.3.1.1. - Sabbie organogene in matrice limosa (**sl**)

Si tratta di sedimenti sabbiosi medio-fini con una componente limosa derivante dalla decantazione di un particellato organico dovuto all'immissione dai centri abitati adiacenti e dalle imbarcazioni.

Questi sedimenti caratterizzano le zone portuali, come il canale tra l'Isola di La Maddalena e l'Isola di Caprera, ed alcune aree delle *rias* di Arzachena e Cugnana esterne ai Golfi di Porto Cervo e del Pevero.

5.3.1.2. - Sabbie bioclastiche (**sb**)

Si tratta dei sedimenti più profondi della piattaforma prossimale; sono distinguibili due facies: la prima si estende dal piede delle praterie a *Posidonia oceanica* verso il largo ed è rappresentata da frammenti di organismi ad esoscheletro carbonatico (facies bioclastica) che vivono in associazione con le fanerogame marine, in particolare rappresentate da alghe rosse, foraminiferi, briozoi, echinidi, gasteropodi e lamellibranchi.

La facies più profonda (facies organogena) costituita in prevalenza da bioclasti e ciottoli biogenici legati all'attività di alghe rosse a scheletro calcareo, in particolare dei generi *Peyssonelia* e *Lithophyllum* (fig.42).

Questi depositi caratterizzano la fascia batimetrica tra -7 e -35 m, localizzati sia nell'intorno della prateria a *Posidonia oceanica* sia nelle intramatte della prateria stessa.

In particolare questa facies sedimentaria è stata rilevata al largo della batimetrica -30 m, nella zona esterna della *ria* di Arzachena, nel Canale di Santo Stefano e intorno alle Isole di Soffi e Mortorio fino alla profondità massima di -45 m. La tessitura eterogenea è talvolta molto grossolana favorendo processi di selezione granulometrica dovuti alle correnti trattive di fondo, notevolmente attive in piattaforma interna; è quindi frequente rilevare grandi strutture sedimentarie a *mega-ripples* o a dune di selezione granulometrica. Lo spessore è spesso difficilmente valutabile a causa della scarsa penetrabilità di questi sedimenti nei confronti dell'onda elastica del *Subbottom Profiler*, l'andamento del substrato si coglie fino a spessori compresi tra 5 e 10 metri.

La stessa facies sedimentaria è rilevabile in aree confinate all'interno della prateria a fanerogame marine, in piattaforma continentale interna, dove le aree di

accumulo dei sedimenti sono localizzate in corrispondenza di depressioni e canali intramattes, come avviene al largo della *ria* del Pevero; in questi casi la potenza delle sabbie bioclastiche carbonatiche presenta modesti spessori (circa 1-2 m).

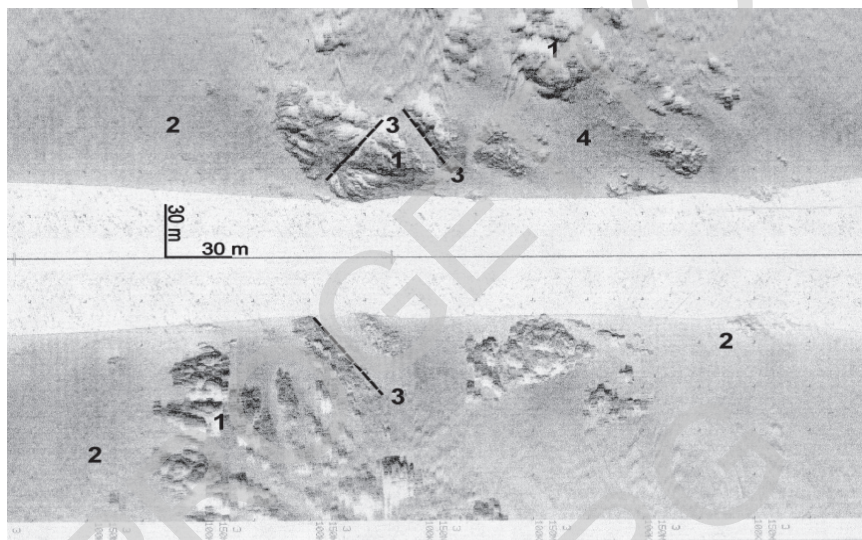


Fig. 42 - Registrazione Side Scan Sonar 100 kHz, fascia esplorata 150 m - Zona a Nord della Secca delle Bisce: 1) affioramento roccioso; 2) sabbie bioclastiche passanti verso il largo a sabbie limose della piana esterna; 3) lineamenti tettonici con direzione NE-SW, NW-SE; 4) area a mega-ripples marks.

5.3.1.3. - Sabbie ghiaiose organogene (sg)

Definiscono le aree a forte energia, riscontrabili nella parte centrale del canale tra l'arcipelago maddalenino e la costa a batimetrie intorno a -40 m e nel canale tra l'Isola delle Bisce e la costa. Caratterizzano la fascia sottostante al limite inferiore della prateria a *Posidonia oceanica* ad est dell'Isola di Caprera (fig.43). Si tratta di ghiaie costituite in prevalenza da frammenti organogeni come bioclasti e ciottoli biogenici legati all'attività d'alghe rosse a scheletro calcareo, in particolare dai generi *Peyssonelia* e *Lithophyllum* (*praline*, *meerle*).

Sono state rilevate, dove l'azione delle correnti trattive di fondo e l'ondazione è più intensa, strutture quali dune idrauliche, come in prossimità di Capo d'Orso, a sud di Capo Ferro, nonché dune di selezione granulometrica. Spesso sul fondo si osserva un andamento disordinato e confuso dalla disposizione di tali strutture dovuto alle rapide variazioni della direzione delle correnti stesse.

5.3.2. - Pleistocene superiore-Olocene superiore

5.3.2.1. - Sabbie limose di piattaforma distale (slp)

Questi sedimenti sono distribuiti in piattaforma interna secondo una fascia estesa circa 2 miglia al largo della costa. Qui i fondali sono poco acclivi e lo spessore del cuneo di sedimenti è modesto; frequenti le discontinuità deposizionali dovute all'affioramento del substrato cristallino a formare secche isolate interessate da intensa fratturazione o allineamenti dovuti all'affioramento di filoni, in genere a chimismo acido, posti in rilievo dall'erosione differenziale (fig.43).

Le registrazioni ecografiche a bassa frequenza consentono spesso di riconoscere la superficie di erosione basale che conserva le tracce di elaborazione in ambiente continentale, tra queste particolarmente evidenti le tracce della paleoidrografia dell'ultima fase regressiva würmiana.

Questi sedimenti sono caratterizzati da sabbie medio-fini a composizione quarzosa-organogena con una componente limosa. Le zone di maggiore distribuzione si rilevano nel settore orientale del Foglio con spessori che variano da 1 m a 10 m, e localmente colmano aree depresse in cui la potenza del sedimento arriva fino a 15 m. Si rileva la presenza di questi sedimenti in una depressione chiusa nel

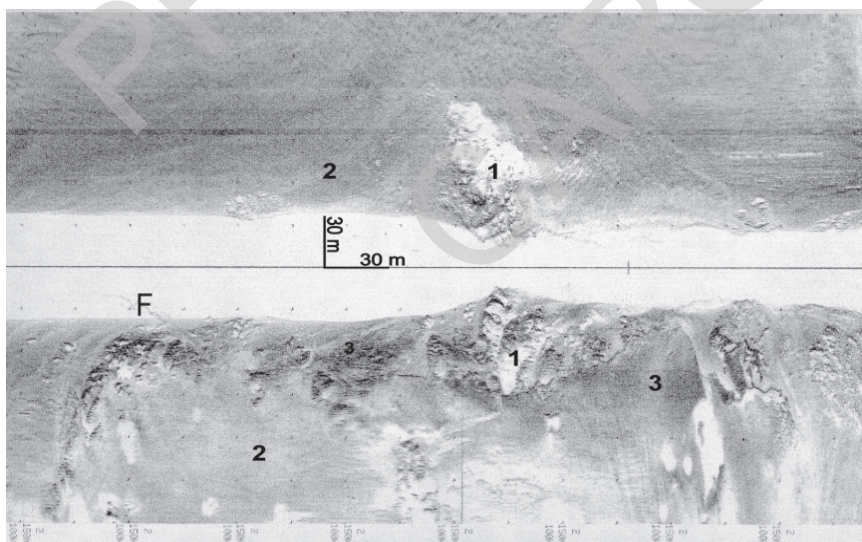


Fig. 43 - Registrazione Side Scan Sonar 100 kHz, fascia esplorata 150 m - Zona a Nord dell'Isola delle Bisce: 1) affioramento roccioso; 2) filone; 3) sabbie ghiaiose biogeniche organogene a prevalente composizione carbonatica.

tratto di mare tra la costa sarda e l'Isola di La Maddalena, dovuta ad una situazione morfologica accompagnata da una scarsa energia della dinamica marina.

Il passaggio tra questi sedimenti e gli altri risulta sempre netto; si evidenzia come talvolta siano direttamente a contatto con il limite inferiore della prateria a *Posidonia oceanica* (settore orientale del Foglio) ed inoltre si osserva come l'omogeneità della loro distribuzione sia interrotta dalla presenza di locali depositi di sedimenti bioclastici, limo-sabbiosi e dall'emergenza del substrato.

Questa situazione si ipotizza essere dovuta alla dinamica marina locale (correnti trattive di fondo) responsabile della presenza di strutture quali *ripples marks*, che talvolta divengono *mega-ripples* o dune di selezione granulometrica.

5.3.2.2. - Limi sabbiosi di piattaforma distale (lsp)

Si tratta dei sedimenti più profondi che caratterizzano la piattaforma continentale distale in senso stretto, definendo il limite superiore del prisma sedimentario che si sviluppa fino al bordo progradante della piattaforma stessa; sono principalmente costituiti da limi sabbiosi di natura quarzosa.

A sud delle Isole di Soffi e Mortorio la stessa facies sedimentaria si rileva in piattaforma interna; in questo caso particolare rappresentano la colmata di una importante paleo-depressione di impostazione tettonica bordata da strutture ad andamento NNW-SSE.

Il sistema tettonico a *horst e graben*, caratteristico del margine continentale nord-orientale della Sardegna, ha portato all'evoluzione di una serie di bacini marginali alcuni dei quali interessano direttamente la piattaforma, colmati da sedimenti fini in cui domina la componente limosa, mentre la frazione a sabbie fini è in gran parte rappresentata da foraminiferi interi e frammentati.

Gli spessori di questi corpi sedimentari variano da maggiori di 50 m, in corrispondenza della progradazione del bordo nel settore estremo nord-orientale del Foglio, a spessori più modesti, che variano da 10 m al massimo di 15/20 m in corrispondenza della depressione, 4 miglia a NE delle Isole di Li Nibani.

5.4. - BIOCOSTRUZIONI

5.4.1. - Prateria a fanerogame (g₄)

Le praterie a fanerogame sono essenzialmente costituite da *Posidonia oceanica*, la cui distribuzione è principalmente localizzata secondo una fascia batimetrica compresa tra -5 e -35 m, che contorna l'area emersa.

Le aree di maggior sviluppo si rilevano nel Golfo di Cugnana, nel Golfo di Marinella, lungo una fascia che da Porto Rafael si estende verso est, ed a sud dell'Isola di Caprera; le rimanenti zone a prateria sono limitate in quanto maggiormente sottoposte alla dinamica marina (alta energia) che caratterizza l'area esaminata (DE MURO & ULZEGA, 1985) (fig.44).

I rilevamenti (subacquei, ecografici Side Scan Sonar) hanno messo in evidenza le condizioni critiche di stabilità in cui si trova la Prateria, con marcati fenomeni di arretramento del limite superiore o addirittura abbandono delle matte, come nel Golfo di Arzachena, nel Canale di Moneta tra La Maddalena e l'Isola di Caprera, a Porto Rafael ed in corrispondenza delle principali località turistiche del settore indagato (COSSU *et alii*, 1998).

Si evidenzia dalle registrazioni dell'ecografo a scansione laterale un notevole degrado della prateria a seguito dell'effetto traumatico degli ancoraggi da parte di imbarcazioni.

Nella rìa di Arzachena la prateria a farenogame marine mostra un degrado notevole dovuto sia a quanto sopra esposto sia ad un'immissione di materiale organogeno di origine antropico; viene favorito in tal modo lo sviluppo di alghe verdi (*Caulerpa prolifera*), le quali tuttavia forniscono un contributo scarso o nullo all'ecosistema marino.

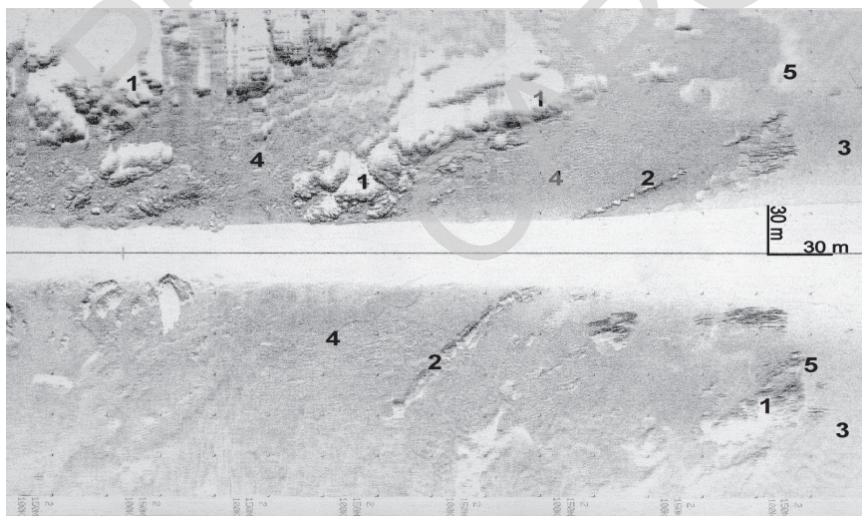


Fig. 44 - Registrazione Side Scan Sonar 100 kHz, fascia esplorata 150 m - Capo Ferro, pseudo-falesia: 1) piede della pseudo-falesia; 2) prateria a *Posidonia oceanica*; 3) sabbie ghiaiose biogeniche organogene a prevalente composizione carbonatica; 4) limite inferiore della prateria a *Posidonia oceanica*.

In corrispondenza delle *rias* di Arzachena e Cugnana si rilevano inoltre praterie a fanerogame marine minori, *Cymodocea nodosa* e *Zostera*.

Il limite inferiore risulta stabile e si presenta irregolare nelle aree in cui l'azione delle correnti di fondo è maggiore (Cannigione), o dove è presente un substrato non omogeneo (sedimento-roccia).

5.4.2. - *Corpi litoidi organogeni ad alghe calcaree (cp)*

Si tratta di coralligeno di piattaforma che si sviluppa nell'ambito di fondi biodetritici o corpi rocciosi a profondità dell'ordine dei -50 m.

Lo strato elevato è meno sviluppato e gli elementi dominanti sono briozoi (*Myriapora truncata*, *Pentaporafascialis*), poriferi (*Spongia agaricina*, *Cliona viridis*) e ascidiacei (*Polycitor crystallinum*, *Aplyidium conicum*).

Tale coralligeno di piattaforma appare collegato con facies a piccoli blocchi di concrezione organogena e a grandi briozoi ramificati della biocenosi del detritico costiero, che caratterizza i fondali tra i -40 e -60 m.

I cordoni principali si sviluppano sulla sommità degli alti strutturali a nord di Capo Figari ed a SE dell'Isola di Mortorio (v. fig.39).

5.5 - SIMBOLI

5.5.1. - *Frana di crollo (fc)*

Si localizza sui litotipi calcarei presenti nel settore sud-orientale del Foglio caratterizzando una costa a falesia attiva alta fino a 50 metri.

Tale falesia diventa localmente falesia morta a seguito dello svilupparsi di processi franosi di crollo, dovuti principalmente all'azione erosiva del mare (moto ondoso, corrente di deriva litorale) al piede della falesia stessa, agevolati anche dai litotipi particolarmente fratturati e successivamente alterati da processi subaerei (carsismo, aloclastismo).

Lo scalzamento alla base appare comunque il meccanismo principale per l'evoluzione dei processi di crollo. Analogamente a quanto avviene in condizioni subaeree i depositi di frana si dispongono a ventaglio con selezione dimensionale inversa dei blocchi; si rilevano grandi blocchi subangolari isolati distanti diverse centinaia di metri dalla parete di distacco (fig.45).

Sui depositi gravitativi si è evoluta una copertura superficiale di sedimenti bioclastici a composizione carbonatica legati alla produzione di alghe rosse incrostanti

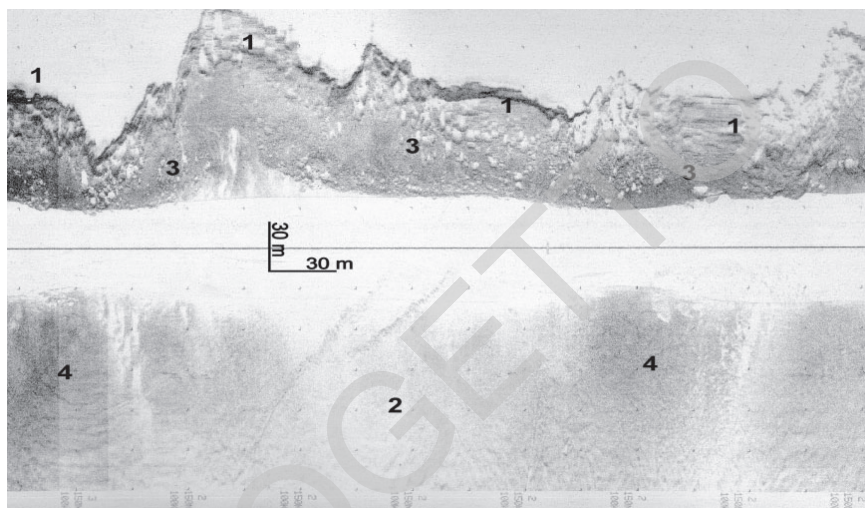


Fig. 45 - Registrazione Side Scan Sonar 100 kHz, fascia esplorata 150 m - Falesia ad E di Punta d'India: 1) piede della falesia carbonatica; 2) sabbie bioclastiche debolmente limose; 3) depositi di frana organizzati in conoidi parzialmente mascherati dalla prateria a *Posidonia oceanica* su roccia; 4) prateria a *Posidonia oceanica* con intramatte.

5.5.2. - Spessore dei sedimenti fini olocenici - isopaca in metri

Le linee di iso-spessore si riferiscono a sedimenti trasparenti all'ecografo a bassa frequenza, *Subbottom Profiler* 3,5 kHz, attribuibili alla sedimentazione tardo pleistocenico-olocenica, successiva quindi alla ultima fase regressiva würmiana. Lo spessore dei corpi sedimentari definisce un cuneo deposizionale che raggiunge la potenza maggiore in corrispondenza di depressioni a controllo strutturale e in prossimità del bordo in progradazione.

5.5.3. - Parco o riserva marina

Una parte dell'area del Foglio è compresa nell'area marina protetta definita dal Ministero dell'Ambiente con l'istituzione del Parco Marino dell'Arcipelago della Maddalena. Esso si sviluppa dal Golfo di Arzachena verso sud fino a $41^{\circ} 19'$ di latitudine N, e secondo una direzione Est-Ovest dall'Isuledda ad est fino $9^{\circ} 31'$ di longitudine E, comprendendo sia le isole dell'Arcipelago in senso stretto sia le Isole di Soffi, Mortorio, Mortoriotto e Li Nibbani.

IV - TETTONICA

1. - TETTONICA DEL COMPLESSO MIGMATITICO

Nel Complesso Migmatitico sono registrati e datati due eventi tettonometamorfici principali e due secondari, attribuiti all'orogenesi ercinica.

Il primo evento (D1) è materializzato da un *layering* composizionale in cui si alternano leucosomi a composizione trondhjemitoide e melanosomi a $Bt \pm P \pm Gt \pm Sil \pm Hbl$ che, sulla base di considerazioni petrologiche e tessiturali, sono riconducibili a processi di smistamento in solidus (FERRARA *et alii*, 1978; PALMERI, 1991) controllati da fenomeni di *pressure solution*. Sulla base delle paragenesi associate a tale *layering* e dell'età di chiusura degli scambi isotopici Rb/Sr fra le diverse bande (344 Ma; FERRARA *et alii*, 1978) questo evento può essere collocato nella fase di ispessimento crostale legata alla collisione continentale, anche se non esistono elementi certi che consentano di correlare questo *layering* con la foliazione relitta inclusa nei porfiroblasti dei paragneiss e dei micascisti in facies anfibolitica che affiorano più a sud.

Una seconda fase (D2) si manifesta con strutture deformative consistenti in pieghe isoclinali, non cilindriche cui, talvolta, si accompagna una scistosità di piano assiale che traspone il precedente *layering* migmatitico secondo una foliazione composita S1/S2. A questa fase localmente si associano zone di taglio caratterizzate da lineazioni di massima estensione suborizzontali, di notevole intensità, con direzione di allungamento parallela agli assi delle pieghe.

Una fase successiva (D3) è stata messa in evidenza (DI PISA & OGGIANO, 1985, 1987a) in Bassa Gallura e nell'area di Palau (FOLCO, 1991). Si manifesta con pie-

ghe generalmente *upright* con direzioni assiali parallele alla catena (N120-140), caratterizzate da buon cilindrismo; nelle diatessiti tali pieghe sembrano evolvere in pieghe tipo *wild* evidentemente formatesi a spese di una roccia contenente quantità sovracritiche di fusio.

Una fase D4 infine è ben evidenziabile nelle metatessiti e più raramente nelle diatessiti; essa si manifesta con pieghe a piani assiali sub-orizzontali che evidenziano un raccorciamento verticale interessando i leucosomi e i filoncelli anatettici discordanti e molto inclinati sulla foliazione principale (fig.46).



Fig. 46 - Fusi anatettici in filoncelli discordanti, deformati dalle ultime fasi a raccorciamento verticale, nelle metatessiti di Cugnana Verde.

Questa fase è l'unica che coinvolge anche i granitoidi foliati, nei quali si manifesta con lineazioni di estensione, generalmente *down dip* (v. fig.48 e seg.), discordanti con le lineazioni dello stesso genere che, con maggiore intensità, interessano le migmatiti o gli ortogneiss incassanti.

Nell'area rilevata le fasi deformative si manifestano meglio nelle metatessiti dove spesso è ancora agevole osservare sia pieghe di D2 (v. fig.11 e fig.47) che pieghe di D3 con i relativi rapporti di interferenza. Anche le pieghe tardive a raccorciamento verticale (D4) sono meglio evidenziate nei leucosomi iniettati nelle metatessiti.

Gli elementi strutturali rilevati si distribuiscono più o meno omogeneamente in domini che corrispondono ai diversi settori di basamento isolati sulle intrusioni o radicati al confine tra intrusioni differenti. Gli assi delle pieghe di D3 mostrano una notevole costanza direzionale, con un massimo intorno a N130 in tutti i domini considerati.

La foliazione più evidente (S2) mostra immersioni intorno a N50, con pendenze variabili da sub-orizzontali a sub-verticali nel dominio di Golfo Aranci e nel dominio di Capo Ferro, mentre immerge prevalentemente verso i quadranti meridionali con un massimo intorno a N230, anche se maggiormente dispersa, nel dominio del Golfo di Cugnana. Nelle migmatiti e negli ortogneiss di Palau si riscontrano immersioni sia a nord-est che a sud-ovest. In definitiva l'andamento della foliazione S2 sembra descrivere antiformali e sinformi a grande scala le quali a scala mesoscopica trovano riscontro nelle pieghe di D3.



Fig. 47 - Pieghe D3 a piano assiale verticale (Loc. Cala Granu).

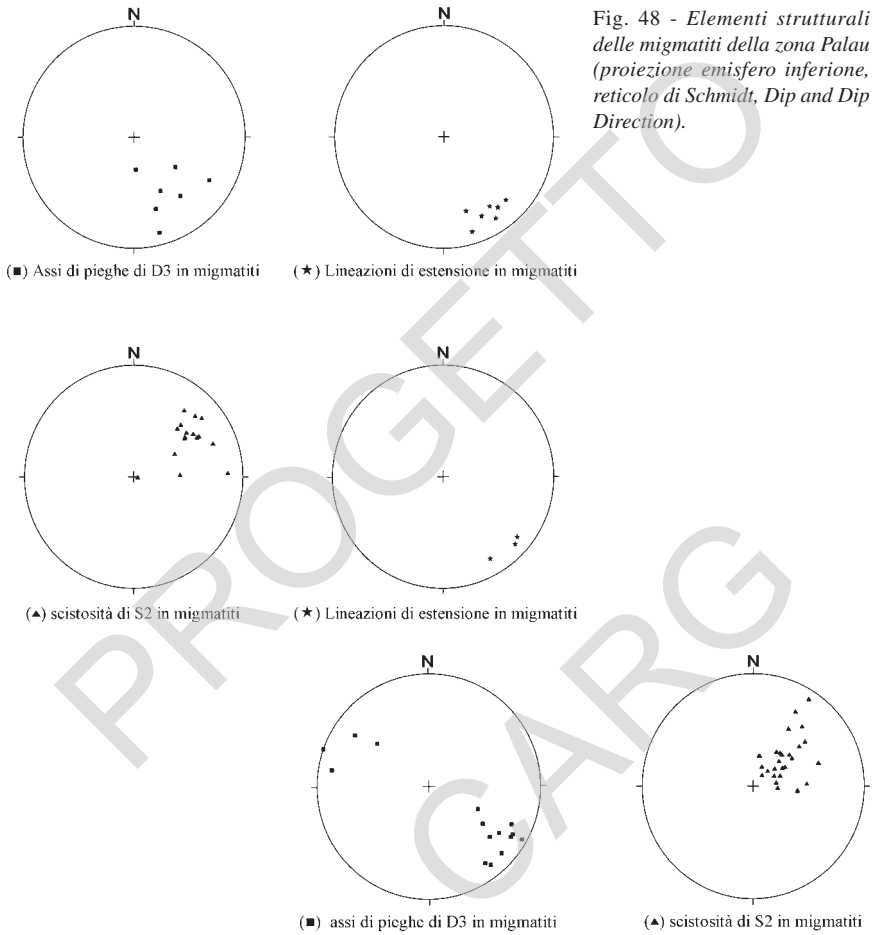


Fig. 49 - Elementi strutturali della zona di Capo Ferro (proiezione emisfero inferiore, reticolo di Schmidt, Dip and Dip Direction).

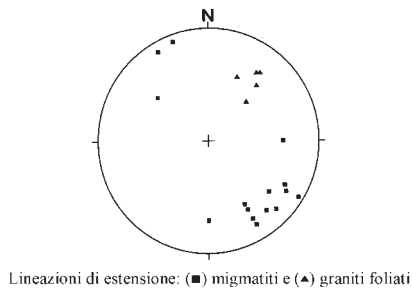
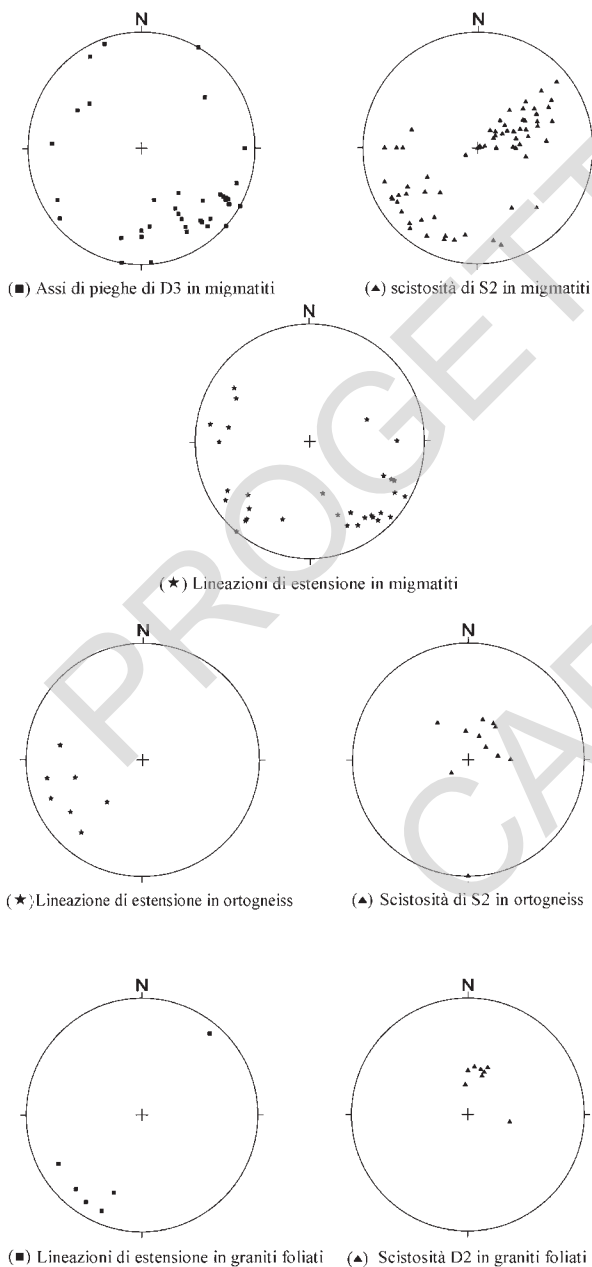


Fig. 50 - Elementi strutturali della zona di Porto Rotondo (proiezione emisfero inferiore, reticolo di Schmidt, Dip and Dip Direction).



2. - TETTONICA DEL COMPLESSO INTRUSIVO

Il complesso intrusivo è oggetto di studi specialistici in Corsica e di recente anche in Sardegna (CHERCHI & MUSUMECI, 1992), sia a carattere petrologico che microstrutturale, tesi ad inquadrare il Batolite Sardo-Corso in un contesto geodinamico complesso quale è quello che ha portato alla formazione della catena ercinica sarda, che tenga conto dei dati strutturali derivati dallo studio del basamento metamorfico ma anche delle evidenze di strutturazione interna dei corpi plutonici. Infatti AA.VV. hanno evidenziato in tutto il Batolite Sardo-Corso sia una distribuzione regionale delle diverse facies petrografiche, sia la presenza di superfici di anisotropia tessiturale, marcata dall'allineamento dei megacrystalli di feldspato, delle biotiti e degli anfiboli e, quando presenti, degli inclusi melancrati allungati. Il carattere di *magmatic flow* in cui si sviluppano queste strutture è testimoniato dall'assenza di deformazione interna dei minerali (deformazione duttile), dalle tessiture isotrope degli aggregati di quarzo e, inoltre, dall'assenza di microstrutture indicanti una deformazione allo stato solido come ad esempio piani S-C, nastri di quarzo, ecc.

Un ragionamento a parte deve essere fatto per la facies monzogranitica peralluminosa dell'intrusione composita di Barrabisa che affiora nel Foglio, nella parte nord occidentale della sezione Palau: questa presenta una marcata anisotropia planare che indica una transizione da condizioni di deformazione allo stato magmatico (es. le foliazioni magmatiche già descritte) a condizioni di deformazione allo stato solido (scistosità) sia ad alta che a bassa temperatura (PATERSON *et alii*, 1989). La loro associazione con strutture geologiche legate alla tettonica post-collisionale tardo-ercinica indica per queste una collocazione meglio definita nel quadro evolutivo della tettonica di questa orogenesi. Infatti, le anisotropie planari esibite dall'intrusione mostrano un *pattern* coerente con la presenza di zone di taglio duttile estensionali coniugate (INNOCENTI, 1990).

Nell'area rilevata del Foglio Arzachena l'analisi strutturale delle anisotropie indotte da *magmatic flow*, particolarmente evidenti nelle facies granodioritiche e monzogranitiche, sono disposte secondo direzioni strutturali prevalenti comprese fra N90 e N130 e immergono debolmente verso N-NE. Questo *trend* è sostanzialmente quello del segmento sardo di catena ercinica; ciò fa supporre che le discontinuità tettoniche realizzatesi durante la fase collisionale abbiano rigiocato anche durante la fase esumativa della catena in concomitanza alla messa in posto del batolite.

Un'importante struttura magmatica che conferma quanto sopra descritto è quella individuata tra Monte Casteddu e Monte Mazzolu (Palau). I contatti fra le diverse facies monzogranitiche e le direzioni dei piani di fluidità magmatica subiscono una progressiva rotazione da NE-SW a NW-SE, formando una «cupola»,

o zona apicale. Ciò è testimoniato dalla variazione della direzione dei piani di fluidalità e dalla quasi orizzontalità dei piani stessi e dai fenomeni di turbolenza tessiturale particolarmente evidenti a Monte Mazzolu.

In ogni caso in questo periodo orogenico dovevano essere attive anche faglie trascorrenti a cinematica destrale dirette da N90 a N140, che possono aver favorito l'intrusione dei magmi anche nelle zone di *releasing band*; in questo modo si spiegherebbero le intrusioni con strutturazione d'insieme ad andamento nord-orientale. Ad esempio i dati strutturali hanno evidenziato una differente orientazione della fluidalità planare nell'intrusione composita a prevalente chimismo quarzodioritico di Punta La Ettica (fig.51).

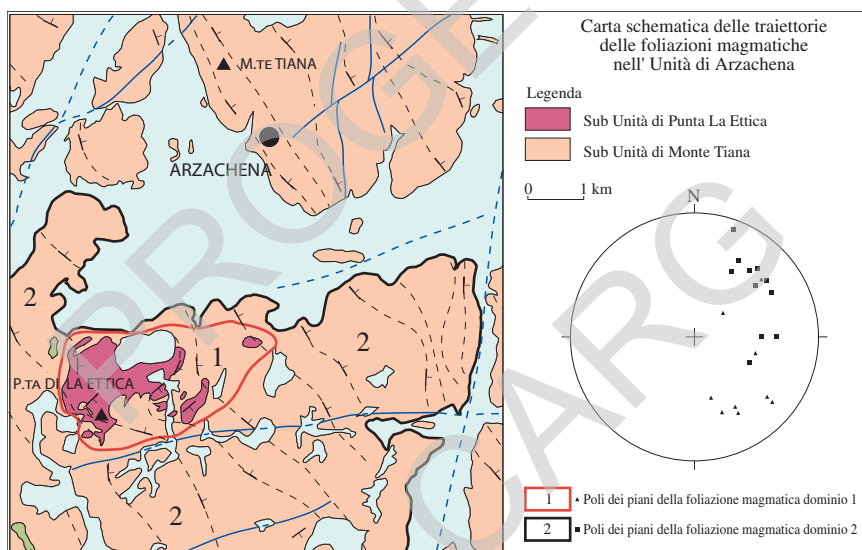


Fig. 51 - Elementi strutturali dell'Unità intrusiva di Arzachena.

Questa intrusione mostra un nucleo a composizione quarzodioritica con evidenti strutture riconducibili a fenomeni di *mingling* e di *mixing* tra un magma originariamente gabbro-dioritico, come testimoniato da relitti di pirosseni nelle quarzodioriti, e il magma monzogranitico facies Arzachena.

Questo corpo a chimismo più femico nel complesso ha andamento N40, simile alla strutturazione della fluidalità planare interna, ed intrude il monzogranito facies Arzachena che ha una strutturazione interna N130. La massa quarzo dioritica e le facies ibride che la circondano tuttavia presentano lobi con orientazione e fluidalità planare uguale a quella del monzogranito facies Arzachena. Anche la

giacitura di quest'ultimo tende nel complesso a disporsi parallelamente all'intrusione di Punta la Ettica nelle interdigitazioni al contatto.

Questa influenza reciproca sull'orientazione delle fluidalità planari è una chiara evidenza della continuità del flusso tra le due intrusioni e, quindi, di una loro messa in posto sostanzialmente sincrona.

3. - TETTONICA POST-ERCINICA

Durante tutto il Mesozoico il blocco Sardo-Corso costituiva un settore crostale integrato nel margine passivo sud-europeo, e come tale, poco interessato da eventi tettonici di un certo rilievo. Dove le coperture mesozoiche affiorano estesamente è stato possibile evidenziare alcune fasi tettoniche, che trovano riscontro in Provenza-Languedoc e che sono connesse con la geodinamica pirenaica:

- deformazioni a carattere transtensivo e, quindi, transpressivo, confinate nel Cretacico medio e marcate da discordanza angolare tra il Cretacico inferiore e quello superiore (movimenti Bedouliani);
- deformazioni fine-Cretacico (Fase Laramica?), cui si deve l'emersione della piattaforma carbonatica mesozoica.

Dopo un periodo di stasi, una ripresa della tettonica si verifica nell'Eocene medio con la fase Pirenaica, responsabile di locali compressioni che danno luogo a *thrusts* ed a blandi piegamenti localizzati nella Sardegna occidentale (CHERCHI & TREMOLIERES, 1984; BARCA & COSTAMAGNA, 1997). Essendo le rocce più recenti del foglio e di quelli limitrofi di età giurassica non è possibile individuare, e discriminare da altri eventi deformativi post-ercinici, queste fasi tettoniche minori.

Secondo recenti studi sulla tettonica fragile del basamento (CARMIGNANI *et alii*, 1994b) e sulle coperture meso-cenozoiche di altre aree della Sardegna nord-orientale e della Corsica (OGGIANO *et alii*, 1995; PASCI, 1997; PASCI *et alii*, 1998; FUNEDDA *et alii*, 2000) l'evento deformativo principale è riconducibile a dinamiche trascorrenti sinistre di età oligo-aquitaniiana e a dinamiche puramente distensive a partire dal Burdigaliano superiore.

Le strutture deformative oligo-mioceniche sono riferite ai seguenti eventi geodinamici:

- convergenza con subduzione di crosta oceanica sotto la Placca Iberica a partire dal Cretacico superiore;
- collisione continentale oligocenica-aquitaniiana con sviluppo di zone di taglio ensialiche;
- distensione, a partire dal Burdigaliano, concomitante alla genesi del Bacino Balearico ed al collasso dell'Appennino Settentrionale (CARMIGNANI *et alii*, 1995) (fig.52).

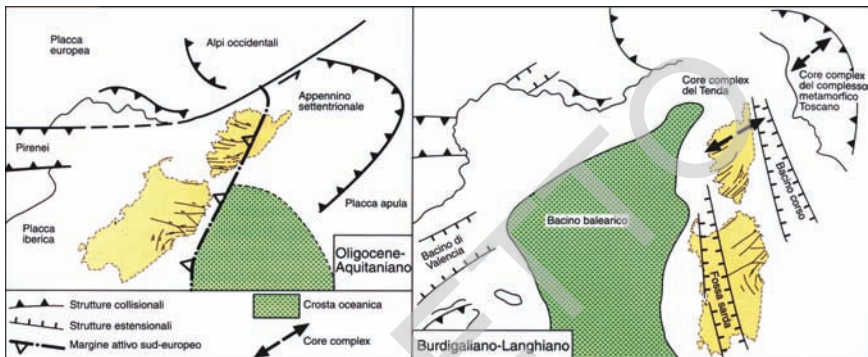


Fig. 52 - *Inquadramento geodinamico del Mediterraneo occidentale all'Oligocene superiore.*



Fig. 53 - *Fascia cataclastico-milonitica associata alla faglia di S. Pantaleo.*

Nel Foglio Arzachena sono attribuibili alla tettonica trascorrente oligo-aquitainiana le faglie ad andamento N-NE che, con movimento sinistrale, rigettano i filoni permiani e i contatti fra le diverse facies intrusive. Ad esempio la faglia di S. Pantaleo, che presenta una ampia fascia cataclastico-milonitica in cui si sviluppa abbondante clorite, rigetta il contatto tra il leucomonzogranito “facies S. Pantaleo” e il monzogranito “facies Arzachena” (fig.53).

Sempre nel Foglio Arzachena alcune faglie a direzione E-W e E-NE sembrano rigettare filoni con movimenti destri; probabilmente si tratta di faglie più antiche, anche se la loro interferenza con le faglie precedenti (a meno di rigetti

apparenti) non fornisce rapporti di antecedenza univoci tra i due sistemi. Non si può invece escludere che alcune faglie ad andamento meridiano, come quella su cui si è impostato il corso del Rio S. Giovanni che sfocia nel Golfo di Arzachena, siano di età pliocenica o, quanto meno, abbiano subito importanti riattivazioni in questa epoca.

Le faglie sinistre spesso hanno coniugate che sembrano individuare cunei di estrusione compatibili con una direzione di raccorciamento a direzione submeridiana (vedi faglia a direzione N-NW lungo l'allineamento S. Pantaleo Punta Romasinu). Tuttavia una analisi della cinematica di queste faglie non può prescindere dallo studio degli indicatori cinematici sul terreno.

3.1. - ANALISI CINEMATICA

Il lavoro di terreno svolto riguarda l'analisi delle faglie che hanno interessato i granitoidi in una decina di località dell'area tra Arzachena e Palau. Durante l'esame delle fratture sono stati presi in considerazione sia i tettofliti presenti sui piani di faglia che i rapporti fra le faglie mesoscopiche di primo ordine e le faglie ausiliarie di secondo ordine (Fratture di Riedel di tipo R, R' e P).

I tettofliti, essenzialmente strie di frizione, hanno consentito di definire la direzione dei movimenti ma non il verso.

I rapporti fra le strutture di primo e secondo ordine invece hanno permesso di ricostruire il verso dei movimenti e, con il calcolo delle strie teoriche, anche la direzione.

Le faglie mesoscopiche principali hanno orientazione variabile da NNE-SSW a W-E. Esse sono spesso rappresentate, nelle diverse stazioni, da zone di taglio lungo le quali si sviluppano cataclasiti caratterizzate da neoformazione di clorite ed il cui spessore varia da alcuni centimetri a qualche metro. Le faglie a direzione NW-SE appartengono a due grandi categorie, rappresentate rispettivamente da faglie dirette e da faglie trascorrenti.

3.1.1. - *Faglie dirette*

Sono presenti nella stazione di Miriacheddu con giacitura N150-75 NE; ad esse sono associate fratture di secondo ordine di tipo R con caratteristiche di faglie inverse.

L'innalzamento del tetto rispetto al muro lungo le fratture R è documentato dai movimenti relativi di segmenti di nastri di quarzo che sono stati trasportati verso l'alto rispetto ai segmenti di quarzo presenti nel muro.

3.1.2. - *Faglie trascorrenti*

Sono presenti negli affioramenti di Santa Teresina con direzione variabile da N140 a N160 ma con immersione costante verso SW e inclinazione variabile da 60° a 75°.

Le faglie regionali con questa orientazione sono state interpretate come faglie di “*strike-slip*” destre.

Le faglie mesoscopiche di Santa Teresina hanno una marcata lineazione cinematica orizzontale; i loro rapporti con le fratture R di Riedel e/o di tipo P indicano, con evidenza, un senso sinistro dei movimenti dei blocchi adiacenti.

3.1.2.1. - *Faglie trascorrenti SW-NE*

Le faglie mesoscopiche più importanti affiorano nelle stazioni di Caldosu e di San Pantaleo; esse hanno giaciture variabili da verticale a molto inclinata con immersione a NW e a SE. I loro rapporti con le fratture R di Riedel le configurano come faglie trascorrenti sinistre.

3.1.2.2. - *Faglie trascorrenti W-E*

Affiorano nelle stazioni di Miriacheddu e San Pantaleo con caratteristiche di faglie trascorrenti destre, come risulta dai loro rapporti con le fratture R di Riedel.

Tutti i dati delle faglie di cui è stato possibile ricostruire i movimenti sono stati analizzati con il programma di Allmendinger “*Fault Kin*” allo scopo di visualizzare, da un lato, le faglie con le relative *strie* di movimento e, dall’altro, gli assi cinematici P e T che indicano, rispettivamente, la direzione di massimo raccorciamento e la direzione di massima estensione del campo dello *strain* incrementale.

Nelle stazioni di Miriacheddu, San Pantaleo e Caldosu gli assi T hanno inclinazioni deboli ed una distribuzione media attorno a WSW-ENE con immersioni a E-NE.

Gli assi P hanno, invece, una distribuzione più disomogenea ed inclinazioni variabili da sub-orizzontali a verticali; in media, tuttavia, essi si dispongono lungo una ciclografica NNW-SSE molto inclinata e con immersione E-SE.

Nella stazione di Santa Teresina (fig.54), gli assi T sono sub-orizzontali e hanno orientazione SSW-NNE; gli assi P sono anch’essi sub-orizzontali e hanno direzione NW-SE.

L’insieme dei dati relativi a queste stazioni è compatibile con un cam-

po deformativo caratterizzato da estensione WSW-ENE e da raccorciamento NNW-SSE. Il campo di deformazione compatibile con le popolazioni di faglie delle suddette località è di tipo transtensivo in accordo con l'inclinazione assai bassa degli assi T e con l'esistenza di assi P da sub-orizzontali a verticali.

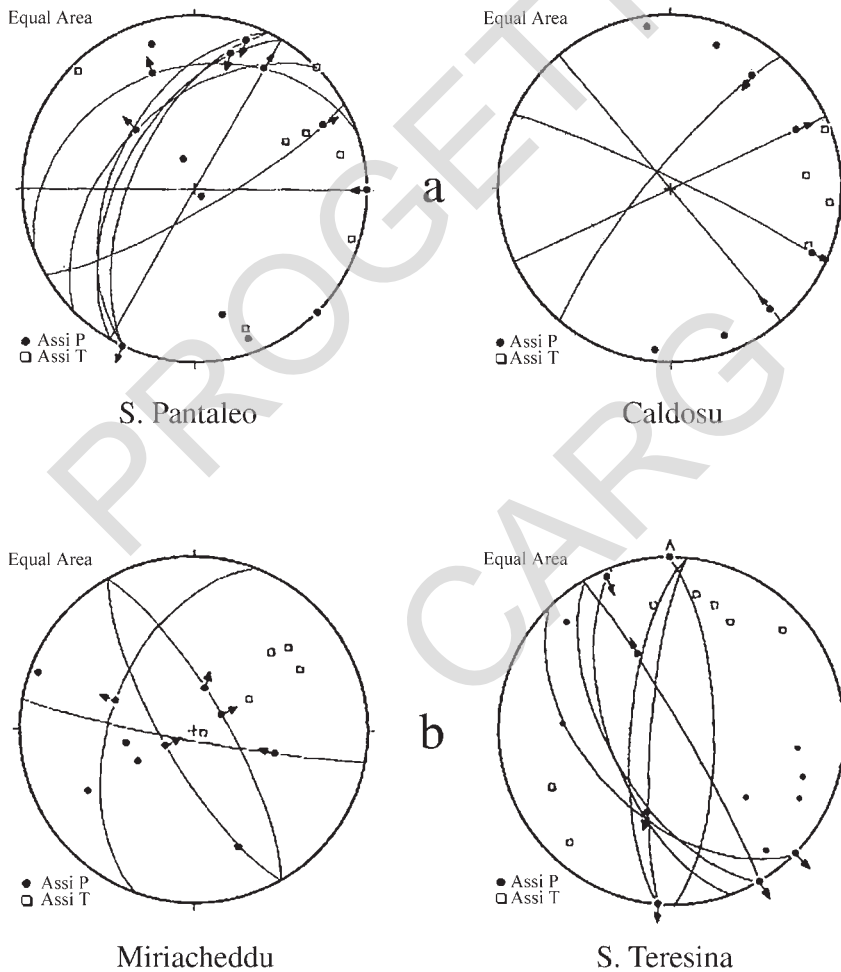


Fig. 54 - Rappresentazione grafica dell'analisi strutturale fragile nelle stazioni di misura: a) S. Pantaleo e Caldosu; b) Miriacheddu e S. Teresina.

V - GEOLOGIA MARINA

1. - PIATTAFORMA CONTINENTALE

La piattaforma continentale sarda relativa al Foglio 428 Arzachena si estende per circa 10 miglia nautiche verso mare con una debole pendenza fino al bordo (-110/-120 m). Quest'ultimo si presenta frastagliato in quanto caratterizzato dalla presenza di una serie di testate (in arretramento) di canyon (Canyon Caprera, Canyon Cervo, Canyon Mortorio) che incidono la sottostante scarpata (Scarpata Gallurese o *Pianu Gadduresu*, definito da ULZEGA, 1988) (fig.55).

La piattaforma continentale si divide in piattaforma interna o prossimale, molto articolata e complessa, e piattaforma esterna o distale, che comprende l'intero settore nord-orientale del Foglio. La suddivisione risulta necessaria in quanto si esplicano differenti modalità della dinamica marina, che condizionano in modo determinante i processi evolutivi sia delle coste che dei fondali (LEONE *et alii*, 1981).

La parte interna dell'unità fisiografica considerata si estende dalla linea di riva alla batimetrica -50 m e comprende tutti i fondali prossimali in cui si trovano le isole maggiori e minori, gli scogli e le secche (ULZEGA *et alii*, 1996a).

In quest'area di mare avviene la sedimentazione terrigena degli apporti terrestri e la dispersione dei sedimenti ad opera delle correnti di fondo, soprattutto in relazione all'elevata dinamica delle masse d'acqua mobilizzate lungo i canali tra le isole dalle mareggiate dei quadranti settentrionali (fig.56).

La porzione esterna della grande unità si estende dalla batimetrica -50 m sino alla massima profondità di circa -90 m, all'estremità nord-orientale del Foglio; non si raggiunge pertanto il bordo della piattaforma continentale.

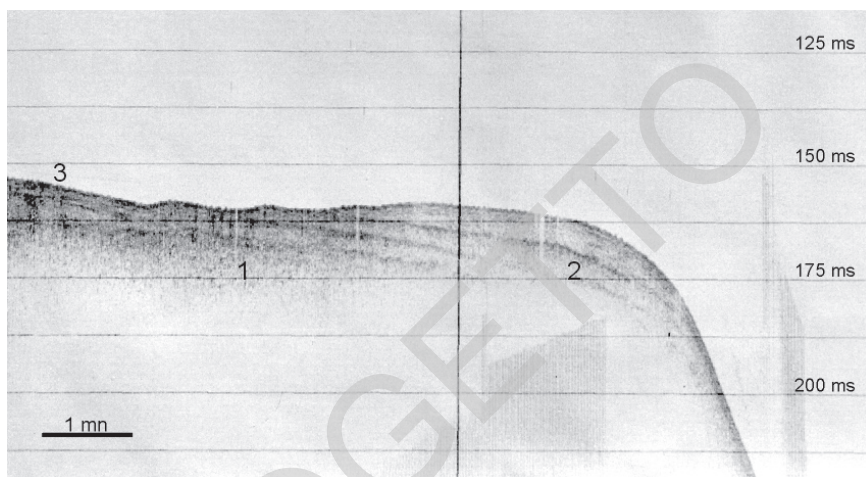


Fig. 55 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 kHz - Sezione in zona del bordo della piattaforma continentale 12 miglia nautiche ad E dell'Isola di Soffi: 1) substrato cristallino; 2) prisma di progradazione plio-quadernaria in facies sismica opaca caratterizzata da rari riflettori inclinati, le geometrie sedimentarie sono rappresentate da foreset inclinati verso mare; 3) sedimentazione marina olocenica, limi e limi sabbiosi.

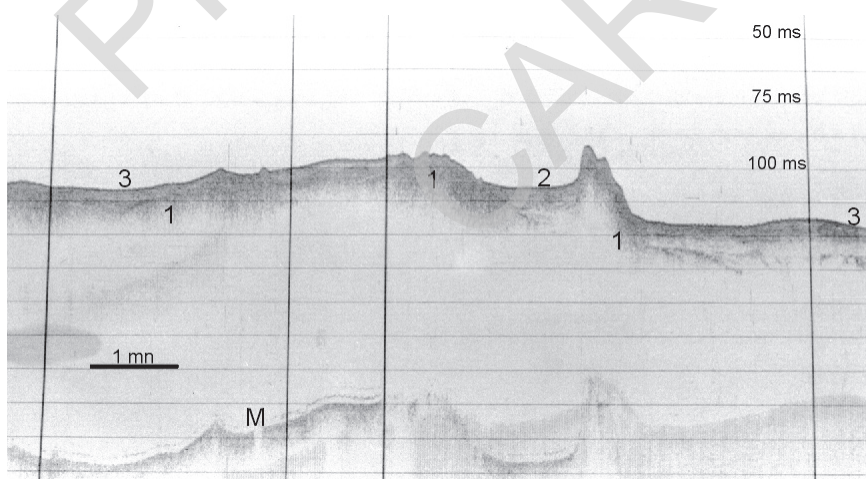


Fig. 56 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 kHz - Sezione in piattaforma distale 1 miglia nautiche a ENE dell'Isola de Li Nibani: 1) substrato cristallino; 2) colmata a sedimenti sabbiosi, probabile sedimentazione di fine ciclo continentale; 3) sedimentazione olocenica a sabbie limose; M) multipla.

L'area di piattaforma esterna è caratterizzata da debole sedimentazione a bassa energia su una morfologia estremamente regolare.

Nel paesaggio sommerso della grande unità fisiografica (interna, esterna), si rilevano depressioni, dall'interpretazione (variazione dello spessore del corpo sedimentario) dei profili sismici (*Subbottom Profiler*), attualmente colmate da sedimenti olocenici, localizzate principalmente in corrispondenza delle grandi insenature (Golfo di Cugnana, Golfo di Marinella, Golfo del Pevero), la cui genesi è di natura tettonica, sviluppandosi secondo le principali linee di faglia (direzione NNE-SSW) che caratterizzano l'area (FANUCCI *et alii*, 1976).

Il loro modellamento è da imputarsi alle fasi glacio-eustatiche che caratterizzano l'ultima era geologica (Quaternario), soprattutto durante la forte fase regressiva würmiana (*stage 4,3,2*); in questo momento, infatti si verificano processi erosivi da parte sia degli agenti esogeni sia dei corsi d'acqua, determinando un paesaggio ben diverso dall'attuale, con la formazione di sistemi cordone litorale-laguna, durante la progressiva regressione marina (massimo regressivo -110/-120 m), a cui è seguita la trasgressione versiliana che rimaneggia e rimodella le morfologie persistenti (fig.57). Questa situazione è testimoniata dall'andamento delle principali linee di drenaggio sommerse che terminano in corrispondenza delle testate dei canyon precedentemente citati.

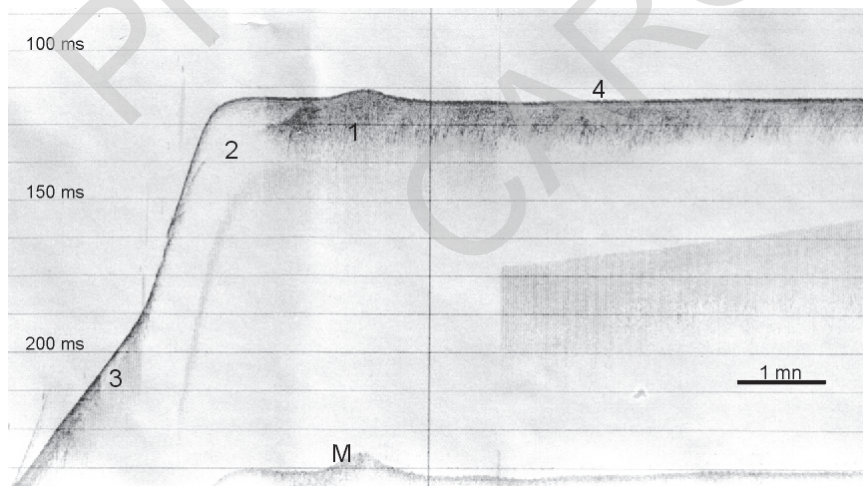


Fig. 57 - Registrazione sismica Subbottom Profiler 3,5 kHz - Sezione in zona del bordo della piattaforma continentale, a 10 miglia nautiche a ESE dell'Isola de Li Nibani: 1) substrato cristallino; 2) prisma sedimentario progradante plio-quadernario con riflettori a geometria convessa; 3) sedimentazione olocenica da scivolamenti gravitativi; 4) sedimentazione marina olocenica, limi e limi sabbiosi; M) multipla.

Ulteriori testimonianze morfologiche ben conservate si accordano a quanto detto, legate alle fasi regressive e trasgressive quaternarie: si definiscono così morfologie litorali (cordoni litorali fossili, *beach-rock*), soprattutto relative all'ultimo sollevamento tardo-pleistocenico ed olocenico del livello del mare.

Si tratta in particolare di depositi di spiaggia cementati, in facies di *beach-rock*, localizzati a varie profondità: sono significativi i livelli a -70 m, a -50 m ed a quote via via superiori fino alle ultime *beach-rock* presenti in prossimità delle spiagge della Corsica e della Sardegna, a testimoniare l'ultimo sollevamento del livello del mare olocenico in corrispondenza dell'*optimum climatico* (DE MURO & ORRÙ, 1998).

In questo discorso non si esclude una componente tettonica polifasica (con direzioni strutturali prevalenti NNE-SSW e NNW-SSE) che abbia predisposto il substrato per il modellamento finale sopra citato; infatti si rilevano le evidenze di faglie sepolte con direzione NNE-SSW che caratterizzano l'intero settore marino sud-orientale del Foglio.

Il margine continentale presenta i caratteri tipici della Sardegna nord-orientale, caratterizzato da un sistema deposizionale sottomarino controllato dalla tettonica distensiva pliocenica e suddiviso in bacini marginali (ULZEGA, 1996b).

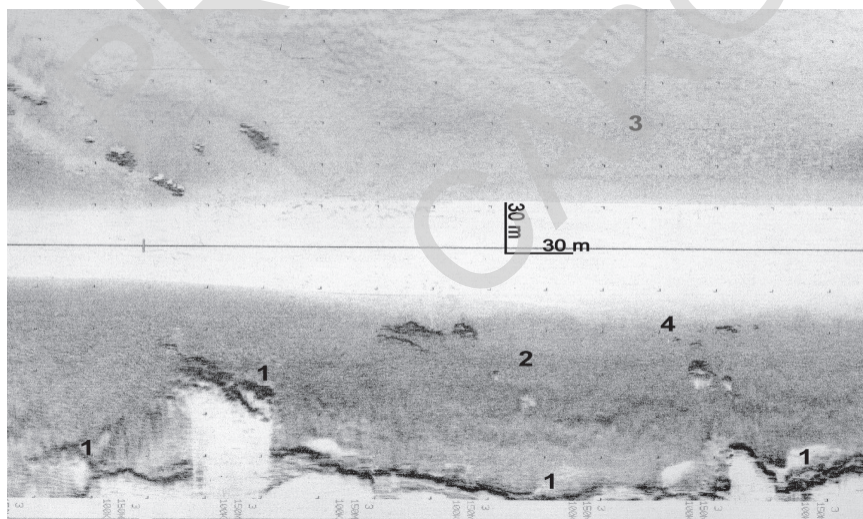


Fig. 58 - Registrazione Side Scan Sonar 100 kHz, fascia esplorata 150 m - Fondali antistanti la Falesia di Capo Figari: 1) piede di falesia calcareo-dolomitica poggiate su metamorfiti interessate da manifestazioni filoniane ad andamento prevalente NW-SE; 3) sabbie ghiaiose biogeniche organogene a prevalente composizione carbonatica; 4) guglie residuali e grandi blocchi franati per arretramento della falesia.

La scarpata è incisa da un reticolo di valli sottomarine e numerosi canali tributari; il ciglio si trova alla profondità media di circa -125 m per risalire a quote inferiori in corrispondenza dell'arretramento per erosione regressiva delle testate dei *canyons* (ULZEGA & HEARTHY, 1986). In scarpata superiore sono riconoscibili le tracce di scivolamenti gravitativi e flussi torbidity non canalizzati che danno luogo ad accumuli di base di pendio (v. fig.57) (ULZEGA *et alii*, 1981).

Dal punto di vista strutturale questi aspetti trovano conferma nella presenza di un corpo roccioso calcareo in prossimità di Capo Figari, che risulta interessato da una faglia con le stesse caratteristiche sopra esposte (direzione NNW-SSE), risultando concordi con i principali lineamenti tettonici che caratterizzano il Monte Tuttavista facente parte del complesso carbonatico mesozoico del Golfo di Orsoi, ma esattamente a circa 90° rispetto ai lineamenti strutturali che definiscono l'Isola di Tavolara (Mesozoico) (fig.58).

2. - METODI DI ACQUISIZIONI E DATI PER LE AREE MARINE

Le indagini si sono basate, per gli aspetti sismo-stratigrafici, fondamentalmente sul riesame dei profili effettuati con le Navi oceanografiche Marsili e Bannock del C.N.R. negli anni dal 1977 al 1991; in particolare sono stati interpretati in dettaglio i dati sismici ad alta risoluzione *Subbottom Profiler* 3,5 kHz e *Sparker* 1000 J acquisiti dalla U.O. di Cagliari del Progetto Finalizzato "Oceanografia e Fondi Marini", sottoprogetto "Risorse minerarie", tema "*Placers*" e del Programma di Ricerca Nazionale 40% "Geologia dei Margini Continentali", dati resi disponibili dal responsabile della ricerca, A. Ulzega; dagli stessi contesti sono stati riesaminati dati di campionamento a mezzo draga, benna, carotiere a gravità e carotaggio a vibrazione (ULZEGA, 1994).

Buona parte del materiale utilizzato è tuttora inedito o è stato utilizzato per rapporti interni o per la redazione di carte a piccola scala.

Le campagne di acquisizione dati in piattaforma continentale, svolte nel corso del biennio 1998-99, hanno utilizzato diversi mezzi nautici in base alle caratteristiche batimetriche, morfologiche e meteomarine delle aree di indagine. In piattaforma prossimale profonda, per le aree distali e per le zone esposte è stata utilizzata la Nave Oceanografica "Barbara" (C.P. 452) del Comando Generale del Corpo delle Capitanerie di Porto in convenzione con il C.I.R.C.A.M. dell'Università di Cagliari, mezzo nautico di 30 m con 15 uomini di equipaggio militare e 5 tecnici per l'equipaggio scientifico.

Per le indagini sulle piattaforme prossimali poco profonde, i grandi golfi e le aree pericostiere sono state utilizzate le M/B Alalunga e la M/B Ultima Dea di 12 e 11 m. Il supporto ai rilievi batimetrici di dettaglio, al campionamento dei sedi-

menti per spiagge sommerse ed alle operazioni di rilevamento e campionamento subacqueo è stato assicurato da mezzi minori.

Il posizionamento geodetico dei dati è stato assicurato attraverso tecniche di rilevamento G.P.S. differenziale con un ricevitore in posizione fissa sulla terra ferma ed uno posto sulla nave, utilizzando sensori GPS a doppia frequenza *Geotracer 2000 L1/L2* della *Geotronics* ed il *software* di post-processamento *GeoGenius*; per il posizionamento dei mezzi minori è stato utilizzato il sensore *Trimble Geo explorer* e *Trimble Geo Tracer 2200*.

La gestione dei dati di posizionamento, e della conseguente costruzione dello schema delle rotte nave, è stata realizzata tramite un supporto G.I.S. in ambiente *Mapinfo* e *Arcview*; l'utilizzo di tale tecnologia ha favorito l'integrazione di dati acquisiti con metodiche differenti.

I rilievi ecografici verticali ad alta frequenza sono stati eseguiti mediante ecografo *ELAC Laz 51* (100-30 kHz) ed ecografo *Furuno Color* (100-200 kHz); la taratura giornaliera degli ecografi è stata realizzata tramite sonda multiparametrica CTD per il rilevamento dei caratteri chimico-fisici della colonna d'acqua.

L'acquisizione e l'elaborazione cartografica dei dati batimetrici ha consentito la realizzazione di un modello digitale del fondo (DTM) utilizzando il *software Hydro* della *Trimble*.

La mappatura sonar a scansione laterale è stata realizzata tramite *Side Scan Sonar EG & G* mod. 260 a doppia frequenza 100-500 kHz con apparato trasduttore 272/T2 e correzione d'immagine computerizzata; la fascia di esplorazione utilizzata in prevalenza è stata di 200 m per lato consentendo di discriminare affioramenti rocciosi di 0,5 m; in casi particolari sono stati utilizzati *range* di 75 m per lato, con dettaglio di immagine di 0,1 m.

Il complesso delle indagini sonar laterale ha interessato mediamente la mappatura delle aree interessate dal Foglio geologico con indice di copertura pari a 70%.

L'acquisizione digitale, l'elaborazione e la produzione del mosaico dei dati *Side-Scan Sonar* ha utilizzato supporti software *ISIS*, per l'acquisizione georeferenziata e il controllo di qualità dei dati, e *Delph Map* per l'elaborazione d'immagine e la produzione del fotomosaico, della *Triton Elics*.

Il controllo e la taratura interpretativa dei dati geofisici è stata affidata ai rilevamenti geologici subacquei (fig.59); l'indagine diretta è stata organizzata su stazioni mirate ed è stata eseguita utilizzando autorespiratori ad aria secondo una procedura standard che ha previsto: compilazione di grafici sul fondo, sezioni e planimetrie, documentazione fotografica, prelievo di campioni di roccia e sedimenti, trasferimento di campioni e attrezzature in superficie tramite pallone di sollevamento (Kg 100); i rilevatori hanno operato in squadra o in coppia fino alla profondità massima di -65 m.



Fig. 59 - Geologo subacqueo impegnato nel rilevamento in piattaforma continentale distale a -50 m; i dati relativi a sezioni e planimetrie di dettaglio vengono riportati su una tavoletta strumentata con bussola e profondimetro di precisione. Per misure di affioramenti a scala maggiore viene utilizzato un distanziometro sonar.

Per il campionamento dei sedimenti di piattaforme distali sono state utilizzate benne *Kahlsico* per campionamento dei sedimenti fini (vol. 3,35 litri) e benna *Van Veen* per il sedimento grossolano (vol. 13 litri).

Per la mappatura delle spiagge sommerse e delle aree pericostiere sono stati utilizzati metodi di telerilevamento aereo e satellitare integrati; in particolare sono stati esaminati fotogrammi aerei a colori alla scala 1:10.000 ed immagini del sensore satellitare *SPOT* e *LANDSAT Thematic Mapper*, che ha mostrato buon livello di risoluzione delle aree marine nelle bande 1,2,3.

VI - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

L'evoluzione geomorfologica dell'area è fortemente influenzata dalle caratteristiche del substrato, costituito da rocce appartenenti al basamento paleozoico Sardo, in genere massicce e fortemente fratturate, sulle quali poggiano in discordanza le rocce mesozoiche. L'eredità strutturale ha svolto un ruolo importante nel modellamento dell'area dato che la maggior parte delle valli si approfondiscono lungo le faglie e le fratture della tettonica alpina orientate prevalentemente circa N-S e NE-SW. Purtroppo la mancanza di sedimenti più antichi attribuibili al Pleistocene medio impedisce di valutare le dinamiche quaternarie di questi elementi e la presenza di eventuali riattivazioni anche locali.

L'area in esame è caratterizzata da una morfologia fortemente accidentata, in cui i processi costieri da una parte e quelli di alterazione su rocce granitiche e successivamente la rielaborazione da parte delle acque correnti superficiali dall'altra, giocano il ruolo predominante.

La natura litologica dei terreni, costituiti in prevalenza da rocce intrusive e metamorfiche, contribuisce a generare un paesaggio caratteristico.

L'erosione selettiva ha giocato un ruolo importante anche nel modellamento subaereo dell'area dato che le valli sono spesso rettilinee ed orientate con i principali lineamenti tettonici.

Sono inoltre estremamente diffuse tutte le morfologie connesse all'arenizzazione dei graniti ed alla successiva erosione differenziata dei blocchi da parte delle acque correnti superficiali e del ruscellamento diffuso. Numerosi sono le torri ed i campi di blocchi connessi con il crollo di prismi di roccia dai quali era stata allontanata la frazione alterata.

Le forme tipiche dell'alterazione di rocce granitiche, tra le quali spiccano i "tafoni", sono estremamente diffuse e costituiscono una delle attrattive naturali dell'area.

Lungo le zone maggiormente fratturate e fagliate si sono approfonditi i corsi d'acqua a generare un reticolo di drenaggio tipicamente angolare. I principali corsi d'acqua sono ubicati in corrispondenza di importanti elementi strutturali che si seguono per più ampie aree della Sardegna nord-orientale. La presenza di gomiti e cature nel reticolo idrografico suggerisce ad ogni modo una possibile attivazione recente di alcune delle lineazioni prima citate. A quote progressive sui fondi vallivi sono stati osservati numerosi terrazzi di erosione su roccia. La non perfetta coincidenza delle quote di affioramento di queste morfologie e la mancanza di sedimenti alla loro sommità ha sinora impedito una esatta comprensione della loro genesi e quindi della loro importanza come livelli guida per l'evoluzione quaternaria dell'area.

La dinamica costiera è caratterizzata da un'alternanza di promontori scolpiti sulle rocce del basamento e piccole spiagge tra un promontorio ed un altro. Sono però frequenti anche le baie scolpite direttamente su roccia senza che siano presenti depositi litorali. In questi casi è verosimile che l'erosione marina abbia agito con maggiore rapidità lungo linee di fratturazione preesistenti. Il reticolo angolare delle valli e di numerosi tratti costieri confermerebbe tale ipotesi. E' comunque indubbio che le insenature più profonde come quella di Cannigione, di Marinella e soprattutto di Cugnana, costituiscono tipici esempi di rias come quelli che caratterizzano numerose altre località della Sardegna settentrionale.

Si tratta di valli fluviali interessate da limitati fenomeni di riempimento durante l'ultima glaciazione e/o che comunque sono state interessate da importanti fenomeni di riesumazione durante la trasgressione versiliana. Tali morfologie suggerirebbero comunque la presenza di movimenti di lento abbassamento di questo settore dell'isola.

In quest'area sono inoltre presenti ripiani di erosione su roccia interpretabili come antichi terrazzi di abrasione marina.

La loro estensione è estremamente variabile, in genere si presentano fortemente dissecati dall'approfondimento vallivo.

VII - GEOLOGIA APPLICATA

L'economia della Sardegna ha avuto un notevole impulso dallo sviluppo dell'industria estrattiva delle pietre ornamentali.

Nei primi anni '60 un gruppo di pionieri ha cominciato a coltivare con metodi artigianali, in Gallura ed in Goceano (centro-nord dell'Isola), ammassi rocciosi isolati di granito, detti "trovanti": questi imprenditori, pur realizzando inizialmente bassi guadagni, avevano intuito l'enorme potenziale economico dei graniti come roccia ornamentale. Agli inizi degli anni '80, con l'arrivo di nuove tecnologie e nuovi imprenditori, si è avuta la svolta che ha dato inizio alla ricerca sistematica dei giacimenti dei diversi materiali, la loro commercializzazione e promozione in Italia e nel mondo.

Questo slancio economico ha inciso positivamente sull'economia isolana ma ha lasciato segni indelebili nel paesaggio sardo: spesso cave e discariche sono concentrate in zone molto pregevoli dal punto di vista naturalistico, e non tutte le cave si sono rivelate idonee alla produzione di rocce ornamentali. In questo modo per ogni unità estrattiva suscettibile di grandi produzioni di lunga durata se ne contano almeno due che dopo i primi tentativi vengono abbandonate.

Nel 1989 la Regione Sardegna si è dotata di uno strumento legislativo che ha permesso di definire il comparto delle rocce ornamentali nei suoi parametri fondamentali: ubicazione e caratterizzazione geogiacimentologica, petrografica e merceologica delle cave attive ed inattive, valutazione delle risorse estraibili, dei fattori di produzione, costi e ricavi, diretti ed indiretti. L'intero comparto comprende attualmente nell'isola oltre 200 cave di rocce ornamentali, 162 delle quali ancora oggi attive.

L'elaborazione e l'incrocio di questi dati ha consentito di definire i bacini estrattivi principali, suddivisi a loro volta in poli estrattivi localizzati in quattro aree geograficamente diverse e nei quali esistono delle realtà produttive estremamente dinamiche e vitali.

1. - IL POLO ESTRATTIVO DI ARZACHENA

L'area del Foglio Arzachena risente solo marginalmente dei benefici dell'indotto economico legato all'attività estrattiva in quanto, per la vicinanza alle splendide zone costiere, questa zona ha maggiormente sviluppato il comparto turistico. Tuttavia a tutt'oggi 17 cave di rocce ornamentali si sono sviluppate nella parte centro occidentale del Foglio andando a costituire il polo estrattivo di Arzachena dove viene cavato e commercializzato il granito denominato "Rosa Beta", essenzialmente sviluppato nella "facies Arzachena".

Il polo estrattivo di rocce ornamentali di Arzachena è costituito da 6 cave attive e da 11 inattive; il gruppo più importante è localizzato a est del fiume Liscia, in prossimità della località La Prugnola, mentre due cave sono localizzate in località Lu Naracu-Monte Mazzolu.

La produttività di queste cave è condizionata da fattori penalizzanti di origine primaria, quali variazioni, tessiturali, e cromatiche (variazione del colore e taglia dei macro-cristalli di K-feldspato), presenza di inclusi basici microgranulari, filoncelli aplitici e tasche pegmatitiche, mineralizzazioni accessorie a pirite ed epidoto. Lo sviluppo areale dei fronti di cava è condizionato dalla compresenza di vari tipi di giunti sub-orizzontali e/o verticali, i primi geneticamente riconducibili a fenomeni di raffreddamento plutonico e ad esfoliazione da scarico, mentre i secondi, in corrispondenza di fasce cataclastico-milonitiche, sono connessi alla tettonica fragile precedentemente descritta.

Le osservazioni sin qui fatte sono valide sia alla scala del giacimento che alla scala del fronte di cava. Infatti i fattori penalizzanti condizionano sia l'assetto strutturale dell'ammasso roccioso sia le proprietà fisico-meccaniche del materiale estratto, in quanto la diffusione areale di processi di alterazione chimico-fisica superficiale e di cataclasi lungo i giunti condiziona sia i volumi di roccia estraibili sia l'integrità fisico-meccanica dei materiali coltivati.

La produzione annua del polo estrattivo di Arzachena si attesta intorno a 22.000 mc/anno, ripartiti fra le tre classi commerciali, merceologicamente definite come prima, seconda e terza scelta.

Il fatto che il numero di cave inattive sia preponderante su quelle attive è da ricondursi a fattori giacimentologici sfavorevoli. Infatti, dalla correlazione tra i dati geologico-strutturali ed i fattori penalizzanti sopracitati si deduce che queste

cave sono quasi tutte ubicate in corrispondenza di zone particolari delle intrusioni quali porzioni apicali e/o zone di contatto fra diverse litofacies.

Tutte le cave attive sono localizzate in corrispondenza di strutture collinari tipo *inselberg* che ne hanno favorito la coltivazione a gradoni (fig.60).

Fra le altre attività estrattive presente nel Foglio si annota una cava di inerti in località S. Giovanni lungo l'alveo dell'omonimo Rio S. Giovanni.



Fig. 60 - Attività estrattiva nel Foglio Arzachena: esempio di coltivazione a gradoni (Loc. S. Salvatore, immediatamente ad ovest del limite occidentale).

2. - PEDOLOGIA

Il territorio del Foglio Arzachena è caratterizzato in prevalenza dalle litologie del Plutone Granitico di Gallura e dal relativo corteo filoniano. Il paesaggio è conformato a paleosuperfici di erosione, di dimensioni le più diverse e poste a quote differenti tra il livello del mare e oltre i 500 m, con prevalente copertura di granito arenizzato, in cui sovente ristagnano le acque, e separate tra loro da rilievi isolati o allineati in creste (*inselberg, tor*).

Non si differenziano dai paesaggi principali, per morfologia e caratteri pedologici, gli affioramenti del “Complesso Metamorfico di Alto Grado” (Palau,

Luogosanto-Monte Candela, Golfo di Cugnana), mentre i lembi di calcari giurassici presenti a Capo Figari rappresentano localmente inserti di paesaggi, arealmente minori e tuttavia caratterizzati da peculiarità, sempre in senso morfologico, pedologico e vegetazionale, che in parte li differenziano dal grande paesaggio dei graniti di Gallura.

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

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

2.1. - SUOLI DEI PAESAGGI DEL PLUTONE GRANITICO DI GALLURA E DEL CORTEO FILONIANO

Il grande paesaggio è caratterizzato da almeno tre rilevanti tipologie pedologiche: nella prima, in cui prevalgono le forme aspre e con pendenze elevate, si ha roccia affiorante e suoli a minimo spessore; nella seconda, in cui accanto a forme aspre si riscontrano ampie superfici subpianeggianti, i suoli presentano gradi diversi di evoluzione, ma si hanno associati tratti più o meno ampi di roccia affiorante; infine, nelle zone a minor pendenza, i suoli evoluti rappresentano la parte più rilevante, tuttavia con qualche tratto di roccia affiorante.

Aree che presentano forme aspre e pendenze elevate

Predominano roccia affiorante e suoli con profondità generalmente inferiore ai 30/40 cm; la tessitura varia da sabbioso-franca a franco-sabbiosa; la struttura è poliedrica subangolare debole; la permeabilità è normale o elevata; la capacità di ritenuta idrica è modesta, mentre è elevata la facilità a raggiungere la saturazione idrica, e ciò facilita l'asportazione delle particelle fini; l'erodibilità è perciò elevata.

La reazione è acida; il contenuto di sostanza organica va da medio a scarso; bassa è la capacità di scambio cationico; medio-bassa la saturazione in basi.

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

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

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

Aree con forme da aspre a dolci e pendenze da elevate a subpianeggianti

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

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

Il profilo è di tipo A-Cr ed A-Bw-Cr ed i suoli sono inquadrati nel sistema di classificazione *Soil Taxonomy* come associazione di *Dystric* e *Lithic Xerorthents* e di *Typic Dystraxepts* oppure, laddove si riscontrano suoli più profondi alla base dei versanti, si hanno profili di tipo A-Bw-C, associazioni di *Typic Dystraxepts* e di *Typic Palexeralfs* (profilo A-Bt-C).

Gli usi attuali di questi suoli sono rappresentati dal pascolo naturale; pochi lembi di copertura vegetale si riscontrano nei versanti esposti a nord e lungo gli impluvi. Le limitazioni d'uso riguardano, a tratti, rocciosità e pietrosità elevate, la scarsa profondità e l'eccesso di scheletro nel profilo, oltre al forte pericolo d'erosione (suoli soggetti ad un continuo ringiovanimento del profilo).

L'attitudine è per la conservazione ed il ripristino della vegetazione naturale, anche attraverso la forte regimazione del pascolamento; a tratti sono possibili colture erbacee ed arboree, previa sistemazione dei versanti ed opere per la regimazione dei deflussi. L'erosione può essere mitigata con un'opportuna regimazione delle acque e con la conservazione ed il miglioramento della copertura vegetale. Classi di Capacità d'uso: VII-VI-IV.

Unità simile alla precedente sotto l'aspetto morfologico, ma con maggiore copertura vegetale arbustiva ed arborea

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

I suoli sono da poco profondi (<30/40 cm) a profondi (>50-60 cm), tuttavia con tratti di roccia affiorante. La tessitura varia da sabbioso-franca a franco-sabbioso-argillosa; la struttura è poliedrica subangolare e grumosa; la permeabilità è generalmente normale; l'erodibilità è elevata.

Per quanto riguarda i caratteri chimico-nutrizionali, la reazione varia da subacida ad acida; il contenuto di sostanza organica varia da elevato sotto copertura boschiva o della macchia e negli orizzonti di superficie, a medio nelle aree a

pascolo e coltivate; bassa è la capacità di scambio cationico; medio-bassa è la saturazione in basi, che tuttavia può raggiungere il 50-60% negli orizzonti profondi; i carbonati sono assenti. Nel complesso la fertilità è debole o scarsa.

Il profilo è di tipo A-Bw-Cr ed A-Cr ed i suoli sono inquadrati nel sistema di classificazione *Soil Taxonomy* come associazione di *Typic Dystroxerepts* e *Dystric* e *Lithic Xerorthents*; laddove si riscontrano suoli più profondi alla base dei versanti e soprattutto sulle formazioni colluviali, si hanno profili di tipo A-Bw-C e A-Bt-C, associazioni di *Typic Dystroxerepts* e di *Typic Palexeralfs*.

Gli usi attuali dei suoli sono rappresentati da bosco, macchia mediterranea, pascolo naturale e coltivazioni agrarie; molto importanti sono le coltivazioni della sughera. Come per la precedente unità, le limitazioni d'uso riguardano, a tratti, rocciosità e pietrosità elevate, la scarsa profondità e l'eccesso di scheletro nel profilo, oltre al forte pericolo d'erosione (i suoli sono soggetti ad un continuo ringiovanimento del profilo).

L'attitudine è per la conservazione e l'infittimento della vegetazione naturale, anche attraverso la forte riduzione del carico di pascolamento; a tratti sono possibili colture erbacee ed arboree, previa sistemazione dei versanti ed opere per la regimazione dei deflussi. L'erosione può essere mitigata con un'opportuna regimazione delle acque e con la conservazione ed il miglioramento della copertura vegetale. Classi di Capacità d'uso: VII-VI-IV.

2.2. - SUOLI DEI PAESAGGI DELLE COPERTURE QUATERNARIE

I paesaggi delle coperture quaternarie presentano tre principali tipologie pedologiche, differenziabili in relazione alla natura dei substrati, all'età, alle morfologie prevalenti, oltre alle forme di utilizzazione.

Le prime due tipologie pedologiche sono riconducibili ai depositi alluvionali dei principali corsi d'acqua (Liscia, Vignola, Rio S. Giovanni) nei quali, in relazione al momento deposizionale, si riscontrano suoli ad alto grado di evoluzione pedogenetica sui substrati quaternari antichi (Pleistocene), mentre sui depositi alluvionali recenti, con particolare diffusione in ampie superfici in prossimità delle foci e lungo la parte finale dei corsi d'acqua, si hanno suoli a basso grado di evoluzione.

Suoli sui depositi quaternari antichi, terrazzati

L'evoluzione dei suoli è molto spinta, con formazione di profili A-Bt-C, A-Btc-C e A-Btg-Cg, con tessiture generalmente franco-sabbiosa in superficie e da franco-sabbio-argillosa ad argillosa in profondità; questi suoli presentano orizzonti argillici ben evidenziati (associazione di *Typic*, *Ultic* e *Aquic Palexeralfs*).

Gli orizzonti profondi possono essere cementati per la presenza di ferro, alluminio e silice in relazione alla maggiore o minore età del suolo stesso.

Nonostante l'abbondanza di scheletro, questi suoli presentano difetti più o meno rilevanti di drenaggio, che costituiscono una delle principali limitazioni all'uso agricolo, in relazione al grado di lisciviazione ed illuviazione delle argille, in conseguenza dell'età e delle vicende paleoclimatiche. Tra i caratteri chimico-nutrizionali, la reazione va da subacida ad acida; la capacità di scambio cationico va da media a bassa; pure da media a bassa è la saturazione in basi. La stessa destinazione d'uso è condizionata da questi caratteri, talvolta difficilmente modificabili. La messa a coltura e l'irrigazione comportano necessariamente degli studi approfonditi e cartografie di dettaglio per la scelta, caso per caso, degli interventi e degli ordinamenti produttivi.

Suoli su morfologie quasi sempre pianeggianti, con livello di evoluzione piuttosto modesto

Si tratta di suoli che, pur avendo una scarsa diffusione nel territorio del Foglio Arzachena, rappresentano l'espressione più significativa della risorsa suolo ad alta altitudine per l'agricoltura intensiva e di grande redditività. I profili sono di tipo A-C o, in maniera molto subordinata, A-Bw-C (associazione di *Fluventic Haploxerepts* e *Typic Xerofluvents*).

Questi suoli sono caratterizzati da una profondità notevole (spesso superiore a 100 cm.) e da una tessitura assai varia. Si passa infatti da classi sabbioso-franche a franco-argillose. Lo scheletro può essere presente in quantità modeste oppure raggiungere valori superiori al 50-60% dell'intero suolo. Pertanto anche la permeabilità è assai differente e varia da buona a lenta (sottogruppi Aquici, con segni più o meno evidenti di idromorfia). Altri caratteri salienti sono il pH da neutro a subalcalino, una capacità di scambio cationico generalmente elevata, come pure una elevata saturazione in basi. La loro fertilità è talvolta elevata.

Questi suoli, pur con la loro notevole variabilità pedologica, hanno una elevata attitudine all'agricoltura, soprattutto per quella intensiva, adattandosi, di volta in volta, ad una ampia gamma di colture erbacee ed arboree di maggior interesse economico e più adatte all'ambiente, o possono comunque essere convenientemente irrigati.

Si tratta quindi di aree a produttività generalmente elevata e con notevole capacità d'uso, in quanto quasi prive di fattori limitanti. Localmente possono richiedere opere di drenaggio e di sistemazione idraulica; in qualche caso saranno necessari interventi per evitare inondazioni; potranno rendersi necessarie fertilizzazioni di fondo più intense quando lo scheletro è eccessivo. In tutti i casi l'unità andrà difesa dalla urbanizzazione disordinata o dalle escavazioni di inerti, poiché si tratta di risorse di valore strategico nel contesto socio-economico sardo.

Suoli su paesaggi delle sabbie eoliche

Si riscontrano tipicamente in talune aree costiere, esposte ai venti di Maestrale, ad elevato valore paesaggistico e naturalistico, con tipica vegetazione (psammofite); sono spesso sede di diffusi rimboschimenti (prevalentemente a conifere) a scopo protettivo.

All'interno di questa unità nel corso degli ultimi decenni si sono sviluppati processi insediativi a carattere turistico- residenziale con un conseguente grave impatto ambientale rispetto alla conservazione del suolo, che presenta solo livelli iniziali di evoluzione, e della vegetazione, con gravi episodi di erosione eolica e idrica. Le aree attualmente libere da insediamenti devono essere pertanto protette e gestite come aree naturalistiche importanti (riserve naturali), di grande valore scientifico, paesistico e culturale.

2.3. - SUOLI DEI PAESAGGI DEI CALCARI

Si tratta dell'affioramento di calcari e dolomie di Capo Figari, attribuiti alle Formazioni di Monte Bardia e di Dorgali, che presentano forme aspre, ma a tratti subpianeggianti. Attualmente i suoli predominanti sono rappresentati da *Rock Outcrop* e da *Lithic Xerorthents*. La profondità dei suoli è estremamente ridotta; tuttavia, nelle diaclasi possono riscontrarsi suoli relitti profondi. La tessitura è argillosa e la struttura grumosa, poliedrica subangolare ed angolare. La permeabilità è bassa; molto alta è l'erodibilità. Sotto il profilo chimico-nutrizionale, la reazione è neutra; i carbonati sono assenti per gli intensi processi di lisciviazione subiti; la sostanza organica è scarsa; la capacità di scambio cationico è elevata, come pure elevata è la saturazione in basi.

Gli usi sono rappresentati dal pascolo. Le limitazioni d'uso riguardano la pietrosità e la rocciosità elevate, la scarsa profondità ed il forte pericolo d'erosione. L'attitudine è unicamente riferita alla conservazione ed al ripristino della vegetazione naturale, anche attraverso l'eliminazione totale del pascolo. Classi di capacità d'uso VIII-VII.

Questa unità caratterizza paesaggi tra i più suggestivi dell'isola. Il colore chiaro, con il verde delle residue macchie, insieme alle forme, rappresentano un quadro di rara bellezza, anche per la posizione sulla costa. Per questi motivi non hanno più alcun interesse economico, mentre notevole risulta quello percettivo e scientifico. Si riscontrano infatti i relitti dell'antica copertura di suoli e spesso di specie vegetali endemiche della Sardegna. In passato certamente una parte di queste aree erano coperte da boschi di leccio e roverella, sostenuti da suoli evoluti ed appartenenti ai sottogruppi di *Rhodoxeralfs* e, a tratti, *Mollisols*. Futura utilizzazione ed interesse sono soltanto scientifici e paesaggistici.

3. - IDROGEOLOGIA

L'area compresa nel Foglio Arzachena, da un punto di vista climatico, è sicuramente influenzata dalla vicinanza del mare. Non esiste invece alcuna relazione fra altitudine e piovosità; infatti, in alcuni casi si registrano piovosità più abbondanti alle quote inferiori. La precipitazione media annua, pari a circa 720 mm, è stata valutata utilizzando la media, calcolata su settanta anni di osservazione, di alcune stazioni pluviometriche presenti nel Foglio. La temperatura media annua è di circa 17°C.

La rete idrografica è strettamente legata alla morfologia. Essa presenta compluvi di modesta estensione e pendenze elevate, che superano generalmente il 10%. Il Rio San Giovanni, con un bacino idrografico di circa 180 Km², è il corso d'acqua più importante; sfocia nel Golfo di Arzachena e, pur ricevendo numerosi affluenti, in sinistra e in destra idrografica, non mantiene un regime perenne. Sono presenti altri corsi d'acqua a carattere stagionale, con tempi di corrivazione estremamente brevi. I coefficienti di deflusso sono dell'ordine del 28-30%. L'evapotraspirazione e l'infiltrazione sono pari rispettivamente al 65% ed al 5-6%, valori nella media di quelli calcolati per i bacini idrografici della Sardegna.

Da un punto di vista idrogeologico le formazioni del Foglio possono essere divise in tre *Unità Idrogeologiche* principali.

3.1. - UNITÀ IDROGEOLOGICA GRANITOIDE, FILONIANA E METAMORFICA

Tale Unità è essenzialmente costituita da formazioni lapidee generalmente impermeabili, permeabili per fessurazione e in modo limitato per porosità.

Una discreta circolazione idrica sotterranea avviene in corrispondenza delle zone fratturate dei granitoidi. Un ruolo importante viene altresì rivestito dai filoni, che possono fungere da "dighe o dreni sotterranei", influenzando notevolmente la circolazione idrica (BARROCU *et alii*, 1999).

L'Unità è stata a sua volta suddivisa in due complessi idrogeologici.

3.1.1. - *Complesso idrogeologico intrusivo*

Tale complesso è costituito da graniti, granodioriti, monzograniti, leucograniti e quarzodioriti. La circolazione idrica sotterranea avviene principalmente nelle aree maggiormente tettonizzate, in presenza di faglie e fratture di diversa scala, dando luogo a riserve idriche sotterranee anche di discreta entità.

Attualmente sono rilevabili nel territorio alcune sorgenti con portate massi-

me a regime di 1-2 l/sec. Sono altresì presenti numerosi pozzi trivellati, attingenti ad una falda confinata o semiconfinata, caratterizzati da una discreta produttività. Ulteriore circolazione idrica sotterranea può essere presente nella coltre di arenizzazione, come testimoniato da un certo numero di pozzi scavati a debole profondità che attingono ad una falda freatica subsuperficiale, con portate direttamente proporzionali allo spessore della coltre arenizzata (MONTALDO *et alii*, 1974).

Per dare un'idea dei possibili acquiferi riscontrabili in tale unità, si riporta di seguito un esempio caratteristico dell'area in esame.

Nei pressi dell'abitato di S.Pantaleo (Olbia) esiste dai primi anni '90 una concessione per acque minerali. Attualmente la concessione, denominata "San Pantaleo", produce e commercializza l'acqua minerale "Rocce Sarde". Dai dati cortesemente forniti dalla società concessionaria si evince che l'acquifero è ospitato nel sistema di fratturazione dei graniti sottostanti le diatessiti di Cugnana.

Nell'ambito degli studi realizzati per la concessione, furono eseguiti alcuni pozzi di osservazione, nonché prove di portata, indagini geoelettriche ed un rilevamento geologico-strutturale di dettaglio.

In sintesi lo studio ha evidenziato che al di sotto di uno spessore variabile tra i 95 e i 120 metri dal piano di campagna si rinvenivano graniti più o meno alterati e fratturati. La falda di interesse produttivo, che presenta un certo grado di risalienza, si rinviene immediatamente al di sotto del contatto litologico diatessiti-graniti. Lo schema di circolazione idrica è il seguente: l'acqua defluisce da WSW verso ENE, secondo le direzioni strutturali regionali prevalenti, e circola nel sistema di fratturazione dei graniti.

Lo scorrimento è però sbarrato da filoni subverticali a permeabilità minore. Un esempio è il filone dacitico-basaltico semi-permeabile che, sbarrando il deflusso sotterraneo nei graniti, isola una zona a circolazione propria che genera le sorgenti di trabocco in località Beddoro.

Dalle prove di portata a gradini, sono state valutate portate di esercizio di circa 3 l/sec, per abbassamenti intorno ai 20 m. Dalle analisi chimiche l'acqua può essere classificata come oligominerale (SAN PANTALEO S.r.l., 1990).

3.1.2. - *Complesso idrogeologico metamorfico*

Tale complesso, costituito da *roof pendent* di diatessiti e ortogneiss di modesta estensione isolati nel Batolite (Golfo di Cugnana, Porto Rotondo, etc.), è caratterizzato dal punto di vista idrogeologico da una elevata impermeabilità, per cui non ha alcun interesse produttivo. L'unica possibilità di reperire in tale complesso adeguate riserve idriche sotterranee è legata all'esistenza di grosse faglie variamente intersecantesi.

3.2. - UNITÀ IDROGEOLOGICA CALCAREO-DOLOMITICA GIURASSICA

Si rinviene solo nell'estremità meridionale del Foglio (sez. Port Rotondo), nel promontorio di Capo Figari; è costituita da calcari, calcareniti e calcari dolomitici, affioranti per un'estensione di circa 50 ettari, e che raggiungono uno spessore complessivo di circa 100 metri.

Tale unità, oltre ad avere una permeabilità per carsismo relativamente scarsa o nulla, non costituisce un corpo sufficientemente esteso da influire significativamente sulla circolazione delle acque sotterranee.

3.3. - UNITÀ IDROGEOLOGICA DEI DEPOSITI ALLUVIONALI QUATERNARI

Questa unità è composta prevalentemente da depositi quaternari alluvionali, eolici, lacustri, detritici e di versante.

Gli affioramenti, alquanto limitati, si rinvengono in corrispondenza di alcune spiagge, lungo i corsi d'acqua, nei versanti ed alla loro base.

L'Unità è stata suddivisa in due complessi idrogeologici.

3.3.1. - *Complesso idrogeologico dei depositi alluvionali pleistocenici (Sintema di Santa Teresa di Gallura)*

Esso affiora in modo limitato in prossimità dell'abitato di Cannigione ed al Golfo delle Saline.

Si tratta di un complesso idrogeologico mediamente permeabile, in quanto costituito da alternanze di sedimenti ghiaiosi, sabbiosi e sabbioso-limosi.

Gli spessori complessivi di tale unità non sono ben conosciuti ma, considerata la sua limitata estensione areale, si deduce che gli acquiferi eventualmente presenti in essa siano di interesse strettamente locale.

3.3.2. - *Complesso idrogeologico dei depositi alluvionali olocenici*

Il complesso è formato da depositi di spiaggia, da depositi eluvio-colluviali, da depositi dei letti fluviali, dalle alluvioni spondali e dai terrazzi alluvionali.

I depositi di spiaggia e i depositi eluvio-colluviali hanno una estensione areale molto limitata e, pur presentando una buona permeabilità, non sono sede di acquiferi potenzialmente sfruttabili.

I depositi fluviali affiorano lungo i maggiori corsi d'acqua, come il Rio

S.Giovanni, il Riu Bucchilagliu e il Riu Surrau.

Si tratta di depositi alluvionali grossolani con limitate lenti e livelli di sabbie e ghiaie fini. Lo spessore di tali sedimenti non è ben conosciuto, tuttavia può essere valutato indicativamente intorno a qualche metro.

Essi sono caratterizzati da una media permeabilità e risultano sede di falde freatiche di modesta importanza. Alcuni pozzi, scavati a largo diametro, attingono da questo acquifero con portate medie valutabili nell'ordine dei 0,6-1,0 l/s.

VIII - ANALISI ISOTOPICHE

Durante il rilevamento geologico del Foglio si è resa necessaria l'esecuzione di una datazione U-Pb per dissoluzione su zirconi al fine di ottenere un riferimento geocronologico preciso a carico della principale unità intrusiva rilevata; l'analisi è stata effettuata presso il Laboratorio degli Isotopi del BRGM ad Orléans, che ha fornito la certificazione analitica di seguito riportata.

Il campione AA100 è rappresentativo della litofacies più diffusa nell'unità intrusiva di Arzachena (sub-unità di Monte Tiana); è stato prelevato su taglio fresco ed è stato preparato per l'analisi presso il laboratorio BRGM ad Orléans.

Gli zirconi di questa roccia sono abbondanti e ben formati e sono caratterizzati da una tenue colorazione rosa; si osserva abbastanza spesso una dissimetria dei cristalli; circa il 68% dei cristalli sono indicizzabili e si distribuiscono nella parte centrale del "diagramma di ripartizione tipologica di Pupin" (fig.61).

L'indice medio della popolazione (I.A.I.T.) è compreso fra 480 e 516, valore che posiziona la popolazione nel campo dei graniti ibridi crosta + mantello.

Dal granulato sono state separate ed analizzate cinque frazioni di 3 e 5 cristalli di zircone selezionati fra i meno magnetici. I risultati ottenuti sulle frazioni analizzate sono sintetizzati nel "diagramma concordia" della fig.62.

Quattro frazioni (rispettivamente 1, 3, 4, 5) sono ben allineate nel diagramma, con età $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ omogenee a 310 Ma.

Le frazioni 3 e 4 sono sub-concordanti mentre la frazione 1 è discordante del 7%. La regressione per questi quattro punti definisce una retta "discordia" che interseca una retta "concordia" a $311+6/-4$ Ma. Questa data viene interpretata come l'età di cristallizzazione del granito campionato (c. AA100).

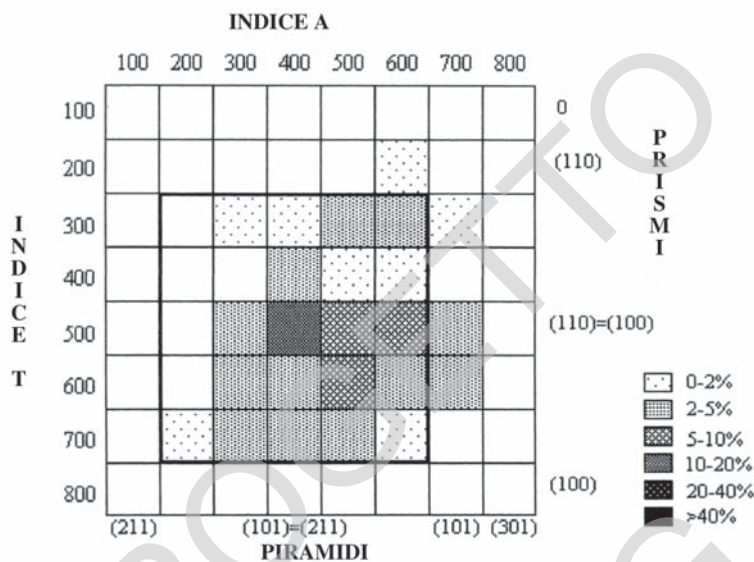


Fig. 61 - Diagramma di ripartizione tipologica degli zirconi indicizzati per il granito AA100.

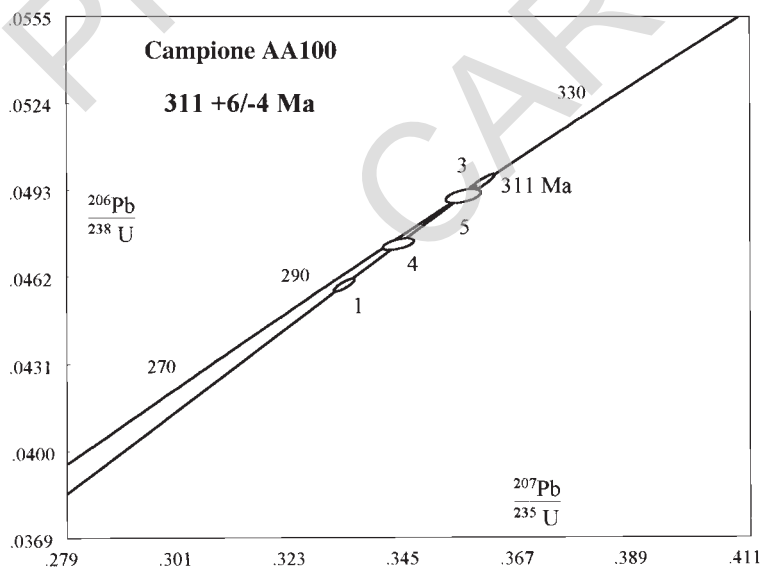


Fig. 62 - Diagramma concordia U-Pb per gli zirconi del granito AA100.

IX - EXTENDED ABSTRACT

The Arzachena geological sheet is mainly made of late hercynian intrusives and only in the south east sector of the area are outcropping carbonatic rocks of mesozoic age, while minor outcrops of metamorphic basement are preserved as roof pendants between Golfo Aranci - Porto Rotondo - Cala di Volpe and Palau and Porto Rafael. Only these remnants of the metamorphic basement record the hercynian tectonic and metamorphic evolution, while the granitoids and the dyke system, though reflecting with their internal structure the late hercynian stress field, they recorded the disjunctive deformation particularly the trascurrent faults of Oligocene-Aquitanian age.

Regional geological framework

The Sardinia basement retains good records of the entire Variscan cycle: in fact the Sardinian crust was only incidentally involved in the Alpine collision without any reactivation of the basement in later orogenic buildings.

The Sardinia segment of the hercynian chain, after the Cenozoic drifting of the island, shows a NW-SE trend and crops with good continuity from the North to the South. Last twenty years researches highlighted also in the Variscan basement of Sardinia the possible occurrence of an oceanic suture along a major tectonic line in the northern part of the island as well as an Ordovician arc-related calc-alkaline magmatism.

Both these two occurrences have been considered as the proof of a Precambrian - Cambrian oceanic domain that subducted during Paleozoic time before the continent - continent collision in Lowermost Carboniferous. So further evidence to

reject the intracratonic evolution, with only low-to intermediate P metamorphism, of the Variscan orogen resulted also from Sardinia.

The collisional structural frame is divided in three different structural zones:

- i) a thrusts and folds belt foreland consisting of a sedimentary succession, aged from upper Vendian to lower Carboniferous which crops in the SW Sardinia;
- ii) a S-W verging nappe building which equilibrated under green schist facies conditions, consisting of a Palaeozoic sedimentary succession bearing a thick continental arc-related volcanic suite;
- iii) an inner zone characterised by medium to high grade metamorphic rocks.

The inner zone consists of two different metamorphic complexes:

- A) a polymetamorphic high-grade complex made up of anatexites and metatexites hosting orthogneiss and minor amphibolite bodies which equilibrated in LP/HT conditions. This latter complex corresponds to the northernmost part of the island and extends to Corsica. In spite of this late re-equilibration, granulite relic assemblages of high-intermediate P and unknown age are still detectable;
- B) a medium grade, chiefly metapelitic complex, consisting of micaschists and paragneisses bearing $Ky \pm Stau \pm$ garnet and including quartzites and N-MORB metabasalts boudins.

The contact between these two complexes is well exposed along the Posada Valley as well as in Southern Gallura and Asinara island.

Thrusting or wrench-thrusting of complex A onto complex B has been inferred in places where the contact is not complicated by late hercynian retrograde dextral strike-slip shear faults.

Within the collisional frame the high grade migmatitic complex has been considered made up of chiefly crustal slices comparable to the inner crystalline nappes of the French Massif Central and the high strained complex B has been regarded as the Sardinia segment of the south variscan suture zone which re-equilibrated under intermediate P amphibolitic conditions. As matter of fact some of the metabasalts embedded within the high strain kyanite bearing micaschists retain clear relics of eclogitic assemblages.

At places this collisional frame is complicated by the occurrence of a neovariscan (300 Ma.) HT/LP re-equilibration affecting both the complexes. This HP/LP metamorphic evolution have been related to the post-collisional gravitative collapse of the chain, chiefly on the base of its age and of some meso and micro-structural evidences. A part this late variscan evolution, the few available thermobarometric estimates joined to microstructural data suggest that the two complexes sustained distinctive P-T trajectories before sharing an incomplete re-equilibration under low pressure amphibolite facies condition via a quasi-isothermal decompression.

Late post-collisional evolution is coeval with the emplacement of the upper Permian-lower Carboniferous batholith and its effusive counterpart which, together with molassic sediments, represents the infilling of extensional intracratonic basins.

During the whole Mesozoic the Sardinia - Corsica Block was part of the stable Europe and experienced carbonate shelf sedimentation from the middle Trias up to the end of Cretaceous.

A period of new tectonic instability was experienced by the Sardinia Block starting from the Oligocene up to the Burdigalian. This is documented by the general uplift of the Sardinia basement, marked by widespread syntectonic continental clastic deposits, and by a strike-slip dynamic that generated both to transpressive (flower structures) and transtensive (pull-apart basins) crustal scale structures. This tectonic instability is also documented by orogenic, mainly calc-alkaline, volcanic activity, which lasted up to the Middle Miocene.

The geodynamic scenario which involved the orogenic volcanism and the transpressive and transtensive tectonics fits a period of oceanic convergence with B-subduction beneath the European plate since the Upper Cretaceous, followed by continental collision during Oligocene and Aquitanian time. The collisional event between the South Europe margin (i.e. a crustal sector corresponding to the future Sardinia-Corsica Block) and Adria plate generated the Northern Apennine.

Geological outlines of the map sheet Arzachena

High grade metamorphic complex: the Cugnaña group

The area of the Arzachena geological map is made of minor outcrops belonging to the high grade migmatitic complex similar to those located north of the Posada-Asinara Line. The migmatitic complex has been divided on lithological bases in metatexites and diatexites according to SAWYER's high metamorphic grade rocks classification.

Leucosomes in metatexites derive from the crystallization of a melt which represent a minimum fraction of the whole rock.

On these rocks the pre anatexis structures together with the structures related to anatexis are well evident (i.e. structural elements and primary lithological unhomogeneities are preserved in the paleosomatic portions). Structural modifications in the diatexites are very important, is this to indicate a strong anatexis mobilization.

The pervasive presence of a liquid phase has determined on the diatexites a rheological behaviour which can be assimilated to a *crystal-mush*, which produced flow structures and "wild folds".

Within protolites we have distinguished where possible, orthogneisses and amphibolites, which are intercalated in the metatexites and diatexites.

The hercynian intrusive complex

Two main associations are distinguished in the Sardinia-Corsica batholith: the Magnesium-Potassic association, of visean-namurian age, outcropping only in Northern Corsica, and the calc-alkaline association aged upper Carboniferous-lower Permian, which outcrops in Southern Corsica and Sardinia.

A mid Permian-lower Triassic alkaline magmatic activity is well documented exclusively in Corsica. Field relationships supported with radiometric data suggest the post-batholith emplacement of the magmatites.

The whole intrusive complex displays an extreme petrographical heterogeneity which ranges from quartzdiorites up to two-mica leucomonzogranites.

Orsini (1980) evaluated the principal proportions of the different terms belonging to the calc-alkaline association:

- granitoids with an intermediate composition (SiO_2 60-65%, tonalites and granodiorites, 7 % of the whole outcrop);
- granitoids with an acidic composition (SiO_2 65- 75%, granodiorites and monzogranites, 60% of the whole outcrop);
- super-acidic granitoids (SiO_2 75-78%, monzogranites and alaskites, leucogranites s.l.), forming the 33% the whole outcrop.

The second group of granitoids has a meta alluminous imprinting and shows the most important lithological differences, while the leucomonzogranites are more homogeneous and within them are quite common peraluminous intrusions. At last the petrographical and structural data gathered in the field have allowed to define single intrusive units, each of them characterized by own internal geometry, structural and compositional aspects and together with the relative chronology of emplacement inferred by the analysis of the geological boundaries between facies of the different intrusive units.

During field work we have distinguished foliated granitoids which display foliations acquired in rheological conditions which range from *submagmatic flow* to *solid state flow*.

Most of the other intrusions display a more or less evident orientation acquired in *magmatic flow* conditions.

Four intrusive units have been identified in the Arzachena sheet, each of them subdivided in cartographic units of lower rank made of different petrofacies.

In order of extension they are:

- the Arzachena unit (AZN), it has been divided into two sub-units: the M. Tiana (AZN_2) and the Punta La Ettica (AZN_1) sub-units. The first has intrusive relationships with the migmatitic septa and the older intrusive units (i.e. Barrabisa intrusive Unit) while the second is intruded into the previous;
- M. Tiana sub-unit has a monzogranitic composition and has been divided in eleven lithological facies which differ in textural characters;

- the Punta La Ettica sub-unit is made of rocks with a composition ranging from granodioritic to tonalitic granodioritic;
- The Palau unit (**PAU**) is made essentially of monzogranites and granodiorites, it is characterized by an extension comparable to the Arzachena unit with which it does not come into contact in any place. It has not been possible to infer any emplacement relationship;
- The Barrabisa unit is made of peraluminous granodiorites with muscovite and often cordierite and relics of andalusite. This unit displays a pervasive foliation acquired in conditions ranging from *sub-magmatic* to *solid-state flow*;
- The Porto Rotondo unit is constituted of a biotite and muscovite granitic facies and a granodioritic facies in which the mafic enclaves are very abundant, which display a sub-orthogonal orientation related to the two principal units of Arzachena and Palau.

Among all the intrusive units, Barrabisa unit is relatively the oldest, because it intrudes both lithological terms of the Arzachena unit and Palau unit.

Field data indicate a substantial contemporaneity of emplacement of the two sub-units of the Arzachena unit, documented by evidences of reciprocal hybridization in the contact areas.

The Porto Rotondo unit intrudes only migmatites, it is not possible to infer any relative chronological relationship of emplacement.

Datations with U/Pb method (zircon dissolution) have been performed at BRGM in Orléans, on two samples collected in the M. Tiana and Palau sub unit.

Data obtained, corresponding to the age of crystallization of samples, display ages of 311 (+6/-4) Ma and of 307 (+5/-2) Ma, respectively.

Mesozoic

The carbonatic succession outcrops in a very small area in the southeast part of the Arzachena Sheet, close to Porto Rotondo and Golfo Aranci promontory. It represents the northern outcrop of the large mesozoic carbonatic shelf of Eastern Sardinia.

The outcrops display a thickness of 100 m for an extension of 50 Ha. The succession, studied in Cala Moresca - Punta Semaforo, consists in two lithologies referred respectively to M. Bardia Formation and Dorgali Formation.

Quaternary deposits of the on shore area

The Pleistocene sediments are grouped in the Cannigione sub-synthem which overlies stratigraphically the Longone sub-synthem. It might be considered a lateral facies variation of the Cala Spinosa Rena Bianca sub-synthem.

The Longone sub-synthem has the same characteristics with slight differences of those observed in the Longone sector, close to S. Teresa di Gallura.

Holocene

The most common deposits in the area are alluvial and coastal sediments which characterized the past and recent dynamics. These deposits are represented by recent beach deposits and ancient deposits of alluvial plain. Less diffused are the detrital and colluvial deposits. The nature of these deposits and their lateral relationships between the different facies is in any case very complex.

Tectonics of the migmatitic complex

In the migmatitic complex four tectonic phases are recorded.

The first event (D1) is expressed by a compositional layering in which leucosomes of trondhjemitic composition are alterned to $Bt \pm Pl \pm Gt \pm Sil \pm Hbl$ melanosomes.

A second phase (D2) is displayed with deformation structures such as isoclinal folds, non cilindric, to which can be associated an axial plane schistosity. It transposes the preexisting migmatitic layering along a composite S1/S2 foliation.

Local shear zone are associated to this phase, they are characterized by sub horizontal stretching lineations whose direction is parallel to the fold axis.

A successive D3 phase, evidenced in Gallura and in the Palau area, generates upright folds with axial directions parallel to hercynian chain (N120-140E). In the diatexites these folds seem to evolve to "wild type" formed in a rock with supercritical quantities of melt.

A D4 phase is the only one in which are involved the foliated granitoids. They display down dip stretching lineations, discordant with the lineations in the migmatites and orthogneisses.

Deformational phases are well expressed in the metatexites where it is common to observe folds related either to the D2 Phase and to the D3 with the relative interference relationships. Late folding and vertical shortening are very evident in the leucosomes injected in the metatexites.

Tectonics of the intrusive complex

Structural analysis induced by the magmatic flow is particularly evident in the granodioritic and monzogranitic facies. It indicates that they are disposed along prevailing structural directions, ranging between N90 and N130E, gently dipping toward N-NE.

This trend is the same recorded in the sardinian segment of the hercynian chain. This allows us to suppose that the tectonic discontinuities related to the collisional phase have reworked during the exumative phase of the the chain during the batholith emplacement.

An important magmatic structure is located between M. Casteddu and M. Mazzolu (Palau). The geological boundaries between the different facies and

the directions of planes of the magmatic fluidity are progressively rotated from NE-SW to NW-SE, forming an apical zone.

Post Hercynian Tectonics

In the Arzachena sheet, most of the faults directed N-NE are attributed to the sinistral Oligo-Aquitaniense tectonics. The Permian dyke system and the geological boundaries between different intrusive facies are translated.

The S. Pantaleo fault generates a wide cataclastic-mylonitic band, which shifts the contact between the S. Pantaleo leucogranite and the Arzachena monzogranite. Some faults directed E-W and E-NE seem to dislocate the dykes with dextral movements. We hypothesize that these are older faults with indefinite relationships of interference. It cannot be excluded that some faults directed N-S (i.e. Rio S. Giovanni fault) are of Pliocene age, or have experienced important reactivation during this epoch.

Economic geology: Quarrying activity

In the Arzachena area, quarrying activity represents a small slice of the local economic structure. Twenty quarries have been operating in the last years forming the "Arzachena quarrying and dimension stone district" where 22.000 mc/y of the material "Rosa Beta" is produced.

Recently most of the quarries shut down, some considerations derive from this situation. Correlating quarry closures to the very negative qualities of the deposits, it seems clear that they are related to the structural position of the quarry site: most of these quarries are located on apical pluton zones or close to contact zones between different facies, where turbulence phenomena are very common. It is pointed out that structural analysis and field mapping in granitic regions can be a powerful tool in dimension stone exploration.

Pedology

Soils of the granitic landscape from the Gallura pluton and related dyke system

Three main pedological typologies characterize the granitic region of Gallura. The first displays severe relief and steep slopes of hills and mountains, rocky outcrops are prevailing and the soil has a very poor thickness. In the second, together with the severe shapes, large plains are present; soil has different range of evolution but rocky outcrops become less diffused. In the third the soil reaches its maximum evolution and rocky outcrops are rare.

Soil of the carbonatic landscape

Limestones and dolomitic limestones belonging to the M. Bardia and Dorgali Formations outcrop at Capo Figari. They form a severe relief but locally flat areas

are present. Prevailing soils are represented by *Rock Outcrop* and *Lithic Xerorthents*. Soil thickness and depth is very small though deep relics of soils can be found in diaclasses. Texture is clayey, and structure clotted polyhedral.

Soils of the Quaternary deposits

Landscape of the Quaternary deposits display three main pedological types which can be differentiated on the base of the nature of substratum, age and prevailing morphologies together with their use.

The first two pedological typologies can be identified with the alluvial fan deposits of the main rivers (Liscia, Vignola, Rio di S. Giovanni), in which the soils have the higher degree of evolution over the ancient quaternary substratum (Pleistocene), while over the recent quaternary deposit, common at the mouths of rivers and on their final part, soil is poorly evolved.

Hydrogeology

From the hydrogeologic point of view the formations outcropping in the Arzachena Sheet can be subdivided in three main Hydrogeologic Units.

Granitoid, dyke system and metamorphic basement Hydrogeologic Unit

This unit is essentially made of massive rocky formations, they are generally impermeable or they display chiefly crack-fissure permeability and locally a porosity permeability.

A discrete groundwater circulation is present in the fracture zone of the granitic area. An important role can be played by dykes which may work as barriers and drains, their presence can influence groundwater flow.

Carbonatic and dolomitic hydrogeologic Unit dating Jurassic-Cretaceous

The unit, made of limestones and dolomitic limestones, has a small or absent karst permeability, its limited extension does not influence the groundwater flow.

Quaternary alluvial deposits Hydrogeologic Unit

This unit is made of alluvial, aeolian, lacustrine, detrital and slope deposits. Main outcrops are located close to beaches.

The unit has been divided in:

Hydrogeologic complex of the Pleistocene alluvial deposits. It outcrops close to the village of Cannigione and in proximity of Golfo delle Saline.

It displays a medium porosity because it is made of gravels, sands and silty sandstones. Global thickness of this complex is unknown and taking into account their little extension, it can be inferred that aquifers eventually present might be of local interest.

Hydrogeologic complex of the Holocene alluvial deposits. The complex is made of beach deposits, eluvial alluvial fluvial deposits and alluvial terraces.

Beach deposits and eluvial deposits have a very limited extension. They have a good permeability, but they do not have exploitable aquifers. Fluvial deposits of some extension outcrop along the Rio S. Giovanni, the Rio Bucchilagliu and Rio Surrau. They are made of coarse alluvial deposits with small lenses and centimetric layers of sands and fine gravels.

Thickness of this complex is unknown but it can be inferred in about 1 m, they are characterized by medium permeability and several aquifers are present.

Off shore area

The continental margin shows characteristics typical of northeast Sardinia: submarine depositional environments that have been strongly influenced by the Pliocene extensional tectonics (NNW-SSE direction) and inter-marginal basins have developed. The continental rise has been incised by a network of submarine valleys and their many tributaries. The shelf's edge has an average depth of 125 m below mean sea level (b.m.s.l.), and is in fact found at shallower depths at the heads of canyons (*Canyon Caprera*, *Canyon Cervo*, *Canyon Mortorio*) experiencing regressive erosion. Gravitational slides and unchanneled turbidite flows are evident in the upper part of the shelf, the deposited sediments are evident at the shelf's base. The proximal continental shelf outcrops are predominantly the crystalline substratum lithotypes. Differential erosion has revealed a network of joints and dykes-system, these have greatly controlled the outcrops now evident.

Structural depressions are evident and correspond to the major inlets at *Ria* (*Golfo di Cugnana*, *Golfo di Marinella*, *Golfo del Pevero*), here sediment infilling has been important. These depressions are tectonically-controlled basins which have been formed during the maximum eustatic regressions of oxygen isotope stage 3. The alignment of paleo-fossil valleys may be followed up to the distal continental shelf, at which point these paleo-valleys connect with other older drainage networks which have incised the canyons.

Paleo shorelines are evident in the deposits of arenaceous-conglomeratic beach-rock facies. In the proximal shelf, these outcrops follow bathymetric curves: they lie between the -1 to -1.5 m and -7 to -10 m b.m.s.l. isobaths (at the *Baia di Barca Brusciata*, on the southern shore of the *Ria di Arzachena*, and at *Cala Brigantino* which is south of the *Isola di Caprera*). However, the best preserved beach-rock is at -45 m b.m.s.l. (northeast of *Capo Figari*) and is attributed to the important pause in eustatic sea level rise (during the Younger Dryas): paleolagoons and paleo-river beds are also evident with respect to this shoreline. Deep beach-rock deposits are also evident along the distal shelf between -85 and -90 m depth. These outcrops are often associated with depositional terraces which formed at the lowest part of

the shelf's edge during brief sea level stands. They are correlated with the first phases of the most recent eustatic sea level rise.

Fluvial-deltaic silty sands are characteristic of the inner portion of the *Ria di Arzachena* and the *Golfo di Cugnana*. Siliciclastic sands compose beaches which are now submerged by sandy littoral deposits.

The beach sands range from fine- to medium-grained, quartzose-feldspars; near the algal forests of *Posidonia oceanica*, varying percentages of shell fragments are found. Gravel, fine gravels and coarse sands dominate the composition of the pocket-beach deposits.

Bioclastic sands are found offshore from the beds of *Posidonia oceanica*, from -30 to -45 m depth. Organogenic gravelly sands at *Peyssonelia* and *Lithophyllum* (*praline, meerle*) characterize the high-energy zones (*Canale delle Bisce, Canale di Maddalena* between *Capo D'Orso* and *Capo Ferro*).

Muddy sands from the shelf are distributed across a swath extending approximately two nautical miles outwards from the coast. The sands are fine- to medium-grained, ranging from organogenic to quartzitic in composition. However, the silty sands from the distal shelf also define the upper limit of the sedimentary wedge on the prograding margin.

A similar sedimentary facies is found on the inner shelf. These facies are related to the infilling of major paleo-depressions of tectonic origin which run NNW to SSE (see south of the *Isole di Soffi* and *Mortorio*).

The phanerogam beds are composed mostly of *Posidonia oceanica*, its distribution is between the isobaths of -5 and -35 m b.m.s.l., and set off from the coast. In fact, the *Posidonia oceanica* beds have been clearly damaged near where marine vessels frequently anchor, as is evident at the major tourist attractive localities.

X - LEGEND**QUATERNARY DEPOSITS OF THE MARINE AREA****Deltaic deposits**

Silty sands (sd). *UPPER HOLOCENE*

Littoral deposits

Siliciclastic deposits (sp). *UPPER HOLOCENE*

Sandstones and beach-rock conglomerates (br). *UPPER HOLOCENE*

Shelf deposits

Organogenic sands in silty matrix (sl). *UPPER HOLOCENE*

Bioclastic sands (sb). *UPPER HOLOCENE*

Organogenic gravel sands (sg). *UPPER HOLOCENE*

Silty sandstones of distal shelf (slp). *UPPER HOLOCENE*

Sandy siltstones of the distal shelf (lsp). *UPPER HOLOCENE*

QUATERNARY DEPOSITS OF THE CONTINENTAL AREA***HOLOCENE DEPOSITS*****Beach deposits (g₂)**

Sands and/or littoral gravels grading from medium-fine grained to coarse grained and local accumulation of *Posidonia oceanica*. *HOLOCENE*

Eluvial and colluvial deposits (b₂)

Fine matrix supported debris with interlayered mature soil levels enriched with organic matter. *HOLOCENE*

Fluviatile deposits and alluvial terraces (b)

Gravels (b_a), sands (b_b), silts and clays (b_c) in lenses and layers of small thickness. *HOLOCENE*

Pond, lagoon and coastal swamp deposits (e)

Dark grey silts and clays with sand intercalations. *HOLOCENE*

Beach deposits and ancient littoral shore line (g)

Sands, gravels, sandstones with fossil fragments (*Arca noe*, *Cardium edule*, *ecc*). Versilian transgression. *HOLOCENE*

Aeolian deposits (d)

Graded dunal sands and sandstones with pervasive weathering. *HOLOCENE*

PLEISTOCENE DEPOSITS**SYNTHEM OF S. TERESA DI GALLURA (TGA)****Subsynthem of Cannigione (TGA₂)**

Coarse grained gravels, sands, sandstones with calcarenites, silty sandstones.

UPPER PLEISTOCENE ?

Subsynthem of Longone (TGA₁)

Coastal gravels on abrasion shelf. *UPPER PLEISTOCENE ?*

MESOZOIC**MONTE BARDIA FORMATION (BRD)**

Hermatypic limestones and organogenic limestones (biosparites), oolitic limestones, algae and foraminiferal grainstones and packstones (*Clypeina jurassica*, *Campbelliella striata e Salpingoporella annulata*). *UPPER PORTLANDIAN - ?LOWER BERRIASIAN*

DORGALI FORMATION (DOR)

Dolomitic limestones, dolosparites with bedding traces and abundant detrital material.

UPPER MALM

PALEOZOIC**LATE HERCYNIAN DYKE SYSTEM**

Hydrothermal dykes chiefly quartz (fq). *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Quartz porphyry Auct. in stocks (fp). *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Acidic dykes with calc-alkaline seriality. *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Dacites, riocacites (fr), alcalioriolites (ft). *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Dykes of intermediate composition of calcalkaline seriality

Dioritic dykes and quartz andesites (fd). *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Dykes of transitional seriality

Olivine bearing basalts and trachibasalts dykes (fb). *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

LATE HERCYNIAN INTRUSIVE COMPLEX**PORTO ROTONDO INTRUSIVE UNIT****Oriented and/or isotropic facies**

Inequigranular biotite and muscovite leucogranodiorites (RTN_b). Facies Porto Cugnana.

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

Inequigranular monzogranitic granodiorites with abundant microgranular enclaves. (RTN_a). Facies Porto Rotondo. *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

PALAU INTRUSIVE UNIT**Oriented and/or isotropic facies**

Intrusive breccias with angular elements of migmatites and foliated granodiorites from the Barrabisa facies, onto the boundary between the leucomonzogranite facies Capo d'Orso at M. Altura and the Barrabisa intrusion (PAU_d). *UPPER CARBONIFEROUS*

Pinkish biotitic equigranular leucomonzogranites (PAU_c). Facies Capo d'Orso.

UPPER CARBONIFEROUS

Inequigranular monzogranites with rare subhedral fenocrystals of k-feldspar whose size ranges from 1 to 3cm (PAU_b). Facies Porto Rafael. *UPPER CARBONIFEROUS*

Inequigranular monzogranites k-feldspar whose size ranges from 1 to 4 cm (PAU_a). Facies Palau. *UPPER CARBONIFEROUS*

ARZACHENA INTRUSIVE UNIT**Monte Tiana Sub-unit****Oriented and/or isotropic facies**

Biotite e muscovite leucomicrogranites (AZN_{2m}). Facies Miriacheddu. *UPPER CARBONIFEROUS*

Biotite leucomicrogranites (AZN_{2i}). Facies Monte Pulcheddu. *UPPER CARBONIFEROUS*

Muscovite leucogranites often with myrolitic cavities (AZN_{2i}). Facies Punta di la Banderitta.

UPPER CARBONIFEROUS

Pinkish biotitic equigranular leucomonzogranites (AZN_{2h}). Facies San Pantaleo.

UPPER CARBONIFEROUS

Inequigranular monzogranites with k-feldspar fenocrystals whose size ranges from 0.5 to 1 cm (AZN_{2g}). Facies Monte Moro. *UPPER CARBONIFEROUS*

Inequigranular monzogranites with subhedral k-feldspar fenocrystals whose size ranges from 1 to 3 cm and often globular quartz (AZN_{2p}). Facies Castel Cervo. *UPPER CARBONIFEROUS*

Inequigranular monzogranites with rare euhedral k-feldspar fenocrystals whose size ranges from 0.5 to 2 cm (AZN_{2c}). Facies Arzachena. *UPPER CARBONIFEROUS*

Inequigranular monzogranites with k-feldspar fenocrystals whose size ranges from 2 to 4 cm (AZN_{2d}).

Facies Punta Balbarichinu. *UPPER CARBONIFEROUS*

Inequigranular autometasomatised granitoids with k-feldspar fenocrystals whose size ranges from 3 to 10 cm (AZN_{2c}). Facies Monte Cupalchiata. *UPPER CARBONIFEROUS*

Microgranodiorites (AZN_{2b}). Facies Punta Lisandru-Monti Biancu. *UPPER CARBONIFEROUS*

Inequigranular monzogranitic granodiorites with k-feldspar fenocrystals whose size ranges from 0.5 to 1 cm (AZN_{2a}). Facies Punta Candela. *UPPER CARBONIFEROUS*

Punta La Ettica Sub-unit

Oriented and /or isotropic facies

Inequigranular tonalitic granodiorites (AZN_{1b}). Facies Punta La Ettica. *UPPER CARBONIFEROUS*

Quartzdiorites (AZN_{1a}). Facies Punta de Lu Focu. *UPPER CARBONIFEROUS*

BARRABISA INTRUSIVE UNIT

Foliated facies

Foliated microgranular granodiorites with small k-feldspars (BBA_a). Facies Barrabisa.

UPPER CARBONIFEROUS

HIGH GRADE METAMORPHIC COMPLEX

Foliated muscovite bearing leucogranities from Punta Iscia Longa (LGF). ?

Golfo Aranci Orthogneiss (OTG). ?

THE CUGNANA GROUP

Cala Capra diatexites (MGD). *PRECAMBRIAN?*

Punta della Volpe metatexites (MGT) with amphibolites (MGT_a) and calc-silicates nodules. *PRECAMBRIAN?*

SUBWATER SUBSTRATE

Dorgali Formation (DOR). *UPPER MALM*

Hydrothermal dykes chiefly quartz (fq). *UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN*

Undifferentiated Intrusive subwater substrate (gr). *UPPER CARBONIFEROUS*

Undifferentiated Metamorphic subwater substrate (me). *PRECAMBRIAN?*

XI - BIBLIOGRAFIA

- AMADESI E., CANTELLI C., CARLONI G.C. & RABBI E. (1961) - *Ricerche geologiche sui terreni sedimentari del foglio 208 Dorgali*. Giorn. di Geol., **28**: 59-87, Bologna.
- ARMARI G. & MORETTI A. (1974a) - *Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (Prima edizione) - Foglio 167-168, Isola Rossa-La Maddalena*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- ARMARI G. & MORETTI A. (1974b) - *Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (Prima edizione) - Foglio 169, Isola Caprera*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- ASHWORTH J.R. (1985) - *Migmatites*. Blackie & Son Ltd, London.
- ATZORI P. & TRAVERSA G. (1986) - *Post-granitic permo-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus p.p., Barbagia, Mandrolisai, Goceano, Baronie and Gallura)*. Period. Mineral., **557**: 203-231, Roma.
- BALDELLI C., BIGAZZI G., ELTER F.M. & MACERA P. (1987) - *Description of a Permo-Trias alkaline lamprophyre embedded into the micaschists of garnet-staurolite-kyanite grade of north-eastern Sardinia island*. IGCP Project n.5, Newsletter, **7**: 8-10, Padova.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997) - *Compressive "Alpine" tectonics in Western Sardinia (Italy): - geodynamic consequences*. C.R. Acad. Sci. Paris, **325**: 791-797, Paris.
- BARROCU G., GHIGLIERI G. & URAS G. (1999) - *Il GIS per la vulnerabilità degli acquiferi nella pianificazione per la Protezione Civile. La Regione Sardegna, 3° Convegno Nazionale sulla protezione delle acque sotterranee per il III millennio*. Parma 13-14-15 ottobre. Supplemento Speciale della Rivista «Quaderni di Geologia Applicata», 1.342-1.348, Pitagora Editrice (Pubbl. GNDICI-CNR n. 2000), Bologna.
- BAUDELLOT S., DOUBINGER J., DURAND DELGA M. & VELLUTINI P. (1977) - *Caractéristiques et ages des cinq cycles Paléozoïques du Nord ouest de la Corse*. Bull. Soc. Géol. France., XVIII, 1221-1228, Paris.
- BAUDELLOT S., DURAND DELGA M., MIROUSE R., PERRET M.F. & TAUGOURDEAU-LANZ J. (1981) - *Le Dévonien de Galéria en Corse septentrionale, sa datation et sa place dans le cadre de la Méditerranée*. C.R. Acad. Sci., **292**: 347-354, Paris.
- BELLUOMINI G., BRANCA M., DELITALA L., PECORINI G. & SPANO C. (1986) - *Isoleucine Epimerization Dating of Quaternary Marine deposits in Sardinia, Italy*. Z. Geomorph., Suppl. Bd. **62**: 109-117, Stuttgart.
- BONIN B. (1980) - *Les complexes alcalins acides anorogéniques: l'exemple de la Corse*. Ph. D. thesis, Univ. Paris IV, Paris.

- BOULLIER A.M. & BOUCHEZ J.L. (1978) - *Le quartz en rubans dans le mylonites*. Bull. Soc. Géol. France, (7) t. XX, n°3: 253-262, Paris.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **38**: 701-764, Milano.
- BRGM (1997) - *Note d'orientation pour l'établissement de la Carte Géologique de France à 1:50.000*. - Comité de la Carte Géologique de France, P. Andreieff éditeur, Paris.
- CALDERONI G., COLTORTI M., DRAMIS F., MAGNATTI M. & CILLA G. (1991) - *Sedimentazione fluviale e variazioni climatiche nell'alto bacino dell'Esino durante il Pleistocene superiore*. In: TAZIOLI S. (Ed.): «*Fenomeni di erosione e alluvionamento degli alvei fluviali*», Univ. Ancona, 171-190, Ancona.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1992) - *A variscan suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence*. Geodinamica Acta, numero special «*Paleozoic orogenesis in Europe*», **5** (1-2): 101-118, Paris.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1991) - *A tentative model for the hercynian basement of Sardinia*. In «*Geologia del Basamento Italiano*», Siena 21-22 Marzo 1991, 23-27, Siena.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992a) - *A tentative model for the hercynian basement of Sardinia*. In «*Contribution to the Geology of Italy*», IGGP N° 276, Newsletter, **5**: 61-82, Padova.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1994b) - *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement*. Boll. Geof. Teor. Appl. **36**: 45-62, Trieste.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1994a) - *The hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodin. Acta, **7** (1): 31-47, Paris.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F. A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) - *Relationships between the tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica Provençal domain and Northern Apennines*. Terra Nova, **7**: 123-137, Oxford.
- CARMIGNANI L., DEL MORO A., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C. & PERTUSATI P.C. (1985) - *Sistematica Rb/Sr dei graniti sincinematici del Mt. Grighini. Sardegna centrale (risultati preliminari)* - In: T. COCOZZA & C. A. RICCI (Eds): «*Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*». Dip. Sc. Terra Univ. Siena, pp.61-63, Siena.
- CARMIGNANI L., FRANCESCHELLI M., PERTUSATI P.C. & C. A. RICCI (1979) - *Evoluzione tettonico-metamorfica del basamento della Nurra (Sardegna NW)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 57-84, Roma.
- CAROBENE L. (1979) - *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. (1973) - *Contributo alla conoscenza del Pleistocene superiore e dell'Olocene del Golfo di Orosei (Sardegna orientale)*. Boll. Soc. Adriatica di Scienze, **64**: 5-36, Trieste.
- CARTA M., DEL FA' C., ULZEGA A. & URAS I. (1986) - *La piattaforma continentale della Sardegna*. P.F. Oceanografia e fondi marini, S.P. Risorse minerarie, Rapp. Tec. Fin., 119-218.
- CASTORINA F., CESARACCIO G., DI PISA A. & OGGIANO G. (1996) - *The amphibolite stratified complex of Punta Scorno (Asinara Island, Sardinia, Italy): paragenesis and tectonic interpretation*. Plinius, vol. 74-76, Stuttgart.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1989) - *Radiometric geochronology: some constraints to the isochron method by an iterative least-square approach*. Geochemical Journal, **23**: 101-109, Nagoya.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1992) - *Based Nd-models ages in highly evolved granites: an example from Buddusò intrusion (NE Sardinia, Italy)*. Neues Jb. Miner. Mh., **6**: 227-288, Stuttgart.
- CHERCHI G.P., ELTER F.M., GHEZZO C., MARCELLO A. & MUSUMECI G. (1987) - *Intrusive sequence and structural pattern of the granitic hercynian complex from the Calangianus region (Northern Sardinia)*. Atti congres. SIMP, Verbania (Italy), 28 sept.-3 oct. 1987, Verbania.
- CHERCHI G.P. & MUSUMECI G. (1992) - *Il complesso granitoidale della Sardegna settentrionale*. In: «*Struttura della Catena ercinica in Sardegna*», Guida all'escursione. Gruppo informale di geologia strutturale, 157-177, Pisa.
- CHERCHI A. & TREMOLIERES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leur implications géodynamique dans le cadre méditerranéen*.

- ranéen. C.R. Acad. Sci., **298**: 889-894, Paris.
- COCHERIE A. (1985) - *Interaction manteau-croûte: sons rôle dans la genèse d'association plutoniques calcalcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygene)*. Doc. B.R.G.M., **90**: 246 pp, Orleans.
- COCIRTA C. & MICHON G. (1989) - *The mafic magmatic enclaves of some Northern Sardinia granitoids: the existence of two different acid-basic associations*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **43** (3): 705-714, Milano.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy*. Permafrost and Periglacial Processes, **6**: 235-242, Chichester.
- CONTI L. (1964) - *Studio geopetrografico dell'Arcipelago della Maddalena. Nota I: L'isola della Maddalena*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 5-86, Roma.
- CONTI L. (1966) - *Studio geopetrografico dell'Arcipelago della Maddalena. Nota II: L'isola di Caprera*. Per. Min., **35**, 603-730, Roma.
- CONTI L. & TRAVERSA G. (1968) - *Studio geopetrografico dell'Arcipelago della Maddalena. Nota III: L'isola di S. Stefano*. Per. Min., **37**: 145-220, Roma.
- CORTESOGNO L., CASSINIS G., DALLA GIOVANNA G., GAGGERO L., OGGIANO G., RONCHI A., SENO S. & VANOSI M. (1998) - *The post Variscan volcanism in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy)*. Lithos, **45**: 305-328, Amsterdam.
- CORTESOGNO L. & GAGGERO L. (1999) - *The Permian and Triassic calc-alkaline and alkaline volcanic activity in Nurra. Late Palaeozoic continental basins of Sardinia*. In: «The Continental Permian». Ed. Earth Science Department, Pavia University, 110-116, Pavia.
- COSSU A., GAZZALE V., ORRU' P., PINTUS C., TUNESI L. & ULZEGA A. (1998) - *Carta Biocenotica dei fondi marini (Parco Nazionale dell'Arcipelago della Maddalena - Sardegna Nord orientale)*. - Ministero dell'Ambiente - Istituto Centrale per la Ricerca Applicata al Mare - Comando Generale delle Capitanerie di Porto - Ente Parco - CIRCAM, Cagliari.
- DAANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., GUNDERSTRUP N.S., HAMMER C.U., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJORNSDOTTIR A.E., JOUZEL J. & BOND G. (1993) - *Evidence of a general instability of past climate from a 250-kyr ice-records*. Nature, **364**: 218-220, London.
- DE PAOLO D.J. (1981a) - *A neodymium and strontium isotope study of the calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California*. J. Geophys. Res., **86**: 10470-10488, Washington.
- DE PAOLO D.J. (1981b) - *Trace elements and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization*. Earth Planet. Sci. Lett., **53**: 189-202, Amsterdam.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G. & 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 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», Siena 21-22 Marzo 1991, 33-35, Siena.
- 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.
- DE MURO S. & ULZEGA A. (1985) - *Il Golfo di Arzachena nella Sardegna Settentrionale; ricerche di geomorfologia costiera e sottomarina*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 551-560, Roma.
- DE MURO S. & ORRU' P. (1998) - *Il contributo delle beach-rock nello studio della risalita del mare olocenico. Le beach-rock della Sardegna Nord-orientale*. Il Quaternario, **11**: 19-39.
- DE MURO S. & ULZEGA A. (1988) - *Ricerche geomorfologiche sulle Bocche di Bonifacio: la piattaforma continentale ad ovest di Capo Testa*. Bull. Soc. Roy. Liège, **57** (4-5): 403-413, Liège.
- DERNNI C. & ULZEGA A. (1981) - *Helium free diving in the marine underwater research*. Rapp. Comm. Int. Mer Médit., (abstract), **27** (8): 97, Cagliari.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1985) - *Graniti peralluminiferi scistosi sin-orogenici della bassa Gallura (Sardegna)*. In: T. COCOZZA & C.A. RICCI (Eds.): «Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano», Dip. Sc. Terra Univ. Siena, pp. 97-98, Siena.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1987a) - *Syn-Tectonic peraluminous schistose granites of South-Western*

- Gallura (Sardinia)*. - In: SASSI F.P. & BOURROUILH R. (Eds), IGCP n. 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., OGGIANO G. & TALARICO F. (1993) - *Pre-hercynian basic magmatic activity in the nappe zone (internal and external) of Sardinia: evidence of two basaltic cycles*. In: «*Contribution to the Geology of Italy*». IGCP N. 276, Newsletter, special issue, **5**: 107-116, Padova.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico della Sardegna*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **30**: 979-1068, Milano.
- DIDIER J. & BARBARIN B. (1991) - *Enclaves and Granite Petrology*. Development in Petrology n° 13, Elsevier, Amsterdam.
- DIENI I. & MASSARI F. (1966) - *Il Neogene ed il Quaternario nei dintorni di Orosei*. Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat., **15**: 91-141, Milano.
- DIENI I. & MASSARI F. (1985) - *Mesozoic of eastern Sardinia*. 19 th European micropaleontological colloquium - guide book, AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 221-232, Cagliari.
- ECHTLER H. & MALAVEILLE J. (1990) - *Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central)*. Tectonophysics: **79**: 201-233, Amsterdam.
- FANUCCI F., FIERRO G., GENNESSEAU M., REHAULT J.P., ULZEGA A. & VIARIS DE LESEGNO L. (1976) - *The continental shelf of Sardinia. Structure and sedimentary characteristics*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1202-1217, Roma.
- FERRARA G., RICCI C.A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contr. Min. Petr., **68**: 99-106, Berlin.
- FIERRO G., MOROZZO DELLARocca A. & PIACENTINO G.B. (1974) - *Analisi vettoriale dei minerali pesanti dei sedimenti di piattaforma continentale e scarpata (Sardegna orientale e meridionale)*. Studi sassaresi, pp. 22-32, Sassari.
- FIERRO G., OZER A., PICCAZZO M. & ULZEGA A. (1982) - *Les Bouches de Bonifacio: observations morphologiques*. Bull. Soc. Roy. Liège, **50** (11-12): 426-432, Liège.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I. & RICCI C.A. (1982) - *Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale*. In «*Guida alla Geologia del Paleozoico sardo*». Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 137-149, Roma.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I., PANNUTI F. & RICCI C.A. (1989) - *Diachronous metamorphic equilibration in the hercynian basement of northern Sardinia, Italy*. In: DALY J.S., KLIFF R.A. & YARDLEY B.W.D. (Eds.): «*Evolution of metamorphic belts*». Geol. Soc. Spec. Pub., **43**: 371-375, Boulder.
- FOLCO L. (1991) - *Studio geologico e petrografico del basamento cristallino dell'area di Monte Biancu (Sardegna nord-orientale)*. Tesi di laurea inedita. Univ. Siena, pp. 94, Siena.
- 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**: 37-38, Roma.
- GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1973) - *Relazioni fra rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna centro-settentrionale. Nota III: Le intrusioni della zona Orotelli-Bolotana-Bulte; rilevamento con studio modale*. Miner. Petr. Acta, **19**: 155-186, 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-corso in Sardegna*. In: «*Guida alla geologia del Paleozoico sardo*», Soc. Geol. It., pp. 88-102, Roma.
- GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C. A. (1982) - *Le eclogiti e le granuliti della Sardegna nord-orientale*. In: «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Guide geologiche regionali, Soc. Geol. It., pp. 55-63, Roma.
- GHIGLIERI G. (1999-2001) - *Valutazione delle Risorse Idriche Sotterranee della Sardegna*. Assegno di Ricerca MURST (D.R. 11.03.1999 n. 1036). Dipartimento di Ingegneria del Territorio, Univ.

Cagliari, Tutor scientifico Prof. Giulio Barbieri, Inedito.

- GIBSON R.L. (1991) - *Hercynian low-pressure - high-temperature regional metamorphism and subhorizontal foliation development in the Canigou massif, Pyrennees, France. Evidence for crustal extension*. *Geology*, **19**: 380-383, Boulder.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy*. *Quaternary Research*, **48**: 280-290, London.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R. L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1990) - *A Geologic Time Scale 1989*, pp. 263, Cambridge University Press, Cambridge.
- HARRIS N., AYRES M. & MASSEY J. (1995) - *Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas*. *J. Geophys. Res.*, **100**: 767-777, Washington.
- HEARTY P.J. (1986) - *An inventory of Last Interglacial age deposits from the Mediterranean basin: a study of isoleucine epimerisation and uranium series dating*. *Z. Geomorphologie*, N.F., **62**: 51-70, Stuttgart.
- INNOCENTI L. (1990) - *Studio geologico, geochimico e petrografico delle plutoniti dell'area di Barabisa (Sardegna settentrionale)*. Tesi di laurea inedita, Università di Siena, Siena.
- INNOCENTI L., OGGIANO G., RICCI C.A. & TONARINI S. (1991) - *New geochronological data from the Barabisa intrusion: a peraluminous hercynian granitoid of Sardinia*. In: «*Geologia del basamento italiano*». Convegno in memoria di Tommaso Coccozza, Siena, 21-22 marzo 1991, Siena.
- LAMEYRE J. & BOWDEN P. (1982) - *Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks*. *Jour. of Volc. and Geot. Research*, **14**: 169-186, Amsterdam.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN R. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali silica diagram*. *J. Petrol.*, **27** (3): 745-750, Oxford.
- LE GALL B., ORSINI J.B., FERNANDEZ A. & GHEZZO C. (1985) - *Signification tectonique des structures internes du massif granitique de Tempio (Sardaigne septentrionale)*. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 300, Serie II, **20**: 1013-1018, Paris.
- LEONE F., ULZEGA A. & LECCA L. (1981) - *Nouvelles observations sur la morphologie et la structure de la plate-forme continentale de la Sardaigne occidentale*. *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.*, **27** (8): 37-38, Cagliari.
- LOSERT J. (1968) - *On the genesis of nodular sillimanitic rocks*. 23rd International Geological Congress, **4**: 109,122.
- 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*. *Period. Mineral.* **58**: 25-42, Roma.
- MARRE J. (1986) - *The structural analysis of granitic rocks*. North Oxford Academic, pp. 123, Oxford.
- MATTE P. H. (1986) - *La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèles d'évolution et position des blocs continentaux au Permo-Carbonifère*. *Bull. Soc. Géol. France*, **8**: 9-24, Paris.
- MC KENEY D. (1974) - *Soil Type and Land Capability, Soil Survey Techn. Monograph*, Rothamsted, Harpenden.
- MENHERT K.R. (1968) - *Migmatites and the origin of granitic rocks*. *Development in Petrology*, vol. 1, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- MENOT R.P. & ORSINI J.B. (1990) - *Evolution du socle anté-stephanien de Corse: événements magmatiques et métamorphiques*. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**: 35-53, Zurich.
- MILLER C., SASSI F.P. & ARMARI G. (1976) - *On the occurrence of altered eclogitic rocks in North-Eastern Sardinia and their implications*. *N. Jh. Geol. Palaont. Mh.*, **11**: 683-689, Stuttgart.
- MONTALDO P., BARROCCU G., VERNIER A., LARSSON I., WIBERG L., JACKS G. & HOUTKAMP H. (1974) - *Geohydrological investigations of ground water in granite rocks in Sardinia*. Rep. 1, Depart. of Engineering Geology, Fac. of Engineering, Univ. Cagliari, pp. 1-74, Cagliari.
- NEGRETTI G.C. (1966) - *Ricerche petrografiche sul complesso granitoido del settore di Busachi (Sardegna centrale)*. *Boll. Serv. Geol. It.*, **87**: 145-247, Roma.
- NONNIS O., ORRÙ P. & ULZEGA A. (1998) - *Aspetti geomorfologici dell'arcipelago di La Maddalena (Sardegna NE)* - Atti 79° Congr. Soc. Geol. It., 630-632, Palermo.

- ODIN & ODIN (1990) - *Echelle numerique des temps géologiques*. Geocronique, Paris.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988) - *I graniti peralluminiferi sin-tettonici nell'area di Aggius - Trinità D'Agultu e loro rapporti con la metamorfiti di alto grado della bassa Gallura (Sardegna settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 471-480, Roma.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1992) - *Geologia della Catena Ercinica in Sardegna: La Zona Assiale*. In: «*Struttura della Catena ercinica in Sardegna. Guida all'escursione*». Gruppo informale di geologia strutturale, 147-177, Pisa.
- OGGIANO G., PASCI S. & FUNEDDA A. (1995) - *Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura transensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Boll. Soc. Geol. Ital., **114**: 465-475, Roma.
- OGGIANO M.D. (1990) - *Sedimentologia dei depositi litorali del Golfo di Arzachena*. Tesi di laurea inedita, Univ. Sassari, pp 117, Sassari.
- ORRU' P., PINTUS C. & ULZEGA A. (1999) - *Carta Geomorfologica dei fondi marini (Parco Nazionale dell'Arcipelago della Maddalena - Sardegna Nord-orientale)* - Min. Ambiente, Ist. Centr. Ric. Appl. Mare, Com. Gen. Capitanerie di Porto, Ente Parco, CIRCAM, Cagliari.
- ORSINI J.B. (1976) - *Les granitoides hercyniens corso-sardes: mise en evidence de deux associations magmatiques*. 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 chaine Varisque française*. Ph.D. Thesis, Université de Aix-Marseille.
- OZER A., PASKOFF P., SANLAVILLE P. & ULZEGA A. (1980) - *Essai de corrélation du Pléistocène supérieur de la Sardaigne et de la Tunisie*. C.R. Acad. Sc. Paris, **291**: 801-804, Paris.
- OZER A. & ULZEGA A. (1981) - *Sur la répartition des éboulis ordonnés en Sardaigne*. Compte rendu du symposium "Periglaciaire et paléogéographie du Quaternaire", Belgique-Pais-Bas, 1978, 259-265.
- OZER A. & ULZEGA A. (1982) - *Quaternary sea-level in Sardinia*. XI Congr. Int. INQUA, 234 (abstract), Moscow.
- OZER A., PICCAZZO M. & ULZEGA A. (1980) - *Osservazioni sulla paleogeografia delle Bocche di Bonifacio (Risultati delle campagne oceanografiche effettuate nel 1974 e nel 1979)*. Atti IV Congr. AIOL: 1-11, 4 ff.
- OZER A., TUCCI S. & ULZEGA A. (1983) - *Les beach-rocks de Sardaigne, distribution et implications paleogeographiques*. In: «*Coll. sur les beach-rocks*», 113-124, Lyon.
- PALMERI R. (1991) - *Major, minor and trace elements distribution of some migmatites from northeastern Sardinia*. Abstr. IGCP, Geologia del basamento Italiano, Siena.
- PALMERI R. (1992) - *Petrography and geochemistry of some migmatites from north-eastern Sardinia (Italy)*. In «*Contribution to the Geology of Italy*», IGCP N. 276, Newsletter, special issue, **5**: 183-186, Padova.
- PASCI S. (1997) - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia*. Bull. Soc. Géol. France, **168**: 301-312, Paris.
- PASCI S., FUNEDDA A. & OGGIANO G. (1998) - *Rapporti tra tettonica e sedimentazione lungo le fasce trascorrenti cenozoiche della Sardegna centro-settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 443-453, Roma.
- PASQUARE' G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Guida al rilevamento*. In: Quad.n°1, Serv. Geol. d'Italia, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, **203**, Roma.
- PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. (1996) - *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin.
- PATERSON S.R., VERNON R.H. & TOBISCH O.T. (1989) - *A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids*. Journ. Struct. Geol., **2** (3): 349-363, Oxford.
- PATINO DOUCE A.E. & JOHNSTON A.D. (1991) - *Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites*. Contrib. Mineral. Petrol., **107**: 202-218, Berlin.
- PETO P. (1976) - *An experimental investigation of melting involving muscovite and paragonite in the*

- silica-saturated portion of the system K₂O-Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O to 15 kbar total pressure.* Prog. In Exper. Petrol., NERC, London, 3rd Report, pp. 41-45, London.
- 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.
- REGIONE AUTONOMA SARDEGNA, ENTE AUTONOMO FLUMENDOSA (1986) - *I suoli irrigabili della Sardegna, nota illustrativa della carta dei suoli in scala 1:100.000 e della carta dell'irrigabilità in scala 1:250.000.* F. Arangino, A. Aru, P. Baldaccini, S. Vacca, Stef. Ed., Cagliari.
- REGIONE AUTONOMA SARDEGNA, UNIVERSITÀ DI CAGLIARI, (1991) - *Nota illustrativa alla carta dei suoli della Sardegna, con carta alla scala 1:250.000.* A. Aru, P. Baldaccini, A. Vacca e G. Delogu, M.A. Dessena, S. Madrau, R.T. Melis e S. Vacca, Stef. Ed., Cagliari.
- RICCI C.A. & SABATINI G. (1978) - *Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica, and Provence.* N. Jh. Miner. Mh., **1**: 23-38, Stuttgart.
- ROSSI P. & CHEVREMONT P. (1987) - *Classification des associations magmatiques granitoides. Application à la cartographie des granitoïdes dans le cadre de la carte géologique 1/50.000 de la France.* Geochronique, **21**: 14-18, Paris.
- 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**(II): 1541-1547, Paris.
- ROSSI P. & COCHERIE A. (1991) - *Genesis of a Variscan batholith: the Corsica-Sardinia batholith. field, petrological and mineralogical evidences.* Tectonophysics, **195**: 319-346, Amsterdam.
- ROSSI P., DURAND-DELGA M. & COCHERIE A. (1993) - *Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge Stéphaniens supérieur-Permien inférieur en Corse.* C.R. Acad. Sci. Paris, Série II: pp. 1779-1788, Paris.
- SANPANTALEO S.r.l. (1990) - *Indagini geologiche ed idrogeologiche effettuate nell'area in permesso di ricerca, denominata «SAN PANTALEO», nel comune di Olbia, per la ricerca di falde di acque minerali. Richiesta di concessione denominata «SAN PANTALEO».* Soc. San Pantaleo, Olbia.
- SAWYER E.W. (1995) - *Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas.* In "The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and related rocks". Trans. Royal Soc. of Edinburgh Earth Sc., **87**: 85-94, Edinburgh.
- SAWYER E.W. & BARNES S.J. (1988) - *Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from Quetico metasedimentary belt, Canada.* Jour. Metam. Geol., **6**: 437-450, Oxford.
- ULZEGA A., OZER A., LECCA F., LEONE G., PECORINI C., SPANO C. & CORDY M.J. (1982) - *Excursion Table-Ronde sur le Tyrrhenien de Sardaigne.* (Livret-Guide), INQUA, 88pp.
- ULZEGA A. & ORRÙ P. (1984) - *Les beach-rocks de la baie de Funtanamare (Sardaigne Sud-Occidentale).* In «Travaux de la Maison de l'Orient, Le beach-rock». Colloquio internazionale, Novembre 1983, **VIII**: 151-160, Lyon.
- ULZEGA A. & HEARTHY P.J. (1986) - *Geomorphology, stratigraphy and Geochronology of Late Quaternary Marine deposits in Sardinia.* Z. Geomorp., N. F. Suppl. Bd., **62**: 119-129, Stuttgart.
- ULZEGA A. & OZER A. (1982) - *Compter Rendus de l'Excursion-Table Ronde sur le Tyrrhenien de Sardaigne.* INQUA, pp. 110, STEF. Ed., Cagliari.
- ULZEGA A. (1988) - *Carta Geomorfológica della Sardegna marina e continentale. Scala 1:500.000.* P. F. "Oceanografia e Fondi marini". C.N.R., Ist. Geogr. De Agostini. Roma.
- ULZEGA A. (1996a) - *Geomorfologia delle Bocche di Bonifacio.* - In: «Il Parco Marino Internazionale delle Bocche di Bonifacio», INTERREG I, Cagliari - Ajaccio.
- ULZEGA A. (1994) - *Osservazioni sugli obbiettivi e i metodi della cartografia geomorfologica marina.* Atti I° Eur. Congr. on Reg. Geol. Cart., Extended abs, Bologna.
- ULZEGA A. (1996b) - *The last passage between Sardinia and Corsica during the Late-Glacial.* In: «Late-Glacial and Early Holocene Climatic and Environmental changes in Italy», AIQUA-MTNS, 173-174, Trento.
- ULZEGA A., CARBONI S., COPPA DE CASTRO M.G., CRISTINI A., FAIS S., FERRARA C., LECCA L. & LEONE F. (1981) - *Indagini geologiche sulla piattaforma continentale sarda per la ricerca di placers.* Atti «Conv. Naz. sui Placers Marini», 11-26, CNR, Trieste.

- U.O. BACINI SEDIMENTARI (1977) - *Sedimenti e struttura del Bacino della Sardegna*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **13**: 549-570. Parma.
- USDA SOIL SURVEY STAFF (1999) - *Soil Taxonomy*, AH, 436.
- VACCARO C.G.M. (1990) - *Magmatismo filoniano carbonifero-permiano della Sardegna: considerazioni geologiche, petrologiche e geocronologiche*. Tesi di dottorato, Univ. Catania, pp. 132, Catania.
- VARDABASSO S. (1956) - *Il Quaternario della Sardegna*. Actes IV Congr. Intern. Quat. Rome-Pisa, 1953, **2**: 995-1018, Roma.
- VIELZEUF D. & HOLLOWAY J.R. (1988) - *Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequence for crustal differentiation*. Contr. Miner. Petrol., **101**: 220-231, Berlin.
- ZORPI M.J., COULON C., ORSINI J.B. & COCIRTA C. (1989) - *Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons*. Tectonophysics, **157**: 315-329, Amsterdam.