Carte Séologique de l'Ile de SARDAIGNE PAR LE CÉRÉRAL ALBERT DE LA MARMORA pour servir à l'intelligence de la trasiène partie de con vorace on Sardaire.

> ie et deresoie par l'auto TURIN 1858.

PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI

DIPARTIMENT O PER I SERVIZI TECNICI NAZIONALI

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE

MEMORIE

DESCRITTIVE DELLA

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

(Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000)

di

LUIGI CARMIGNANI, GIACOMO OGGIANO, SEBASTIANO BARCA, PAOLO CONTI, ANTONIO ELTRUDIS, ANTONIO FUNEDDA, SANDRO PASCI E ILIO SALVADORI

Echelle Métrique au W

In copertina: Carte Géologique de l'Ile de Sardaigne (Albero Lamarmora, 1856).



Direttore responsabile: ANDREA TODISCO Responsabile dell'Ufficio di Informatica e Produzione editoriale: G10RG10 GIARDINI

F PETRONE (Presidente), R. BENCINI, E. CIRESE, M. COSCI, R. FUNICIELLO, G. GARDINI, E. GIUSTA, G. GISOTTI, R. GRAZIANO, N.A. PANTALEONE, M.G. ROSSI, A.R. SCALISE, M. SCIOTTI, G. VENTURA M. Bianchi (Segretaria di Redazione)

> Redazione Coordinamento editoriale e revisione cantografica: : MARIA LUISA Vatovec

> > (9213095) Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato - Roma

Carte Séofogique de l'he de SARDAIGNE E CÉNÉRAL ALBERT DE LA MARMORA rervir à l'intelligence de la troisème partie nome verse de sardelatre



SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE



REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA

Echelle Métrique au me

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA (Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000)

GEOLOGY OF SARDINIA (Explanatory notes of the Geologic map of Sardinia at 1:200,000 scale)

Luigi CARMIGNANI (*), Giacomo OGGIANO (**), Sebastiano BARCA (***), Paolo CONTI (*), Antonio ELTRUDIS (****), Antonio FUNEDDA (****), Sandro PASCI (****) e Ilio SALVADORI (****)

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena, Via Laterina 8, 53100 - Siena;
 (**) Istituto Geologico-Mineralogico, Università di Sassari, Via Angioj 10, 07100 - Sassari;
 (***) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari, Via Trentino 51, 09100 - Cagliari;

(****) Progetto CARG, Regione Sardegna-Servizio Geologico Nazionale, Via Roma 25 09040 - Selegas (Ca).

SOMMARIO

Riassunto	, 11
Abstract	.11
PREMESSA	. 13
1 INTRODUZIONE E CENNI STORICI	15
2 BASAMENTO ERCINICO	21
2.1 Introduzione	21
2.2 Principali lineamenti	22
2.3 EVOLUZIONE STRATIGRAFICA PALEOZOICA PRE-COLLISIONE ERCINICA 2.3.1 Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico 2.3.1.1 Successione pre-Ordoviciano medio	25
Successione pre-Ordoviciano medio della Zona esterna Micascisti ad andalusite ("Scisti di M. Settiballas" Auct.) (63a) Formazione di Bithia (63b)	27 28 28
Formazione di Nebida (63c)	
Formazione di Gonnesa (62).	33
Formazione di Cabitza (61)	34
Arenarie di S. Vito e Formazione di Solanas (55)	36
Successione pre-Ordoviciano medio delle Falde interne	
Metarenarie, quarziti e filladi (47).	38
2.3.1.2 Complesso magmatico e vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano	39
Complesso magmatico dell'Ordoviciano della Zona esterna Ortogneiss di Capo Spartivento (60)	41 42 elle
Falde esterne	42
Successione vulcano-sedimentaria del Gerrei (54)	42
Successione vulcano-sedimentaria del Sarrabus (53)	. 44
Successione vulcano-sedimentaria della Barbagia (52) Complesso magmatico e vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano de	45 elle 47
Falae Interne	4/ /7
2.3.1.3 Successione dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore	. 47 47
riore della Zona esterna	49
Metaconglomerati, metasiltiti e metarenarie (59)	49
Scisti a graptoliti, Formazione di Genna Muxerru Auct. (58)	55
Formazione di Fluminimaggiore e Formazione di Mason Porcus (57) Formazione di Pala Manna (56)	55 56
Successione dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore del	le
Falde esterne	58

Successione dell'Ordoviciano superiore (51)	. 58
Successione del Siluriano inferiore-Devoniano inferiore (50)	. 62
Marmi, marmi dolomitici e calcescisti (49a)	. 63
Scisti a tentaculiti e "Calcari di Villasalto" Auct. (49b)	. 63
Formazione di Pala Manna (48)	. 63
Successione dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore dell	le
Falde interne	. 66
Filladi carboniose (45a).	. 66
Marmi di Arcu Correboi (44).	. 66
Metagabbri e metadoleriti (45b)	. 66
2.4 COMPLESSI METAMORFICI CONNESSI CON LA COLLISIONE ERCINICA	, 66
2.4.1 Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica	. 68
Micascisti e paragneiss (43).	. 68
Ortogneiss granodioritici e granitici (42)	. 69
Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica (39) e con sovraimpronta di alta ter	npe-
ratura (40)	. 69
Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica (41)	. 70
2.4.2 Complesso migmatitico ercinico	. 71
Migmatiti (36)	. 71
Ortogneiss (37) e anfiboliti (38).	. 72
2.4.3 Complesso intrusivo	. 73
2.4.3.1 Complesso plutonico del Carbonifero superiore-Permiano	. 73
Granitoidi foliati (35)	. 75
Granitoidi a cordierite (34)	. 76
Tonaliti (33b), Gabbri e masse gabbro-tonalitiche (33a)	. 76
Granodioriti equigranulari (30) inequigranulari (31) e tonalitiche (32)	. 77
Monzograniti equigranulari (28b), inequigranulari (28a) e Sieniti sodiche (29)	. 78
Leucograniti equigranulari (26) e Leucograniti a granato (27)	. 79
2.4.3.2 Complesso filoniano del Carbonifero superiore-Permiano	. 81
Filoni basici (25), filoni di quarzo (24) e filoni di porfidi granitici (23)	. 81
2.5 TETTONICA DEL BASAMENTO PALEOZOICO.	. 83
2.5.1 - Inquadramento tettonico regionale del basamento sardo.	. 84
2.5.1.1 Subduzione di tipo B. collisione continentale ed impilamento crostale	. 85
2.5.1.2 Collasso gravitativo del cuneo orogenico	86
2.5.7.2. Conasso gravitativo dei odifeo orogenieo i i i i i i i i i i i i i i i i i i	88
2.5.2. 7 entonica dell'Iglesiente-Sulcis settentrionale	88
La deformazione secondo assi E-W	88
La deformazione secondo assi N-S	89
2 5 2 2 - Tettonica del Sulcis meridionale	94
2 5 3 - Tettonica della Zona a falde	97
2.5.3.1 - Introduzione	97
2.5.3.2 Falde esterne	97
Tettonica eocaledoniana	97
Tettonica ercinica	99
Fase collisonale (Fase D1)	99
Unità del M. Grighini	101
Unità di Riu Gruppa	101
Unità del Gerrei	101
Unità di Meana Sardo	103
Unita del Sarrabus e dell'Arburese	100
Zone di culminazione delle unità tettoniche	112
Fasi post-collisionali	112
Pieghe	112
Faglie e zone milonitiche post D1	117
Zone di taglio e magmatismo associato	117
Faglie dirette	118
	117

	2.5.3.3 Falde interne	120
	2.5.4 Evoluzione metamorfica della Zona a Falde	121
	2.5.5 Tettonica del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica	123
	2.5.6 Tettonica del Complesso migmatitico ercinico	125
	2.5.7 Evoluzione metamorfica del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfiboliti	ca e
	del Complesso migmatitico	126
	1 0	
3.	- COPERTURE POST-ERCINICHE	135
	3.1 PREMESSA	135
		, ,
	3.2 COMPLESSO VULCANO-SEDIMENTARIO CONNESSO CON L'EVOLUZIONE POST-COLLISIONALE	120
	DELLA CATENA ERCINICA	130
	3.2.1 Complesso vulcanico del Carbonifero supPermiano/? Triassico inf	130
	3.2.2 Successione continentale del Carbonifero supTriassico medio p.p	138
	3.3 COMPLESSO CONNESSO CON L'EVOLUZIONE DEL MARGINE CONTINENTALE SUD-EUROPEO.	141
	3.3.1 Successioni marine e transizionali del Triassico medio-Cretacico inferiore	143
	Successioni sedimentarie del Triassico medio e superiore (20)	143
	Successione giurassica della Sardegna orientale (18a, 19)	146
	Successione giurassica della Sardegna occidentale (18b)	148
	Successione cretacica inferiore della Sardegna orientale (17a).	153
	Successione cretacica inferiore della Sardegna occidentale (17b)	155
	3.3.2 Successioni marine del Cretacico superiore	157
	Successione cretacica superiore della Sardegna orientale (16a)	157
	Successione cretacica superiore della Sardegna occidentale (16b)	158
	3.3.3 Successioni transizionali e marine del Paleocene supEocene medio	161
	Successione del Paleocene supEocene medio del Sulcis e della Trexenta (15)	161
	Successione dell'Eocene inferiore-medio della Sardegna orientale (14a, 14b).	164
	3.4 COMPLESSO CONNESSO CON LA COLLISIONE PIRENAICA E NORD-APPENNINICA	165
	3.4.1 Ciclo vulcanico calcalcalino oligo-miocenico	169
	Serie ignimbritica (11), Serie andesitica (12) e Filoni basici (13)	171
	3.4.2 Depositi continentali e successione marina post-Eocene medio-Miocene inferiore ("1° ciclo").	175
	Formazione del Cixerri (10a)	176
	Formazione di Ussana (10b)	177
	Conglomerati poligenici continentali (10c)	181
	Depositi lacustri (10d, 10f)	182
	Depositi transizionali e marini (10e)	183
	3.5 - COMPLESSO CONNESSO CON L'APERTURA DEL BACINO BALEARICO E DEL TIRRENO	186
	3.5.1 Successione marina e depositi continentali ("2° ciclo": Burdigaliano superiore-Serravalliano	
	inferiore)	188
	Depositi continentali e transizionali (9a)	188
	Marne, arenarie, calcareniti e siltiti marine (9b, 9c)	190
	Arenarie marnose, sabbie, calcareniti sublitorali (9d)	195
	3.5.2 Successione marina e depositi continentali del Miocene superiore ("3° ciclo": Tortoniano-	
	Messiniano)	197
	Arenarie marnose e calcari (8a)	199
	Calcari e arenarie marnose (8b)	200
	Calcari organogeni tidali e litorali e marne (8c)	201
	Conglomerati e arenarie continentali (8d)	201
	3.5.3 Ciclo vulcanico ad affinità alcalina, transizionale e subalcalina del Plio-Pleistocene	202
	Basalti alcalini e transizionali (5), rioliti e riodaciti (6) e filoni (7)	202
	3.5.4 Depositi continentali e marini del Pliocene	206
	Conglomerati, arenarie e marne (4)	206
	Formazione di Samassi (3)	208

3.6 TETTONICA DELLE COPERTURE POST-ERCINICHE	209
3.6.1 La transizione dal Ciclo ercinico al Ciclo alpino	211
3.6.2 Tettonica della successione connessa con l'evoluzione del margine sud-europeo	213
3.6.2.1 Fase meso-cretacica	213
Le strutture	213
Il quadro geodinamico	213
3.6.2.2 Fasi paleocenica ed eocenica	214
3.6.3 Tettonica trascorrente dell'Oligocene-Miocene inferiore	214
Le strutture	214
Il quadro geodinamico	224
 3.6.2.1 Fase fileso-creatica	
Le strutture	229
Il quadro geodinamico	229
3.6.5 La tettonica dal Miocene medio (Serravalliano) al Quaternario	232
Le strutture del Miocene medio-Messiniano	232
Le strutture del Plio-Quaternario	232
Il quadro geodinamico	233
4 DEPOSITI QUATERNARI	235
Ringraziamenti	240
BIBLIOGRAFIA	241
INDICE ANALITICO	265

Riassunto

In questa Nota è illustrata la Carta Geologica della Sardegna in scala 1:200.000, edita nel 1997 a cura del Servizio Geologico Nazionale e della Regione Autonoma della Sardegna. Questa Carta nasce per iniziativa del Comitato per la Cartografia Geologica e Geotematica della Sardegna, costituito da L. Carmignani (Coordinatore), S. Barca, G. Oggiano, I. Salvadori, espressione del Comitato Geologico Nazionale per il coordinamento del progetto di cartografia geologica a scala 1:50.000 (Progetto CARG) della Sardegna.

Carta e Note illustrative derivano sia da un esame critico della bibliografia, sia da dati inediti degli autori acquisiti in varie decine d'anni di ricerche, sia da dati recentemente acquisiti con i rilevamenti condotti in Sardegna nell'ambito del Progetto CARG. Il principale obbiettivo della Carta e della presente nota illustrativa è la realizzazione di un quadro geologico sintetico valido per tutta l'Isola che costituisca uno schema di riferimento per la nuova carta geologica a scala 1:50.000 in via di realizzazione. La carta è totalmente informatizzata, e sarà aggiornata man mano che i rilevamenti del Progetto CARG procederanno costituendo così di un quadro di riferimento costantemente adeguato. Alla nota è allegata anche la carta Geologico Strutturale della Sardegna e della Corsica a scala 1:500.000 realizzata in collaborazione con il BRGM. Questa carta consente di definire un quadro geologico omogeneo per tutto il "blocco" sardo-corso, ed è finalizzata alla realizzazione di fogli geologici comuni per le zone a cavallo del confine nazionale italofrancese.

Nella nota è descritta la stratigrafia e la tettonica del Basamento ercinico e delle coperture post-erciniche seguendo l'ordine e le suddivisioni della legenda della Carta.

Le successioni paleozoiche del Basamento ercinico sono divise in base alla zoneografia tettono-metamorfica della Catena ercinica, che in Sardegna da SW a NE è costituita da: a) un "Complesso metamorfico ercinico in facies scisti verdi e anchimetamorfico", il quale caratterizza la Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis, le Falde esterne (Unità tettoniche del Sarrabus, del Gerrei, del Sarcidano, dell'Arburese, ecc.) e le Falde interne (Unità della Barbagia, dell'Anglona, della Nurra, ecc.); b) un "Complesso metamorfico ercinico" prevalentemente in facies anfibolitica, affiorante a sud della linea di sutura Posada-Asinara (Baronie, Anglona, Nurra); c) un "Complesso migmatitico ercinico", che si estende a nord della "linea Posada-Asinara" (Gallura, Isola Asinara).

La successione cambro-ordoviciana è caratterizzata da una discordanza angolare intra-ordoviciana (Fase sarda) che separa una "Successione pre-Ordoviciano medio" (comprendente formazioni spesso fossilifere dal (?)Precambriano superiore -Cambriano inferiore all'Ordoviciano inferiore) da una "Successione dell'Ordoviciano superiore - Carbonifero inferiore", corrispondente al ciclo sedimentario "ercinico" che inizia con depositi trasgressivi del Caradoc-Ashgill ("Trasgressione caradociana" Auct.) e termina con i potenti depositi di avanfossa del "Flysch ercinico" tipo Culm.

I lineamenti strutturali fondamentali del basamento sono determinati dagli eventi deformativi e metamorfici ercinici connessi con a) la collisione continentale tra Gondwana e Armorica, b) l'estensione e il collasso gravitativo dell'orogene collisionale 3) accompagnato e seguito dall'intrusione del "Complesso plutonico", del "Complesso filoniano" e la messa in posto del "Complesso vulcano-sedimentario" continentale del Carbonifero superiore-Permiano - ?Trias inferiore.

Le successioni mesozoiche e terziarie discordanti sul basamento ("Coperture post-erciniche") sono riferite ai vari

Abstract

This is the explanatory note of the 1:200.000 Geological map of Sardinia, published in 1997 by the Italian Geological Survery and the Regione Autonoma della Sardegna. This map is an initiative of the "Comitato per la Cartografia Geologica e Geotematica della Sardegna" (L. Carmignani, Coordinator, S. Barca, G. Oggiano and I. Salvadori), a committee founded by the Italian Geological Survery to coordinate the national geological mapping project at scale 1:50,000 ("Progetto CARG") in Sardinia.

Map and explanatory note are based on previous authors works, on our personal observations about geology of Sardinia during last decades and the recently aquired data during field work to prepare the 1:10,000 sheets to serve for the compilation of the 1:50,000 maps of the Italian Geological Survey (Progetto CARG). Aim of our work is to present a coherent overview of geology of Sardinia to serve as a large scale reference map during the completion of the Italian Geological Survey mapping project in Sardinia. Drawing of the map is computer-aided so further editions are possible as new data are acquired.

Enclosed is also the "Structural-geological map of Sardinia and Corsica" at 1:500,000 scale, a joined publication with the french "Bureau de Recherches Geologiques et Minieres" (BRGM). This map gives an overview of the geology of the Corsica-Sardinia block and will be useful during preparations of the 1:50,000 geological maps across the french-italian border.

In this explanatory note we first illustrate stratigraphy and tectonics of the Hercynian basement and then the post-Hercynian cover following the legend of the geological map.

Hercynian metamorphic rocks are described following distribution of the main tectonic units in Sardinia, from SW toward NE we recognized: a) a "Greenschist and sub-greenschist facies Hercynian metamorphic complex" oucropping in the External zone of the Iglesiente-Sulcis area, the External nappes (Sarrabus unit, Gerrei unit, Sarcidano unit, Arburese unit, etc.) and the Internal nappes (Barbagia unit, Anglona units, Nurra units, etc.); b) an "Hercynian metamorphic complex with dominant amphibolite assemblages" outcropping south of the Posada-Asinara line (Baronie, Anglona, Nurra) and c) an "Hercynian migmatitic complex" oucropping north of the Posada-Asinara line (Gallura, Isola Asinara).

In the chapter "Paleozoic stratigraphic evolution pre-Hercynian collision" we illustrate stratigraphy of the Paleozoic basement. In the External fold and thrust belt an angular unconformity of Ordovician age ("Fase sarda - Fase sarrabese") allows to recognize a pre-Middle Ordovician succession (with a ?Precambrian-Lower Ordovician fossil content) and a Upper Ordovician-Lower Carboniferous succession. The Upper Ordovician-Lower Carboniferous succession starts with Caradoc-Ashgill trasgressive deposits ("Trasgressione caradociana" Auct.) and is characterized by foredeep Culm deposits at the top.

We illustrate afterwards main tectonic and metamorphic features developed during a) Gondwana-Armorica continental collision, b) extension and collapse in the final stages of the Hercynian orogeny, contemporaneous with c) emplacement of the plutonic complex, the dyke complex and development of a volocano-sedimentary complex of Upper Carboniferous-?Lower Triassic age.

Unconformably above the Hercynian metamorphic complex lays a thick Mesozoic-Cenozoic volcano-sedimentary succession ("post-Hercynian cover") where sedimentary and volcanosedimentary complexes can be recognized. Sedimentary and volcano-sedimentary complexes are linked with geodinamic eventi geodinamici "alpidici" che si sono succeduti nel Mediterraneo centro-occidentale durante il Mesozoico ed il Cenozoico, coinvolgendo in vario modo e con diversa intensità la Sardegna.

Sono descritti la stratigrafia e la tettonica del: a) "Complesso connesso con l'evoluzione del margine continentale sudeuropeo", comprendenti le successioni da transizionali a marine, di età compresa fra il Trias medio e l'Eocene inferiore-medio; b) "Complesso connesso con la collisione pirenaica e nordappenninica", che comprendono i depositi continentali, transizionali e marini, di età compresa fra l'Eocene medio ed il Miocene inferiore. A questo Complesso è riferito anche il "Ciclo vulcanico calcalcalino oligo-miocenico", rappresentato dalle serie riolitico-ignimbritiche ed andesitiche; c) "Complesso connesso con l'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno", che comprende le successioni marine ed i depositi continentali del 2° ciclo (Burdigaliano superiore-Serravalliano inferiore) e del 3° ciclo (Tortoniano-Messiniano) miocenici, nonché i "Depositi continentali e marini del Pliocene". Questo Complesso comprende anche i prodotti, da riolitici a basaltici, del "Ciclo vulcanico ad affinità alcalina, transizionale e subalcalina del Plio-Pleistocene", connesso con la tettonica distensiva dell'area sudtirrenica.

Vengono, infine, descritti i "Depositi quaternari", riconducibili ad ambienti prevalentemente continentali (fluviali, lacustri, eolici, di versante, travertinosi, ecc.), subordinatamente lagunari salmastri e marino-littorali ("Panchina" tirreniana).

events that occurred during Mesozoic and Cenozoic times in the mediterranean area. We distinguish: a) a "Complex connected with evolution of the south-european continental margin", with transitional and marine successions of Middle Triassic-Lower Eocene age; b) a "Complex connected with collisional evolution of Pyrenees and northern Appennines", with continental, transitional and marine deposits of Middle Eocene-Lower Miocene age ("1° cycle"). Associated with this deposits are volcanic rocks belonging to the Oligocene-Miocene calcalkaline volcanic cycle, represented by ryholitic-ignimbritic and andesitic suites and a dyke system of basaltic composition; c) a "Complex connected with opening of the Balearic basin and the Tyrrhenian sea", with marine and continental deposits of Upper Burdigalian-Lower Serravallian age ("2° cycle"), Tortonian-Messinian age ("3° cycle") and Pliocene continental and marine deposits. In this complex volcanic rocks are also present and represented by ryholite to basaltic rocks, belonging to the Pliocene-Pleistocene alkaline, transitional and subalkaline volcanic cycle and linked with extensional tectonics that affected at that time the south-Tvrrhenian area.

Quaternay deposits are mostly represented by continental (fluviatile, lacustrine, eolian, colluvial, travertine, etc.) deposits, subordinate are lagoon and marine-littoral deposits.

Premessa

La Carta geologica della Sardegna a scala 1:200.000 stampata nel 1997, di cui la presente pubblicazione costituisce la Nota illustrativa, nasce per iniziativa del Comitato per la Cartografia Geologica e Geotematica della Sardegna, che è una espressione del Comitato Geologico Nazionale per il coordinamento della nuova Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 (PROGETTO CARG). L'obiettivo principale del Comitato era la definizione di un quadro di riferimento cartografico e di una legenda validi per tutta la regione e che costituissero uno strumento per facilitare il coordinamento tra i fogli di cui è in atto il rilevamento in diverse parti dell'Isola.

Per la compilazione di questa Carta sono stati utilizzati tutti i dati editi disponibili (per le diverse fonti utilizzate si rimanda alle citazioni riportate sulla Carta) integrati con numerosi rilevamenti inediti realizzati negli ultimi venti anni. La lista dei contributi è veramente lunga, lo sforzo per il coordinamento è stato notevole e ha richiesto al Gruppo di Coordinamento Editoriale quasi due anni di lavoro.

Con questa Carta e queste Note illustrative gli Autori hanno voluto anche cogliere l'occasione per realizzare uno strumento di divulgazione scientifica della geologia dell'Isola e per tale motivo queste Note sono state corredate di numerose illustrazioni che ne dovrebbero facilitare la lettura e la comprensione.

Per agevolare la consultazione delle descrizioni delle formazioni, queste Note sono state strutturate seguendo la legenda della Carta geologica, iniziando dalle formazioni più antiche e riportando nel testo i numeri con cui sono stati individuati i campi cartografici. Per facilitare l'individuazione sulla Carta degli affioramenti delle diverse formazioni sono state inoltre inserite nel testo figure che evidenziano, quando la scala della rappresentazione lo permette, la distribuzione areale di ciascuna formazione o gruppi di formazioni. Per i nomi dei minerali sono state adottate le abbreviazioni di KRETZ (1983).

Alla descrizione delle successioni e delle strutture è stato dato un taglio sintetico per contenere in misura accettabile la lunghezza (non piccola) di queste Note. La bibliografia, costituita da oltre 750 titoli, permette comunque di approfondire tutti i temi trattati. La descrizione dei gruppi di formazioni e delle strutture è generalmente preceduta da un tentativo di interpretazione paleogeografica, paleoambientale e/o geodinamica. In questo abbiamo cercato sempre di distinguere i dati dalle interpretazioni degli Autori. Speriamo di esserci riusciti.

Nel 1998 sempre nell'ambito del Progetto CARG è stato iniziato il rilevamento del foglio a scala 1:50.000 "S. Teresa di Gallura", un foglio di confine con la Corsica che ha posto problemi di correlazione con i fogli a scala 1:50.000 che il Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) sta rilevando in Corsica. Al fine di stabilire una buona correlazione con i fogli geologici francesi è stata realizzata in collaborazione con il BRGM una carta geologica a scala 1:500.000 comprendente la Sardegna e la Corsica, anch'essa allegata alla presente nota.

1. - Introduzione e cenni storici

Nessun'altra regione italiana presenta la varietà di rocce che affiorano in Sardegna e una storia geologica documentata tanto lunga. Nell'Isola sono rappresentate, in misura circa equivalente, rocce metamorfiche, magmatiche e sedimentarie (fig. 1). Le rocce più antiche hanno età comprese tra il (?)Precambriano ed il Paleozoico superiore e metamorfismo variabile dall'anchizona all'alto grado, ed hanno subito deformazioni eocaledoniche e soprattutto erciniche. Rocce magmatiche affiorano estesamente, costituendo quasi un terzo dell'Isola; si tratta essenzialmente di un complesso intrusivo tardo-ercinico, ad affinità fondamentalmente calcalcalina, messosi in posto nel Carbonifero superiore-Permiano. Le coperture post-erciniche sono rappresentate da rocce sedimentarie e vulcaniche solo debolmente deformate durante le fasi collisionali alpine ed appenniniche e durante le fasi di rifting che hanno portato all'apertura del Bacino balearico e del Mar Tirreno. I principali eventi geologici che hanno interessato la Sardegna sono cronologicamente riportati in fig. 2.

L'inizio delle conoscenze geologiche sulla Sardegna è legato in maniera indissolubile al nome di ALBERTO LAMARMORA; esse, si sviluppano parallelamente alla nascita della Geologia come Scienza autonoma. L'opera di LAMARMORA, infatti, è il frutto di osservazioni e ricerche portate avanti in un arco di tempo di una trentina d'anni: dal 1820 al 1850; e perciò contemporanee all'affermarsi di un fecondo dibattito in campo geologico e naturalistico che vedeva coinvolte le più prestigiose istituzioni scientifiche d'Europa.

D'altra parte, la formazione culturale maturata nella Francia post-rivoluzionaria, che in anni di restaurazione sabauda fu, paradossalmente, insieme occasione e causa indiretta del suo legame con l'Isola, sicuramente contribuì alla profonda e moderna conoscenza della Geologia da parte di questo infaticabile studioso. Basti pensare che tra gli anni venti e trenta dell'ottocento si svolgeva in Europa l'appassionante dibattito tra catastrofisti e attualisti, che vedeva impegnati scienziati di area francese come GÉRARD DESHAYES, insigne biostratigrafo collaboratore di LEYELL, POULETT SCROPE propugnatore dell'attualismo, e ancora BROGNIART, AGASSIZ e numerosi altri. Non meravigliano, quindi, l'elevata qualità e, per certi versi, l'attualità delle osservazioni di questo studioso che si avvalse delle collaborazioni di illustri ricercatori come il paleontologo pisano MENEGHINI e lo stesso BROGNIART.

Se le basi delle conoscenze geologiche sarde si devono al LAMARMORA, il progresso delle conoscenze e il rilevamento geologico di dettaglio di alcune aree durante la seconda metà dell'ottocento è legato all'inizio dell'attività mineraria in alcune regioni dell'Isola. Soprattutto nell''Iglesiente-Sulcis i progressi a partire dal 1860 furono notevoli, grazie all'impegno di numerosi ingegneri minerari e geologi delle varie compagnie minerarie italiane e straniere, come anche dei geologi del Regio Servizio Geologico. Fra i tanti ricordiamo NOVARESE, TARICCO, FRAAS, ZOPPI, DE CASTRO. Una menzione particolare merita LOVISATO, docente di Mineralogia e Geologia a Sassari e quindi docente di Mineralogia a Cagliari. L'incremento delle conoscenze in questi anni interessò soprattutto la geologia dell'Iglesiente-Sulcis, dove notevoli furono gli studi a carattere stratigrafico che portarono al riconoscimento dei vari termini della successione cambriana e affinarono le conoscenze su tutto il Paleozoico. I progressi in campo stratigrafico riguardarono, comunque, anche le coperture posterciniche, soprattutto il Mesozoico e l'Eocene. Per una dettagliata storia dei progressi nell'Isola, particolarmente in campo stratigrafico e giacimentologico, si rimanda al lavoro di BARCA et alii, (1984a).

Ciò che qui vogliamo sottolineare sono le tappe fondamentali che segnarono l'evoluzione delle conoscenze della Geologia sarda. A causa del complesso assetto tettonico dell'area, la corretta interpretazione stratigrafica della successione cambriana dell'Igle-



Fig. 1 - Principali complessi geologici della Sardegna. - *Main geological units of Sardinia.*



Fig. 2 - Quadro sinottico dei principali eventi geologici in Sardegna. I numeri in corsivo si riferiscono alle partizioni della Carta geologica della Sardegna 1:200.000 allegata. La scala cronostratigrafica è quella proposta dal Servizio Geologico Nazionale per il Progetto CARG (Quaderni del Servizio Geologico Italiano, serie III, nº 1) ed è stata utilizzata anche nel resto della presente nota.

- Main geological events in Sardinia. Nurmbers printed in italics refer to geological units of the enclosed geological map at 1:200,000 scale. Time scale is after Italian Geological Survey ("Progetto CARG", Quaderni del Servizio Geologico Italiano, serie III, n° 1) and is used throughout in this work.

siente-Sulcis fu oggetto di dibattito per più di mezzo secolo. La definitiva attribuzione delle "Arenarie" al Cambriano inferiore si deve a BLAYAL & THORAL che nel 1931, nella Montagna Nera, accertarono un'età più recente degli scisti a *Paradoxides mediterraneus* rispetto ai metasedimenti ad *Olenopsis*. Questa attribuzione venne introdotta in Sardegna l'anno successivo dall'ingegnere minerario HAVRE e venne definitivamente confermata da SCHWARTZBACH nel 1939.

Nell'Iglesiente si concentrarono studi a carattere strutturale che negli anni '60 consentirono ad ARTHAUD l'individuazione di una tettonica polifasata ercinica e permisero a POLL e ZWART di dimostrare complessi sistemi di interferenza tra deformazioni "sarde", e deformazioni erciniche. In questi anni viene anche studiata, con approccio di tipo quantitativo, la deformazione interna dei metasementi ordoviciani ad opera di DUNNET.

Se alla fine degli anni '60 il quadro stratigrafico e strutturale della Sardegna sud-occidentale aveva raggiunto livelli di conoscenza elevati, in linea con le più avanzate metodologie di studio in campo stratigrafico e strutturale, non altrettanto si può affermare per ciò che concerne le conoscenze sul basamento del resto dell'Isola.

Era stridente, in particolare, il contrasto tra il quadro geologico della Sardegna sud-occidentale e quello del basamento del resto dell'Isola. Da una parte era ben documentato un thrust and fold belt anchimetamorfico, mentre a NE del Campidano le conoscenze sia stratigrafiche che strutturali erano assai povere e il quadro geologico era ritenuto assai più semplice di quanto gli studi successivi hanno evidenziato. Nel foglio geologico a scala 1:100.000 "Muravera" di CALVINO (1963), di gran lunga il più preciso per l'ubicazione degli affioramenti e per le osservazioni di tipo stratigrafico, venivano rilevate solo blande ondulazioni e faglie normali e, come in tutti i fogli confinanti, non veniva mai distinta la scistosità dalla stratificazione; lo stesso autore, in un lavoro del 1960, riferendosi alla formazione cambroordoviciana delle Arenarie di San Vito, affermava: "...ancora oggi dopo l'orogenesi ercinica ed alpina la formazione in molte zone è sub-orizzontale. Forse i movimenti si sono sviluppati essenzialmente mediante faglie o sollevamenti in blocco".

Un notevole salto di qualità nelle conoscenze geologiche del Gerrei viene compiuto grazie ai lavori della scuola pisana negli anni '70: nel 1977 CARMI-GNANI & PERTUSATI riconoscono la tettonica polifasata sin-metamorfica ercinica del Gerrei distinguendo le principali fasi scistogene e CARMIGNANI *et alii*

(1977; 1978b), partendo da studi a carattere minerario sul giacimento antimonifero di Villasalto, interpretano la cosiddetta "Faglia di Villasalto" di TEICHMÜLLER (1931) come un importante sovrascorrimento ercinico a trasporto occidentale. Nello stesso periodo l'alloctonia del basamento della Sardegna centrale fu sostenuto anche da vari geologi francesi, tra cui ricordiamo NAUD. In questo modo non solo viene confermata la presenza di falde erciniche, già prospettata da BOSELLINI & OGNIBEN nel 1968 in Sardegna centrale, ma viene delineata l'esistenza di un edificio di falde strutturato in un'ampia antiforme a direzione WNW-ESE, che dalla foce del Flumendosa si spinge fino al margine orientale del Campidano. A partire da questi lavori il livello di conoscenza del basamento della Sardegna centrale raggiunse quello della zona mineraria dell'Iglesiente-Sulcis. Un intenso lavoro di cartografia geologica, in parte promosso dall'Ente Minerario Sardo, e numerosi studi a carattere stratigrafico e strutturale, petrografico e geochimico condotti da varie università, in particolare da Cagliari, Pisa e Siena, portano a delineare, in maniera coerente con altri settori ercinici europei, l'evoluzione del basamento sardo. Se è difficile citare tutti i singoli ricercatori impegnati nelle ricerche degli anni '80, ci sembra doveroso ricordare TOMMASO COCOZZA, coordinatore del progetto di ricerca del MURST (allora Pubblica Istruzione) sul basamento italiano, che promosse ed incoraggiò le ricerche sull'evoluzione stratigrafica, strutturale, metamorfica e magmatica del basamento sardo. Così, il fronte delle falde erciniche (Unità dell'Arburese) viene individuato nell'Iglesiente-Sulcis orientale (BARCA et alii, 1981); il flysch sin-orogenico in facies di Culm, segnalato in limitati affioramenti a Villasalto da VAI & SPALLETTA nel 1982 ("Conglomerato di Villasalto" di TEICHMÜLLER), viene riconosciuto anche in ampi settori di catena da BARCA E MAXIA; viene delineata una zoneografia barroviana prograda da SW a NE principalmente ad opera di RICCI, MEMMI e FRANCESCHELLI; inoltre, vengono tracciati i principali lineamenti cronologici e composizionali del batolite ad opera di ORSINI, GHEZZO, DEL MORO, BRALIA.

Negli anni 80' il basamento sardo si configura già come un segmento di Catena ercinica in cui si distinguono: una Zona esterna nell'Iglesiente-Sulcis, una Zona a falde (dall'Arburese al Sarrabus-Gerrei e alla Sardegna centro-settentrionale) ed una Zona interna (Sardegna settentrionale).

Con gli anni '90 le ricerche sul basamento raggiungono un livello che possiamo definire di maturità. E' ormai definitivamente alle spalle il periodo, durato fino a tutti gli anni '60, in cui, con esclusione dell'Iglesiente, gran parte del basamento era praticamente indifferenziato. Nel 1991 CARMIGNANI e collaboratori, partendo dalla scoperta di relitti eclogitici ad affinità MORB all'interno di una fascia milonitica che dalla valle del Posada passa per l'Anglona e arriva all'Isola dell'Asinara, individuarono una possibile sutura oceanica ercinica (Linea Posada-Asinara). Lungo di essa un complesso migmatitico, caratterizzato da percorsi termobarici esumativi che si concludono in un'ambientazione anatettica di bassa pressione, si giustappone ad un complesso metapelitico a cianite all'interno del quale si conservano le scaglie eclogitiche. Per questi motivi nel segmento sardo della Catena ercinica viene proposta un'evoluzione collisionale che si inscrive in un ciclo di Wilson completo.

Più di recente, anche l'evoluzione post-collisionale della catena ha polarizzato l'attenzione di numerosi ricercatori. Sebbene gli studi in merito siano ancora in corso, recenti lavori hanno evidenziato come tettonica estensionale, sedimentazione e vulcanismo nei bacini stefano-permiani e messa in posto del batolite calcalcalino siano contemporanei e rappresentino, anche in Sardegna come in Francia e in alcuni settori del Dominio brianzonese, aspetti differenti del collasso della Catena ercinica, cui farà seguito la riorganizzazione delle placche che porterà al *rift* tetisiano.

Negli anni '60 i lavori sul Mesozoico di DIENI e MASSARI, CHERCHI & SCHROEDER e di alcuni autori francesi dettagliarono la stratigrafia del Mesozoico, già delineata nei tratti essenziali da TORNQUIST e OOSTERBAN tra le due guerre mondiali, consentendo correlazioni precise col Mesozoico della Provenza. Negli stessi anni anche la stratigrafia del Cenozoico fu notevolmente affinata sempre ad opera di A. CHERCHI, PECORINI e dei rilevatori dei fogli a scala 1:100.000 del Servizio Geologico Nazionale, tra cui MORETTI e REDINI che riconobbero l'Aquitaniano nel Bacino di Castelsardo. Gli studi sul vulcanismo furono approfonditi soprattutto ad opera di DERIU e della sua scuola, il quale delineò per la prima volta la successione vulcanica oligo-miocenica.

Ma fu a partire dagli anni '70, con l'affermarsi della teoria della tettonica delle placche, che bacini sedimentari e vulcanismo cenozoici furono visti alla luce delle nuove ipotesi geodinamiche. ALVAREZ, in un lavoro del 1972, ipotizzò la deriva del Blocco sardo-corso in seguito al distacco dal margine meridionale dell'Europa stabile; quindi BOCCALETTI & GUAZZONE, in alcuni lavori che datano agli inizi degli anni '70, ipotizzarono un modello che individuava nella Sardegna un arco residuo e nel Bacino balearico un bacino di retroarco, come conseguenza della subduzione di crosta oceanica al di sotto del paleomargine europeo di cui il Blocco sardo-corso faceva parte.

Da questo momento, quindi, la Sardegna, grazie anche a numerosi lavori, sia di carattere paleomagnetico ad opera di MANZONI, MONTIGNY e altri ricercatori, sia di carattere petrochimico e geocronologico volti alla caratterizzazione seriale e datazione del vulcanismo cenozoico, ad opera di COULON, EDEL, BECCALUVA, ASSORGIA, MACCIOTTA, MACCIONI, viene inserita nei modelli geodinamici che trattano l'evoluzione cenozoica del Mediterraneo occidentale.

Alla luce di questi modelli la strutturazione cenozoica interna all'Isola sarà, di volta in volta, messa in relazione sia con l'evoluzione del Dominio pirenaico-provenzale, come ad esempio nei lavori di CHERCHI e MONTADERT, LOUTEZEY, TRÉMOLIÈRES, CHABRIER e, più recentemente, di BARCA e COSTA-MAGNA, sia con l'evoluzione del Dominio appenninico settentrionale, come nel lavoro di GIGLIA negli anni '70 e in quelli che vedono coinvolti principalmente CARMIGNANI, OGGIANO, FUNEDDA e PASCI in quest'ultimo decennio.

2. - Basamento ercinico

2.1. - INTRODUZIONE

Le conoscenze sulla stratigrafia e la struttura del basamento paleozoico sardo hanno subito un incremento notevole a partire dalla seconda metà degli anni '70. Precedentemente, i pur numerosi studi in tutti i campi delle Scienze della Terra (per una esaustiva bibliografia vedi: CARTISANO et alii, 1922; TARICCO & SOTGIA, 1922; MAXIA, 1941; SEGRE, 1964; MARCELLO, 1968; NICOSIA, 1968; COCOZZA et alii, 1974; COCOZZA & LEONE, 1977; BARCA et alii, 1984a) non erano riusciti a produrre una sintesi dell'evoluzione sedimentaria e tettono-metamorfica di tale basamento. La principale causa di questo ritardo, che è perdurato fino agli anni '80, derivava dal diverso grado delle conoscenze geologiche nelle varie parti dell'Isola. Solo la geologia del basamento dell'Iglesiente-Sulcis (fig. 3) è sufficientemente nota da oltre mezzo secolo (HAVRE, 1932; CADISCH, 1938; SCHWARTZBACH, 1939; VARDABASSO, 1939, ecc.). In quest'area, la successione stratigrafica ben differenziabile, il basso grado metamorfico e soprattutto le importanti attività minerarie hanno sempre stimolato le ricerche geologiche, per cui numerosi sono gli studi d'impostazione moderna, anche accompagnati da una dettagliata cartografia geologica, fin quasi dall'inizio del secolo (NOVARESE et alii, 1919b; NOVARESE et alii, 1919a; TARICCO, 1927; NOVARESE et alii, 1933; NOVARESE et alii, 1938).

Nel resto della Sardegna le conoscenze geologiche sul basamento sono invece progredite molto più lentamente. I fogli della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 generalmente si limitano a distinguere, in seno alle metamorfiti, solo i metacalcari e parte degli ortoderivati da una massa indifferenziata di metasedimenti; inoltre, spesso gran parte del basamento metamorfico viene attribuito genericamente al Siluriano. I pur notevoli contributi paleontologici e petrografici accumulati in più di un secolo non potevano essere coordinati in una sintesi unitaria per la



Fig. 3 - Principali regioni della Sardegna citate nel testo.Main geographic regions of Sardinia cited in this work.

mancanza di una cartografia geologica adeguata alla complessità tettonica della regione. Una concezione autoctonista ha inoltre prevalso nella maggior parte dei ricercatori, pur con notevoli eccezioni (BOSELLINI & OGNIBEN, 1968), fino alla fine degli anni '70. A partire da quel periodo, grandi traslazioni tettoniche di età ercinica sono state riconosciute in tutto il basamento a NE del Campidano, prima nelle zone con metamorfismo di basso grado (CARMIGNANI & PER-TUSATI, 1977; 1978a; 1979a), e poi anche nelle zone a più alto grado metamorfico (CARMIGNANI et alii, 1979b; NAUD, 1979b). Questi progressi furono principalmente dovuti ai nuovi metodi di analisi strutturale: la scistosità, la più importante superficie in affioramento, fino ad allora era stata generalmente trascurata o confusa con la stratificazione. L'evidenza di una serie di falde messe in posto da NE verso SW e l'età ercinica del metamorfismo delle migmatiti e del basamento di medio ed alto grado della Sardegna NE (DEL MORO et alii, 1972; DI SIM-PLICIO et alii, 1974b; DEL MORO et alii, 1975; FER-RARA et alii, 1978), precedentemente spesso considerato caledoniano o precambriano, portò rapidamente all'ipotesi di CARMIGNANI et alii (1979a) secondo cui la struttura del basamento sardo-corso deriva da una collisione continentale che avrebbe sviluppato una serie di zone di taglio ensialiche con sovrapposizione delle rocce metamorfiche di alto grado della Sardegna nord-orientale e della "Corsica ercinica" sulle rocce di basso e medio grado della Sardegna centrale. Successivi lavori stratigrafici e micropaleontologici hanno confermato i raddoppi tettonici e dimostrato che l'alloctono si estende fino a SW del Campidano (BARCA et alii, 1981a). Per maggiori dettagli su questa fase delle ricerche si rimanda alla "Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo", edita in occasione del I Centenario della Società Geologica Italiana (CARMIGNANI et alii, 1982b).

Durante gli anni '80 è iniziata una sistematica revisione della cartografia del basamento che è tuttora in corso. I primi risultati vennero raccolti nel Modello Strutturale del Basamento ercinico della Sardegna a scala 1:500.000, edito dal C.N.R. (CAR-MIGNANI *et alii*, 1987b). Le ultime ricerche svolte dalla fine degli anni '80 fino ad oggi, anche nell'ambito dei nuovi rilevamenti della Carta Geologica d'Italia promossi dal Servizio Geologico Nazionale e dalla Regione Autonoma della Sardegna (Progetto CARG), hanno confermato l'interpretazione alloctonista del basamento sardo e definito meglio la sua struttura tettonica e la sua stratigrafia. Queste conoscenze sono rappresentate nella nuova Carta Geologica della Sardegna a scala 1: 200.000 allegata, edita dal Servizio Geologico Nazionale e dalla Regione Autonoma della Sardegna, che consente una visione abbastanza dettagliata e completa non solo di tutto il basamento metamorfico, ma anche delle sue coperture sedimentarie e vulcaniche da tardo-paleozoiche a quaternarie. Le stesse informazioni sono riportate nella Carta Geologica e Strutturale della Corsica e della Sardegna edita in collaborazione tra il Servizio Geologico Nazionale e il Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) francese.

2.2. - PRINCIPALI LINEAMENTI

Il basamento sardo è un segmento della Catena ercinica sud-europea, separatosi dall'Europa solo nel Miocene inferiore (Burdigaliano). Restaurando il Blocco sardo-corso nella posizione pre-deriva miocenica, le strutture fondamentali del basamento delle due isole trovano la loro prosecuzione in Provenza e Catalogna (ARTHAUD & MATTE, 1966; WESTPHAL *et alii*, 1976; ARTHAUD & MATTE, 1977; RICCI & SABATINI, 1978; EDEL *et alii*, 1981; CHERCHI & MONTADERT, 1982; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984).

Le diverse ricostruzioni della geometria premesozoica di questa catena (MATTE, 1986; VAI & COCOZZA, 1986) sono generalmente concordi nel delineare una cintura orogenica arcuata che dalla Spagna giunge al Massiccio centrale francese (Arco ibero-armoricano) (fig. 4). La catena è biliminare, con al centro un'ampia fascia di metamorfiti di medio e alto grado esumate da livelli medio-crostali prima del Carbonifero superiore; infatti, i depositi di questa età la ricoprono in discordanza. La catena nord-vergente prosegue a N delle Alpi attraverso le Ardenne, fino in Boemia. Il basamento della Sardegna è l'elemento più orientale ancora facilmente raccordabile con la catena sud-vergente. Più a E, la formazione e l'evoluzione degli oceani mesozoici e terziari ed i raccorciamenti alpini ed appenninici hanno frammentato la Catena ercinica. Dati paleomagnetici, strutturali e affinità litologiche e stratigrafiche indicano che il basamento sardo-corso era unito al basamento sudeuropeo (ARTHAUD & MATTE, 1966; WESTPHAL et alii, 1976; RICCI & SABATINI, 1978) ed ha condiviso con la Provenza e la Catalogna l'evoluzione strutturale e sedimentaria almeno fino all'Oligocene (CHER-CHI & MONTADERT, 1982; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984), prima di staccarsi dal continente europeo e giungere nella sua attuale posizione (EDEL et alii,



Fig. 4 - Ricostruzioni paleogeografiche della Catena ercinica sud-europea: (a) ricostruzione all'Ordoviciano (da VAI & COCOZZA, 1986; PARIS & ROBARDET, 1990, modificato); (b) ricostruzione al Siluriano-Devoniano; (c) ricostruzione al Carbonifero superiore (da MATTE, 1986; FRANKE, 1989, modificato). Sa: Sardegna centrale e meridionale; Co: Sardegna settentrionale e Corsica; No: Normandia; Cm: Catena canta brica; Aq: Aquitania; Mn: Montagna Nera; Ns: Nuova Scozia.

- Paleogeographic reconstruction of the Hercynian chain of south Europe: (a) Ordovician paleogeography (after VAI & COCOZZA, 1986; PAR-IS & ROBARDET, 1990, modified); (b) Silurian-Devonian paleogeography; Late Carboniferous paleogeography (after MATTE, 1986; FRANKE, 1989, modified). Sa: Sardinia: central and southern Sardinia; CO: Corsica and northern Sardinia; No: Normandie; Cm: Cantabrian chain; Aq: Aquitaine; Mn: Montagne Noire; Ns: Nova Scotia. 1981; WESTPHAL *et alii*, 1986; VIGLIOTTI & LAN-GENHEIM, 1995).

L'orogenesi ercinica ha interessato tutto il basamento della Sardegna con intense deformazioni, un metamorfismo sin-cinematico e un importante magmatismo post-collisionale. L'età ercinica della deformazione è ben definita sia su basi stratigrafiche che radiometriche in quanto:

a) nelle zone meridionali con metamorfismo di basso e bassissimo grado, i terreni del Cambriano fino al Carbonifero inferiore (OLIVIERI, 1969; SPALLETTA & VAI, 1982; MAXIA, 1983; BARCA & OLIVIERI, 1991) sono deformati, debolmente metamorfici e ricoperti in discordanza dai sedimenti del (?)Westfaliano D-Stefaniano, non deformati e non affetti da metamorfismo regionale (COCOZZA, 1967b; DEL RIO, 1973; FONDI, 1979);

b) nelle zone settentrionali l'età di chiusura isotopica delle bande delle migmatiti della Gallura è di 344±7 Ma e 1'età radiometrica dei minerali metamorfici è compresa tra 350 e 284 Ma (FERRARA *et alii*, 1978; DEL MORO *et alii*, 1991);

c) il complesso intrusivo, diffuso in tutta l'Isola ha età variabile da 307 a 274 Ma (DEL MORO *et alii*, 1972; DEL MORO *et alii*, 1975; COCHERIE, 1978; GHEZZO & ORSINI, 1982; COCHERIE, 1985).

In Sardegna affiora una sezione completa della Catena ercinica: dalle zone esterne che affiorano nella Sardegna SW, fino alle zone interne, che affiorano nel settore nord-orientale dell'Isola. La catena ha direzione NW-SE ed è caratterizzata da raccorciamenti e da una zonazione tettono-metamorfica tipica delle orogenesi da collisione continentale (CARMI-GNANI *et alii*, 1978a; ARTHAUD & SAUNIAC, 1981). La polarità metamorfica varia con continuità dall'anchizona nella Sardegna SW (PALMERINI *et alii*, 1979), alla facies anfibolitica nella parte NE dell'Isola (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a), e da un'altrettanto netta variazione dello stile strutturale (CARMIGNANI *et alii*, 1982c).

Il basamento sardo è caratterizzato da falde erciniche vergenti verso SW ("Zona a falde di CARMI-GNANI *et alii*, 1987b), interposte tra il Complesso metamorfico prevalentemente in facies anfibolitica della Sardegna settentrionale e una Zona esterna a *thrust* e pieghe ("Zona esterna" di: CARMIGNANI *et alii*, 1987b) intensamente deformata, ma sostanzialmente autoctona, che affiora nella parte SW dell'Isola (fig. 5). Il mancato riconoscimento di resti di crosta oceanica coinvolta nell'orogene ha portato per lungo tempo ad interpretazioni completamente ensialiche dell'evoluzione della catena: inversione di zone di *rifting* continentale (CARMIGNANI *et alii*,



Fig. 5 - Principali elementi strutturali del Basamento ercinico sardo. - Tectonic sketch map of the Hercynian basement of Sardinia.

1979a) o grandi movimenti trascorrenti attivi dal Cambriano superiore al Carbonifero (VAI & COCOZZA, 1986). Queste interpretazioni erano sostenute anche dall'opinione, allora ampiamente diffusa, che l'orogene ercinico europeo fosse privo di importanti "falde cristalline" e di associazioni ofiolitiche con metamorfismo di alta pressione (ZWART, 1967; KREBS & WACHENDORF, 1973; BADHAM, 1982), cosicchè le concezioni mobilistiche della tettonica a placche hanno tardato molto ad affermarsi. Quasi un trentennio di ricerche ha invece dimostrato che molti caratteri degli orogeni "alpinotipi" e "ercinotipi" non sono così contrastanti. Secondo CAPPELLI et alii (1992) e CARMIGNANI et alii (1994b) in Sardegna tracce del paleo-oceano sud-armoricano, che separava i continenti di Armorica e di Gondwana, affiorano nella Sardegna settentrionale lungo la Linea Posada-Asinara (fig. 5), che separa il Complesso migmatitico ercinico dal Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica (entrambi compresi nella "Zona assiale" di CARMI-GNANI et alii, 1987b).

La Linea Posada-Asinara è una fascia fortemente deformata, caratterizzata dalla presenza di corpi di limitata estensione di anfiboliti con relitti di paragenesi granulitica (GHEZZO & ORSINI, 1982), eclogitica (OGGIANO & DI PISA, 1992) e relitti di tessiture milonitiche tipiche di condizioni metamorfiche di alto grado (ELTER *et alii*, 1990). Dati geochimici e geocronologici indicano un'origine MORB e un'età di circa 950 Ma per i protoliti delle anfiboliti (CAPPELLI *et alii*, 1992). Questa età potrebbe suggerire:

a) un bacino oceanico di lunga durata tra le Placche di Gondwana e di Armorica (PERROUD & BONHOM-MET, 1981), un bacino, cioè, che iniziò ad aprirsi nel Precambriano e fu subdotto definitivamente nel Devoniano;

b) una crosta oceanica precambriana obdotta durante cicli orogenici precambriani o del Paleozoico inferiore (BERNARD-GRIFFITH & CORNICHET, 1985; PAQUETTE *et alii*, 1985) e metamorfosata sotto condizioni eclogitiche durante l'orogenesi ercinica.

Secondo CAPPELLI *et alii* (1992) la Linea Posada-Asinara divide due terrane saldati assieme durante l'orogenesi ercinica e rappresenta una paleo-sutura oceanica compresa tra un basamento cristallino precambriano appartenente alla Placca di Armorica (rappresentato dal Complesso migmatitico ercinico), e le coperture del margine continentale di Gondwana, metamorfosate durante l'orogenesi ercinica e impilate nella Zona a falde della catena (fig. 5).

Abbandonando quindi l'interpretazione completamente ensialica dell'evoluzione della catena formulata negli anni '70, CAPPELLI *et alii* (1992) propongono un'ipotesi che prevede la chiusura di un bacino oceanico, come già ipotizzato per altre regioni da diversi autori a partire dagli anni '80 (PIN, 1990). In questo modello, l'evoluzione del basamento sardo, con i suoi caratteri di catena polideformata e polimetamorfica, trova riscontro in un completo ciclo di Wilson che, a partire dal Cambriano, prevede:

a) *espansione* di un fondo oceanico tra i margini continentali passivi del Gondwana e dell'Armorica dal (?)Precambriano fino all'Ordoviciano inferiore (fig. 6a);

b) un lungo periodo di convergenza tra il Gondwana e l'Armorica (fig. 6b), con *subduzione di tipo B* diretta al di sotto del margine del Gondwana e testimoniata dalla diffusione di prodotti vulcanici con chimismo da intermedio-basico ad acido dell' Ordoviciano (DI PISA *et alii*, 1992; TOMMASINI *et alii*, 1995), riconducibili ad un arco vulcanico su crosta continentale (tipo andino) (fig. 6c); quindi una subduzione oceanica al di sotto della Placca armoricana, a partire dal Siluriano, mentre il margine della Placca del Gondwana rimane passivo fino a tutto il Devoniano (fig. 6d);

c) *collisione continentale* al Carbonifero inferiore tra il margine di tipo andino del Gondwana e la crosta della Placca armoricana, in seguito alla chiusura dello spazio oceanico e impilamento crostale in diverse unità tettoniche (fig. 6e);

d) *collasso gravitativo del cuneo orogenico* così realizzato, con risalita dei nuclei metamorfici più profondi (fig. 6f) (CARMIGNANI *et alii*, 1994b). Alla distensione crostale è associata la messa in posto dei granitoidi calcalcalini, che dal Westfaliano sono contemporanei alla formazione di bacini molassici continentali ed al vulcanismo tardo-paleozoico.

2.3. - EVOLUZIONE STRATIGRAFICA PALEOZOICA PRE-COLLISIONE ERCINICA

Una dettagliata ricostruzione della successione stratigrafica paleozoica è realizzabile solo nel Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico della Sardegna centrale e meridionale. In queste aree è possibile definire la successione del margine passivo cambriano, il ciclo magmatico ordoviciano e l'evoluzione del margine passivo siluriano-devoniano. Le formazioni del Complesso migmatitico ercinico e del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica, che affiorano nella Sardegna settentrio-



Fig. 6 - Schema dell'evoluzione geodinamica del Basamento ercinico sardo: (a) Cambriano-Ordoviciano inferiore; (b) Ordoviciano medio; (c) Ordoviciano superiore-Siluriano inferiore; (d) Siluriano-Devoniano; (e) Carbonifero inferiore; (f) Carbonifero superiore-Permiano.

- Geodynamic evolution of the Hercynian basement of Sardinia: (a) Cambrian-Lower Ordovician; (b) Middle Ordovician; (c) Upper Ordovician-Lower Silurian; (d) Silurian-Devonian; (e) Carboniferous; (f) Upper Carboniferous-Permian. nale, per le quali è incerta un'attribuzione stratigrafica, sono descritte nel paragrafo "2.4. - Complessi metamorfici connessi con la collisione ercinica".

2.3.1. - Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico

2.3.1.1. - Successione pre-Ordoviciano medio

I relitti di crosta oceanica lungo la Linea Posada-Asinara testimoniano un antico *hiatus* oceanico tra il basamento della Sardegna settentrionale e quello della Sardegna centro-meridionale. Le spesse successioni epicontinentali del Cambriano inferiore (e ?Precambriano)-Ordoviciano inferiore della Sardegna SW fanno transizione, nella Sardegna centro-orientale a facies di mare più profondo. Questo suggerisce l'esistenza di un margine continentale passivo di lunga durata che si estendeva a sud (relativamente all'attuale posizione della Sardegna) dell'Oceano sud-armoricano e che doveva corrispondere al margine nord-gondwaniano (a1, a2 in fig. 6a).

La successione sedimentaria di questo margine è ben esposta nella Zona esterna a *thrust* e pieghe (Sardegna SW) e nelle Falde interne e Falde esterne della Sardegna centro-orientale, dal Sarrabus fino al Gennargentu.

Successione pre-Ordoviciano medio della Zona esterna

Nella Zona esterna la successione pre-Ordoviciano medio (tav. 1; fig. 7) testimonia il passaggio da una piattaforma terrigena cambriana inferiore (Formazione di Bithia, 63b, Formazione di Nebida, 63c, fig. 8) (COCOZZA, 1979; JUNKER & SCHNEIDER, 1979; MINZONI, 1981) con intercalazioni di vulcaniti basiche e intermedie probabilmente legate ad una concomitante fase di *rifting*, ad un ambiente lagunare con barre oolitiche (tetto della Formazione di Nebida).

Recentemente PILLOLA *et alii* (1995) hanno proposto una nuova suddivisione della successione cambriana dell'Iglesiente-Sulcis, elevando le formazioni di Nebida, Gonnesa e Cabitza, secondo la suddivisione proposta da COCOZZA (1979), al rango di gruppo: si avrebbero in questo modo i gruppi di Nebida, di Gonnesa e di Iglesias. Gli stessi Autori hanno ugualmente elevato i vari membri riportati in fig. 7 al rango di formazioni. Di seguito si farà comunque riferimento alla suddivisione di COCOZZA (1979), citando quando necessario quelle proposte da altri Autori. Nel prospetto in fig. 9 viene data una sintesi delle attribuzioni stratigrafiche della succes-



Fig. 7 - Colonna stratigrafica schematica del Cambriano-Ordoviciano dell'Iglesiente-Sulcis con riportata la suddivisione formazionale proposta da COCOZZA (1979) e quella proposta da PILLOLA (1995). Modificata da PILLOLA *et alii* (1995).

- Stratigraphic section of the Cambrian-Ordovician formations, with formation names proposed by Cocozza (1979) and by PILLOLA (1995). Modified after PILLOLA et alii (1995). sione cambro-ordoviciana dell'Iglesiente-Sulcis a partire dalla metà del secolo scorso.

I sedimenti prevalentemente terrigeni della Formazione di Nebida sono seguiti verso l'alto dalla potente successione carbonatica della Formazione di Gonnesa (**62**), costituita da dolomie e calcari di piana tidale, frammentata a più riprese in bacini e zone di alto strutturale in seguito a fasi tettoniche distensive (RASETTI, 1972; GANDIN *et alii*, 1974; BONI & COCOZZA, 1978; BONI & GANDIN, 1979; BONI *et alii*, 1981; FANNI *et alii*, 1981; VAI, 1982; COCOZZA & GANDIN, 1990). Si passa quindi alla Formazione di Cabitza (**61**), che marca 1'annegamento della piattaforma carbonatica (GANDIN & PILLOLA, 1985; COCOZZA & GANDIN, 1990).



Fig. 8 - Ubicazione degli affioramenti di Micascisti ad andalusite ("Scisti di M. Settiballas" Auct.) (63a), della Formazione di Bithia (63b) e della Formazione di Nebida (63c).

- Outcrops of the "Micascisti ad andalusite" ("Scisti di M. Settiballas" Auct.) (63a), Bithia formation (63b), and Nebida formation (63c). Nella zona di Capo Spartivento affiorano dei micascisti ad andalusite ("Scisti di M. Settiballas" *Auct.*), i cui rapporti originari con la precedente successione rimangono incerti e che sono stati dubitativamente attribuiti al Precambriano.

Micascisti ad andalusite ("Scisti di M. Settiballas" *Auct.*) (63a).

Si tratta di micascisti gneissici, caratterizzati da uno sviluppato layering composizionale definito dall'alternanza di livelli millimetrici granoblastici e lepidoblastici, che costituiscono alcuni affioramenti di limitata estensione presso Capo Spartivento, nel Sulcis meridionale. Gli effetti della ricristallizzazione metamorfica sono intensi e denotano un'evoluzione metamorfica polifasica. Si distinguono infatti almeno due eventi metamorfici: uno più antico, di medio grado e di alto gradiente termico, testimoniato da relitti deformati di andalusite, muscovite, biotite, granato e cordierite, ed uno più recente, relativo allo sviluppo della foliazione principale, che comporta la blastesi di biotite e muscovite (SASSI, 1990; SASSI et alii, 1990; CAROSI et alii, 1995). Sia l'età che i rapporti con il resto della successione cambriana sono incerti. Questi micascisti sono intrusi dai granitoidi ordoviciani ("Ortogneiss di Capo Spartivento" Auct., 60); essi vengono considerati come i termini più antichi della successione e riferiti da alcuni Autori al Precambriano (MINZONI, 1981).

Formazione di Bithia (63b)

La Formazione di Bithia affiora esclusivamente nell'estremità SW dell'Isola, lungo una stretta fascia attorno agli Ortogneiss di Capo Spartivento (fig. 8). Lo spessore reale non è valutabile a causa dell'intensa tettonizzazione, mentre lo spessore apparente supera i 600 m.

Si tratta di una successione silicoclastica, prevalentemente costituita da filladi, metaquarzoareniti e metarenarie quarzitiche, a cui si intercalano metagrovacche, metaconglomerati e marmi. Sono inoltre presenti intercalazioni di metavulcaniti basiche e intermedie attribuite ad una fase di *rifting* precambriana (TUCCI, 1983).

I metaconglomerati affiorano in diverse località, ma sempre con spessori modesti (fino a qualche metro). Si tratta di originari conglomerati poligenici poco selezionati. I clasti, molto deformati e immersi in una matrice arenitica quarzoso-feldspatica, sono principalmente costituiti da frammenti di quarziti sia

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO IN FACIES DEGLI SCISTI VERDI E ANCHIMETAMORFICO

La Marmora (1858)		Novarese (1914)	Taricco (1922); Novarese &Taricco (1923)		Leone (1973); Cocozza & Leone (1977)	Barca et alii (1981b); Pillola (1990); Gnoli et alii (1989); Leone et alii (1991); Laske et alii (1994)				
Argilliti, arenarie (Carbonifero)		Carbonifero	"Postgotlandiano" (?Carbonifero)		Siltiti e arenarie (?Carbonifero)	(Cambriano-Ordoviciano inferiore) (Barca et alii,1981b)				
		emersione	emersione		discordanza	sovrascorrimento				
Cal	cari ad		Calcari e argilliti nere			Formazione di Mason Porcus			Dev. inf.	
"Orthoceras" (Siluriano superiore)		Calcari ad "Orthoceras" ed a	(Gotl ?De	andiano- voniano)	(Siluriano-Devoniano)	-Form. di Fluminimaggiore - Form. di Genna Muxerru (Gnoli et alii, 1989)		ore ru	Siluria- no	
			(Siluriano superiore)				San 991)	Membro di Girisi	TH5	-
					Siltiti-argilliti,	ne di alii (1	Membro di Serra Corroga		ļ	
				non	(Ashgill - ? Siluriano)	azio Mai e et a	Membro di Cuccuruneddu		-	
	non menzionato					Form	Membro di P.ta Arenas		_	
					Argilliti calcaree	di 91)		TH4		
		to to us a lattice			con "Cyclopygidae"	one (iova: ii (19	S'Argiola		0	
		Intercalati in				mazio musr et al		TH3b	ے ا	
					Arenarie (Caradoc)	Forr Doi	Membro di P.ta Maciurru		S	
			Anailliti						∢	
		Argilliti e arenarie con "Scyphocrinus", "Orthis", "Dalmanites" (Siluriano)	Argilliti	iti con "Orthis niae", cistoidi, tyonema (?) prniculata"	Argilliti con ricca fauna (Caradoc)	_		TH3a		
Argilliti	con "Orthis"		corn				ortixeddu			
Siluria	no inferiore)		sup	periore)		(Leone	e et alli, 1991)	тн2р		
						ті ті		TH2a	U	
			Argilliti con nobilis",	on "Asaphus "Dalmania",	Ciltiti	Eormaziana di M		тн1ь	0	
			"Trinuclei "Scyp	us", "Lingula", phocrinus"	con rare faune	Orri (Leone et alii 1991)		IIIID	σ	
			(Ordoviciano medio)		(Elandeno)	TH1			ອ	
		Argilliti rosso o	"Puddinga" e argilliti intercalate a		Siltiti rosse,	994)	Membro di P.ta Sa Broccia		5	
ana"	agenite"	conglomerati:			conglomerati "Puddinga"	one di lentu : alii, 1	Membro di Rio Is Arrus	TH 0	U U	
	(Siluriano)		Phyllocarides (? Arenig)		(? Arenig)	ormazi Arg ske et	Membro di			
						Fc (La	Medau Murtas			
		emersione	emersione		"Discordanza sarda" (Stille, 1939)	"Discordanza sarda"				
		(Cambriano superiore)	Cambria	no superiore)	(Cambriano superiore)	(Ordoviciano medio)				
Arenari calcari	e e argilliti, i, dolomie	Arenarie, argilliti,			Formazione di	Gruppo di	Formazione di		?Arenig	
(Siluriano inferiore)		calcari con "Archaeocyathus" (Cambriano medio)	Calcari e argilliti con "Paradoxides" (Cambriano medio)		Cabitza (Cambriano medio)	Iglesias (Pillola,	Formazione di		Cambr. m.	
					-	1990)	Campo Pisano)	D	
		Dolomie, calcari, (Cambriano medio)			(Rasetti, 1972)	a Gruppo di Gonnesa (Pillola 1990)			erior	
					(Campriano medio)	(lo int	
		Argilloscisti con "Paradoxides" (Cambriano medio)			Formazione di Nebida (Rasetti,1972) (Cambriano inferiore)	Gruppo di Nebida (Pillola,1990)			Cambrian	

Fig. 9 - Sintesi storica delle attribuzioni stratigrafiche della successione paleozoica della Sardegna SW (da: HAMMAN & LEONE, 1997, modificato). - Overview of the lithostratigraphic subdivisions proposed by various authors for the Paleozoic succession of SW Sardinia (after HAMMAN & LEONE, 1997, modified). grigie che nere (liditi), da quarzo di vena, e in subordine da elementi di originarie rocce vulcaniche e carbonatiche. I marmi affiorano in livelli che possono arrivare a 15-20 m di spessore; hanno colore grigio chiaro, contengono intercalazioni di calcescisti e sono spesso affetti da una intensa dolomitizzazione secondaria. La parte alta della successione è caratterizzata da metapeliti alternate a metarenarie quarzose, talora con stratificazione incrociata (JUNKER & SCHNEIDER, 1983).

La Formazione di Bithia viene interpretata come una successione terrigena, con tendenza regressiva, evolutasi su un margine continentale (JUNKER & SCHNEIDER, 1983; GANDIN, 1987; GANDIN *et alii*, 1987). PALMERINI & PALMERINI-SITZIA (1978) descrivono per questa formazione un metamorfismo ercinico di grado molto basso, che secondo JUNKER & SCHNEIDER (1983) diminuisce verso l'alto della successione.

La Formazione di Bithia poggia sull'Ortogneiss di Capo Spartivento con contatto tettonico (SASSI & VISONÀ, 1989). I due complessi hanno, infatti, un diverso grado metamorfico: la deformazione del granitoide ordoviciano è avvenuta in condizioni anfibolitiche, mentre il metamorfismo principale della Formazione di Bithia si è sviluppato a temperature relativamente basse ed è associato ad un'intensa deformazione cataclastico-milonitica.

La natura e la posizione del contatto della Formazione di Bithia con la sovrastante Formazione di Nebida è incerto. Secondo SASSI *et alii* (1990) nessuno dei caratteri mineralogico-petrografici giustifica l'affermazione di JUNKER & SCHNEIDER (1983) per cui le due formazioni possono essere separate sulla base del maggior grado metamorfico della Formazione di Bithia.

Sia per la sua posizione stratigrafica sottostante alla Formazione infracambriana di Nebida (JUNKER & SCHNEIDER, 1979; MINZONI, 1981; CARANNANTE *et alii*, 1984), sia per correlazioni con formazioni precambriane europee (COCOZZA, 1979), la Formazione di Bithia è stata riferita al Precambriano superiore. Un'età dubitativamente precambriana è stata proposta anche da PITTAU-DEMELIA & DEL RIO (1982) sulla base di scarsi e mal conservati acritarchi. GAN-DIN (1987), in seguito al ritrovamento di resti di placche di echinodermi all'interno delle intercalazioni carbonatiche, esclude invece un'età precambriana e riferisce questa formazione al Cambriano inferiore.

Formazione di Nebida (63c)

Questa formazione ("Formazione delle Arenarie" Auct., Gruppo di Nebida: PILLOLA et alii, 1995) è in prevalenza costituita da sedimenti terrigeni affetti da metamorfismo ercinico di grado molto basso ed affiora estesamente in tutto l'Iglesiente-Sulcis (fig. 8). Nell'Iglesiente e nel Sulcis settentrionale costituisce il termine più antico della successione affiorante, mentre nel Sulcis meridionale essa sormonta la Formazione di Bithia. La Formazione di Nebida è tradizionalmente suddivisa in due membri (RASETTI, 1972) che sono, dal basso verso l'alto, il Membro di Matoppa ed il Membro di P.ta Manna. Più recenti proposte di suddivisione statigrafica sono riportate in fig. 7. Secondo PILLOLA et alii (1995) lo spessore di questa formazione varia tra 600 e 1000 m, mentre attraverso una restaurazione delle strutture plicative GALASSI & GANDIN (1992) indicano spessori molto inferiori (320-380 m).

Il Membro di Matoppa è costituito da originarie siltiti grigio chiare con intercalazioni di arenarie, arenarie quarzose, quarzo-areniti ed arcosi a grana fine, in livelli di alcuni dm (1 m al massimo) di spessore. Verso l'alto il grado di maturità diminuisce progressivamente, le diffuse intercalazioni arenitiche divengono più frequenti e di maggiore potenza, fino a passare a metarenarie quarzoso-micacee grigie, rossastre e verdi a grana grossa, alternate a metaquarzoareniti micacee e subordinati livelli di metasiltiti; la successione termina con metarenarie quarzoso-feldspatiche alternate a metarenarie quarzoso-micacee e metagrovacche con matrice carbonatica. Sono state descritte numerose strutture sedimentarie, come stratificazioni e laminazioni parallele ed incrociate, gradazioni, bioturbazioni, ripple mark, slumping. Il rapporto tra metareniti e metargilliti diminuisce sensibilmente procedendo dall'Iglesiente verso il Sulcis.

La parte alta della successione del Membro di Matoppa è caratterizzata dalla presenza di livelli e lenti di calcari biocostruiti contenenti abbondanti archeociati, trilobiti, hyolithidi, Chancelloria, spicole di spongiari e più raramente echinodermi (GANDIN & DEBRENNE, 1984; DEBRENNE et alii, 1993). Le lenti calcaree sono più sviluppate nell'Iglesiente e nel Sulcis occidentale, dove contengono le associazioni fossilifere più ricche ed abbondanti; nel Sulcis orientale e meridionale diventano progressivamente più rare, sottili e povere di fossili. Nel Sulcis settentrionale POLL (1966) segnala nelle areniti di questo membro la presenza di K-feldspato, miche e quarzo come elementi clastici, e di caolino nella matrice, da cui deduce per queste arenarie una derivazione da un basamento cristallino presumibilmente precambriano, analogamente a quanto osservato da MACCIONI (1965) per le "Arenarie" dell'Iglesiente.

Il Membro di Matoppa è stato attribuito all'Atdabaniano superiore (?)-Botomiano inferiore (?) (Cambriano inferiore) in base alle associazioni di archeociati (GANDIN & DEBRENNE, 1984; DEBRENNE *et alii*, 1993) e di trilobiti (RASETTI, 1972; PILLOLA & GROSS, 1982).

Direttamente sui depositi terrigeni e solo localmente sulle lenti calcaree si rinviene, seppure in modo discontinuo, un caratteristico orizzonte di calcari oolitici ("Biostrome" di DEBRENNE, 1964; 1972) che costituisce la base del Membro di P.ta Manna. In alcune zone questo orizzonte si può seguire per vari chilometri, presenta spessori fino a 100 m e mantiene per tutto l'Iglesiente-Sulcis caratteri litologici e sedimentologici piuttosto costanti. Al suo interno sono comuni le facies oolitiche e oncolitiche, ma sono frequenti metacalcari grigi a grana fine con stratificazione incrociata di tipo *harring-bone* e subordinati metacalcari nodulari rossastri o grigi con archeociati (DEBRENNE *et alii*, 1979).

Il Membro di P.ta Manna è costituito da un'alternanza ritmica di metareniti, metasiltiti e metargilliti a cemento carbonatico e di metacalcari. Nelle metareniti sono diffuse strutture sedimentarie quali stratificazione incrociata, *ripple mark* asimmetrici (fig. 10) e bioturbazioni. I livelli carbonatici (fig. 11) sono costituiti da metacalcari grigi biocostruiti, metacalcari oolitici e oncolitici, metacalcari nodulari variegati, metacalcari neri a ooidi e metacalcari grigi a



Fig. 10 - Ripple mark in un banco arenaceo del Membro di P.ta Manna della Formazione di Nebida (Cambriano inferiore); strada tra Acquaresi e Cala Domestica (Iglesiente occidentale).

- Ripple marks in sandstones of the P.ta Manna member of the Nebida formation (Early Cambrian); road Acquaresi-Cala Domestica (western Iglesiente).



Fig. 11 - Intercalazioni carbonatiche nelle arenarie del Membro di P.ta Manna (Formazione di Nebida: Cambriano inferiore) lungo la costa di Canalgrande (Iglesiente occidentale).

- Limestone levels in the P.ta Manna member (Nebida formation: Early Cambrian) along the coast at Canalgrande (western Iglesiente).

incrociata. Nella parte alta della successione le intercalazioni carbonatiche divengono prevalentemente dolomitiche, con strutture da disseccamento (mudcrack) e tappeti algali (stromatoliti) che preannunciano i caratteri della sovrastante Dolomia rigata. Verso la sommità del Membro di P.ta Manna aumentano le intercalazioni carbonatiche e sono costituite generalmente da metadolomie, mentre i livelli silicoclastici sono principalmente costituiti da metargilliti e quarziti. Questi livelli carbonatici ed arenacei contengono una ricca associazione ad alghe, resti di archeociati (fig. 12), trilobiti (fig. 13), brachiopodi, lingulidi, rari hyolithidi, spicole di spongiari ed echinodermi. Le associazioni di trilobiti ed archeociati permettono di riferire il Membro di P.ta Manna al Botomiano (Cambriano inferiore) (RASETTI, 1972; DEBRENNE et alii, 1985).

Secondo GANDIN et alii (1987) l'ambiente di sedimentazione della Formazione di Nebida è riconducibile ad un sistema deltizio marino regressivo, nel contesto di un'evoluzione del clima verso condizioni aride, nel quale il Membro di Matoppa corrispondeva al prodelta ed il Membro di P.ta Manna al piano di delta prossimale. In particolare, i caratteri e la distribuzione delle facies terrigene e carbonatiche del Membro di Matoppa suggeriscono un ambiente deposizionale corrispondente ad un fronte deltizio progradante verso E e SE, nelle cui aree più protette si instauravano localmente mound algali e ad archeociati (COCOZZA, 1979; DEBRENNE et alii, 1979; GAN-DIN et alii, 1987). L'ambiente di deposizione del livello oolitico basale del Membro di P.ta Manna corrisponderebbe a quello di una barriera oolitica con subambienti di delta oolitico, laguna e spiaggia (COCOZZA & GANDIN, 1976; DEBRENNE et alii, 1979;



Fig. 12 - Esemplare di Coscinocyathus sp. (archeociatide) del Cambriano inferiore. Formazione di Nebida (Sedda Moddizzis, Gonnesa: Iglesiente). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Coscinocyathus sp. (acritarch, Lower Cambrian) in the Nebida formation (Sedda Moddizzis, Gonnesa: Iglesiente). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 13 - *Dolerolenus zoppii* (trilobite) in metarenarie del Cambriano inferiore. Formazione di Nebida (Canalgrande: Iglesiente). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Dolerolenus zoppii (trilobite) in Early Cambrian metasandstones, Nebida formation (Canalgrande: Iglesiente). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

FANNI *et alii*, 1981; DEBRENNE *et alii*, 1985); mentre la parte medio-alta dello stesso membro sarebbe da riferire ad un ambiente di retro-barra che evolve da condizioni lagunari a quelle di piana di marea, come dimostrano le strutture da disseccamento e tappeti algali (GANDIN *et alii*, 1987). La graduale diminuzione dell'apporto terrigeno silicoclastico, in concomitanza con l'aumento dei depositi dolomitici, indicherebbe un cambiamento climatico verso condizioni più aride, con conseguente aumento della salinità.

Secondo BECHSTÄDT & BONI (1994a) e BECH-STÄDT et alii (1994), il paleoambiente della Formazione di Nebida sarebbe del tutto differente ed interpretano i sedimenti di prodelta degli Autori precedenti come tidali, e quelli lagunari come piane sabbiose tidali, sostenendo in sintesi che: (a) il Membro di Matoppa si sarebbe deposto in una rampa omoclinale di piattaforma terrigeno-carbonatica a basso gradiente (BECHSTÄDT et alii, 1988) con direzioni di apporto da E e SE verso W e NW, con depositi terrigeni tipici di ambiente marino basso o tidale nella regione orientale; (b) il Membro di P.ta Manna si sarebbe deposto in una rampa a sedimentazione carbonatico-terrigena con un complesso di shoal oolitici progradanti verso W, parzialmente ricoperta da depositi tidali nella zona orientale; (c) la parte alta del Membro di P.ta Manna testimonierebbe un'importante ripresa della sedimentazione clastica con espansione della piattaforma e della piana tidale verso W.

Formazione di Gonnesa (62)

La fine della deposizione silicoclastica e l'inizio di quella prevalentemente carbonatica marca il passaggio dalla Formazione di Nebida alla Formazione di Gonnesa.

La Formazione di Gonnesa ("Metallifero" Auct., Gruppo di Gonnesa: PILLOLA, 1991; PILLOLA et alii, 1995), che affiora, seppur in maniera discontinua, in tutto l'Iglesiente-Sulcis (fig. 14), era tradizionalmente suddivisa in due unità litostratigrafiche informali, o membri, che dal basso sono (fig. 7): a) Dolomia rigata; b) Calcare ceroide. Una terza unità litostratigrafica, nota in letteratura con il nome di Dolomia grigia (COCOZZA, 1979) o Membro della Dolomia blu GALASSI & GANDIN, (1992) sarebbe derivata dalla locale dolomitizzazione diagenetica delle facies di transizione tra Calcare ceroide e Dolomia rigata.

Lo spessore della Formazione di Gonnesa è estremamente variabile: da 180 a 480 m (GALASSI & GAN-DIN, 1992). Più recentemente questa unità è stata attribuita al Gruppo di Gonnesa e suddivisa nella Formazione di S. Barbara e nella Formazione di San Giovanni (PILLOLA, 1991; PILLOLA *et alii*, 1995).

La Dolomia rigata (Formazione di S. Barbara, PILLOLA, 1991) (fig. 15) è costituita da metadolomie primarie e metacalcari ben stratificati, caratterizzati da ripetizioni cicliche di facies costituite da originari: a) fanghi carbonatici stratificati; b) stromatoliti laminate; c) stromatoliti laminate con pseudomorfi di gesso o anidride; d) pisoliti vadose e/o brecce da disseccamento; localmente sono presenti livelli oolitici o a *pellets*, anche silicizzati, e noduli di selce.

Nel Sulcis settentrionale, la parte bassa della Formazione di Gonnesa è rappresentata da calcari scuri con brecce intraformazionali, come nella zona di Mont'Ega-Sa Marchesa (BONI *et alii*, 1981). Nell'Iglesiente, la base della Dolomia rigata è caratterizzata dalla presenza di due o più sottili livelli di ossidi e idrossidi di ferro; sono inoltre frequenti lenti di barite "zebrata", talora silicizzata.

L'ambiente di deposizione della Dolomia rigata corrisponde ad una piana di marea che si instaura su una morfologia piana o poco accidentata, in condizioni di clima caldo e arido. La distribuzione delle litofacies testimonia un graduale approfondimento del bacino di sedimentazione da N verso S (GANDIN, 1987), ed uno più brusco verso W (BECHSTÄDT *et alii*, 1994). Nella parte settentrionale e centrale dell'area di affioramento prevalevano infatti condizioni di sedimentazione in ambienti intertidali e supratidali, caratterizzati da tappeti algali, più raramente da sabbie contenenti ooidi, bioclasti e piccole

Fig. 14 - Ubicazione degli affioramenti della Formazione di Gonnesa (Cambriano inferiore) (62).

- Outcrops of the Gonnesa formation (Early Cambrian) (62).



Fig. 15 - Affioramento di Dolomia rigata della Formazione di Gonnesa (Cambriano inferiore), presso Cala Domestica (Iglesiente occidentale).
- Outcrop of "Dolomia rigata" of the Gonnesa formation (Early Cambrian), near Cala Domestica (western Sulcis).



Fig. 16 - Ubicazione degli affioramenti della Formazione di Cabitza (Cambriano medio-Ordoviciano inferiore) (61).

- Outcrops of the Cabitza formation (Middle Cambrian-early Ordovician) (61).

stromatoliti. La parte più settentrionale, in particolare, è stata soggetta a più frequenti e lunghi periodi di emersione, come indicano i livelli di ossidi ed idrossidi di ferro, mentre nella parte centrale si è sviluppato un ambiente essenzialmente evaporitico (FANNI *et alii*, 1981). La parte meridionale del bacino della Dolomia rigata si trovava invece in condizioni prevalentemente subtidali, come suggerito dalla sostituzione della dolomia con calcari algali laminati (GANDIN *et alii*, 1973; 1974; CARANNANTE *et alii*, 1981).

Il Calcare ceroide (Formazione di S. Giovanni, PILLOLA, 1991) è costituito da metacalcari massicci di colore grigio, generalmente mal stratificati. Presenta quattro facies fondamentali (BONI *et alii*, 1981; FANNI *et alii*, 1981; DEBRENNE & GANDIN, 1985): a) *mudstone-wackestone* con bioclasti; b) grainstone con ooliti e/o oncoliti, echinodermi e resti di trilobiti; c) boundstone criptoalgali, localmente boundstone scheletoalgali con archeociati; d) pisoliti vadose. Tali facies indicano ambienti che variano da supratidale a subtidale. La loro distribuzione rivela una morfologia a piattaforme e bacini connessa con una tettonica distensiva sin-sedimentaria (DEBRENNE & GANDIN, 1985; BECHSTÄDT *et alii*, 1988).

Nell'Iglesiente occidentale il Calcare ceroide è costituito alla base da facies scure a pisoliti vadose, *grainstone* oolitici e *boundstone* criptoalgali irregolarmente bioturbati e laminati; verso l'alto i calcari gradualmente diventano bianchi laminati o grigi "a fiamme". Queste strutture secondo FANNI *et alii* (1981) indicano condizioni di deposizione in ambienti isolati della piattaforma.

Nel Sulcis orientale, il Calcare ceroide diventa ben stratificato, con facies dominanti di *boundstone* criptoalgali omogenei o laminati, contenenti piccole quantità di materiale silicoclastico, spesso concentrato in sottili livelli. Nel Sulcis meridionale sono presenti facies micritiche, legate ad ambienti di laguna supratidale con acque calde ipersaline.

Il Calcare ceroide è ritenuto paleontologicamente pressoché sterile; i rari resti fossili rinvenuti sono placche di echinodermi e frammenti di trilobiti. DEBRENNE & GANDIN (1985) segnalano nell'area di M. Nai e M. Onixeddu anche il rinvenimento di archeociati e *skeletal algal*.

La piattaforma carbonatica corrispondente ai sedimenti della Formazione di Gonnesa evolve da un sistema di *sabkha*, testimoniato dalle facies della Dolomia rigata, ad una piattaforma carbonatica tipo Bahamas, rappresentata dalla deposizione del Calcare ceroide. La transizione tra i due sistemi è indice di un cambiamento delle condizioni ambientali che può essere spiegato ammettendo una variazione climatica verso condizioni più umide (GANDIN & TURI, 1985; COCOZZA & GANDIN, 1990; BECHSTÄDT & BONI, 1994b; BECHSTÄDT & BONI, 1994a). L'interruzione degli apporti terrigeni da E avrebbe determinato il prevalere della sedimentazione carbonatica.

La presenza di archeociati nella parte alta della Dolomia rigata (Botomiano superiore) e del Calcare ceroide (Toyoniano medio-superiore) permette di riferire l'intera Formazione di Gonnesa al Cambriano inferiore (DEBRENNE & GANDIN, 1985).

Formazione di Cabitza (61)

Questa formazione (COCOZZA, 1967a) affiora nell'Iglesiente-Sulcis (fig. 16) ed è stata suddivisa in due membri (RASETTI, 1972; COCOZZA, 1979) che dal basso sono (fig. 7): a) Calcare nodulare; b) Scisti di Cabitza. Nella recente proposta di PILLOLA (1990; 1991) questa formazione è stata denominata Gruppo di Iglesias, a sua volta suddiviso in Formazione di Campo Pisano e Formazione di Cabitza.

Il Membro del Calcare nodulare poggia con contatto netto sul Calcare ceroide, localmente tramite una breccia ad elementi di Calcare ceroide o depositi argillitici vari (GANDIN, 1987). È costituito da una fitta alternanza di sottili livelli di metargilliti più o meno siltosi rossi e verdi, più raramente neri, metacalcari grigi e rosati con struttura nodulare e marne giallastre.

GANDIN (1987) all'interno di questo membro distingue tre litofacies: a) metacalcari massivi, ben stratificati con porzioni a lamine (prevalentemente *wackestone-packstone*); b) metacalcari nodulari più o meno marnosi e ricchi di resti fossili; c) alternanze di metacalcari ed originarie marne.

I metacalcari nodulari sono il litotipo più rappresentato e contengono abbondanti resti di echinodermi, trilobiti, *Chancelloria*, brachiopodi, spicole di spugne e hyolithidi. L'associazione di trilobiti indica la parte bassa del Cambriano medio (RASETTI, 1972; GANDIN & PILLOLA, 1985; PILLOLA, 1986).

L'ambiente di deposizione del Calcare nodulare corrisponde ad un mare epicontinentale poco profondo e poco ossigenato, con apporti ritmici di materiale terrigeno fine (GANDIN & PILLOLA, 1985; GANDIN *et alii*, 1987). Questo tipo di sedimentazione testimonia l'inizio dell'annegamento della piattaforma carbonatica in conseguenza dell'attività tettonica distensiva all'inizio del Cambriano medio (COCOZZA & GANDIN, 1990). Lo spessore di questo membro è variabile, da 20 a 60 m (GALASSI & GAN-DIN, 1992).

Verso l'alto il Calcare nodulare passa agli Scisti di Cabitza. Si tratta di una caratteristica successione formata da ritmiche alternanze centimetriche e millimetriche di metargilliti e metasiltiti varicolori, raramente carbonatiche (PALMERINI et alii, 1979), con subordinati livelli di metarenarie, generalmente fini; la parte sommitale è localmente costituita da metarenarie fini e quarziti con frequenti laminazioni incrociate (GANDIN & PILLOLA, 1985). COCOZZA (1979) segnala la presenza, nella parte alta del membro, di metaconglomerati minuti. Gli Scisti di Cabitza sono ricoperti in discordanza dai sedimenti clastici ordoviciani ("Puddinga" Auct.) che marcano la cosiddetta Discordanza sarda (tav. 1). Il loro limite superiore è quindi erosivo; per tale membro COCOZZA (1979) stima in affioramento una potenza di circa 400 m.

Gli Scisti di Cabitza sono stati suddivisi da GAN-DIN & PILLOLA (1985) in due intervalli: a) un intervallo inferiore, costituito principalmente da metasiltiti, metargilliti e metarenarie a grana fine, con strutture sedimentarie tipo laminazioni parallele e convolute, *ripple mark, flute cast* e piste riferibili a *Cruziana, Planolites* e *Helmitopsis*. Secondo PALME-RINI *et alii* (1979) sarebbero presenti anche strutture da scivolamento gravitativo (*slumping*). Raramente, verso la base del membro affiorano lenti di metacalcari di colore vinaccia o verdolini;

b) un intervallo superiore, costituito da originarie laminiti argilloso-siltose con intercalazioni di quarzo-areniti micacee e metareniti.

I caratteri sedimentologici dei due intervalli segnano un'evoluzione dell'ambiente da neritico a pelagico non molto profondo (GANDIN *et alii*, 1987)

Secondo BECHSTÄDT & BONI (1994), con la deposizione del Calcare nodulare si ha la frammentazione e l'annegamento della piattaforma carbonatica, a cui segue la deposizione degli Scisti di Cabitza, che segnano la fine della sedimentazione carbonatica e l'instaurarsi di una sedimentazione terrigena pelagica più profonda.

Nella parte bassa della successione sono da tempo noti fossili del Cambriano medio: trilobiti (fig. 17), rari brachiopodi, carpoidi sia interi che in placche (RASETTI, 1972). Il rinvenimento di resti fossili nella parte medio-alta della formazione ha permesso di documentare con trilobiti il Cambriano superiore (PILLOLA, 1986) e l'Ordoviciano inferiore (Tremadoc-Arenig) con *Rhabdinopora flabelliformis* (precedentemente classificato come *Dictyonema flabelliformis*) e acritarchi (GANDIN & PILLOLA, 1985; BARCA et alii, 1987). Questa datazione è di particolare importanza poiché consente di precisare meglio



Fig. 17 - *Paradoxides mediterraneus* (trilobite) in metasiltiti del Cambriano medio. Formazione di Cabitza (Cabitza: Iglesiente). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

 Paradoxides mediterraneus (trilobite) in Middle Cambrian metasiltstones. Cabitza formation (Cabitza: Iglesiente). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

l'età della Discordanza sarda dell'Iglesiente, che risulta così compresa tra l'Ordoviciano inferiore e l'Ordoviciano superiore (età dei primi livelli paleontologicamente datati trasgressivi sui depositi continentali della "Puddinga" *Auct.*) e di correlarla con la Discordanza sarrabese della Sardegna sud-orientale (tav. 1).

Successione pre-Ordoviciano medio delle Falde Esterne

Un'abbondante documentazione paleontologica (BARCA et alii, 1981a; TONGIORGI et alii, 1982; TON-GIORGI et alii, 1984; NAUD & PITTAU DEMELIA, 1987; BARCA et alii, 1988; DI MILIA et alii, 1993) prova che i depositi carbonatici e terrigeni epiconti-



- Fig. 18 Ubicazione degli affioramenti delle Arenarie di S. Vito e della Formazione di Solanas (Cambriano-Ordoviciano inferiore) (55).
- Outcrops of the "Arenarie di San Vito" and Solanas formations (Cambrian-Lower Ordovician) (55).

nentali del Cambriano-Ordoviciano inferiore della Sardegna SW corrispondono nella Sardegna centrale e sud-orientale a potenti sequenze silicoclastiche (Arenarie di S. Vito e Formazione di Solanas) tipiche di depositi di conoidi sottomarine, e quindi a facies nettamente più distali (BARCA et alii, 1981b; TON-GIORGI et alii, 1984; GANDIN et alii, 1987). La composizione dei depositi silicoclastici indica un'alimentazione da un basamento cristallino che doveva affiorare a SW. La transizione da NE a SW, da depositi di scarpata distale a depositi terrigeni e carbonatici di piattaforma continentale collegata ad uno zoccolo cristallino emerso, suggerisce, come anzidetto, il profilo di un margine continentale passivo persistente dal Cambriano, e forse dal Precambriano, fino all'Ordoviciano inferiore (fig. 6: a1, a2).

Arenarie di S. Vito e Formazione di Solanas (55)

Una potente successione terrigena, nota in letteratura come Arenarie di S. Vito nel Sarrabus e nel Gerrei (CALVINO, 1959) e Formazione di Solanas in Barbagia (MINZONI, 1975), affiora estesamente in tutte le Falde esterne, dal Sarrabus al Sarcidano, dal Sulcis orientale all''Arburese e nel Goceano (Unità di Ozieri: OGGIANO, 1994) (fig. 18).

In tutte le Falde esterne questi metasedimenti rappresentano i termini più antichi affioranti. La base della successione non affiora, mentre il contatto con la sovrastante successione vulcano-sedimentaria ordoviciana è stratigrafico ed è quasi ovunque marcato da un caratteristico livello di metaconglomerati (Conglomerato di Rio Ceraxa: BARCA & MAXIA, 1982) (tav. 1); nel Sarrabus ed in alcune località del Gerrei questo contatto è caratterizzato anche da una netta discordanza angolare (Discordanza sarrabese: CALVINO, 1959). Nel Sarrabus la discordanza angolare è molto evidente e può arrivare a 90°, come in località Su Scoffoni, presso Genn'Argiolas (fig. 19).

A causa delle complesse strutture plicative isoclinali e delle laminazioni tettoniche, lo spessore della formazione è difficile da valutare. Per le Arenarie di S. Vito, sono stati segnalati nel Sarrabus 500 m di spessore apparente. Altri spessori apparenti misurati sono di circa 250 m nel Gerrei, 500 m nel Sarcidano-Salto di Quirra (CARMIGNANI *et alii*, 1982b; 1986b), 600 m nel Goceano (OGGIANO, 1994).

La successione è costituita da metarenarie micacee, quarziti e, più raramente, metarenarie feldspatiche e metagrovacche, di colore variabile dal grigioverdastro al grigio scuro. Queste metareniti formano regolari alternanze, da centimetriche a metriche, con metasiltiti e metapeliti grigio-verdastre e nere. Per

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO IN FACIES DEGLI SCISTI VERDI E ANCHIMETAMORFICO



Fig. 19 - Discordanza tra le Arenarie di S. Vito (SVI, Cambriano-Ordovociano inferiore) e i Porfidi grigi dell'Unità del Sarrabus (PGS, Ordoviciano medio) a Su Scoffoni, E di Genn'Argiolas (S di Muravera). Si noti l'angolo prossimo a 90° tra la stratificazione nelle Arenarie di San Vito (S0) e la base dei Porfidi grigi (a tratteggio).

- Unconformity between the "Arenarie di San Vito" (SVI, Cambrian-Lower Ordovician) and the "Porfidi grigi del Sarrabus" (PGS, Middle Ordovician), at Su Scoffoni, E of Genn'Argiolas. Sarrabus Unit. Note the about 90° angle between bedding (S0) in the "Arenarie di San Vito" Fm. and the basal contact of the "Porfidi grigi del Sarrabus" (dashed line).

aumento di spessore degli intervalli arenitici, si passa localmente a metarenarie e quarziti con sottili intercalazioni filladiche scure.

Le metareniti sono generalmente ben selezionate, ricche di miche detritiche e con scarsa matrice cloritico-sericitica. Quarzo, feldspati e muscovite sono i componenti fondamentali, mentre subordinati sono tormalina, epidoti ed ossidi. È presente spesso una componente litica, rappresentata da frammenti di metamorfiti probabilmente derivati dallo smantellamento di un basamento precambriano. La parte alta della formazione è caratterizzata da metapeliti scure e talora violacee e verdastre (BARCA & MAXIA, 1982; TONGIORGI *et alii*, 1984), che indicherebbero una tendenza regressiva del bacino, probabilmente connessa con l'inizio dei movimenti dell'Ordoviciano inferiore-medio (Fase sarrabese). Le quarziti grossolane grigio-chiare, massive e in spesse bancate, sono associate a metaconglomerati minuti, più raramente grossolani, in livelli di pochi metri di spessore ed in lenti, costituiti prevalentemente da clasti di quarzo e di originarie quarzo-areniti e arenarie. Quarziti grossolane e metaconglomerati minuti sono particolarmente diffusi nel Sarrabus, dove caratterizzano la parte alta della formazione (BARCA & MAXIA, 1982) e che potrebbero derivare da barre e cordoni litorali di sottoambienti deltizi della citata fase regressiva. In alcune località del Gerrei si osservano livelli discontinui di metapeliti carbonatiche (Riu Gruppa, Capo San Lorenzo, Riu Parreddis), mentre in prossimità del contatto con le sovrastanti vulcaniti ordoviciane affiorano con una buona continuità laterale alcune intercalazioni di metacalcari grigio chiari, fortemente ricristallizzati, dello spessore di pochi metri (Arcu 'e Pesu, Ballao, Mogola Perdigones, M. Parreddis, ecc.).



Fig. 20 - Schema degli ambienti di sedimentazione delle successioni paleozoiche della Sardegna sud-orientale.

- Depositional environments of the Paleozoic successions of south-eastern Sardinia.

Negli intervalli a granulometria più fine sono frequenti laminazioni piano-parallele, incrociate concave e convolute e *slumping*. Alla base degli intervalli a granulometria arenacea talvolta sono conservati *ripple mark*, *flute-cast*, *load cast*, canali d'erosione e stratificazione gradata. Sono inoltre segnalate piste ed impronte di meduse (DEBRENNE & NAUD, 1981; TONGIORGI *et alii*, 1984). L'ambiente di sedimentazione sembra corrispondere ad un vasto sistema deltizio sottomarino con sedimentazione di tipo torbiditico (BARCA & DI GREGORIO, 1979; BARCA & MAXIA, 1982; TONGIORGI *et alii*, 1984) (fig. 20a).

L'età di questa formazione è stata a lungo oggetto di discussione; una sintesi delle diverse attribuzioni è riportata da TONGIORGI *et alii* (1984). Attualmente, in base alle associazioni di acritarchi è documentato il Cambriano medio, il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore (Tremadoc) nel Sarrabus (BARCA *et alii*, 1981b; 1984b; 1988); il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore nel Gerrei (NAUD & PITTAU DEMELIA, 1987); il Cambriano medio, il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore (Tremadoc-Arenig p.p.) nel Sarcidano-Salto di Quirra (TONGIORGI *et alii*, 1982; ALBANI *et alii*, 1985; ALBANI, 1989; DI MILIA, 1991; DI MILIA & TON-GIORGI, 1992).

Nell'alto corso del Riu Gruppa (Gerrei) e del Riu Baccu Locci (Salto di Quirra) sono stati attribuiti alla successione pre-Ordoviciano medio vasti affioramenti di cataclasiti foliate e miloniti derivate da protoliti silicoclastici, comprese tra l'Unità del Gerrei e l'Unità di Riu Gruppa (CONTI *et alii*, 1998). L'attribuzione è in questo caso basata più su considerazioni generali (continuità strutturale, associazioni con altre formazioni) che sulla base della litologia che è profondamente trasformata dai processi deformativi.

Nella zona di M. Grighini affiora un complesso metamorfico di medio grado (Unità di M. Grighini, fig. 5) (MUSUMECI, 1991; 1992) che sulla base dei caratteri litologici è dubitativamente correlato con le successioni cambro-ordoviciane affioranti nella Sardegna sud-orientale. Nell'Unità di M. Grighini la successione è costituita, dal basso verso l'alto, da: a) paragneiss minuti e paragneiss micro-occhiadini con intercalazioni di micascisti e quarziti; sono inoltre presenti livelli di spessore da metrico a decametrico di paragneiss occhiadini caratterizzati dalla presenza di porfiroclasti feldspatici di dimensioni centimetriche; b) micascisti a granato e staurolite, con livelli di paragneiss a granato e biotite. In prossimità del contatto con i sottostanti paragneiss minuti, sono presenti livelli di quarziti grigio chiare. Alcune lenti di marmo di spessore metrico sono intercalate nei micascisti.

Successione pre-Ordoviciano medio delle Falde interne

Metarenarie, quarziti e filladi (47)

A questa unità litostratigrafica viene attribuito gran parte del basamento metamorfico di basso grado affiorante nei Monti del Gennargentu e nel Nuorese ("Postgotlandiano" *Auct.* p.p.), nel Goceano e nella Nurra (fig. 21).

La maggior parte delle metamorfiti delle Falde interne è attribuita a questo complesso che comprende metamorfiti della Zona a muscovite e clorite e della Zona a biotite, derivate da originarie successioni silicoclastiche. In nessuna località l'attribuzione stratigrafica è documentata
paleontologicamente e le attribuzioni sulla base delle affinità litologiche divengono sempre meno attendibili con l'aumentare del grado metamorfico. Quando manca l'orizzonte delle metavulcaniti è difficile separare le metamorfiti dell'Ordoviciano superiore da quelle del Cambriano-Ordoviciano inferiore; è inoltre possibile che questa successione, attribuita dubitativamente al Cambriano-Ordoviciano inferiore. comprenda anche termini più recenti. In particolare si deve sottolineare che la presenza di formazioni silicoclastiche (Culm) del Carboniferoinferiore è stata documentata in Sardegna solo negli ultimi decenni e non si può escludere che parte delle metamorfiti descritte in questo paragrafo derivino da successioni silicoclastiche del Carbonifero inferiore. Questo era già stato ipotizzato da VAI & COCOZZA (1974) per il Gennargentu e CARMIGNANI et alii (1979b) per la Nurra.

Con la sigla **47b** sono indicate le metamorfiti della zona a muscovite e clorite, con la sigla **47a** quelle della zona a biotite affioranti più a nord.

Le metamorfiti di più basso grado (**47b**) affiorano principalmente nel massiccio del Gennargentu, dove costituiscono un'irregolare alternanza di livelli da metrici a decimetrici di metarenarie quarzose e micacee, quarziti, filladi quarzifere e filladi. Le filladi hanno colori da grigio chiaro a viola e verdi. In alcune zone la somiglianza litologica con le successioni cambro-ordoviciane (Arenarie di S. Vito, Formazione di Solanas) è molto forte; in altre località prevalgono invece termini più quarzitici o metarenarie e metasiltiti. Nei Monti del Gennargentu lo spessore originario di tale successione metamorfica non è valutabile a causa del complesso assetto tettonico; lo spessore apparente è comunque maggiore di 2000 m.

Queste metamorfiti affiorano estesamente anche nel Goceano, ove sono costituite da alternanze, da decimetriche a metriche, di metarenarie micacee e quarziti, filladi e metasiltiti scure. Verso il contatto con le metavulcaniti sono presenti metamicroconglomerati ad elementi di quarziti che per la posizione stratigrafica ricordano il Conglomerato di Rio Ceraxa del Sarrabus.

Nella Barbagia e nelle Baronie sono attribuiti a questa formazione metamorfiti di grado più elevato (47a) (Zona a biotite, fino a biotite+granato). I litotipi dominanti sono micascisti e paragneiss albitici minuti, caratterizzati da strutture granolepidoblastiche orientate. Quando è presente il granato la struttura è tendenzialmente porfiroblastica.



Fig. 21 - Ubicazione degli affioramenti delle Metarenarie, quarziti e filadi (47) ("Postgotlandiano" Auct. p.p.).

- Outcrops of "Metarenarie, quarziti e filladi" (47) ("Postgotlandiano" Auct. p.p.).

2.3.1.2. - Complesso magmatico e vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano

In tutta la Sardegna centrale e sud-orientale (Zona a falde) le successioni metasedimentarie del Cambriano-Ordoviciano inferiore sono coperte da grandi spessori di metavulcaniti (tav. 1). Questo ciclo vulcanico si sviluppò tra l'Arenig ed il Caradoc ed è costituito da un gran numero di episodi effusivi e da intrusioni nel substrato cambro-ordoviciano inferiore. Le intrusioni sono costituite sia da corpi subvulcanici sia da granitoidi (Ortogneiss di Capo Spartivento **60** e Ortogneiss di Lodè **42**).

Il magmatismo ordoviciano costituisce una *suite* completa che come composizione varia da riolitica ad andesitica, raramente fino a basaltica. Le vulcaniti a composizione acida (rioliti e riodaciti) sono più abbondanti di quelle a composizione intermedia e basica ed hanno una chiara affinità calcalcalina (MEMMI et alii, 1982; 1983). Questi prodotti sono stati attribuiti all'attività di un arco vulcanico (GAR-BARINO et alii, 1981) o interpretati come prodotti tardo-postorogenici (MEMMI et alii, 1982; 1983). Tale magmatismo deve comunque essere riferito ad un evento geodinamico importante, perché vulcaniti con analoga composizione, affinità ed età sono note in quasi tutti i massicci ercinici dell'area mediterranea (Alpi orientali, Spagna, Pirenei, Massiccio centrale, Mauri, ecc.). In una restaurazione dell'originaria posizione delle unità tettoniche impilate nel segmento sardo della Catena ercinica, l'attività vulcanica dell'Ordoviciano medio mostra una polarità composizionale e probabilmente anche età leggermente più recente da NE a SW. La composizione del complesso vulcanico nelle diverse zone paleogeografiche è schematizzata in fig. 22.

La base del complesso magmatico e vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano nella Sardegna centrale e sud-orientale è caratterizzata da un conglomerato poligenico che, seppure discontinuo, ricopre in discordanza angolare i sottostanti metasedimenti cambro-ordoviciani.

La Successione vulcano-sedimentaria ordoviciana del Gerrei (54) è rappresentata alla base da originarie rare lave andesitiche e da abbondanti metasedimenti, anche grossolani, derivati dal rimaneggiamento delle andesiti medesime. Sopra questa successione basale dominano metariodaciti e metarioliti con struttura occhiadina, talvolta con grandi fenocristalli di K-feldspato (Porfiroidi).

La Successione vulcano-sedimentaria ordoviciana del Sarrabus (53) è invece composta da originarie lave, ignimbriti e tufi di composizione da dacitica a riolitica. La parte inferiore della successione è costituita da un modesto e discontinuo orizzonte di lave riolitiche (Porfidi Bianchi: CALVINO, 1959; 1972), ma la maggior parte delle vulcaniti hanno composizione da dacitica a riodacitica (Porfidi Grigi: CALVINO, 1959; 1972).

A S del M. Gennargentu (Barbagia e Sarcidano), lo spessore della Successione vulcano-sedimentaria della Barbagia (**52**) può raggiungere 400-500 m. Vi abbondano metavulcaniti di composizione intermedia (metandesiti e metadaciti della Formazione di Serra Tonnai), mentre le metavulcaniti acide sono quantitativamente subordinate (metarioliti della Formazione di M. Corte Cerbos).

Tutta la Sardegna settentrionale (Baronie, Nurra, ecc.), a partire dalla zona del Gennargentu, è invece caratterizzata da scarsità di rocce vulcaniche ordoviciane (46), le quali sono del tutto assenti nella Zona esterna della catena (Iglesiente-Sulcis).

Il carattere sub-alcalino dell'attività magmatica, la prevalenza di prodotti acidi assieme alle grandi quantità di piroclastiti e la presenza di granitoidi (Ortogneiss di Lodè 42 e di Capo Spartivento 60) sono caratteristici di una suite orogenica con coinvolgimento di crosta continentale (TOMMASINI et alii, 1995). L'ipotesi di un arco vulcanico su crosta continentale, connesso ad una subduzione di crosta oceanica, come è mostrato nella fig. 6b, è suggerita dai seguenti elementi (DI PISA et alii, 1992; CARMI-GNANI et alii, 1994b): (a) aumento progressivo dell'acidità del complesso vulcanico da NE verso SW; (b) probabile ringiovanimento dell'attività magmatica nella stessa direzione. Grandi volumi di andesiti rimaneggiate alla base della successione vulcanica nella parte esterna dell'arco (Unità del Gerrei), probabilmente provenienti dai suoi settori più interni, indicano un'attività vulcanica più precoce a NE. Questi elementi suggeriscono un arco vulcanico (b1 in fig. 6b) in migrazione da NE verso SW tra l'Arenig e il Caradoc, con coinvolgimento di spessori sempre maggiori di crosta continentale e conseguente progressiva variazione del chimismo dominante da intermedio ad acido.

Durante la collisione ercinica l'area compresa tra la fossa e l'arco (arc-trench gap: b2 in fig. 6b) fu incorporata nelle falde erciniche più interne (Falde interne: Monti del Gennargentu, Baronie, Nurra, ecc.), caratterizzate infatti da scarsità di rocce vulcaniche ordoviciane (fig. 22). Il bacino di retroarco (b3 in fig. 6b) dovrebbe corrispondere all'Iglesiente-Sulcis. Questa regione è infatti priva di vulcanismo calcalcalino ed è stata interessata da una fase deformativa (Fase sarda) coeva con la citata fase di convergenza oceanica dell'Ordoviciano medio. Questa fase deformativa, nota in molte zone d'Europa, è molto evidente nell'Iglesiente, dove, secondo la maggior parte degli Autori, la successione pre-Ordoviciano medio fu raccorciata secondo pieghe con assi circa E-W e profondamente erosa prima del Caradoc. Questa discordanza angolare è nota anche nel Sarrabus (CALVINO, 1959; 1972) e nel Gerrei. Tuttavia: a) nella Sardegna centrale e sud-orientale strutture compressive ordoviciane ben espresse come quelle dell'Iglesiente non sono mai state descritte; b) nella Sardegna SW e particolarmente nell'Iglesiente, il conglomerato post-discordanza ("Puddinga" Auct.) è molto potente e spesso costituito da depositi grossolani sintettonici con grandi olistoliti di calcari e dolomie cambriane; mentre nel Sarrabus e nel Gerrei il conglomerato post-discordanza (Conglomerato di Rio COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO IN FACIES DEGLI SCISTI VERDI E ANCHIMETAMORFICO



Fig. 22 - Colonne litostratigrafiche con evidenziate le successioni vulcaniche dell'Ordoviciano medio nel Basamento della Sardegna centro-meridionale. Per ulteriori dettagli vedi tav. 1.

- Stratigraphic section highlighting the Middle Ordovician volcanic successions in the Paleozoic basement of central-southern Sardinia. For further details see tav. 1.

Ceraxa) è molto meno potente e privo di olistoliti; c) nella Sardegna SW i conglomerati coprono in discordanza formazioni con età molto differente: dal Cambriano inferiore al Tremadoc; al contrario, nella Sardegna SE e centrale, i numerosi studi biostratigrafici non hanno rivelato un importante *hiatus* tra le vulcaniti dell'Ordoviciano medio e la successione metasedimentaria del Cambriano-Ordoviciano inferiore.

Tutti questi elementi indicano una diminuzione di importanza della tettonica compressiva ordoviciana dalla zona di retroarco alla zona di arco. Analoghe situazioni, con catene a *thrust* e pieghe associate a bacini sintettonici retrostanti ad archi vulcanici, sono descritte in altre aree (CONEY, 1973), dove la migrazione dell'arco verso il continente causa *thrust*, pieghe e una veloce sedimentazione sintettonica (UYEDA, 1981). Questi elementi hanno portato ad ipotizzare che la Fase sarda derivi da una compressione di retroarco connessa con lo sviluppo e la migrazione dell'arco magmatico dell'Ordoviciano medio verso SW (CARMIGNANI *et alii*, 1994b).

Complesso magmatico dell'Ordoviciano della Zona esterna

Nella Zona esterna il Complesso magmatico dell'Ordoviciano è rappresentato solo da un modesto corpo intrusivo: l'Ortogneiss di Capo Spartivento (60).

Ortogneiss di Capo Spartivento (60)

Affiora nel Sulcis meridionale, a Capo Spartivento (fig. 23). Si tratta di ortoderivati in facies anfibolitica di granitoidi. L'età degli zirconi dell'ortogneiss, determinata con il metodo U-Pb (478±16 Ma: DELAPERRIÈRE & LANCELOT, 1989; 449 Ma: LUDWIG & TURI, 1989), ha provato per queste magmatiti un'età ordoviciana, un po' più antica di quella determinata con il metodo Rb/Sr su roccia totale (427±34 Ma: COCOZZA *et alii*, 1977; FERRARA *et alii*, 1978; SCHARBERT, 1978). Pertanto queste magmatiti sono certamente da riferire al magmatismo ordoviciano noto in tutta l'Isola e sono state trasformate in ortogneiss dall'evento tettono-metamorfico ercinico, come indicano le età radiometriche di 280 Ma della biotite.

L'Ortogneiss di capo Spartivento è intruso negli Scisti di M. Settiballas ed è in rapporti tettonici con la sovrastante Formazione di Bithia (SASSI & VISONÀ, 1989; SASSI, 1990).

La parte dominante del corpo gneissico è costituita da ortogneiss a grana medio-grossa, con fenocristalli di quarzo e di K-feldspato di taglia normalmente superiore a 10 cm, isorientati e avvolti da fillosilicati (biotite e subordinatamente muscovite) a costituire una tessitura scistoso-occhiadina. Nell'ortogneiss sono compresi: a) gneiss aplitici a grana fine in bande (originari filoni) di dimensioni da centimetriche a metriche, caratterizzati dalla presenza di aggregati fusiformi nerastri di andalusite che materializzano una pronunciata lineazione di estensione; b) gneiss blastomilonitici e cataclastici. Questi ultimi costituiscono le porzioni più esterne del nucleo gneissico, a diretto contatto con la sovrastante Formazione di Bithia. In queste rocce la foliazione gneissica è ripresa in fasce milonitiche e bande cataclastiche a grana minuta che marcano una superficie di anisotropia meccanica senza evidente ricristallizzazione, orientata circa parallelamente al contatto con la Formazione di Bithia.

Complesso magmatico e vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano delle Falde esterne

Il complesso vulcanico ordoviciano assume il suo maggiore spessore nelle Falde esterne, dalla Barbagia al Sarrabus (fig. 22). E' in questa zona che la sua collocazione stratigrafica è meglio documentata sulla base del contenuto paleontologico nelle formazioni a letto e a tetto.

Successione vulcano-sedimentaria del Gerrei (54)

Nel Gerrei (fig. 23) la base del complesso vulcano-sedimentario è marcata da un orizzonte discontinuo di metaconglomerati grossolani, equivalenti al Conglomerato di Rio Ceraxa del Sarrabus (tav. 1 e fig. 22). In alcune località della bassa valle del Flumendosa (Cuile Piringoni) il metaconglomerato poggia con netta discordanza angolare sulle Arenarie di





- Outcrops of "Ortogneiss di Capo Spartivento" (Middle Ordovician magmatic complex) (60), of the Volcano-sedimentary succession of the External nappes: Gerrei (54), Sarrabus (53), Barbagia (52), and Internal nappes (46). S. Vito. Altrove la discordanza è meno evidente. Riteniamo che ciò sia dovuto principalmente a fenomeni di trasposizione tettonica e che questi depositi conglomeratici marchino in tutto il Gerrei la Discordanza sarrabese. Si tratta di originari conglomerati matrice sostenuti (i clasti costituiscono di solito il 40-50% del totale della roccia), poligenici, eterometrici, con clasti arrotondati e a bassa sfericità. I clasti sono in prevalenza elementi di quarzo-areniti e più raramente di arenarie feldspatiche provenienti dalle sottostanti Arenarie di S. Vito; localmente divengono abbondanti ciottoli di quarzo ed elementi di rioliti. Le dimensioni massime dei ciottoli di solito sono intorno ai 10-15 cm, ma possono raggiungere i 40 cm. La matrice, prevalentemente filladica, contiene una frazione di quarzo di origine vulcanica. Localmente (Riu Antas, Capo San Lorenzo, Arcu 'e Pesu, ecc.) la base del complesso vulcano-sedimentario è rappresentata da un'alternanza di metarcosi e quarziti biancastre a grana fine, ben stratificate, in strati decimetrici, contenenti lenti e livelli metrici di metaconglomerati. Nelle medesime località si osservano frequenti intercalazioni di metavulcaniti e metavulcanoclastiti. Lo spessore di questi depositi clastici varia tra 0 e 50 m; questa variabilità è verosimilmente originaria.

Al di sopra di questo orizzonte di metaconglomerati la successione vulcano-sedimentaria ordoviciana del Gerrei prosegue con metavulcaniti a chimismo intermedio-basico e subordinate metavulcaniti acide con intercalazioni a vari livelli di metaderivati dei prodotti del loro disfacimento, rappresentati da metaepiclastiti, rare metarenarie feldspatiche e metaconglomerati. Nella Sottounità di Arcu de su Bentu dell'Unità del Gerrei questa parte della successione non è presente. Lo spessore apparente della parte basale della Successione vulcano-sedimentaria del Gerrei varia tra 150 m e 450 m. Le metavulcaniti intermedio-basiche sono rappresentate da originarie lave andesitiche, con fenocristalli di plagioclasio immersi in una massa di fondo quarzo-feldspatica da grigio-verde a verde scura; i cristalli di plagioclasio mostrano un abito prismatico ben conservato, di dimensioni anche centimetriche (bassa valle del Flumendosa: Riu Piras). Le metavulcaniti acide, con composizione da riolitica a riodacitica, sono caratterizzate da piccoli porfiroclasti di quarzo e feldspati immersi in una matrice microcristallina più o meno sericitica e contengono inclusi di originarie lave porfiriche.

Le metaepiclastiti, di colore da verde scuro a grigio chiaro, mostrano invece rari porfiroclasti di minerali femici affetti da alterazione cloritico-epidotica, porfiroclasti di plagioclasio e vacuoli riempiti di limonite; si alternano a livelli decimetrici biancastri ricchi di cristalli di plagioclasio di dimensioni variabili da pochi millimetri a diversi centimetri. I plagioclasi si presentano sempre intensamente sericitizzati. Questi litotipi sono correlabili con le formazioni di M. Corte Cerbos, Manixeddu e Serra Tonnai, definite da BOSELLINI & OGNIBEN (1968) a S del Gennargentu.

In alcune località della bassa valle del Flumendosa (Rocca de Nuxi) affiorano intercalazioni discontinue, con spessori inferiori a 2 m, di metaconglomerati ad elementi, fino a qualche decimetro di diametro, di andesiti e rioliti e più raramente di quarziti e metarenarie. I potenti spessori dei depositi detritici grossolani intercalati alle metavulcaniti, poco o niente selezionati o in ammassi non stratificati, fanno pensare a sistemi alluvionali, in un ambiente continentale in cui gli edifici vulcanici in formazione erano soggetti a rapida erosione.

Verso l'alto, al passaggio con i sovrastanti "Porfiroidi", è spesso presente un caratteristico orizzonte di depositi terrigeni e continentali con forti variazioni laterali di spessore, il cui valore massimo è di qualche decina di metri: le Metarenarie e quarziti di Su Muzzioni (tav. 1) (FUNEDDA, 1996). Gli affioramenti più rappresentativi si trovano nella bassa valle del Flumendosa, nella zona di Baccu Scovas. Si tratta di una irregolare alternanza di metarenarie grossolane micacee e metasiltiti con filladi scure e nere, passanti sia lateralmente che verticalmente a metaconglomerati a prevalenti elementi di quarziti provenienti dal substrato cambro-ordoviciano. Questi metaconglomerati mostrano una grande variabilità tessiturale: i tipi più grossolani sono granulo-sostenuti ed hanno elementi di dimensioni massime di 20-30 cm, mentre quelli più minuti sono matrice-sostenuti ed hanno clasti centimetrici molto arrotondati. La matrice è filladica e sempre di colore scuro. Il contatto con le sottostanti metavulcaniti è netto, ed è spesso marcato da un livello di metaconglomerati grossolani; mentre il contatto superiore è segnato da un caratteristico orizzonte di quarziti di colore grigio e bianco, massive o grossolanamente stratificate. Queste quarziti sono il derivato metamorfico di originarie quarzo-areniti molto mature, sia composizionalmente che tessituralmente: i clasti, ben selezionati e arrotondati, di dimensioni di circa 1 mm, sono rappresentati quasi esclusivamente da quarzo di origine vulcanica; la matrice è anch'essa quarzosa. Questi depositi derivano da una profonda rielaborazione in ambiente continentale, durante l'Ordoviciano medio, dei prodotti dello smantellamento della successione sedimentaria cambro-ordoviciana inferiore e delle vulcaniti acide ordoviciane.

Il termine più recente della successione vulcanosedimentaria del Gerrei è costituito dai "Porfiroidi" (CALVINO, 1972) (tav. 1). Si tratta di originari tufi, ignimbriti, rioliti e riodaciti, con struttura marcatamente occhiadina, conferita da porfiroclasti di K-feldspato e quarzo con dimensioni massime di 0,5-1 cm, in una massa di fondo sericitico-cloritica. Presentano giacitura massiva e colori variabili dal verdastro, al biancastro o al rosa chiaro a seconda del tipo e del grado di alterazione. Talvolta contengono livelli di metarcosi, derivati dal loro rimaneggiamento, riconoscibili per la grana più minuta. I fenocristalli appaiono spesso marcatamente fratturati e fortemente ricristallizzati; i feldspati (generalmente composti di albite+microclino) sono talvolta totalmente alterati in sericite. La messa in posto delle originarie vulcaniti acide è avvenuta in ambiente sub-aereo, come lave o flussi ignimbritici.

I "Porfiroidi a grossi fenocristalli" (CALVINO, 1972) ne rappresentano una particolare litofacies, caratterizzata da una struttura marcatamente occhiadina determinata dalla presenza di grandi porfiroclasti di feldspato potassico con originario abito euedrale, che raggiungono dimensioni massime di 20 cm, e di porfiroclasti di quarzo di dimensioni da millimetriche a centimetriche. Questa litofacies caratterizza la Sottounità di Arcu de su Bentu dell'Unità del Gerrei: affiora nella bassa valle del Flumendosa. nella zona di San Basilio e verso N fino al Sarcidano. La presenza dei grossi fenocristalli di feldspato potassico indica una fase di cristallizzazione intratellurica delle originarie vulcaniti; le lave, molto viscose, potrebbero essere state portate a giorno, almeno in parte, come cupole di ristagno.

I contatti a tetto e a letto dei "Porfiroidi" sono sempre netti. Il loro spessore è variabilissimo anche su brevi distanze. Tale variabilità è da ricondurre sia a cause tettoniche che a variazioni primarie, a loro volta probabilmente legate sia ad una discontinuità degli apparati vulcanici (dovuta alla grande viscosità di questi magmi acidi che tendevano a ristagnare in prossimità dei punti di emissione), sia ad un loro parziale smantellamento, come suggerito dalle metarcose che costantemente li ricoprono.

Al complesso vulcano-sedimentario sono da riferire anche alcune intrusioni acide al contatto tra le Arenarie di S. Vito e le sovrastanti metaepiclastiti dell'Ordoviciano medio (CALVINO, 1972). Si tratta di corpi filoniani con struttura e composizione analoga ai "Porfiroidi". Questi litotipi sono interpretati come gli equivalenti intrusivi delle vulcaniti dell'Ordoviciano medio.

Successione vulcano-sedimentaria del Sarrabus (53)

Nel Sarrabus, ed in minor misura nell'Arburese, la successione vulcano-sedimentaria ordoviciana è ben sviluppata e continua (fig. 23), ed è separata dalle metarenarie cambro-ordoviciane (Arenarie di S. Vito) da una evidente discordanza angolare (Discordanza sarrabese: CALVINO, 1959; 1972; NAUD, 1981) (fig. 19).

La successione inizia con un livello di metaconglomerati grossolani noti in letteratura come Conglomerato basale (CALVINO, 1959) e come Conglomerato di Rio Ceraxa (BARCA & MAXIA, 1982) (fig. 24). Si tratta di originari conglomerati matrice-sostenuti, poco selezionati, poligenici, con elementi da arrotondati a sub-arrotondati di dimensioni medie di 5-10 cm, fino ad un massimo di 30 cm. I clasti sono composti principalmente da arenarie listate e quarziti delle sottostanti metarenarie cambro-ordoviciane. Localmente, tuttavia, come avviene nel Rio Ceraxa (Sarrabus occidentale), gli elementi di vulcaniti acide sono abbondanti o addirittura prevalenti (BARCA & MAXIA, 1982) e testimoniano che i conglomerati si sono sedimentati anche quando il vulcanismo dell'Ordoviciano medio era già attivo. La matrice è generalmente arenitica, a granulometria media o grossolana, con apporto subordinato di materiale vulcanico, probabilmente legato alla rielaborazione dei primi prodotti effusivi. Alle bancate di metaconglomerati sono intercalati livelli di metarenarie micacee e metapeliti. Questo livello conglomeratico è riconducibile ad un ambiente deposizionale continentale ed indica un'importante fase di erosione. Lo spessore può variare da zero a qualche decina di metri in un'area molto ristretta; lo spessore massimo misurato è di circa 40 m. Tale variabilità è verosimilmente originaria ed indicativa di depositi canalizzati (probabili paleoalvei).

Questi metaconglomerati sono ricoperti da una successione discontinua e non molto potente di metarioliti e metaepiclastiti, che in parte corrispondono ai "Porfidi quarziferi bianchi in masse e filoni, loro tufi e agglomerati" distinti da CALVINO (1963).

Le metarioliti, di colore bianco e giallastre, sono generalmente afanitiche, oppure contengono rari, piccoli fenocristalli di quarzo e feldspati immersi in una pasta di fondo microcristallina quarzoso-feldspatica, talora silicizzata. Le metaepiclastiti derivano dai prodotti del rimaneggiamento delle metarioliti e talvolta



Fig. 24 - Metaconglomerato a blocchi di quarziti al passaggio tra i metasedimenti cambro-ordoviciani inferiori e le metavulcaniti dell'Ordoviciano medio (Discordanza sarda), nelle falesie di Torre dei Corsari (Arburese).

- Metaconglomerate with quartzite clasts between Cambrian-Lower Ordovician metasediments and Middle Ordovician metavolcanic rocks (Sardic unconformity), Torre dei Corsari (Arburese).

possono poggiare direttamente sui metaconglomerati basali. Una situazione di questo tipo è bene esposta presso Bruncu su Sparau (Sarrabus orientale), dove metarenarie grossolane e metaconglomerati derivati dal rimaneggiamento delle metarioliti poggiano direttamente sul Conglomerato di Rio Ceraxa. Il passaggio ai sovrastanti Porfidi grigi è molto graduale. Lo spessore di queste metarioliti e metaepiclastiti è al massimo di un centinaio di metri.

La parte rimanente e preponderante della successione vulcanica è costituita da metavulcaniti, distinte da CALVINO (1963) come "Porfidi quarziferi grigi in masse e filoni, tipici del Sarrabus" e successivamente catalogate da CARIMATI et alii (1980) come "Porfidi grigi". Si tratta di un insieme di originarie ignimbriti a composizione riolitica, e subordinatamente dacitica, con giacitura massiva, colore grigio scuro ed evidente struttura porfirica. Gli abbondanti porfiroclasti millimetrici, immersi in una pasta di fondo microcristallina, sono rappresentati da quarzo globulare e feldspato alcalino idiomorfo, con plaghe di sostituzione albitica. Frequenti sono anche porfiroclasti di plagioclasi albitici più o meno alterati, biotite, e frammenti litici generalmente costituiti da originarie epiclastiti e arenarie. In alcuni casi sono stati riconosciuti clasti di filladi a muscovite e forse a biotite (fig. 25) che sembrano testimoniare l'esistenza di un basamento metamorfico precambriano al di sotto delle metarenarie cambro-ordoviciane.

A queste metavulcaniti calcalcaline sono spesso intercalati i derivati lievemente metamorfici dei prodotti del loro rimaneggiamento sub-aereo, in particolare livelli di metaconglomerati e di metarenarie.

Il metamorfismo e la deformazione nel Sarrabus sono meno intensi di quelli del Gerrei, e quindi i caratteri originari delle vulcaniti sono meglio conservati: in particolare, nei litotipi massicci la deformazione è limitata a fenomeni di fratturazione dei fenocristalli e ad una modesta ricristallizzazione della pasta di fondo. Secondo CALVINO (1972) i "Porfidi grigi" possono essere correlati con i "Porfiroidi" del Gerrei, dai quali si differenziano sostanzialmente solo per il minore grado di deformazione e di metamorfismo.

Alla successione vulcano-sedimentaria del Sarrabus sono associate, inoltre, rocce magmatiche acide a composizione riolitica, con giacitura in filoni ed ammassi (CALVINO, 1959), intrusi nelle sottostanti metarenarie cambro-ordoviciane, in cui inducono locali effetti di metamorfismo di contatto. I filoni hanno spessori massimi di circa 10 m e giacitura spesso concordante con la stratificazione delle metarenarie. Questi prodotti conservano una struttura porfirica, caratterizzata dalla presenza di fenocristalli di quarzo, feldspati e biotite completamente alterata, immersi in una massa di fondo microcristallina quarzo-feldspatica.

La successione vulcano-sedimentaria del Sarrabus, potente complessivamente circa 250 m, ha un'età compresa tra l'Arenig, documentato con acritarchi nelle sottostanti Arenarie di S. Vito, e il Caradoc, testimoniato da un'abbondante fauna nei sovrastanti metasedimenti della Formazione di P.ta Serpeddì.

Successione vulcano-sedimentaria della Barbagia (52)

Anche nel Sarcidano, nel Salto di Quirra ed in Barbagia (fig. 23) il contatto tra le metarenarie cambro-ordoviciane e il complesso vulcano-sedimentario è costantemente marcato da un orizzonte di spessore variabile di metaconglomerati poligenici ed eterometrici, spesso grossolani. I clasti ben arrotondati sono costituiti da originarie arenarie, quarzo-areniti e rioliti chiare afiriche, che possono divenire dominanti. La matrice quarzo-arenitica presenta un cospicuo contenuto di quarzo detritico d'origine vulcanica. Analoghi metaconglomerati affiorano nel Goceano (OGGIANO, 1994). I metaconglomerati sono molto discontinui, con uno spessore che può variare da zero ad un massimo di 50 m. Tale distribuzione areale è



Fig. 25 - Clasto di fillade a biotite proveniente da un complesso metamorfico non affiorante più antico delle Arenarie di S. Vito dell'Unità del Sarrabus. Il clasto, interessato da metamorfismo in facies degli scisti verdi, si trova all'interno dei Porfidi grigi del Sarrabus (Ordoviciano medio) affetti solo da un metamorfismo anchi-epizonale (Sud di Muravera: Sarrabus).

- Fragment of biotite schist from a metamorphic complex older than the "Arenarie di San Vito" formation of the Sarrabus unit. The fragment shows greenschists facies metamorphism and is found in the "Porfidi grigi del Sarrabus" (Middle Ordovician), affected only by low-grade metamorphism (South of Muravera: Sarrabus).

indicativa di depositi canalizzati di un ampio sistema alluvionale. Questo orizzonte, per composizione e posizione stratigrafica, è correlabile con il Conglomerato di Rio Ceraxa del Sarrabus (BARCA & MAXIA, 1982).

In gran parte della letteratura geologica degli ultimi trent'anni la successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio della Barbagia è classicamente divisa in tre unità litostratigafiche informali descritte da BOSELLINI & OGNIBEN (1968). Dal basso verso l'alto esse sono: la Formazione di M. Corte Cerbos, la Formazione di Manixeddu e la Formazione di Serra Tonnai. Questa successione non è tuttavia ovunque completa, e anche l'ordine di sovrapposizione non è sempre quello descritto per la Barbagia. In particolare, tra i prodotti del rimaneggiamento di vulcaniti acide (Formazione di Manixeddu) e le vulcaniti a chimismo intermedio (Formazione di Serra Tonnai) esistono spesso passaggi laterali rapidi o ripetute alternanze a tutte le scale.

La Formazione di M. Corte Cerbos è rappresentata da originarie vulcaniti acide da afiriche a sub-afiriche, di composizione da riolitica a dacitica, di colore bianco-giallastro e verdastro. I rari fenocristalli millimetrici di quarzo, feldspato alcalino (microclino) e plagioclasio albitico sono immersi in una matrice costituita da quarzo e feldspato microcristallino, con subordinata sericite; si osservano frequentemente silicizzazioni. Lo spessore può superare il centinaio di metri, ma di solito è assai minore; non è raro che queste metavulcaniti siano del tutto assenti.

La Formazione di Manixeddu è costituita da una potente successione di metaepiclastiti, derivati metamorfici di prodotti rimaneggiati di originarie rocce effusive ed esplosive acide. Si tratta essenzialmente di metarenarie vulcaniche e metaconglomerati.

Le metareniti, sempre molto immature, rappresentano originari sedimenti poco selezionati costituiti da quarzo e feldspati, e contengono frequenti intercalazioni di metaquarzogrovacche e metarenarie. I metaconglomerati sono costituiti da prevalenti elementi litici e subordinati clasti di quarzo e feldspato, immersi in una matrice pelitica essenzialmente quarzosa o quarzoso-felspatica. Tra i litici, oltre ad abbondanti elementi di vulcaniti acide, sono presenti clasti di peliti e quarziti. I ciottoli sono di solito ben arrotondati ed hanno taglia variabile dal centimetro al decimetro (fig. 26). Particolarmente abbondanti e caratteristici sono dei metaconglomerati minuti, i cui elementi derivano prevalentemente dalle originarie rioliti sottostanti. Presso Villanovatulo (Sarcidano) la Formazione di Manixeddu supera i 700 m di spessore, ma di solito è assai meno potente.

La Formazione di Serra Tonnai comprende metatufiti, metagrovacche vulcaniche ed orizzonti di metavulcaniti grigio-scure di composizione da basaltica ad andesitica.

Il litotipo più diffuso è rappresentato da metagrovacche verdastre, massive o in bancate di alcuni metri di spessore, a granulometria medio-grossa. Le metagrovacche sono costituite da quarzo, feldspato ed elementi di vulcaniti intermedio-basiche immersi in una matrice prevalentemente cloritico-sericitica e subordinatamente carbonatica. Per riduzione di grana e diminuzione della matrice si passa localmente a metareniti quarzoso-feldspatiche ben selezionate, con scarsa matrice fillosilicatica.

Le metavulcaniti hanno struttura microporfirica, caratterizzata da porfiroclasti di plagioclasio albitico e aggregati cloritico-epidotici, pseudomorfi su originari minerali femici. In sezione sottile talvolta si riconosce una struttura blastoporfirica, con aggregati millimetrici (glomeroblasti) di plagioclasio albitico e minerali femici (anfiboli della serie tremolite-actinolite), spesso sostituiti da aggregati cloritico-epidotici pseudomorfi. La matrice è composta essenzialmente da albite, clorite e sericite. Lo spessore massimo della Formazione di Serra Tonnai è valutabile in 200-250 m.

Complesso magmatico e vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano delle Falde interne

Come già discusso, le Falde interne sono caratterizzate da un'estrema povertà di prodotti vulcanici ordoviciani

Metavulcaniti acide, intermedie e basiche e metaepiclastiti (46)

In diverse località del massiccio del Gennargentu e in Nurra (fig. 23) sono state distinte:

a) metavulcaniti acide ("Porfiroidi") e i prodotti metamorfici del loro rimaneggiamento (metarcosi e



Fig. 26 - Metaconglomerato della Formazione di Manixeddu (Ordoviciano medio) dell'Unità di Meana Sardo. L'allungamento dei clasti materializza la lineazione d'estensione L1 della fase ercinica D1 (M. Santa Vittoria: Sarcidano).

- Metaconglomerate of the Manixeddu Formation (Middle Ordovician) in the Meana Sardo unit. Elongation of clasts define a stretching lineation in the rock (L1) developed during the D1 Hercynian deformation phase (M. Santa Vittoria: Sarcidano).

quarziti a microclino). La tessitura di questi litotipi è occhiadina per la presenza di fenoclasti di microclino e, subordinatamente, di plagioclasio albitico, i quali individuano una ben espressa lineazione di estensione. Ai termini di derivazione vulcanica se ne associano altri derivati da probabili rimaneggiati caratterizzati da grana più fine, da un maggior contenuto in quarzo e un minor contenuto in albite;

b) metavulcaniti basiche e intermedie e relativi metaderivati di rielaborazione sedimentaria. Le metavulcaniti intermedie hanno prevalentemente composizione andesitica (DI PISA *et alii*, 1992). Il componente principale è il plagioclasio albitico, presente in aggregati microcristallini e in fenoclasti di dimensioni plurimillimetriche. La clorite è invece confinata in livelli a tessitura lepidoblastica e, meno sovente, in aggregati interpretabili come pseudomorfosi a carico di precedenti anfiboli e/o pirosseni. Sono inoltre presenti epidoti zoisitici, calcite, ilmenite. A metabasiti di derivazione chiaramente magmatica si accompagnano metagrovacche derivate dalla rielaborazione sedimentaria di vulcaniti a chimismo intermedio.

2.3.1.3. - Successione dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore

Nell'Ordoviciano superiore il complesso vulcanosedimentario dell'Ordoviciano medio della Sardegna centrale e sud-orientale (b1 in fig. 6b) è ricoperto da sedimenti terrigeni da continentali a litorali ("Trasgressione caradociana" *Auct.*, tav. 1), contemporanei ad un magmatismo basico alcalino che si manifesta con intercalazioni di basalti intraplacca (DI PISA *et alii*, 1992) e filoni. I depositi trasgressivi dell'Ordoviciano superiore sono spesso grossolani, mostrano una grande variabilità di spessore e di facies e passano verso l'alto a depositi neritici argillosi e carbonatici ("facies di Portixeddu", MACCAGNO, 1965; NAUD, 1979a).

Nel Siluriano inferiore si instaura nuovamente una sedimentazione su vaste aree tipica di un margine passivo (fig. 6c), caratterizzata da peliti carboniose con liditi e lenti di calcare che testimoniano un ambiente pelagico poco profondo. Questa successione, da depositi silicoclastici a pelitico-carbonatici, suggerirebbe una variazione di ambiente deposizionale da sin-rift a post-rift (VAI, 1982; 1991): il primo dovuto al collasso dell'arco magmatico, il secondo alla successiva subsidenza termica ed alla variazione eustatica positiva del Siluriano. L'assenza di magmatismo calcalcalino dall'Ordoviciano superiore in poi testimonia l'interruzione del processo di subduzione. I processi distensivi che si innescano per il rilascio dello stress compressivo legato alla subduzione (SCHOLZ et alii, 1971), sono accompagnati da basalti intraplacca intercalati nei sedimenti dell'Ordoviciano superiore che mostrano caratteri geochimici variabili. I basalti che affiorano nelle zone interne mostrano sistematicamente più alti valori di Zr-Nb e arricchimenti in Ce, P e Sm rispetto ai basalti delle zone esterne (DI PISA et alii, 1992). Queste differenze sembrano riflettere una diversa natura geochimica del mantello di provenienza dei diversi magmi. In particolare, i primi sembrano provenire da volumi di mantello ricchi in elementi incompatibili ad alta forza di campo, che in precedenza hanno subito processi metasomatici legati alla subduzione vicino al trench ordoviciano; i secondi da volumi di mantello dove la componente di subduzione non è rilevabile (DI PISA et alii, 1992).

A partire dal Siluriano inferiore, per circa 100 Ma, cessa ogni attività magmatica e si instaura un lungo intervallo (Siluriano-Devoniano) di sedimentazione pelagica che indica la restaurazione di un margine passivo lungo il continente di Gondwana (fig. 6D).

La sedimentazione pelagica sul nuovo margine passivo passa con continuità dalle argilliti carboniose con livelli calcarei del Siluriano, alle argille marnose pelagiche con calcari a tentaculiti del Devoniano inferiore. Specialmente nel Gerrei il Devoniano medio e superiore ed il Carbonifero inferiore sono rappresentati da potenti successioni di calcari pela-

gici (d1 in fig. 6D). Queste successioni carbonatiche verso NE sono parzialmente o totalmente sostituite da depositi terrigeni (DI PISA & OGGIANO, 1984) (d2 in fig. 6D). L'incremento della sedimentazione carbonatica a partire dal Siluriano superiore-Devoniano inferiore è documentata anche in altre aree dell'Europa meridionale ed è dovuta al movimento del margine settentrionale del continente di Gondwana verso paleolatitudini più calde (VAI, 1976; BABIN et alii, 1980; VAI, 1982). Nelle piattaforme esterne la sedimentazione carbonatica del Devoniano-Carbonifero inferiore è improvvisamente interrotta dalla deposizione del flysch carbonifero (SPALLETTA & VAI, 1982; MAXIA, 1983; BARCA & SPALLETTA, 1985; BARCA, 1991). Si tratta di un deposito terrigeno sin-orogenico tipo Culm che affiora prevalentemente nella Zona a falde (Sarrabus, Gerrei) e nella Zona esterna (Iglesiente-Sulcis). Esso contiene olistostromi e olistoliti delle formazioni devoniane, siluriane e ordoviciane.

La presenza di depositi sintettonici tipo Culm nelle successioni erciniche della Sardegna è stato per lungo tempo oggetto di dibattito. VAI & COCOZZA (1974) attribuivano un'età carbonifera a vasti affioramenti di metarenarie ("Postgotlandiano" *Auct.*) presenti in Sardegna centrale e nel SW dell'Isola. Successive ricerche micropaleontologiche (acritarchi: BARCA *et alii*, 1981a) hanno attribuito al Cambro-Ordoviciano inferiore molte di queste formazioni arenacee.

In base a prove indirette, i soli affioramenti di sedimenti terrigeni riferiti al Carbonifero inferiore erano segnalati nel Gerrei e nel Sarrabus (TEICHMÜL-LER, 1931; BARCA, 1981; SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA, 1985). Si trattava comunque di limitati e sporadici affioramenti insufficienti a giustificare la presenza di un'importante sedimentazione sin-orogenica nella Catena ercinica sarda. MAXIA (1983), in base a correlazioni litostratigrafiche, segnalò la presenza di successioni ritenute carbonifere marine nel Sulcis orientale (M. Calcinaio), Sarrabus meridionale (a S di P.ta Serpeddì) e nel Gerrei (a S di Ballao). Successivamente, il riconoscimento di vari blocchi carbonatici con fossili siluriani e devoniani, fino al Devoniano superiore, rinvenuti in una successione terrigena affiorante estesamente nel Sarrabus meridionale (Pala Manna) permetteva a BARCA (1991) e BARCA & OLIVIERI (1991) di riconoscere questi blocchi come olistoliti e confermare l'età carbonifera di queste successioni terrigene. Recenti rilevamenti confermano la diffusione di questi depositi nella Sardegna centro-meridionale e su aree molto più vaste di quanto ritenuto precedentemente.

Successione dell'Ordoviciano (?)medio-superiore-Carbonifero inferiore della Zona esterna

Metaconglomerati, metasiltiti e metarenarie (59)

Nella Sardegna SW (Iglesiente-Sulcis) non è presente il complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio (tav. 1 e fig. 22), per cui la potente successione clastica dell'Ordoviciano superiore (fig. 27) giace discordante direttamente sulla successione cambroordoviciana inferiore. I primi livelli fossiliferi significativi che si rinvengono in questa successione testimonano il Caradoc, ma è possibile che la parte conglomeratica basale ("Puddinga" *Auct.*) sia più vecchia, comprendendo eventualmente anche l'Ordoviciano medio. L'intera successione è nota da tempo, ma un completo inquadramento litostratigrafico formale è stato proposto solo recentemente (LEONE *et alii*, 1991; LASKE *et alii*, 1994) (fig. 9)

La successione inizia con caratteristici metaconglomerati trasgressivi ("Puddinga" Auct.), nettamente discordanti sulle diverse formazioni del Cambriano e Ordoviciano inferiore; tali depositi grossolani, insieme alle sovrastanti metarenarie e metasiltiti, costituiscono la Formazione di M. Argentu (LASKE et alii, 1994) (fig. 28). In questa recente proposta di inquadramento litostratigrafico formale (cfr. fig. 9 per le variazioni della nomenclatura stratigrafica nel corso degli anni) la "Puddinga" Auct. rappresenta il membro basale della formazione: il Membro di P.ta Sa Broccia, costituito da metaconglomerati e metabrecce poligeniche eterometriche, di diametro variabile in genere dal decimetro al metro (fig. 29). La composizione dei clasti rispecchia spesso la natura delle rocce del substrato; in prevalenza essi provengono dalla Formazione di Cabitza, in percentuale minore dal Calcare ceroide e dalle dolomie della Formazione di Gonnesa, e raramente dalla Formazione di Nebida. Il cemento è generalmente arenaceo-ematitico di colore rosso vinaccia. All'interno della "Puddinga" Auct., soprattutto nell'Iglesiente occidentale, sono presenti megabrecce e olistoliti di dolomie e calcari di dimensioni molto varie, fino ad alcune centinaia di metri, che sono attribuiti ad attività tettonica sin-sedimentaria (BRUSCA & DESSAU, 1968). Una delle più note località di affioramento è la costa di Nebida, dove i metaconglomerati raggiungono spessori di circa 150 m. In questa zona è anche bene esposta la netta discordanza angolare alla base di questa formazione ("Discordanza sarda" Auct., fig. 30). Dall'Iglesiente al Sulcis lo spessore di questi depositi si riduce progressivamente.

Verso l'alto le dimensioni dei ciottoli del conglomerato diminuiscono fino a passare a prevalenti conglomerati minuti a cemento pelitico-ematitico, che fanno transizione al Membro di Riu is Arrus costituito da alternanze di metarenarie e metasiltiti grigiastre, localmente fossilifere con artropodi, ritenuti da TARICCO (1922) dei fillocaridi, ed alghe, con lenti di metaconglomerati grossolani (COCOZZA & VALERA, 1966). La Formazione di M. Argentu si chiude con metasiltiti, metapeliti e rari metaconglomerati di



Fig. 27 - Ubicazione della successione sedimentaria dell'Ordoviciano superiore nella Zona esterna (59) ("Puddinga", Formazione di M. Argentu, Formazione di M. Orri, Formazione di Portixeddu, Formazione di Domusnovas, Formazione di Rio San Marco) e nelle Falde Esterne (51).

 Outcrops of the Upper Ordovician sedimentary succession in the external Zone (59) ("Puddinga", Formazione di M. Argentu Formazione di M. Orri, Formazione di Portixeddu, Formazione di Domusnovas, Formazione di Rio San Marco) and in the External nappes (51).



Fig. 28 - Successione stratigrafica dell'Ordoviciano superiore-Devoniano della Zona esterna (Iglesiente-Sulcis) (da LEONE *et alii*, 1991). - Upper Ordovician-Devonian sedimentary succession in the External zone (Iglesiente-Sulcis) (after LEONE *et alii*, 1991).

COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO IN FACIES DEGLI SCISTI VERDI E ANCHIMETAMORFICO



Fig. 29 - Metabrecce alla base della Formazione di M. Argentu ("Puddinga" Auct.) (Acquaresi: Iglesiente).
- Metabreccia in the lower part of the "Formazione di M. Argentu" ("Puddinga" Auct.) (Acquaresi: Iglesiente).

caratteristico colore rosso vinaccia con bande verdastre e rare tracce fossili, appartenenti al Membro di Medau Murtas. Lo spessore della Formazione di M. Argentu varia da 200 a 320 m (LASKE *et alii*, 1994).

Nella Formazione di M. Argentu mancano fossili che permettano una datazione biostratigrafica diretta; la sua attribuzione cronostratigrafica è pertanto definita dall'età dei terreni più recenti sottostanti la Discordanza sarda, che sono dell'Ordoviciano inferiore (BARCA *et alii*, 1987), e dai livelli fossiliferi del Caradoc superiore rinvenuti nella sovrastante Formazione di M. Orri (LASKE *et alii*, 1994).

Nel Sulcis settentrionale e nell'Iglesiente, il contatto di base dei depositi dell'Ordoviciano inferiore con i termini della piattaforma carbonatica cambriana è localmente marcato da diffuse silicizzazioni (LEONE, 1973). Si tratta di masse quarzose ("Quarziti" *Auct.*) di spessore variabile da 1 a 20 m, sia compatte che a struttura brecciata ad elementi di rocce cambriane, spesso mineralizzate a Ba, Pb, Zn (LEONE, 1973; COCOZZA *et alii*, 1974; BONI, 1994). Le "Quarziti" sono state considerate da alcuni Autori come "crostoni" formati durante il periodo di continentalità (silicizzazione climatica tipo hard-pan: COCOZZA *et alii*, 1974) pre-trasgressione ordoviciana (BRUSCA & DESSAU, 1968), ma recenti rilevamenti le interpretano come cataclasiti lungo accavallamenti ercinici, successivamente silicizzati.

L'interpretazione paleoambientale della Formazione di M. Argentu è variata nel corso degli anni. NOVARESE (1914) e TEICHMÜLLER (1931) l'interpretarono come depositi marini costieri, POLL (1966) come depositi fluviali, SCHNEIDER (1974) come depositi di mare profondo. Secondo COCOZZA et alii (1974) l'ambiente deposizionale era probabilmente fluviale o deltizio e l'abbondante materiale ematitico presente nel cemento dei metaconglomerati testimonia l'alimentazione da una terra emersa, sottoposta a condizioni climatiche alternativamente caldo-umide e secche. Altri Autori ne hanno proposto un'origine tettonica (BROUWER, 1987). MARTINI et alii (1991) hanno ribadito il carattere sintettonico della "Puddinga" nella zona di Nebida e vi hanno riconosciuto un'evoluzione di facies da continentali a marine schematizzate in fig. 31. Dall'analisi sedimentologica di questi Autori risulta che i conglomerati e le brecce basali si sono deposti in conoidi alluvionali. Questi ambienti sarebbero poi evoluti in piane litorali di mare basso che costituirebbero l'ambiente di deposizione degli scisti fossiliferi del Membro di Riu is



Fig. 30 - Discordanza sarda (Ordoviciano medio) nei pressi di Nebida: è evidente il contatto stratigrafico discordante tra i metaconglomerati basali della Formazione di M. Argentu ("Puddinga" Auct.) dell'Ordoviciano superiore (a destra) e le metargilliti della Formazione di Cabitza di età Cambriano medio-Ordoviciano inferiore (a sinistra) (strada costiera per Nebida: Iglesiente).

- Sardic unconformity (Middle Ordovician) near Nebida: note the contact between metaconglomerates of the M. Argentu Fm. ("Puddinga" Auct.) of the Upper Ordovician (to right) and shales of the Cabitza Fm. of Middle Cambrian-Lower Ordovician age -(on the left) (coastal road for Nebida: Iglesiente).

Arrus. Le siltiti e i conglomerati terminali, si sarebbero invece deposti in piane alluvionali costiere.

In tutto l'Iglesiente-Sulcis la Formazione di M. Argentu passa stratigraficamente a depositi neritici, contenenti abbondanti resti fossili. I più noti affioramenti sono quelli lungo la costa presso Portixeddu, nel Fluminese, che costituiscono una delle più famose località fossilifere del Paleozoico della Sardegna, studiata fin dalla metà del secolo scorso. Recenti ricerche stratigrafiche (LEONE et alii, 1991; 1994; 1995) hanno consentito una dettagliata suddivisione di questa successione (fig. 28). La parte basale della successione dell'Ordoviciano superiore dell'Iglesiente è costituita da alternanze di metasiltiti da grigie a verde oliva, metargilliti, metarenarie siltose fini e grossolane, metarenarie e metasiltiti grigio scure debolmente carbonatiche e fossilifere, metargilliti con pirite e noduli fosfatici (Formazione di M. Orri e Formazione di Portixeddu: LEONE et alii, 1991) (fig. 28). In particolare, nella Formazione di Portixeddu sono abbondanti resti di brachiopodi, briozoi, cistoidi (fig. 32 e fig. 33), crinoidi e subordinati gasteropodi, bivalvi, trilobiti, conularidi e coralli (fig. 34) del Caradoc-Ashgill (MACCAGNO, 1965; COCOZZA *et alii*, 1974; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1978; LEONE *et alii*, 1991).

Nella parte mediana della successione (Formazione di Domusnovas: LEONE et alii, 1991) affiorano metasiltiti arenacee, metarenarie e metarenarie quarzitiche grossolane e medie, con scarsi resti fossili (gasteropodi, briozoi e brachiopodi). Questi depositi indicano una tendenza regressiva e condizioni di sedimentazione di alta energia. Verso l'alto si passa a metapeliti rossastre talvolta carbonatiche, e a metacalcari marnosi rossi alternati a metargilliti calcaree anch'esse di colore rossastre con abbondanti resti di faune bentoniche costituite da briozoi, crinoidi, cistoidi, brachiopodi e più rari trilobiti. Raramente sono presenti metacalcari bianchi massivi, localmente dolomitizzati. Questo livello carbonatico fossilifero, che si può seguire senza interruzione dal Marganai (Iglesiente) fino a Portixeddu (Fluminese), e la Formazione di Portixeddu rappresentano i livelli guida più caratteristici dell'intera successione

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO IN FACIES DEGLI SCISTI VERDI E ANCHIMETAMORFICO



Fig. 31 - Ambiente tettono-sedimentario di deposizione della "Puddinga" Auct. ordoviciana nell'area di Gonnesa (da MARTINI *et alii*, 1991, modificato). 1a: conoidi alluvionali basali carbonatiche; 1b: conoidi alluvionali basali con clasti scistosi; 2: delta conoidi lacustri; 3: piana alluvionale con corsi d'acqua meandriformi; 4: spiaggia esterna; 5: piattaforma marina.

- Tectono-sedimentary environment during "Puddinga" Auct. deposition. (after MARTINI et alii, 1991, modified). 1a: basal carbonate-bearing alluvial fans; 1b: basal schists-clast-bearing alluvial fans; 2: lacustrine fan deltas; 3: floodplain with small meandering streams; 4: shoreface; 5: shelf.

dell'Ordoviciano superiore. L'orizzonte carbonatico è spesso sostituito da livelli silicei grigio-nerastri, derivati probabilmente dalla silicizzazione di originari calcari. In base alle associazioni fossilifere ed alla sua posizione stratigrafica l'orizzonte carbonatico può essere riferito all'Ashgill.

Sopra le precedenti formazioni fossilifere affiorano sottili orizzonti di metavulcanoclastiti. Si tratta di metaconglomerati e metabrecce ad elementi di vulcaniti basiche, alternati con metasiltiti grigie e nere e metargilliti silicee che costituiscono la base della Formazione di Rio San Marco (LEONE et alii, 1991). Ouesta formazione affiora nell'Iglesiente e nel Sulcis settentrionale, mentre si riduce progressivamente di spessore, fino a scomparire nel Sulcis meridionale. I contenuti in Ti/Zr/Y provano una derivazione delle metavulcaniti da basalti intraplacca. La loro affinità alcalina-transizionale è indicata anche dai bassi valori del rapporto Y/Nb compresi tra 0,5 e 1,2 e dalla distribuzione sui diagrammi P₂O₅-Zr e TiO₂-Zr/ P₂O₅ (BECCALUVA et alii, 1981). Secondo questi Autori le lave basaltiche ad affinità alcalina transizionale possono essere interpretate come prodotti di un vulcanismo intraplacca sviluppato in condizioni di rifting. L'orizzonte vulcanoclastico risulta confinato nell'Ashgill inferiore-medio (LEONE et alii, 1991), quindi anche l'attività vulcanica intraplacca dovrebbe avere questa età. Come abbiamo già detto, il vulcanismo calcalcalino, prevalentemente acido, pre-Caradoc, diffuso ed abbondante nella Sardegna centrale e



Fig. 32 - Esemplare di cistoide in metarenarie siltose dell'Ordoviciano superiore. Formazione di Portixeddu (Domusnovas: Iglesiente). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Cistoid in Upper Ordovician metasandstones. Portixeddu Formation (Domusnovas: Iglesiente). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 33 - Placche di cistoidi nelle metargilliti dell'Ordoviciano superiore. Formazione di Portixeddu (Domusnovas: Iglesiente). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Cistoid plates in Upper Ordovician slates. Portixeddu Formation (Domusnovas: Iglesiente). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

sud-orientale, è invece totalmente assente nella Zona esterna (Iglesiente-Sulcis). Le uniche tracce di questo vulcanismo possono essere rappresentate dai prodotti di rimaneggiamento di vulcaniti presenti nella parte alta della Formazione di Domusnovas, che secondo LEONE *et alii* (1991) potrebbero derivare dallo smantellamento di edifici vulcanici acidi.

La Formazione di Rio San Marco continua con una successione clastica costituita da metarenarie micacee con intercalazioni di metasiltiti e metargilliti micacee con strutture da corrente e laminazioni parallele, incrociate e ondulate (fig. 35). Sono localmente presenti livelli di metaconglomerati minuti e metarenarie grossolane interpretabili come originari sedimenti glacio-marini (paratilliti), analoghi ai depositi glaciali e periglaciali ampiamente diffusi in Africa, Francia e Spagna, collegati all'inlandsis che ricopriva il Gondwana settentrionale nell'Ordoviciano superiore (COCOZZA et alii, 1974; LEONE et alii, 1991). Nelle metasiltiti e metargilliti grigio-nere che fanno transizione ai depositi del Siluriano sono stati rinvenuti acritarchi dell'Ashgill superiore (DEL RIO et alii, 1979).



Fig. 34 - Tetracorallo in metasiltite dell'Ordoviciano superiore. Formazione di Portixeddu (Portixeddu: Fluminese). Museo di Paleontologia , Università di Cagliari.

- Coral in Upper Ordovician slates. Portixeddu Formation (Domusnovas: Iglesiente). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 35 - Alternanze di metasiltiti e metarenarie della Formazione di Rio San Marco (Membro di Cuccuruneddu) nel fianco meridionale della valle del Cixerri (Conca Arrubia).

- Alternating metasiltstones and metasandstones of the Rio San Marco Formation (Cuccuruneddu member) in the southern flank of Cixerri valley (Conca Arrubia).

Scisti a graptoliti, Formazione di Genna Muxerru *Auct.* (58)

Nella Zona esterna, i depositi siluriani corrispondenti ai cosiddetti "Scisti a graptoliti" Auct. o Formazione di Genna Muxerru (GNOLI et alii, 1989) affiorano in modo molto discontinuo (fig. 36) anche a causa delle laminazioni tettoniche determinate dalla messa in posto della sovrastante Unità dell'Arburese. Nell'Iglesiente gli affioramenti principali sono presso Fluminimaggiore, M. Linas, M. Cortoghiana Becciu, Genna Quadroxiu; nel Sulcis affiorano esclusivamente a SW di Capoterra e nella zona di P.ta sa Cresia. Tali depositi, il cui spessore è di circa 20-25 m, sono prevalentemente pelitici, essendo costituiti da metargilliti e metasiltiti nere carboniose, solo con locali intercalazioni di metarenarie; nella parte inferiore sono costantemente presenti intercalazioni di radiolariti nere (liditi). Si tratta di una sedimentazione condensata in ambiente marino epicontinentale, in condizioni prevalentemente riducenti sul fondo ed ossigenate in superficie (SERPAGLI, 1971; FERRETTI & SERPAGLI, 1996). La sedimentazione nel Siluriano fu condizionata da una variazione climatica che determinò la riduzione della calotta glaciale gondwaniana, contribuendo in tal modo alla generalizzata trasgressione siluriana (GNOLI et alii, 1989). Il ritrovamento di una ricca fauna a graptoliti appartenenti a sette biozone del Llandovery (da Parakidograptus acuminatus a Monoclimacis griestoniensis) permette di riferire questa successione al Siluriano inferiore (STORCH & SERPAGLI, 1993).

Formazione di Fluminimaggiore e Formazione di Mason Porcus (57)

Questa successione (fig. 37) inizia con alternanze di metacalcari, metapeliti e metargilliti neri ("Calcari ad Orthoceras" Auct., Formazione di Fluminimaggiore: GNOLI et alii, 1989) con caratteristici livelli centimetrici di liditi (fig. 38). I metacalcari contengono resti fossili rappresentati soprattutto da graptoliti (fig. 39) (zona a Monograptus testis, Monograptus uniformis), conodonti (zona a Pterospathodus amorphognathoides, Kockelella ranuliformis, Ozarkodina excavata excavata, ecc.), cefalopodi (fig. 40), crinoidi (Schyphocrinites), ostracodi e lamellibranchi (Cardiola gibbosa, Cardiola docens, ecc.) (SERPAGLI, 1967; 1971; FERRETTI et alii, 1998). Sulla base delle associazioni fossilifere questi depositi sono attribuiti al Wenlock inferiore-Lochkoviano inferiore (Siluriano medio-Devoniano inferiore) (GNOLI et alii,



Fig. 36 - Ubicazione degli affioramenti della successione del Siluriano-Devoniano inferiore (Scisti a graptoliti, filladi grafitose e Scisti a tentaculiti, ecc.) nella Zona esterna (58), nelle Falde esterne (50) e nelle Falde interne (45a).

- Outcrops of the Silurian-Lower Devonian succession (graptolite shales, black shales, tentaculite sales) in the External zone (58), in the External nappes (50) and in the Internal nappes (45a).

1988); il loro spessore apparente si aggira intorno a 40-45 m.

Verso l'alto si passa a metacalcari nodulari e metacalcari massivi alternati a metargilliti e metasiltiti scure (Formazione di Mason Porcus: GNOLI *et alii*, 1988; 1989) (fig. 28). L'ambiente di sedimentazione di questi depositi è individuato in un mare epicontinentale di limitata profondità, ossigenato in superficie e anossico sul fondo. I livelli carbonatici contengono tentaculiti pelagici (*Paranowakia intermedia, Styliolina* sp., *Nowakia acuaria*, ecc.), conodonti (zone a *Ozarkodina delta-Polygnathus serotinus*), cefa-



Fig. 37 - Ubicazione degli affioramenti della successione carbonatica del Devoniano: Formazione di Mason Porcus (57), Marmi dolomitici e calcescisti (49a), Calcari di Villasalto (49b) e dei Marmi di Arcu Correboi (44).

- Outcrops of the Devonian carbonate succession: Mason Porcus Formation (57), Dolomitic marbles and calcschists (49a), Villasalto limestones (49b) and Arcu Correboi marbles (44).

lopodi, ostracodi e crinoidi, questi ultimi rinvenuti anche nelle metapeliti. L'attribuzione al Devoniano inferiore di questi depositi da parte di ALBERTI (1963) è stata successivamente confermata e ulteriormente precisata (SERPAGLI *et alii*, 1978; OLIVIERI *et alii*, 1980; MASTANDREA, 1984; GNOLI, 1985; GNOLI *et alii*, 1985; 1989; OLIVIERI & SERPAGLI, 1990).

Lo spessore della successione siluriano-devoniana è estremamente variabile a causa della intensa tettonizzazione; nella zona di M. Padenteddu (Sulcis), dove è ben descritto un *mound* carbonatico a *stromatactis* e coralli coloniali (GNOLI *et alii*, 1981), essa mostra le maggiori esposizioni con spessori apparenti di circa 200 m.

Piccoli affioramenti di metacalcari con una ricca fauna a conodonti del Devoniano medio-superiore sono stati segnalati a Gutturu Eus (LEONE, 1973) e, in particolare, a Su Nuragi presso Domusnovas (Iglesiente) (OLIVIERI, 1984). I rapporti di questi litotipi con le formazioni sottostanti e sovrastanti non sono noti.

Formazione di Pala Manna (56)

Si tratta dei depositi terrigeni silicoclastici (facies Culm) deposti nell'avanfossa della Catena ercinica, ora affioranti nel Sulcis orientale (fig. 41). La maggior parte della successione è costituita da metarenarie e quarziti alternate a metargilliti, con locali livelli di metaconglomerati (fig. 42), metavulcaniti basiche, metavulcanoclastiti e metargilliti con associate quarziti nere (liditi).

Secondo Maxia (1983) questa successione dal basso verso l'alto comprenderebbe tre unità:

a) alla base metarenarie e metasiltiti grigio verdi con intercalazioni di metaconglomerati poligenici che raggiungono alcuni metri di potenza, costituiti da elementi millimetrici e centimetrici di liditi e quarzo bianco a matrice siltitico arenacea, con rari livelli di metavulcaniti e metavulcanoclastiti basiche; b) la parte mediana è costituita da metaradiolariti e quarziti scure in grossi banchi, alternate con metarenarie e metasiltiti, talora associate a livelli di metavulcaniti e metavulcanoclastiti basiche; c) infine, alla sommità, metarenarie e metargilliti con strutture gradate.

Recentemente la successione è stata descritta anche da BARCA *et alii* (1998) che segnalano strutture torbiditiche, *debris flow, slumping* e, in particolare, olistostromi e grandi olistoliti di liditi contenenti graptoliti del Siluriano. Secondo questi Autori tutto il complesso sormonta tettonicamente la successione siluriano-devoniana di M. Padenteddu.

Lo spessore dell'intera successione è difficilmente valutabile a causa dell'intensa tettonizzazione; nell'area di maggiore sviluppo dovrebbe superare i 250-300 m.

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO IN FACIES DEGLI SCISTI VERDI E ANCHIMETAMORFICO



Fig. 38 - Scisti neri con liditi della Formazione di Fluminimaggiore; Monti di Pula (Sulcis). - Black shales bearing lydites in the Fluminimaggiore Formation; Monti di Pula (Sulcis).



Fig. 39 - Scisti neri carboniosi a graptoliti della Formazione di Fluminimaggiore; Monti di Pula (Sulcis). Black shales with graptolites of the Fluminimaggiore Formation; Monti di Pula (Sulcis).

Successione dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore delle Falde esterne

Successione dell'Ordoviciano superiore (51)

Le successioni dell'Ordoviciano superiore sono caratterizzate da una grande eterogeneità nelle diverse aree di affioramento delle Falde esterne (fig. 27). Successioni detritiche continentali, di mare basso e costiere con forte variabilità laterale di facies e di spessore risultano dallo smantellamento degli apparati vulcanici dell'Ordoviciano medio e dalla trasgressione ("Trasgressione caradociana" Auct.) in ambienti caratterizzati da una morfologia articolata. Questa variabilità e un diffuso vulcanismo alcalino da basico a intermedio nell'Ordoviciano superiore testimoniano un'importante tettonica distensiva che ha smembrato l'arco vulcanico calcalcalino dell'Ordoviciano medio in bacini e alti strutturali e che ha successivamente determinato la sua totale trasgressione.

I depositi detritici grossolani basali, che indicano la persistenza di zone emerse in smantellamento, passano verso l'alto a metasedimenti contenenti caratteristiche associazioni bentoniche e costituiti perloppiù da metasiltiti più o meno carbonatiche e, superiormente, da metacalcari che marcano l'instaurazione di un dominio francamente marino. Questo orizzonte fossilifero costituisce uno dei più importanti livelli guida del basamento della Sardegna centrale ed orientale (NAUD, 1979a); esso è con ogni probabilità equivalente ai livelli fossiliferi dell'Ordoviciano superiore dell'Iglesiente-Sulcis. La fauna, molto ricca e varia, è stata studiata da vari Autori già a partire dalla fine del secolo scorso (MENEGHINI, 1857; 1880; DE CASTRO, 1890; VINASSA DE REGNY,



Fig. 40 - Calcari ad ortoceratidi, bivalvi e graptoliti del Siluriano. Formazione di Fluminimaggiore (Fluminimaggiore: Fluminese). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Silurian limestone bearing orthoceratides, bivalves and graptolites. Fluminimaggiore Fm. (Fluminimaggiore: Fluminese). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 41 - Ubicazione degli affioramenti di Metagabbri di probabile età Carbonifero inferiore in Nurra (45b) e della successione terrigena del Carbonifero inferiore (Formazione di Pala Manna) nelle Falde Esterne (48) e nella Zona esterna (56).

- Outcrops of metagabbroes (? Lower Carboniferous) in the Nurra region (45b), and of the Lower Carboniferous terrigenous succession (Pala Manna Fm.) in the External nappes (48) and in the External zone (56).

1927a; 1927b; TEICHMÜLLER, 1931; MACCAGNO, 1965; ANNOSCIA, 1968; LAUFELD, 1973; GIOVAN-NONI & ZANFRÀ, 1978) ed è costituita da numerosi generi e specie di brachiopodi, echinodermi, briozoi, trilobiti, gasteropodi, conularidi, coralli, ostracodi e chitinozoi. Sull'età esistono indicazioni leggermente differenti, ma tutte comprese tra il Caradoc e l'Ashgill (Ordoviciano superiore). È possibile che la trasgressione sul substrato vulcanico si sia realizzata in un arco di tempo relativamente lungo, e questa facies, che indica l'istaurarsi di un ambiente marino ormai lontano da terre emerse, sia eterocrona. Descriveremo brevemente tre successioni tipiche rispettivamente del Sarrabus, del Gerrei e del Sarcidano-Salto di Quirra. In altre aree di affioramento esistono successioni con caratteri stratigrafici intermedi.

La tipica successione dell'Ordoviciano superiore del Sarrabus comprende dal basso verso l'alto: a) metasedimenti detritici grossolani variamente alternati, costituiti da metarcose, metarenarie e metaconglomerati (Formazione di P.ta Serpeddì: BARCA & DI GREGORIO, 1979). I metaconglomerati minuti contengono prevalenti elementi di quarzo, mentre quelli grossolani sono poligenici e ad elementi mediamente centimetrici. I litotipi arenacei presentano strutture sedimentarie quali gradazioni e laminazioni incrociate e parallele. I clasti sono in genere ben selezionati e arrotondati e costituiti prevalentemente da quarzo di origine vulcanica e in minor misura da feldspati. La parte superiore della Formazione di P.ta Serpedì è rappresentata da una potente successione di metarenarie e quarziti grigio-nerastre, in spessi strati, alternate a subordinati livelli decimetrici di metarenarie feldspatiche di colore grigio chiaro. I componenti detritici principali sono quarzo, feldspati, muscovite, biotite. Nelle metarenarie sono osservabili strutture sedimentarie quali gradazioni, laminazioni piano-parallele ed incrociate, spesso evidenziate da addensamenti di minerali pesanti (placers) quali rutilo, leucoxene, ilmenite, zircone, monazite, tormalina, ecc. (LOI et alii, 1992a, 1992b; LOI & DABARD, 1997). La parte sommitale della formazione è caratterizzata da metarenarie fini e metasiltiti di colore grigio chiaro e da un minore apporto di materiale vulcanico. Le metasiltiti contengono un'associazione bentonica a brachiopodi, crinoidi (fig. 43), briozoi, trilobiti, gasteropodi, ecc. riferibili al Caradoc (CALVINO, 1959; GIOVANNONI & ZAN-FRÀ, 1978; BARCA & DI GREGORIO, 1979). La Formazione di P.ta Serpeddì ha carattere decisamente trasgressivo e poggia con contatto discordante sui Porfidi grigi dell'Ordoviciano medio. La parte superiore della formazione testimonia l'instaurazione di ambienti litorali appartenenti ad una piattaforma neritica a sedimentazione terrigena ed è sormontata con contatto stratigrafico in tutto il Sarrabus dalla Formazione di Tuviois (BARCA & DI GREGORIO, 1979). L'abbondanza di muscovite e biotite detritica testimonia anche l'erosione di un basamento metamorfico forse precambriano (forse lo stesso da cui derivano i frammenti di filladi rinvenuti nei Porfidi grigi, fig. 25). Lo spessore della formazione è variabile, probabilmente a causa delle irregolarità del substrato vulcanico che essa trasgredisce. La parte



Fig. 42 - Metaconglomerato poligenico del *flysch* ercinico (Formazione di Pala Manna) (Baccu Ollasto: Sulcis).

- Polygenic conglomerate of the Hercynian flysch (Pala Manna Fm.).

grossolana basale ha spessori generalmente compresi tra 50 e 100 m, mentre le metarenarie e metasiltiti sovrastanti possono raggiungere spessori di circa 200 m;

b) verso l'alto prevale un'alternanza di metargilliti, metasiltiti e metarenarie micacee a grana fine di colore grigio sormontata da calcari silicizzati massivi (Formazione di Tuviois: BARCA & DI GREGORIO, 1979) (fig. 44). Localmente sono presenti livelli metrici di metarenarie grossolane e rari livelli vulcanici (metatufiti). I calcari silicizzati, noti in letteratura anche come "Quarziti del Sarrabus" (DE CASTRO, 1890; TRAVERSO, 1890; CAVINATO, 1933; 1935; GIMENO, 1990) sono di colore variabile dal grigio ceruleo al grigio-nerastro; l'intensa silicizzazione rende molto spesso difficoltoso in campagna il riconoscimento della stratificazione e degli altri caratteri sedimentologici originari. Questa formazione contiene una ricca associazione paleontologica (briozoi, brachiopodi, trilobiti, ecc.) ed è attribuita all'Ashgill. I caratteri sedimentologici indicano un ambiente di piattaforma, distante da terre emerse, come testimo-



Fig. 43 - Articoli di crinoidi in metarenarie della Formazione di P.ta Serpeddì (Bruncu Adamu: Sarrabus). - Crinoids fragments in metasandstones of the P.ta Serpeddì Formation (Bruncu Adamu: Sarrabus).

nia la prevalente sedimentazione pelitico-carbonatica con limitato apporto terrigeno grossolano. Lo spessore della formazione può variare da 100 ad oltre 350 m.

Una tipica successione dell'Ordoviciano superiore del Gerrei comprende due principali insiemi litostratigrafici (dal basso verso l'alto):

a) metarenarie e metaconglomerati quarzosi massivi, grigio-chiari, costituiti quasi esclusivamente da quarzo vulcanico proveniente dal rimaneggiamento dei sottostanti "Porfiroidi", passanti verso l'alto a metarcose e metagrovacche feldspatiche talvolta stratificate, ma più spesso massive (Metarcose di Genna Mesa: CARMIGNANI et alii, 2000) (tav. 1). A queste litologie si accompagnano spesso livelli decimetrici di metaquarzoareniti ben stratificate e metasiltiti scure. Si tratta di depositi immaturi chiaramente derivati dallo smantellamento dei sottostanti edifici vulcanici, in condizioni probabilmente da sub-aeree a marine costiere, come testimoniano rari articoli di crinoidi. Questi depositi detritici grossolani sono discordanti sulla successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio, marcando così la "Trasgressione caradociana" nell'Unità del Gerrei. Lungo questo contatto non sono state osservate discordanze alla scala dell'affioramento, mentre risultano evidenti alla scala cartografica. In alcune località della bassa valle del Flumendosa, (Arcu s'Arricelu, Riu Flumineddu)

le metarcose caradociane poggiano con contatto stratigrafico sui diversi termini della successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio. Lo spessore di questi depositi è variabile da alcuni metri ad un massimo di 50 m;

b) metasiltiti e metapeliti verde oliva alternate a metarenarie a grana fine e metasiltiti di colore da grigio a nocciola, più o meno carbonatiche, ben statificate, in strati da decimetrici a centimetrici (Argilloscisti di Rio Canoni: NAUD, 1979a). Le metasiltiti carbonatiche sono caratterizzate da vacuoli limonitizzati, originati da dissoluzione di fossili. Il contenuto paleontologico è dato da una tipica fauna bentonica dell'Ordoviciano superiore descritta da GIOVANNONI & ZANFRÀ (1978), da NAUD (1979a) e da BARCA & DI GREGORIO (1979), comprendente soprattutto resti di briozoi, crinoidi, brachiopodi, gasteropodi e trilobiti. La successione comprende anche metacalcari da rossastri a grigio chiari, ben stratificati, contenenti una fauna simile alla precedente o costituita quasi interamente da resti di crinoidi (encriniti) e cistoidi. Localmente questi depositi carbonatici possono essere parzialmente o totalmente silicizzati e hanno un aspetto identico alle ben note "Quarziti del Sarrabus" o "Calcari silicizzati" (CAVINATO, 1933; CALVINO, 1972; HELMCKE & KOCH, 1974). Il contatto con le sottostanti metarcosi e metaconglomerati è graduale o avviene per alter-

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO IN FACIES DEGLI SCISTI VERDI E ANCHIMETAMORFICO



Fig. 44 - In primo piano, "Calcari silicizzati" dell'Ordoviciano superiore in giacitura verticale, debolmente piegati, appartenenti alla Formazione di Tuviois; località Serra s'Angassua-Rio Ollastu (Sarrabus); sullo sfondo, Porfidi grigi del Sarrabus (Ordoviciano medio) del rilievo di Bruncu Adamu.

- In foreground Upper Ordovician silicated limestones with vertical attitude, slightly folded, of the Tuviois Formation; locality Serra s'Angassua-Rio Ollastu (Sarrabus); in background "Porfidi grigi del Sarrabus" (Middle Ordovician) at Bruncu Adamu.

nanze; il contatto superiore con i sovrastanti metasedimenti siluriani è generalmente netto.

Gli Argilloscisti di Rio Canoni sono riferibili ad un ambiente di piattaforma terrigena poco profonda che si instaura dopo gli eventi vulcanici continentali dell'Ordoviciano medio. In base all'associazione fossilifera e a correlazioni con le facies più studiate di M. Orri e di Portixeddu nella Sardegna sud-occidentale (MACCAGNO, 1965; SERPAGLI, 1970; LAUFELD, 1973; HAVLICEK et alii, 1986; CONTI, 1990; FER-RETTI & SERPAGLI, 1991; LEONE et alii, 1991; LEONE et alii, 1994), questa formazione è attribuita all'Ordoviciano superiore (COCOZZA et alii, 1974; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1978; NAUD, 1979a) e, assieme alla successione siluriana della Sardegna meridionale, rappresenta uno dei pochi caposaldi biostratigrafici del basamento sardo a NE del Campidano.

Negli Argilloscisti di Rio Canoni sono intercalate metagrovacche vulcaniche e metavulcaniti basiche alcaline con affinità geochimica di basalti intraplacca (spiliti: LEHMANN, 1975; MEMMI *et alii*, 1982; NAUD, 1982; 1983; DI PISA *et alii*, 1992), i cui affioramenti si rinvengono nella bassa valle del Flumendosa (Brecca, Arcu de su Bentu), tra Silius e San Basilio (Genna Tres Montis) e anche nel Goceano. Questi prodotti vulcanici derivano da originarie lave microporfiriche di colore grigio-verde, costituite da rari porfiroclasti di albite ed aggregati cloritico-epidotici immersi in una matrice di quarzo microcristallino. La diffusa presenza di aggregati rotondeggianti, di dimensioni fino ad alcuni centimetri, di quarzo, calcite o clorite di derivazione secondaria, facilmente riconoscibili in affioramento, indicherebbe tessiture vescicolari negli originari basalti. Questi mostrano caratteristiche composizionali riferibili al loro originario carattere spilitico.

La tipica successione dell'Ordoviciano superiore del Sarcidano-Salto di Quirra comprende dal basso verso l'alto:

a) un'alternanza di metarenarie, metarenarie grossolane e subordinate metapeliti, con frequenti intercalazioni di strati decimetrici e metrici di metaconglomerati minuti (Formazione di Orroeledu: BOSELLINI & OGNIBEN, 1968). I metaconglomerati sono costituiti da quarzo e frammenti litici talora poco selezionati, in matrice quarzoso-sericitica e cloritica. Fra i frammenti litici si riconoscono quarziti, metarenarie quarzose, metasiltiti, metaepiclastiti e metavulcaniti. Più raramente si osservano livelli di metaconglomerati eterometrici grossolani ad elementi sub-arrotondati di quarziti. Presso Bruncu Nieddu (Salto di Quirra) nelle metarenarie sono intercalate delle metabasiti nelle quali GATTIGLIO & OGGIANO (1990) segnalano strutture a *pillow*. Questi prodotti sono riferibili al vulcanismo alcalino basico intraplacca frequentemente intercalato nella parte sommitale della successione dell'Ordoviciano superiore;

b) metarenarie a grana fine e metasiltiti alternate a metargilliti (Formazione di Bruncu su Pitzu: BOSEL-LINI & OGNIBEN, 1968). Nelle metasiltiti e più raramente nelle metarenarie sono state rinvenute associazioni fossilifere con la tipica fauna dell'Ordoviciano superiore. Nella zona di Bruncu Nieddu la formazione contiene metarenarie e metasiltiti con brachiopodi, briozoi e resti di crinoidi. I livelli carbonatici, che sono abbastanza diffusi nelle successioni dell'Ordoviciano superiore del Gerrei e del Sarrabus, sono invece qui molto rari.

Successione del Siluriano inferiore-Devoniano inferiore (50)

Nel Gerrei la successione siluriano-devoniana affiora a N della cornice carbonatica di M. Lora; altri affioramenti importanti si trovano a P.ta is Pinettas nella zona di Brecca, a Goni, Ballao e a Baccu Scottis presso Villaputzu (fig. 36). Sul versante destro della bassa valle del Flumendosa lo spessore apparente della successione arriva ad alcune centinaia di metri; mentre il suo spessore originario non è facilmente valutabile essendo costituita da rocce molto incompetenti che hanno subito elisioni o raddoppi tettonici importanti. Più a sud questa successione costituisce alcuni limitati affioramenti nell'Unità del Sarrabus, tra Genn'Argiolas e Muravera, quasi sempre fortemente tettonizzati o in scaglie all'interno di livelli



Fig. 45 - Crinoidi in metacalcari del Devoniano (San Nicolò Gerrei: Gerrei). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Crinoids in Devonian metalimestones (S. Nicolò Gerrei: Gerrei). Museum of Paleontology, University of Cagliari. cataclastici spesso mineralizzati ("Filone argentifero" *Auct.*).

Nella successione del Siluriano inferiore-Devoniano inferiore della Sardegna SE, per le sue strette affinità sia litologiche che paleontologiche con la coeva successione della Turingia, JÄGER (1977) e BARCA & JÄGER (1989) distinguono le stesse tre unità litostratigrafiche adottate in quella regione: *Lower Graptolitic Shales, Ockerkalk* e *Upper Graptolitic Shales.*

La successione che poggia con contatto netto e concordante sui metasedimenti dell'Ordoviciano superiore, è inferiormente costituita da metapeliti e metasiltiti spesso carboniose e ricche di pirite, con resti di graptoliti ("Scisti a graptoliti" Auct., Lower Graptolitic shales: BARCA & JÄGER, 1989). Nella parte inferiore delle metapeliti e metasiltiti carboniose sono intercalate quarziti nere con radiolari (liditi), in regolari strati centimetrici. Fosforiti sono presenti nella parte media-superiore, come noduli o livelli. In questa parte della successione è documentato il Llandovery, il Wenlock e il Ludlow inferiore mediante numerose biozone a graptoliti (da C. vesiculosus a M. colonus/nilssoni) (GORTANI, 1923a; GOR-TANI, 1923b; HELMCKE, 1973; BARCA & JÄGER, 1989; JÄGER, 1991). Lo spessore originario di queste metapeliti e metasiltiti carboniose era probabilmente inferiore a 100 m.

Verso l'alto, alle filladi carboniose sono intercalati metacalcari scuri e metacalcari micritici nodulari (Ockerkalk) grigio-scuri od ocracei, con pirite. Vengono assegnati al Ludlow-Pridoli in base al loro contenuto fossilifero, che è rappresentato da orthoceratidi, tentaculiti pelagici, crinoidi (Schyphocrinites) (fig. 45), conodonti (biozone da O. ploeckensis a O. eosteinhornensis-detorta), resti di trilobiti, spicole di spugne, gasteropodi e rari coralli isolati (GNOLI, 1993; FERRETTI & SERPAGLI, 1996; CORRADINI et alii, 1998). Lo spessore complessivo di questa parte della successione è di 25-30 m.

Ai metacalcari nodulari tipo Ockerkalk segue una terza unità costituita da argilloscisti neri carboniosi contenenti anch'essi graptoliti pelagici (*M. uniformis*, *M. praehercynicus*, *M. hercynicus*) del Pridoli sommitale e del Lochkoviano (Devoniano inferiore); tale unità, spessa circa 30 m, affiora solo a Baccu Scottis (HELMCKE, 1973; BARCA & JÄGER, 1989) ed è riferibile agli Upper Graptolitic Shales.

L'ambiente di sedimentazione delle facies pelitiche nere a graptoliti è riferibile a bacini marini riducenti (euxinici, sapropelitici), con apporti da terre emerse scarsi o assenti (GNOLI *et alii*, 1979; FER-RETTI & SERPAGLI, 1996). Queste successioni siluriano-devoniane sono tipiche di molte aree sudeuropee e indicano un ambiente di sedimentazione uniforme durante questo periodo lungo tutto il margine settentrionale del continente di Gondwana.

Marmi, marmi dolomitici e calcescisti (49a)

Affiorano nel Sarcidano (Castello Medusa, Asuni), nella Trexenta (Mandas), nel Gerrei (Riu Gruppa), nel Salto di Quirra (Castello di Quirra) e nel Goceano (Ozieri, Illorai, Silanus) (fig. 37); queste litologie rappresentano l'elemento caratterizzante delle unità tettoniche più profonde delle Falde esterne (Unità di Riu Gruppa e di Castello Medusa).

Si tratta di marmi massicci o in banchi molto spessi, di colore variabile dal grigio al grigio-chiaro e al bianco, spesso venati, con intercalazioni di filladi. I singoli livelli di marmi hanno spessori variabili da 5 m fino a 100 m, e formano caratteristiche cornici in rilievo sul profilo dei versanti. Ai marmi si intercalano irregolarmente livelli metrici di marmi dolomitici, metadolomie grigie e calcescisti (cipollini) verdastri, talvolta rosati (Asuni). Nel Goceano e a Ozieri DERIU & SPINELLI (1964) hanno distinto marmi a quarzo e anfibolo, marmi a epidoto e granato e marmi a muscovite e grafite; in alcuni affioramenti situati presso Illorai (Goceano) i marmi contengono granato, epidoti, quarzo e rari individui di vesuvianite (OGGIANO, 1994).

Questi marmi sono interpretati come l'equivalente più metamorfico dei "Calcari di Villasalto" *Auct.* (vedi oltre) e quindi indirettamente attribuiti al Devoniano. Gli unici fossili rinvenuti sono rari resti di crinoidi fortemente ricristallizzati (Riu Gruppa, Asuni).

Scisti a tentaculiti e "Calcari di Villasalto" *Auct.* (49b)

Questa successione è sviluppata quasi esclusivamente nel Gerrei (Unità del Gerrei), mentre si presenta con spessori molto ridotti nell'Unità di Meana Sardo (fig. 37).

Nel Gerrei gli "Scisti a graptoliti" Auct. passano verso l'alto e lateralmente ad una successione caratterizzata da un'alternanza centimetrica regolare di metapeliti carbonatiche e metacalcari grigi ("Scisti a tentaculiti" Auct.). Localmente la componente carbonatica può diventare abbondante, come a SW di Serra Maiori (Ballao). Talora, come si osserva in alcune località della bassa valle del Flumendosa (SW di Arcu s'Arricelu), sono presenti intercalazioni di metacalcari finemente listati con crinoidi e briozoi. Questa successione ha uno spessore apparente che può arrivare ad un centinaio di metri ed è riferita al Devoniano inferiore-medio.

Verso l'alto si passa per alternanza, nello spazio di qualche decina di metri, alla successione carbonatica del Devoniano superiore, forse anche Tournaisiano inferiore. Nel Gerrei tale successione è rappresentata da metacalcari talora nodulari, di colore grigio, massicci o in strati di spessore variabile da qualche centimetro a oltre un metro, a cui sono talvolta intercalati sottili livelli di metargilliti grigio-scuri o neri e carboniosi ("Calcari di Villasalto" Auct., "Calcari a clymenie" Auct.).

Si tratta di originari depositi di piattaforma pelagica, con un importante contenuto fossilifero. Sono questi sedimenti che permisero per primo a LOVI-SATO (1894) di documentare la presenza del Devoniano superiore in questa parte dell'Isola, mediante il ritrovamento di alcuni esemplari di clymenie e di *Goniatites linearis* presso la miniera di Su Suergiu (Villasalto). Studi successivi misero ulteriormente in evidenza la ricca fauna fossile a crinoidi, ammonoidei (clymenidi, fig. 46), tentaculiti, conodonti, ecc.) (LOVISATO, 1894; TARICCO, 1913; GORTANI, 1923c; 1923b; 1923a; ALBERTI, 1963; POMESANO CHERCHI, 1963; OLIVIERI, 1965; 1969; MURRU, 1975; GESSA, 1993; 1998c; CORRADINI, 1998b; CORRADINI *et alii*, 1998).

Questi calcari affiorano estesamente tra M. Lora e San Nicolò Gerrei. Lo spessore apparente è di qualche centinaio di metri a M. Lora (bassa valle del Flumendosa, fig. 47), ma importanti ripetizioni tettoniche sono state documentate in tale area.

Sulla base delle associazioni fossilifere, questa successione viene riferita al Devoniano medio-superiore-Carbonifero inferiore (Tournaisiano inferiore). E' però da rilevare che la presenza del Tournaisiano inferiore riportata da OLIVIERI (1969), non è stata confermata dalle ricerche biostratigrafiche successive (CORRADINI, 1998a; 1998b; CORRADINI *et alii*, 1998).

Formazione di Pala Manna (48)

Questa unità litostratigrafica (BARCA, 1981; 1991) affiora estesamente e con grande continuità nel Sarrabus e costituisce più limitati affioramenti nel Gerrei e nel Sarcidano (fig. 41).

Si tratta di una potente successione terrigena, costituita da irregolari alternanze di metarenarie, quarziti scure e metapeliti grigie. A questi litotipi sono intercalati livelli da metrici fino a decametrici di quarziti nere (liditi) sottilmente stratificate, meta-



Fig. 46 - Esemplare di clymenia nei calcari della formazione devoniana dei "Calcari di Villasalto" (Armungia: Gerrei). - Clymenia in the Devonian "Villasalto limestones" (Armungia: Gerrei).

conglomerati, metabrecce ed olistoliti in cui sono rappresentate buona parte delle formazioni paleozoiche sottostanti.

Nelle alternanze pelitico-arenacee sono state osservate varie strutture sedimentarie, quali *flute-cast*, laminazioni convolute e incrociate. Talvolta è possibile riconoscere porzioni di sequenze torbiditiche ed altre strutture di risedimentazione testimoniate da *mud-flow*, *debris flow*, *slumping*, ecc.

I livelli di metaconglomerati costituiscono affioramenti con scarsa continuità laterale e con spessori che possono arrivare ad alcune decine di metri. Gli elementi clastici sono rappresentati da liditi, quarziti, metarenarie, metacalcari silicizzati, metavulcaniti e raramente metacalcari nodulari. Le dimensioni dei clasti sono molto variabili, da 1 cm ad alcune decine di cm; essi sono sia dispersi in un'abbondante matrice pelitico-arenacea, sia granulosostenuti. È probabile che gli elementi carbonatici fossero molto più numerosi di quanto si possa rilevare attualmente: sono presenti, infatti, numerose cavità probabilmente dovute alla completa dissoluzione di clasti calcarei. A volte i banchi di metaconglomerati e metabrecce presentano contatti erosivi alla base e mostrano spessori variabili da alcuni decimetri ad oltre 30-40 m.

Vengono interpretati come *debris flow* (TEICHMÜL-LER, 1931; BARCA & MAXIA, 1982; SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA & SPALLETTA, 1985).

Sia nelle metasiltiti che nelle metarenarie, inoltre, si ritrovano caratteristici blocchi isolati (olistoliti) di liditi e metacalcari, di dimensioni da decimetriche a ettometriche (fig. 48). In particolare, nel Sarrabus (BARCA, 1991) sono presenti olistoliti costituiti da liditi associate a scisti carboniosi con graptoliti siluriani, da metacalcari silicizzati del tutto analoghi a quelli della Formazione di Tuviois, da metarioliti della formazione dei "Porfidi grigi" del Sarrabus e da metacalcari nodulari con orthoceratidi (Pala Manna, Serra is Luas, Riu su Sinzulu, Costa de Istrias, Bruncu Berritta, Riu Minderrì, Arcu 'e Mauru, ecc). In questi olistoliti sono stati anche documentati, sulla base di graptoliti e conodonti, vari piani del Siluriano fino al Devoniano superiore (Famenniano) (HEL-MCKE, 1973; JÄGER, 1976; BARCA et alii, 1986; BARCA & JÄGER, 1989; BARCA & OLIVIERI, 1991).

Nel Sarrabus, alle metasiltiti sono intercalati livelli da metrici a decametrici di metabasiti derivate da originari basalti da alcalini a transizionali (DI PISA *et alii*, 1992), che talvolta conservano strutture a *pillow* (Cuili Beranu, Bruncu su Tuveraxiu).

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO IN FACIES DEGLI SCISTI VERDI E ANCHIMETAMORFICO



Fig. 47 - La cornice carbonatica devoniana di M. Lora vista da E (Sarrabus). I carbonati della formazione dei "Calcari di Villasalto" poggiano stratigraficamente sugli "Scisti a graptoliti e tentaculiti" del Siluriano-Devoniano inferiore (zona con pendio meno inclinato e con vegetazione arbustiva).
- M. Lora seen from E (Sarrabus). The "Villasalto limestones" formation lays on the Silurian-Lower Devonian "Graptolites and tentaculites shales"

(in the photo the more flat area with bushes).



Fig. 48 - Olistolite di calcare devoniano nella Formazione di Pala Manna (Unità tettonica del Gerrei, bassa valle del Flumendosa: Gerrei). - Olistolith of Devonian limestone in the Pala Manna fm. (Gerrei unit, lower Flumendosa valley: Gerrei).

La complessità dei rapporti tra le differenti litologie, dovuta sia a cause sin-deposizionali sia alle intense deformazioni e al metamorfismo, rende molto difficile la ricostruzione dell'originaria successione. I rapporti con la sottostante successione paleozoica sono quasi sempre di natura tettonica. Gli originari rapporti stratigrafici con il resto della successione paleozoica sono conservati soltanto in alcuni affioramenti del Gerrei ed in particolare in un famoso piccolo affioramento presso il cimitero di Villasalto (TEICHMÜLLER, 1931; SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA & SPALLETTA, 1985), dove il contatto alla base è erosivo, discordante sui "Calcari di Villasalto" Auct.. La mancanza di sicuri livelli stratigrafici di riferimento impedisce di accertare la presenza di importanti raddoppi o di grandi elisioni tettoniche nella successione. Per gli stessi motivi, anche lo spessore originario è difficile da stimare; quello apparente è almeno di 200 m nel Gerrei e di oltre 400 m nel Sarrabus orientale.

Questi depositi derivano molto probabilmente dallo smantellamento delle porzioni più interne, già emerse, della Catena ercinica e sono interpretabili come un complesso sin-orogenico depostosi nell'avanfossa della catena (BARCA, 1991). Vengono riferiti indirettamente al Carbonifero inferiore sulla base dei conodonti del Devoniano superiore (Frasniano, Famenniano) rinvenuti negli olistoliti calcarei (BARCA & OLIVIERI, 1991).

Successione dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore delle Falde interne

Filladi carboniose (45a)

Questa unità litostratigrafica (fig. 36) è rappresentata da una potente successione di filladi e quarziti carboniose attribuite per analogia litologica al Siluriano-Devoniano che affiorano nella Nurra (CARMI-GNANI *et alii*, 1979b; DI PISA & OGGIANO, 1984), dove contengono intercalate rare lenti di metacalcari in cui sono stati rinvenuti resti di orthoceratidi. Filladi grafitose affiorano diffusamente anche in Barbagia (Arcu Correboi: DESSAU *et alii*, 1982). E' probabile che questa successione comprenda anche termini dell'Ordoviciano superiore, ma l'elevato grado di deformazione e ricristallizzazione non permette attribuzioni stratigrafiche sicure.

Marmi di Arcu Correboi (44)

Nelle Falde interne sono noti affioramenti isolati di marmi in diverse località della Barbagia (Arcu Correboi, Orani, Funtana Bona). Ad Arcu Correboi (Gennargentu) questi marmi arrivano ad uno spessore apparente di alcune centinaia di metri, ma le complicazioni strutturali della zona non consentono di valutare lo spessore originario.

Si tratta di marmi grigi con intercalazioni di calcescisti. Presso M. Armario sono stati rinvenuti conodonti devoniani (PILI & SABA, 1975; DESSAU *et alii*, 1982) che permettono di correlare questi marmi ai depositi di piattaforma carbonatica del Devoniano affioranti nel Gerrei ("Calcari di Villasalto" *Auct.*). Nelle zone con metamorfismo più elevato questa formazione è rappresentata da marmi a grana media e grossa, con grossularia e diopside.

Metagabbri e metadoleriti (45b)

Nelle Falde interne fino ad oggi non sono stati riconosciuti depositi sintettonici terrigeni del Carbonifero. In Nurra sono però descritte manifestazioni magmatiche attribuite al Carbonifero inferiore (fig. 41), correlate alle metavulcaniti intercalate ai depositi sintettonici carboniferi del Sarrabus (DI PISA et alii, 1992). Si tratta di metadoleriti e metagabbri che affiorano in stock di qualche decina di metri di diametro e sill, i quali intrudono successioni di probabile età siluriano-devoniana e mostrano affinità seriale analoga a quella delle metabasiti carbonifere intercalate nei depositi sin-orogenici delle Falde esterne. Queste metabasiti contengono relitti di tessitura intergranulare in cui il plagioclasio a composizione albitica si accompagna ad aggregati di anfibolo actinolitico e clorite pseudomorfi su pirosseno; nella massa di fondo cloritica, inoltre, sono presenti abbondanti epidoti, ilmenite e titanite.

2.4. - COMPLESSI METAMORFICI CONNESSI CON LA COLLISIONE ERCINICA

Come anzidetto, l'evoluzione stratigrafica preercinica (?Precambriano-Carbonifero inferiore) è delineabile con sufficiente chiarezza solo nella Sardegna centro-meridionale, prevalentemente nella Zona esterna e nelle Falde esterne. Andando verso NE, metamorfismo e deformazione aumentano e diventa sempre più difficile l'attribuzione stratigrafica delle metamorfiti. Nelle Baronie, dove le metamorfiti di medio grado presentano la maggiore

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO IN FACIES DEGLI SCISTI VERDI E ANCHIMETAMORFICO



Fig. 49 - Carta schematica del Basamento metamorfico della Sardegna nord-orientale (da ELTER *et alii*, 1986). - *Tectonic sketch map of the metamorphic basement of northeastern Sardinia (after ELTER et alii, 1986).*

continuità di affioramento, il grado metamorfico aumenta rapidamente verso NE; in una fascia larga circa cinquanta chilometri si passa infatti dalla facies a scisti verdi a quella anfibolitica e alle migmatiti (fig. 49). Da SW verso NE sono state distinte le zone a clorite, a biotite, a granato, a staurolite+biotite, cianite+biotite, sillimanite+muscovite e sillimanite+Kfeldspato. Questa zoneografia è caratteristica di un metamorfismo di tipo barroviano. Nel complesso migmatitico, come lungo la Linea Posada-Asinara, relitti di paragenesi di alta pressione sono conservati nelle anfiboliti (41) e testimoniano un'evoluzione polimetamorfica per almeno una parte di questo basamento. Nella zona più settentrionale (Gallura) gli affioramenti di metamorfiti sono isolati entro la massa dei granitoidi che diventano il litotipo dominante.

In questo paragrafo descriveremo: il Complesso intrusivo del Carbonifero superiore-Permiano e le metamorfiti di medio e alto grado della Zona interna della catena (Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica e Complesso migmatitico, fig. 5).

Secondo la ricostruzione geodinamica di CARMI-GNANI *et alii* (1994b), il Complesso migmatitico deriva dalla crosta continentale armoricana, sovrascorsa sul margine gondwaniano subdotto nel quale sono stati riconosciuti: a) il cuneo di accrezione (Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica);
b) le coperture del margine paleozoico del Gondwana precedentemente descritte (Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico, suddiviso in Falde interne, Falde esterne e Zona esterna).

I due margini sono separati da un'importante zona milonitica: la Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano relitti di crosta oceanica (fig. 5 e fig. 6).

2.4.1. - Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica

Tutta la zona interna della Catena ercinica sudeuropea è caratterizzata dal sovrascorrimento di basamenti precambriani di alto grado, con metamorfismo plurifaciale e relitti di paragenesi eclogitiche e granulitiche (*innermost cristalline nappes*: MATTE, 1983), su unità di grado metamorfico più basso (BURG & MATTE, 1978). Il sovrascorrimento si realizza in regime duttile anche con inversione delle isograde del metamorfismo barroviano nelle unità sottoscorrenti (BURG *et alii*, 1984). Nel contatto tettonico sono spesso implicati relitti di crosta oceanica (RIBEIRO *et alii*, 1964; BAYER & MATTE, 1979).

In Sardegna il Complesso migmatitico ercinico ed il Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica sono separati dalla Linea Posada-Asinara: una fascia milonitica, costituita da micascisti, paragneiss in facies anfibolitica e quarziti, che attraversa tutta la Sardegna settentrionale dalla foce del fiume Posada fino all'Isola dell'Asinara (fig. 5).

Come le suture oceaniche altrove descritte nella zona assiale della Catena ercinica europea, anche la Linea Posada-Asinara è caratterizzata per tutta la sua lunghezza da corpi di anfiboliti derivate da basalti di crosta oceanica, con relitti di metamorfismo di alta pressione. I corpi principali affiorano nella valle del Posada, nella bassa Gallura e all'Isola dell'Asinara. Queste anfiboliti contengono relitti di ambientazione granulitica (GHEZZO & ORSINI, 1982) e, nella bassa Gallura, di ambientazione eclogitica (OGGIANO & DI PISA, 1992). In termini di elementi maggiori tutte le anfiboliti mostrano composizioni simili a quelle riportate per le tholeiiti oceaniche e le concentrazioni degli elementi con alta forza di campo (HFSE) indicano che i protoliti delle anfiboliti derivano da basalti ad affinità MORB. Anche i pattern delle terre rare indicano una fusione parziale di una sorgente di tipo MORB impoverita, seguita da frazionamento.



Fig. 50 - Carta aereomagnetica schematica della Sardegna settentrionale (modificata da CASSANO *et alii*, 1979).

- Aeromagnetic map of norther Sardinia (after CASSANO et alii, 1979, modified).

Un'isocrona Sm/Nd ha fornito per i protoliti un'età di circa 950 Ma e un rapporto iniziale ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd di 0,51167 (CAPPELLI *et alii*, 1992). La forte anomalia magnetica (CASSANO *et alii*, 1979) che marca tutta la Linea Posada-Asinara (fig. 50) potrebbe indicare importanti corpi mafici in profondità e suggerisce che tale lineamento rappresenti una struttura di importanza crostale (CARMIGNANI *et alii*, 1994b).

La Linea Posada-Asinara ha costituito una "zona di debolezza" persistente fino al Terziario. E' caratterizzata da un'importante metamorfismo retrogrado in facies a scisti verdi coevo con movimenti trascorrenti destri tardo-ercinici che interessano entrambi i complessi che essa mette a contatto (ELTER *et alii*, 1990; OGGIANO & DI PISA, 1992). Inoltre, nella valle del Posada lo stesso lineamento è riattivato come faglia trascorrente destra anche nel Terziario (PASCI, 1997). Gli originari rapporti tra i due complessi metamorfici conseguenti alla collisione ercinica sono stati quindi modificati a più riprese.

Micascisti e paragneiss (43)

Sono attribuiti a questo complesso metamorfiti della zona a Grt+Ab e Grt+oligoclasio, derivate da originarie successioni silicoclastiche (fig. 49, fig. 51).

Si tratta di una importante, monotona successione di quarziti, metarenarie e micascisti. I termini più frequenti sono quelli a dominante fillosilicatica (mica-



Fig. 51 - Ubicazione degli affioramenti di Ortogneiss granodioritici e granitici (42) e di Micascisti e paragneiss (43).

- Outcrops of granodioritic and granitic orthogneiss (42) and of micaschists and paragneisses (43).

scisti a muscovite e biotite) con quantità subordinate di feldspati e quarzo. Seguono, in ordine di abbondanza, i termini metarenacei quarzoso-feldspatici con componente fillosilicatica variabile (paragneiss) ed infine i termini quarzitici, talvolta pressoché puri.

Ortogneiss granodioritici e granitici (42)

Gli ortogneiss granodioritici ("Ortogneiss di Lodè" *Auct.*) (fig. 51) sono costituiti da ortoderivati ben foliati e lineati, con inclusi melanocratici, di composizione gabbrodioritica, isorientati con la foliazione principale. La struttura blastica è costituita da un'associazione di quarzo, plagioclasio di composizione albitico-oligoclasica e subordinato microclino; le miche, rappresentate prevalentemente da biotite, sono organizzate in sottili livelli lepidoblastici anastomizzati intorno a domini a tessitura grano-



Fig. 52 - Strutture milonitiche tipo "S-C" negli Ortogneiss granodioritici (Lodè: Baronie).

- "S-C" mylonitic fabric in the granodioritic orthogneiss (Lodè: Baronie).

blastica, evidenziando la foliazione gneissica. Sono evidenti strutture indicative di un'importante deformazione milonitica, come livelli di quarzo ricristallizzato dinamicamente, strutture "S-C" (fig. 52), porfiroclasti asimmetrici, ecc.. FERRARA *et alii* (1978) datano queste rocce a 453 ± 10 Ma.

Le facies leucocratiche ("Gneiss occhiadini" Auct.) (fig. 51) hanno un'età radiometrica di 441 \pm 33 Ma (FERRARA *et alii*, 1978) e una struttura porfiroblastica con porfiroclasti di quarzo, K-feldspato e plagioclasio in matrice essenzialmente muscoviticocloritico-biotitica.

Queste metamorfiti sono state oggetto di numerosi studi a carattere geochimico, petrografico e radiometrico (RICCI, 1972; DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a; DI SIMPLICIO *et alii*, 1974b; FERRARA *et alii*, 1978; MEMMI *et alii*, 1982; ELTER *et alii*, 1990). La formazione deriva da una originaria intrusione composita. La facies dominante è di tipo granodioritico; le facies leucogranitiche ("Gneiss occhiadini" *Auct.*) sono sviluppate nelle zone periferiche del complesso plutonico.

Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica (39) e con sovraimpronta di alta temperatura (40)

Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica affiorano lungo la Linea Posada-Asinara, (fig. 53). Sono micascisti a Qtz+Pl+Bt+Ms±St±Ky±Grt, alternati a



Fig. 53 - Ubicazione degli affioramenti di Paragneiss e Micascisti di pressione intermedia (39), delle stesse litologie con sovraimpronta termica (40) e Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica (41).

- Outcrops of paragneisses and micaschists of medium pressure (39), paragneisses and micaschists affected by high-temperature metamorphic overprinting (40) and amphibolites with eclogitic relics (41).



Fig. 54 - Inclusi di sillimanite (Sil) in porfiroblasti di andalusite (And) in micascisto in facies anfibolitica con sovraimpronta di HT-LP (Asinara settentrionale) (nicol incrociati, scala di riferimento: 1 mm).

- Sillimanite (Sil) in andalusite porphyroblasts in an amphibolite facies micaschists with a HT-LP overprinting (crossed nicols, scale bar: 1 mm).

paragneiss derivati da originari litotipi arenacei e pelitico-arenacei, affioranti in corpi isolati di spessore variabile e quarziti. I minerali indice, la staurolite e specialmente la cianite, sono spesso destabilizzati da processi retro-metamorfici.

In Anglona e nell'Isola dell'Asinara i litotipi sopra descritti hanno una differente evoluzione termobarica. Le paragenesi mineralogiche dominanti sono di alto grado e sono caratterizzate dalla presenza di Al_2SiO_5 quasi sempre accompagnata da cordierite. Questa impronta metamorfica di alto gradiente termico è posteriore all'evoluzione metamorfica di tipo barroviano testimoniata dai frequenti relitti mineralogici di staurolite, granato e plagioclasio (fig. 54). Le associazioni di alto gradiente termico documentano una rapida evoluzione decompressiva di alcune aree del basamento ercinico.

Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica (41)

All'interno dei micascisti precedenti affiorano corpi di anfiboliti derivate dal metamorfismo di basalti ad affinità oceanica (CAPPELLI et alii, 1992). Sono corpi lenticolari ettometrici, talvolta con scistosità pervasiva parallela a quella dell'incassante, che affiorano nella valle del Posada, presso il Lago del Coghinas, nella bassa Gallura e nell'Isola dell'Asinara (fig. 53 e fig. 55). Queste anfiboliti mostrano caratteri mineralogici complessi che ne rivelano un'evoluzione metamorfica composita. L'associazione mineralogica dominante comprende anfibolo, plagioclasio e granato. Frequenti strutture simplettitiche ad albite e clinopirosseno salitico sono riconoscibili e sono probabili testimoni della destabilizzazione di pirosseno onfacitico di cui alcuni granuli sono conservati all'interno del granato (fig. 56) (OGGIANO & DI PISA, 1992). Altre evidenze, quali strutture coronitiche di titanite intorno a rutilo ed ilmenite e plagioclasio attorno a granato (comunemente ritenute tipiche di retrometamorfismo da condizioni di alta pressione in rocce basiche), permettono di interpretare queste anfiboliti come eclogiti retrocesse, la cui evoluzione sembra differente da quella delle retroeclogiti segnalate da MILLER et alii (1976) e FRANCE-SCHELLI et alii (1998).

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

COMPLESSO MIGMATITICO ERCINICO



Fig. 55 - Corpi boudinati di eclogiti riequilibrate in facies anfibolitica all'interno di micascisti di pressione intermedia (Isola dell'Asinara). - Boudins of amphibolite facies eclogites, in medium pressure micaschists (Isola dell'Asinara).

2.4.2. - Complesso migmatitico ercinico

Migmatiti (36)

Il Complesso migmatitico affiora a N della Linea Posada-Asinara entro i granitoidi. I protoliti sono con ogni probabilità precambriani. Secondo CARMIGNANI *et alii* (1994b) il Complesso migmatitico costituisce una falda cristallina sovrascorsa, durante la collisione ercinica, sulle metamorfiti di medio grado che affiorano lungo la Linea Posada-Asinara.

La litologia dominante è costituita da migmatiti che mostrano una certa eterogeneità di tipologie tessiturali e composizionali (metatessiti, diatessiti, ecc.). Le metatessiti comprendono rocce che mostrano una più o meno pronunciata differenziazione selettiva in domini composizionali. Questa si manifesta con la formazione di leucosomi disposti in alternanza discontinua (da millimetrica a decimetrica) con melanosomi e paleosomi (la terminologia qui adottata per illustrare i caratteri tessiturali delle migmatiti è quella proposta da JOHANNES, 1988). I leucosomi hanno composizione trondhjemitoide (contengono per lo più quarzo e plagioclasio, raro è il feldspato alcalino) ed hanno struttura granoblastica, spesso orientata. I melanosomi sono composti da biotite, quarzo, plagioclasio, sillimanite, granato, muscovite. Queste strutture di tipo stromatico sono da attribuire a processi di smistamento *in solidus*, cioè non dovuti a fusione parziale in clima anatettico, e sono piuttosto frequenti (FERRARA *et alii*, 1978; OGGIANO & DI PISA, 1988; PALMERI, 1992).

I processi responsabili di una tale strutturazione vengono ricondotti ad una molteplicità di fattori, tra i quali quelli legati a meccanismi di pressure solution sembrano i più efficaci (SAWYER & BARNES, 1988).

Le diatessiti sono rappresentate da rocce in cui è evidente una mobilizzazione anatettica. Tra esse si osservano strutture agmatitiche (fig. 58), nebulitiche, a *schlieren*, che indicano un grado pronunciato di mobilizzazione, come pure strutture di tipo stromatico discontinuo, testimoni di processi di fusione parziale essenzialmente in situ. Abbondante è lo sviluppo di feldspato alcalino che, assieme a plagio-



Fig. 56 - Relitti eclogitici rappresentati da onfacite (Omp) parzialmente destabilizzata in strutture simplettitiche ad albite (Pl) e clinopirosseni (Cpx) in anfibolite (bassa Gallura).

- Eclogite relicts with omphacite (Omp) with simplectitic stuctutures with albite (Pl) and clinopyroxenes (Cpx) in amphibolite rocks (lower Gallura).

clasio e quarzo, costituisce la paragenesi fondamentale di questi leucosomi. La composizione modale e le strutture di cristallizzazione rinvenibili al loro interno porta a considerarli corrispondenti a termini di minimum melt crostale a spese di protoliti ricchi in componente arenacea, come potrebbe essere suggerito dalla composizione isotopica iniziale dello stronzio calcolata a 300 Ma (età minima presunta per il processo anatettico) di alcuni di essi (86Sr/87Sr = 0,7105; 0,7108; DEL MORO et alii, 1996). Il carattere tessiturale di maggior rilievo all'interno delle diatessiti è la compresenza di leucosomi a composizione trondhjemitoide, del tutto simili a quelli rinvenuti all'interno delle metatessiti, e di leucosomi a composizione granitica di natura anatettica. I rapporti di antecedenza osservabili sul terreno indicano chiaramente che i leucosomi trondhjemitoidi sono precedenti a quelli anatettici a composizione granitica (Oggiano & Di Pisa, 1988).

Ortogneiss (37) e anfiboliti (38)

All'interno del Complesso migmatitico sono stati distinti ortogneiss (37) e corpi mafici e ultramafici (38) (fig. 57). Gli ortogneiss hanno caratteri composizionali e tessiturali molto vari; si va da gneiss monzogranitici, con relitti di grossi individui di Kfeldspato in cui ancora si osservano relitti di tessiture occhiadine (Porto Ottiolu: Gallura, P.ta Scorno: Isola dell'Asinara, fig. 59), a gneiss granodioritici (diga del Liscia: Gallura, Tanaunella: Baronie, ecc.). L'ortogneiss di Tanaunella, in virtù di un'età Rb/Sr



Fig. 57 - Ubicazione degli affioramenti di Migmatiti (36), Ortogneiss (37) e Anfiboliti ultramafiche (38).

- Outcrops of migmatites (36), orthogneisses (37) and ultramafic amphibolites (38).

di 458 ± 31 Ma, è stato assimilato agli ortogneiss ordoviciani conosciuti sia nella zona esterna che nel complesso in facies anfibolitica (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a).

Le mafiti ed ultramafiti (**38**) costituiscono corpi ettometrici all'interno delle migmatiti e mostrano un'evoluzione plurifaciale con uno stadio precoce di alta temperatura e pressione intermedio-alta (granulitico- eclogitico). I corpi mafici con relitti di metamorfismo granulitico, come quelli di Montigiu Nieddu in Gallura (GHEZZO *et alii*, 1979) e di P.ta Scorno all'Isola dell'Asinara (CASTORINA *et alii*, 1996), sono interpretati come corpi basici stratificati intrusi in crosta inferiore. Altre anfiboliti con relitti eclogitici (P.ta de li Tulchi: Gallura, MILLER *et alii*, 1976) potrebbero derivare da tholeiiti continentali e testimoniare una fase di *rifting* del Paleozoico inferiore (RICCI & SABATINI, 1978).

2.4.3.1. - Complesso plutonico del Carbonifero superiore-Permiano

I granitoidi tardo-ercinici costituiscono circa un terzo della superficie dell'Isola e insieme con quelli della Corsica formano il Batolite sardo-corso (vedi anche la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata). È questo uno dei batoliti più importanti della Catena ercinica europea, affiorando per una lunghezza di 400 km ed una larghezza di oltre 50. Il batolite è notoriamente composito; ha una grande variabilità strutturale, e si è messo in posto in un lasso di tempo piuttosto lungo. Considerando infatti che i granitoidi della Corsica settentrionale hanno età viseana-namuriana (ROSSI & COCHERIE, 1991) e che i massicci leucogranitici come quelli di Tempio Pausania (Gallura) hanno età permiana inferiore (DEL MORO et alii, 1975; COCHERIE, 1985; CASTORINA et alii, 1988; CASTORINA & PETRINI, 1989), la messa in posto dell'intero batolite sarebbe avvenuta in un intervallo di tempo di circa 40 Ma (da circa 320 a circa 280 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, ed una calcalcalina riferibile essenzialmente al Carbonifero superiore-Permiano inferiore, la quale costituisce la quasi totalità dei granitoidi della Corsica meridionale e della Sardegna (ORSINI, 1980).

Per quanto concerne i rapporti tra messa in posto dei vari plutoni e la tettonica ercinica, GHEZZO *et alii* (1982) hanno distinto tra plutoniti sin-, tardo- e posttettoniche in riferimento all'ultima fase deformativa ercinica, ritenuta da questi Autori ancora compressiva e, quindi, collocata all'interno della dinamica collisionale della catena. Tuttavia, 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 compressivo ercinico ancora attivo.

In Sardegna, dove è presente soltanto l'associazione calcalcalina, le età radiometriche e i rapporti tra foliazioni interne alle intrusioni e la strutturazione



Fig. 58 - Struttura agmatitica in migmatite (Gallura settentrionale). - Agmatitic structure in migmatite (northern Gallura).



Fig. 59 - Ortogneiss monzogranitico all'interno del Complesso migmatitico ercinico (Isola dell'Asinara settentrionale). - Monzogranitic orthogneiss in the Hercynian migmatitic complex (northern Isola dell'Asinara).

generale della catena indicano che l'acquisizione della deformazione, anche 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 al M. Grighini (MUSUMECI, 1992), 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, è da ritenere che la messa in posto del Batolite sardo-corso sia da ricondurre alla tettonica estensionale legata al collasso gravitativo della Catena ercinica. Tale tettonica in Sardegna fu sicuramente attiva a partire da almeno 308 Ma, dall'età di chiusura delle muscoviti legate all'evento metamorfico decompressivo di alto T/P (MACERA et alii, 1989), e proseguì almeno fino all'Autuniano; infatti questa tettonica si manifesta anche con un metamorfismo regionale di alto T/P, con lo sviluppo di bacini molassici stefano-autuniani e con un attivo vulcanismo calcalcalino. Come conseguenza, gran parte del plutonismo calcalcalino del Batolite sardocorso deve ritenersi coevo sia con i sedimenti (almeno della loro parte basale stefano-autuniana) che con le vulcaniti presenti nei bacini continentali

stefano-permiani. Infatti, alcune vulcaniti sono termometamorfosate dalle intrusioni autuniane e probabilmente rappresentano le facies effusive delle plutoniti del batolite.

È 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 Carta geologica allegata abbiamo preferito distinguere le intrusioni in base alla composizione e alla tessitura, senza assegnare a quest'ultima particolari significati in relazione alla storia deformativa ercinica, distinguendo solo i granitoidi foliati in condizioni 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*.

Per ciò che concerne gli aspetti composizionali, il carattere calcalcalino dell'associazione granitoide
sarda è stato messo in evidenza da tempo (DI SIMPLI-CIO *et alii*, 1974a; ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; POLI *et alii*, 1989). La maggioranza delle intrusioni mostra una grande variabilità che va dalle quarzodioriti fino ai leucograniti a due miche, definendo *trend* da calcalcalinotrondjemitici a calcalcalino-monzogranitici, in accordo con quelli definiti da LAMEYRE & BOWDEN (1982). La tipologia 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 con zonature tipo *patchy-zoning* (ORSINI, 1980).

Le proporzioni dei vari termini dell'associazione calcalcalina, secondo ORSINI (1980), sono così schematizzabili:

a) granitoidi di composizione intermedia con SiO_2 60-65% (tonaliti e granodioriti), 6-7% del totale d'affioramento;

b) granitoidi a composizione acida con SiO_2 65-75% (granodioriti e monzograniti), 60% del totale di affioramento;

c) granitoidi super acidi con SiO_2 75-78% (monzograniti e alaskiti, leucograniti s.l.), occupanti circa il 30% del totale dell'affiorante;

d) rocce intrusive basiche (gabbri e gabbro-tonaliti), occupanti l'1% del totale dell'affiorante.

I granitoidi a composizione acida (granodioriti e monzograniti) presentano maggiore disomogeneità; più omogenei sono invece i leucograniti, tra i quali non sono rare le intrusioni peralluminose.

La petrogenesi del batolite è stata interpretata secondo ipotesi differenti. Secondo ZORPI et alii (1989), le caratteristiche geologico-strutturali di alcune intrusioni composite (Bono e Buddusò: Goceano) e la variazione degli elementi maggiori nei principali massicci monzogranitici, dove si osserva una chiara zonatura composizionale, sono il risultato di processi complessi. Questi prevedono la presenza di camere profonde di grandi dimensioni di magma acido, nelle quali si realizzerebbero zonature composizionali per processi diffusivi allo stato liquido (termodiffusione, convezione doppio-diffusiva), o successivamente per cristallizzazione di parete. In tali camere si verificherebbero, in un secondo stadio, 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 geochimiche del batolite sarebbero invece il risultato di un processo petrogenetico a due stadi. Nel primo stadio si avrebbe interazione di magma sub-crostale con un fuso monzogranitico prodotto per anatessi di crosta con composizione analoga ad un'anfibolite biotitica (grado di fusione 25-35%). L'interazione non è, secondo gli stessi Autori, un processo di mixing, bensì di assimilazione e cristallizzazione frazionata. A questa fase si attribuisce la formazione delle intrusioni granodioritiche e tonalitiche. Durante il secondo stadio si avrebbe la formazione di fusi leucogranitici in seguito a bassi gradi di fusione parziale (15-25%) della crosta continentale. Sulla base di questo modello generale, il ruolo dell'anatessi crostale è prevalente nella petrogenesi dell'intero batolite.

Nella Carta geologica della Sardegna allegata le plutoniti sono state distinte prevalentemente in base alla composizione modale procedendo dai vari termini più femici a quelli più sialici; questa successione, a grandi linee, corrisponde anche alla successione cronologica delle intrusioni come individuata da GHEZZO & ORSINI (1982). Due tipologie di plutoniti sono state invece distinte, per evidenziarne in un caso i particolari caratteri tessiturali (Granitoidi foliati, **35**) e nell'altro la spiccata peralluminosità (Granitoidi a cordierite, **34**). Ovviamente queste due litologie, peraltro poco rappresentate, comprendono intrusioni di varia composizione modale e di differente collocazione nella cronologia degli eventi intrusivi.

Granitoidi foliati (35)

Si tratta di granitoidi con differente composizione (fig. 60) ed età; vi sono rappresentati sia leucograniti peralluminosi, con età di messa in posto di circa 300±7 Ma (MACERA *et alii*, 1989), che granodioriti e tonaliti. Abbiamo compreso in questo tipo di intrusioni quelle interessate da deformazioni connesse con le fasi tettoniche regionali e che esibiscono una foliazione acquisita allo stato solido o in condizioni transizionali tra il flusso magmatico e il *solid state flow*.

La principale caratteristica tessiturale dei granitoidi affioranti nell'area di Porto Pollo-Barrabisa (Gallura) (INNOCENTI, 1990) è un'evidente foliazione marcata da nastri di quarzo, paralleli alla foliazione delle metamorfiti incassanti. La grana è eterogenea e spesso si riscontra una facies con cristalli di plagioclasio centimetrici con inclusioni pecilitiche di biotite. Nella zona di Bortigiadas (Gallura) sono presenti



Fig. 60 - Ubicazione degli affioramenti di Granitoidi a cordierite (34) e Granitoidi foliati (35).

- Outcrops of cordierite bearing granitoids (34) and foliated granitoids (35).

granodioriti tonalitiche fortemente orientate, caratterizzate dall'allineamento dei fenocristalli di plagioclasio e di quarzo. La tessitura è talvolta gneissica, la grana varia da medio-fine a grossa. Si differenziano dalle precedenti per l'assenza di fasi alluminose quali muscovite e cordierite. In alcuni casi è presente un anfibolo verde. A M. Senes (W di Orosei) affiorano tonaliti e granodioriti tonalitiche con tessitura fortemente orientata, marcata dall'isorientazione di biotite e da nastri di quarzo e plagioclasi; al loro interno sono presenti inoltre *enclave* biotitici fortemente appiattiti secondo il piano di foliazione.

Granitoidi a cordierite (34)

Si tratta di intrusioni granodioritiche e leucogranitiche a grana media, equigranulari, caratterizzate da uno spiccato carattere peralluminoso che si manifesta



Fig. 61 - Ubicazione degli affioramenti di Tonaliti (33b). - Outcrops of tonalites (33).

con la presenza di fasi come la muscovite, il silicato anidro d'alluminio e la cordierite, quest'ultima in cristalli di taglia centimetrica. Affiorano a M. Isalle nel Nuorese, a S di Buddusò (Sos Canales) nel Goceano (DI VINCENZO & GHEZZO, 1996) e costituicono il nucleo dell'intrusione composita dell'Arburese (SEC-CHI *et alii*, 1991) (fig. 60). L'età varia da 305±17 Ma (Plutone di M. Isalle, Nuorese: DI VINCENZO *et alii*, 1996) a 304±21 Ma (Arburese: SECCHI *et alii*, 1991), a 298±4 Ma (Intrusione di Sos Canales: DI VINCENZO & GHEZZO, 1996).

Tonaliti (33b), Gabbri e masse gabbrotonalitiche (33a)

Le Tonaliti (33b) costituiscono singole intrusioni oppure porzioni di intrusioni composite zonate, e non di rado anche corpi isolati all'interno di intrusioni granodioritiche o monzogranitiche (fig. 61); sono state studiate da diversi Autori (D'AMICO, 1960; NEGRETTI, 1966; GHEZZO *et alii*, 1973; COCIRTA & MICHON, 1989). Affiorano principalmente nella Sardegna centro-settentionale e possono presentare tessiture fortemente orientate (Ottana: Nuorese) fino a scistose (Badesi: Gallura), oppure quasi isotrope come a Bitti (Barbagia), Lanusei (Ogliastra) o nel Mandrolisai.

Le tonaliti affioranti prevalentemente nel bordo occidentale del batolite (zona di Trinità d'Agultu: Gallura, Ottana: Nuorese) hanno un carattere granodioritico, grana media e sono moderatamente inequigranulari. Sono caratterizzate da una evidente anisotropia tessiturale marcata dall'allineamento di tutti i minerali e degli abbondanti inclusi microgranulari scuri di composizione dioritico-tonalitica. La biotite è in proporzioni modali non superiori al 25% ed è spesso associata ad un anfibolo verde in quantità modale non superiore al 5%.

Nella zona di Busachi-Ortueri (Barigadu), nella zona di Bitti-Lula (Barbagia) e a Lanusei-Barisardo (Ogliastra), le tonaliti si differenziano dalle precedenti per l'assenza di una evidente anisotropia tessiturale e per il carattere più marcatamente tonalitico (D'AMICO, 1960; NEGRETTI, 1966). Macroscopicamente hanno tessitura tendenzialmente isotropa, grana da media a fine ed equigranulare. La biotite è in proporzioni modali non superiori al 25%, inoltre è sempre presente l'anfibolo verde che mostra fenomeni di sostituzione da parte della biotite. A W di Atzara (Mandrolisai), sono presenti tonaliti granodioritiche a tessitura isotropa, a grana media, inequigranulare con rari individui di K-feldspato di dimensione fino a 1 cm. La biotite è in proporzioni modali non superiori al 20%, associata con rari anfiboli. Il quarzo, a carattere interstiziale, è stimato non superiore al 15%.

I Gabbri e le masse gabbro-tonalitiche (33a) sono molto rari all'interno del Batolite sardo-corso (come osservabile anche nella Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata); costituiscono corpi di piccole dimensioni quasi sempre inglobati all'interno di plutoniti più acide. Gli affioramenti più importanti sono a P.ta Falcone, Bortigiadas (Gallura), Osidda (Barbagia di Bitti) e nel Sarrabus. Un tratto comune a queste plutoniti è la presenza di stratificazione da cumulo e l'associazione con termini a composizione da dioritica a tonalitica. La massa gabbrica meglio conosciuta è quella di P.ta Falcone. Si tratta di gabbri anfibolici con evidenti motivi di cumulo; le facies dominanti sono costituite da leucogabbri a orneblenda pecilitica, da gabbri e quarzo-gabbri pirosseno-anfibolici. BRALIA et alii (1981) e POLI *et alii* (1991) hanno interpretato questa massa gabbrica come il prodotto dello smembramento di un'intrusione basica, non ancora cristallizzata, risalita a livelli altocrostali, dove sarebbe stata inglobata da magmi anatettici con i quali avrebbe prodotto fenomeni di interazione meccanica. Il gabbro di Bortigiadas ha un'estensione areale molto limitata ed è incluso in una granodiorite marcatamente foliata; sono presenti due facies petrografiche, una a struttura massiccia a grana fine, con colore d'insieme verde scuro, e l'altra a struttura massiva e tessitura fortemente inequigranulare, marcata da grossi fenocristalli di anfibolo.

Granodioriti equigranulari (30) inequigranulari (31) e tonalitiche (32)

Le granodioriti affiorano estesamente nella parte sarda del Batolite sardo-corso (fig. 62), con intrusioni



Fig. 62 - Ubicazione degli affioramenti di Granodioriti equigranulari (30), inequigranulari (31) e tonalitiche (32).

- Outcrops of equigranular granodiorites (30), inequigranular granodiorites (31) and tonalitic granodiorites (32). più frequenti nel complesso metamorfico in facies degli scisti verdi, mentre sono subordinate nei complessi metamorfici di medio ed alto grado della Sardegna NE. Presentano sempre una discreta anisotropia marcata dall'orientazione della biotite e degli inclusi femici sempre presenti in queste plutoniti. In base ai caratteri strutturali si possono distinguere granodioriti equigranulari e inequigranulari a tendenza monzogranitica, e granodioriti tonalitiche.

Le Granodioriti equigranulari (**30**) sono caratterizzate da una grana variabile da medio grossa a medio fine, dalla tessitura equigranulare e da una moderata isorientazione magmatica evidenziata da una isorientazione delle biotiti e degli inclusi microgranulari femici. La biotite, di dimensioni di circa 2 mm, è in proporzioni modali non superiori al 15%, il quarzo, raramente subedrale, è in proporzioni non superiori al 20%.

Nelle Granodioriti inequigranulari (**31**) la grana è da media a medio-fine e il carattere inequigranulare della tessitura è determinato dalla presenza di fenocristalli di K-feldspato pluricentimetrici la cui distribuzione è disomogenea a scala dell'affioramento. Anche qui la fluidalità magmatica è ben marcata dall'isorientazione della biotite e del K-feldspato oltre che dai numerosi inclusi femici. Tra le fasi femiche si osserva sporadicamente anfibolo verde, mentre la biotite presenta proporzioni modali tra il 15 e 20%.

Le Granodioriti tonalitiche (**32**) sono invece caratterizzate da grana medio-grossa per la presenza sporadica di cristalli di K-feldspato bianco-rosati, di dimensioni pluricentimetriche e con inclusioni pecilitiche di biotite. L'isorientazione di flusso magmatico è ben evidenziata oltre che dalla biotite e dai fenocristalli di K-feldspato anche dagli inclusi femici. La biotite cristallizza spesso in aggregati policristallini a contorno di minerali sialici; la proporzione modale di questo minerale è attorno al 20%.

Monzograniti equigranulari (28b), inequigranulari (28a) e Sieniti sodiche (29)

Queste rocce intrusive (fig. 63) presentano varietà di facies derivanti dai diversi gradi sia di orientazione delle tessiture che di variabilità di grana. Queste disomogeneità, spesso presenti all'interno di una stessa intrusione, hanno notevole importanza nella caratterizzazione merceologica di tali rocce ampiamente sfruttate per usi ornamentali. Nella carta ci siamo limitati a distinguere tra facies equigranulari, con orientazione meno marcata, e facies inequigranulari con forte orientazione preferenziale, marcata da





- Outcrops of equigranular leucogranites (26), garnet bearing leucogranites (27), monzogranites (28) and Na-rich syenite (29).

megacristalli di feldspato potassico e dalla forma allungata degli inclusi femici.

Monzograniti equigranulari (28b) affiorano nell'area di Buddusò-Alà dei Sardi (ORSINI, 1980). Si tratta di monzograniti leucocrati, con tessitura equigranulare e con fluidalità planare non sempre ben espressa. Questo litotipo è caratteristico per il colore grigio perlaceo, una discreta omogeneità cromatica e granulometrica interrotta da sporadici fenocristalli euedrali di K-feldspato bianco latte. Rispetto ai monzograniti eterogranulari, quelli equigranulari si caratterizzano per il basso contenuto di biotite. Nell'area di Olzai-Gavoi (Barbagia) e a S di Dorgali (Golfo di Orosei), i monzograniti equigranulari hanno tendenza leucocrata, grana medio-fine e tessitura equigranulare, con K-feldspato bianco di taglia sub-centimetrica cristallizzato in individui policristallini. La biotite è in proporzioni modali non superiori al 5%.

Talvolta è presente come minerale accessorio il granato, in cristalli millimetrici.

Per quanto riguarda i Monzograniti inequigranulari (28a), sono da segnalare le masse isolate comprese tra Olzai e Irgoli (Baronie). Si tratta di rocce caratterizzate da una tendenza unimodale della dimensione del K-feldspato di colore rosato, che varia tra 3 e 5 cm. Localmente è apprezzabile una moderata isorientazione lungo linee di flusso magmatico. A nucleo dell'estesa intrusione zonata di Tempio Pausania (Gallura), si rinvengono monzograniti con individui di K-feldspato rosati isorientati di grossa taglia (8-12 cm), che tuttavia non rappresentano più del 10% del K-feldspato totale. Il litotipo più diffuso della famiglia dei monzograniti affiora in continuità nella zona a N di Tempio Pausania-Calangianus, fino a Telti. Si distingue dal precedente per la taglia decisamente minore dei fenocristalli che non supera i 5-6 cm, mantenendosi in media intorno a 3-3,5 cm. Inoltre, a differenza dei precedenti, la quasi totalità del K-feldspato è rappresentato da fenocristalli euedrali isorientati. L'esteso affioramento dell'area compresa tra Aglientu ed Arzachena (Gallura) è rappresentato da litotipi ben differenziabili dai precedenti essendo più marcatamente equigranulari e con una sensibile diminuzione della dimensione del feldspato potassico, che spesso ha taglia confrontabile con quella del plagioclasio. Tuttavia sono ancora riscontrabili, anche in percentuale limitata, fenocristalli di K-feldspato di dimensione media intorno a 1 cm, a tendenza euedrale, che presentano una modesta isorientazione ben rilevabile soltanto in particolari condizioni di affioramento. Le età radiometriche determinate dai vari Autori si attestano intorno a 280 Ma (COCHERIE, 1985; CASTORINA & PETRINI, 1989).

Insieme ai monzograniti ricordiamo i piccoli *stock* di sieniti sodiche (**29**) che si sviluppano in direzione E-W all'interno delle granodioriti del Sarrabus (BROTZU *et alii*, 1978).

Leucograniti equigranulari (26) e Leucograniti a granato (27)

I leucograniti affiorano diffusamente in tutti i settori del basamento sardo (fig. 63). Si contraddistinguono per l'omogeneità composizionale e per le tessiture debolmente orientate o quasi isotrope. Il *trend* generale delle intrusioni è generalmente discordante rispetto a quello delle rocce incassanti e a quello delle intrusioni precedenti (fig. 64). La direzione dominante varia da N-S a NE-SW (GHEZZO & ORSINI, 1982). Le età radiometriche disponibili variano da 289±1 Ma a 274±9 Ma (DEL MORO *et alii*, 1975; COCHERIE, 1978; COCHERIE, 1985; CASTORINA & PETRINI, 1989).

In alcune aree sono segnalati anche leucograniti a facies inequigranulari, i quali affiorano con continuità nel massiccio del M. Limbara e del M. Lerno (Gallura). Si tratta di granitoidi a tendenza leucocrata inequigranulare, a cui il quarzo globulare conferisce un aspetto tendenzialmente porfirico. Nella massa di fondo microcristallina spiccano inoltre fenocristalli subedrali di K-feldspato. La biotite è presente in proporzioni modali non superiori al 5%. I leucograniti che affiorano lungo la valle di Oschiri e nella zona di Olbia, a S di S. Teresa-Porto Pozzo (Gallura), si differenziano dai precedenti per la grana che va da media a grossa e la tessitura inequigranulare, evidenziata da cristalli subedrali di K-feldspato rosato di taglia centimetrica, localmente isorientati lungo linee di flusso magmatico. La biotite cristallizzata in individui isolati di taglia attorno a 3 mm è in proporzioni modali non superiori a 5%. Le intrusioni più estese di leucograniti affiorano a NW di Luras, a San Pantaleo ed a W di Olbia (Gallura). Sono caratterizzati da una grana media equigranulare, con K-feldspato equidimensionale di taglia sub-centimetrica, cristallizzato in individui policristallini che conferiscono alla roccia la caratteristica colorazione rosata (fig. 65). La biotite, di taglia non superiore a 2 mm, è in proporzioni modali non superiori al 7%. Le facies affioranti nel Sarrabus si differenziano dalle precedenti per la grana fine, per la tendenza ololeucocrata derivante dalla quasi totale assenza della biotite e per la tessitura in genere isotropa, ma talvolta anche orientata (fig. 66).

Dai leucograniti precedentemente descritti si differenziano nettamente quelli affioranti nell'area di P.ta Tepilora (Baronie) per il loro carattere peralluminoso che si manifesta con la presenza di granati e muscovite (Leucograniti a granato 27). Si tratta composizionalmente di un leucogranito rosato a tessitura isotropa e grana medio-fine, caratterizzato dalla presenza di un granato rosso, di dimensioni fino a 6-7 mm, e da rari cristalli di muscovite millimetrica. Il Kfeldspato, subedrale, è di colore rosato e talvolta presenta inclusioni pecilitiche di biotite, la quale cristallizza anche in individui subedrali di dimensioni millimetriche, uniformemente diffusi ed in proporzioni modali non superiori al 4 %.



Fig. 64 - Contatto intrusivo con stoping tra i leucograniti del Sarrabus e le formazioni anchimetamorfiche dell'Unità del Sarrabus (San Vito: Sarrabus). - Intrusive contact by stoping between leucogranites of the Sarrabus area and anchimetamorphic rocks of the Sarrabus unit (San Vito: Sarrabus).



Fig. 65 - Leucogranito equigranulare a tessitura isotropa, con K-feldspato subcentimetrico, cristallizzato in aggregati policristallini (M. Pulchiana: Gallura).

- Equigranular leucogranite with isotropic structure, with cm-sized K-feldspar cristallized in aggregates (M. Pulchiana: Gallura).

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

COMPLESSO INTRUSIVO



Fig. 66 - Leucogranito con tessitura orientata, evidenziata dall'isorientazione degli inclusi femici (Capo Ferrato, Sarrabus). - Leucogranite with oriented structure, marked by alignement of mafic enclaves (Capo Ferrato: Sarrabus).

2.4.3.2. - Complesso filoniano del Carbonifero superiore-Permiano

Filoni basici (25), filoni di quarzo (24) e filoni di porfidi granitici (23)

Tutto il basamento sardo presenta numerose manifestazioni sub-vulcaniche (fig. 67), l'inquadramento delle quali, all'interno dell'evoluzione geodinamica della Sardegna ercinica, ha bisogno di ulteriori approfondimenti. I dati disponibili consentono solo di distinguere cartograficamente in tutta l'Isola i filoni a composizione femica da quelli a composizione sialica; non è invece possibile una distinzione in base ai criteri di affinità che probabilmente sarebbe molto più interessante.

La cronologia di queste fenomenologie sub-vulcaniche è vincolata in prima istanza da evidenze giaciturali. Molti filoni tagliano i granitoidi del batolite ed alcuni perfino le vulcaniti permiane (TRAVERSA, 1969). I dati radiometrici indicano per le manifestazioni filoniane acide età Rb/Sr su minerali comprese tra 268 ±4 Ma e 298±4 Ma (VACCARO *et alii*, 1991)

I filoni basici alcalini (fig. 68) rappresentati da diverse litologie (spessartiti, comptoniti, ecc.), anche in base alle osservazioni di campagna, sembrano i più recenti. Una datazione mediante l'analisi di tracce di fissione su apatite e biotite fatta su un filone comptonitico delle Baronie ha fornito un'età al limite tra Permiano e Triassico (BALDELLI *et alii*, 1987).

Nella Carta geologica sono stati distinti:

a) corpi filoniani a composizione basica sia alcalini che calcalcalini (25), generalmente alterati, a struttura sub-afirica o debolmente porfirica con fenocristalli di plagioclasio, anfibolo, clinopirosseno e olivina; la massa di fondo ha tessitura intersertale e/o sub-ofitica;

b) filoni di porfidi granitici, microgranitici, aplitici e pegmatitici (23). Presentano tessitura isotropa, talvolta porfirica con fenocristalli di feldspato alcalino potassico, quarzo e più raramente biotite e muscovite dispersi in una massa di fondo granofirica. Si tratta prevalentemente di termini a composizione leucogranitica, spesso intimamente associati alle grandi intrusioni tardive delle quali rappresentano le fasi di cristallizzazione tardiva ipoabissale (GHEZZO & ORSINI, 1982).

La direzione del sistema filoniano è molto varia e caratteristica. Nella Sardegna settentrionale prevalgono direzioni da NE-SW a NNE-SSW (fino a N-S nell'estremità settentrionale della Gallura). Nella Sardegna meridionale prevalgono invece direzioni NW-SE fino NNW-SSE nel Sarrabus meridionale. Nella Sardegna SW (Iglesiente-Sulcis) il sistema filoniano è meno presente.



Fig. 67 - Ubicazione dei principali Filoni basici (25), di quarzo (24) e porfidi granitici (23).
- Main outcrops of mafic dykes (25), quartz dykes (24), porphyritic granites (23).

Questa sistematica differenza di direzione del campo filoniano tra Sardegna settentrionale e meridionale rappresenta, specialmente dentro il batolite, una anisotropia meccanica di primo ordine. Essa costituisce un elemento strutturale che condiziona notevolmente tutta l'evoluzione tettonica post-ercinica di tutta l'Isola, ed in particolare quella terziaria (PASCI, 1997). Come sarà discusso più avanti, sia il sistema trascorrente dell'Oligocene-Miocene inferiore che le faglie dirette che hanno condizionato la sedimentazione durante il Miocene medio, il Miocene superiore ed il Plio-Quaternario, sono tutti stretta-

Tra le manifestazioni filoniane peri-plutoniche, oltre alle pegmatiti ad alle apliti già citate, sono stati distinti nella Carta geologica anche i principali filoni idrotermali (24). Si tratta prevalentemente di filoni di quarzo, spesso mineralizzati a fluorite, barite e solfuri misti.

mente controllati dalla direzione del campo filoniano

tardo-ercinico.

2.5. - TETTONICA DEL BASAMENTO PALEOZOICO

In questo capitolo verrà descritta l'evoluzione tettonica del basamento. Un'esauriente trattazione di tutti i dati e delle numerose interpretazioni, spesso contrastanti, ci è sembrata decisamente eccessiva per una nota illustrativa di una carta di sintesi. Pertanto, qui saranno esposte essenzialmente le interpretazioni degli Autori, ma nella bibliografia abbiamo cercato di riportare i contributi più significativi degli ultimi anni sulla tettonica del basamento sardo e anche alcuni riferimenti bibliografici sulla Catena ercinica europea, in modo da fornire strumenti utili a quanti volessero farsi una opinione più completa partendo dai dati originali.

I dati e le interpretazioni che esporremo sono stati in gran parte già presentati in alcuni lavori di sintesi degli ultimi anni (CARMIGNANI *et alii*, 1992a; 1992c; 1994b); molte illustrazioni e considerazioni esposte derivano da questi lavori.



Fig. 68 - Filoni basici che intrudono le granodioriti erciniche (Torre vecchia-Villasimius: Sarrabus meridionale). - Mafic dykes intruding Hercynian granodiorites (Torre vecchia-Villasimius: southern Sarrabus).

2.5.1. - Inquadramento tettonico regionale del basamento sardo

Il basamento sardo-corso è parte della Catena ercinica sud-europea. Questa è considerata dalla maggior parte degli Autori una catena collisionale associata a subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione nel Siluriano e collisione continentale con importante ispessimento crostale, metamorfismo e magmatismo durante il Devoniano e il Carbonifero (BURG & MATTE, 1978; AUTRAN & COGNÉ, 1980; BARD *et alii*, 1980; MATTE & BURG, 1981; MATTE, 1983; BURG *et alii*, 1984; MATTE, 1986; PIN & PEUCAT, 1986; COSTA & MALUSKI, 1988; FRANKE, 1989; PIN, 1990).

Falde di ricoprimento chilometriche sono state descritte in tutta la Catena ercinica europea: sia nelle zone esterne, ove sono impilate le coperture paleozoiche (ARTHAUD & MATTE, 1966; JULIVERT, 1971; CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977), che nelle zone interne, ove la tettonica ercinica è associata a riattivazione del basamento precambriano con falde cristalline, metamorfismo di alto grado e migmatizzazione (RIES & SHACKLETON, 1971; MAT-TAUER & ETCHECOPAR, 1976; BURG & MATTE, 1978; MATTE, 1983; BEHR *et alii*, 1984).

I primi tentativi di applicare i modelli orogenetici della tettonica a placche alla Catena ercinica risalgono alla prima metà degli anni settanta (BURRET, 1972; LAURENT, 1972; NICOLAS, 1972; RIDING, 1974); ma furono soprattutto le ricerche di geologia strutturale della fine degli anni settanta - inizio anni ottanta a confermare la struttura collisionale della catena e a negare il modello ensialico (BURG & MATTE, 1978; AUTRAN & COGNÉ, 1980; BARD *et alii*, 1980; MATTE & BURG, 1981), stimolando così ricerche geochimiche e geocronologiche sulle metabasiti con relitti di paragenesi di alta pressione affioranti lungo la zona assiale della Catena ercinica, dalla Spagna meridionale alla Boemia.

I protoliti di molte di queste metabasiti mostrano affinità geochimica con basalti di fondo oceanico (BODINIER *et alii*, 1986; BOUCHARDON *et alii*, 1989; PIN, 1990). Dati geochimici ed isotopici (CABANIS *et alii*, 1982; FLOYD, 1984; BERNARD-GRIFFITH & COR-NICHET, 1985; PIN & CARME, 1987) indicano una derivazione delle metabasiti da un mantello impoverito, mentre altre sono ritenute derivate da associazioni ofiolitiche (Cornovaglia: KIRBY, 1979; MISAR, 1984; Galizia: BERNARD-GRIFFITH & CORNICHET, 1985; Massiccio armoricano: PAQUETTE *et alii*, 1985; Polonia: PIN & CARME, 1987; Massiccio centrale: DUBUISSON *et alii*, 1988; MENOT *et alii*, 1988). L'età

radiometrica più frequente dei protoliti delle metabasiti è del Paleozoico inferiore (PIN, 1990, con bibliografia) e più raramente Precambriano (PEUCAT et alii, 1982; PAQUETTE et alii, 1985). Quasi tutte queste metabasiti mostrano relitti con metamorfismo di alta pressione (eclogitico o granulitico) che di solito ha età compresa tra il Devoniano inferiore e il Siluriano (WIESER, 1978; PEUCAT et alii, 1982; PIN & LANCE-LOT, 1982; PEUCAT, 1986; GUIRAUD et alii, 1987; PAQUETTE, 1987; PAQUETTE et alii, 1987; QUADT & GEBAUER, 1988). Tutti questi dati, che possono essere facilmente interpretati solo in termini di subduzione di crosta oceanica prima della collisione continentale del Carbonifero inferiore, hanno aperto la strada a nuove interpretazioni sull'evoluzione della Catena ercinica europea.

Sebbene molti autori ritengano che resti di crosta oceanica siano coinvolti nell'orogene ercinico, dalla letteratura non emerge un'unica interpretazione della catena in termini di tettonica a placche. Molte mafiti del Paleozoico inferiore derivano da basalti alcalini e tholeiiti continentali talvolta associati con metarioliti derivate da crosta continentale (associazione leptinoanfibolitica degli Autori francesi). L'interpretazione geodinamica di queste associazioni è controversa: in base all'affinità calcalcalina delle mafiti di alcune associazioni leptino-anfibolitiche alcuni Autori (BODINIER et alii, 1986; 1988, con bibliografia) propongono una genesi di arco o retroarco durante una complessa evoluzione di un margine continentale attivo; mentre altri (PIN, 1990) propongono un rifting ensialico che evolve fino alla formazione di crosta oceanica, senza attivazione di processi di subduzione.

Un dibattito è inoltre aperto anche sulle modalità e tempi di consunzione della litosfera oceanica: a) secondo MATTE (1986), esiste continuità tra la subduzione siluriano-devoniana ("Fase eoercinica") e la collisione continentale carbonifera; b) secondo altri Autori, invece, sono esistiti distinti episodi di subduzione: le età siluriano-devoniane di alcune eclogiti rappresenterebbero un episodio orogenico (Caledoniano o Acadiano) derivato dalla chiusura di piccoli bacini oceanici mediante altrettante collisioni continentali (BODINIER *et alii*, 1986; PAQUETTE, 1987) o da collisione arco-continente prima della definitiva chiusura del dominio oceanico al Carbonifero (PIN, 1990).

Molti problemi di geodinamica paleozoica sono ovviamente ancora aperti, ma numerosi dati paleomagnetici (VAN DER VOO *et alii*, 1980; PERROUD *et alii*, 1984; BONHOMMET & PERROUD, 1986) e paleogeografici (BEHR *et alii*, 1984; PARIS, 1990; PARIS & ROBARDET, 1990) sostengono la chiusura di un bacino oceanico durante l'orogenesi ercinica (BODI-NIER *et alii*, 1986; 1988, con bibliografia). Alcune ricostruzioni paleogeografiche prevedono nel Paleozoico inferiore un'area oceanica a S del Massiccio armoricano (Massif Central Ocean: MATTE, 1986; South Armorican Ocean: PARIS & ROBARDET, 1990) tra la placca di Armorica e di Gondwana, anche se dati paleobiogeografici non consentono di ipotizzare un vasto oceano (VAI, 1991), (fig. 4a, b). La sutura di questo oceano affiora nel Massiccio centrale francese, nei massicci cristallini esterni delle Alpi occidentali e probabilmente arriva ai Mauri (Sutura meridionale ercinica: BODINIER *et alii*, 1986; MATTE, 1986), (fig. 4c).

Come già precedentemente illustrato, secondo CARMIGNANI *et alii* (1992a) la sutura tra i continenti di Armorica e di Gondwana attraversa la Sardegna settentrionale (fig. 5) lungo la Linea Posada-Asinara (ELTER, 1987; ELTER *et alii*, 1990) che presenta numerose analogie con la sutura ercinica sud-europea: miloniti con relitti di tessiture tipiche di condizioni di alto grado e corpi di anfiboliti con relitti di paragenesi granulitica ed eclogitica derivate da basalti tipo MORB, ecc..

Le tappe essenziali dell'evoluzione tettonica del basamento della Sardegna, sempre secondo CARMI-GNANI *et alii* (1992a), sono quelle tipiche dell'evoluzione di un margine continentale, che viene interessato da subduzione di tipo B, seguita da collisione continentale e impilamento crostale (fig. 6e), a cui infine si sovraimpone l'evoluzione post-collisionale con (c) il collasso gravitativo del cuneo orogenico (fig. 6f).

2.5.1.1. - Subduzione di tipo B, collisione continentale ed impilamento crostale

La geometria collisionale della Catena ercinica in Sardegna è ben riconoscibile: il margine sovrascorrente è costituito dal Complesso migmatitico che affiora nella Sardegna NE e in Corsica (vedi anche la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata). Il margine sottoscorrente è rappresentato dal Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica e dal Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico (che in seguito saranno indicati come Complesso metamorfico di basso e medio grado) che affiora nella Sardegna centrale e centroorientale (fig. 5).

La convergenza e la collisione sono registrate da due eventi metamorfici: un metamorfismo precoce in facies eclogitica e un successivo metamorfismo barroviano di pressione intermedia. Il metamorfismo in facies eclogitica è testimoniato da paragenesi relitte conservate nelle metabasiti in facies anfibolitica che affiorano sporadicamente nel Complesso migmatitico e soprattutto lungo la Linea Posada-Asinara. In Sardegna il metamorfismo di alta pressione non è stato datato, ma nel Massiccio centrale francese e nel Massiccio armoricano il metamorfismo in facies eclogitica ha età radiometriche comprese tra 430 e 380 Ma (PEUCAT & COGNÉ, 1977; PEUCAT et alii, 1982; DUCROT et alii, 1983; POSTAIRE, 1983; PAQUETTE, 1987; PAQUETTE et alii, 1987; QUADT & GEBAUER, 1988) ed è stato attribuito a subduzione di litosfera oceanica (BODINIER et alii, 1986; MATTE, 1986; PAQUETTE, 1987; PIN, 1990).

Il metamorfismo barroviano connesso con l'impilamento crostale causato dalla collisione continentale interessa il Complesso metamorfico di medio e basso grado. Il metamorfismo è progrado dalle Falde esterne verso la Linea Posada-Asinara e varia dalla facies degli scisti verdi alla facies anfibolitica.

Determinazioni radiometriche (Rb/Sr e Ar/Ar) di chiusura di muscovite e anfibolo della paragenesi barroviana danno un'età di circa 350 Ma (DEL MORO *et alii*, 1991). Un'età simile è quella di chiusura degli scambi isotopici Rb/Sr fra le bande di una migmatite (344 Ma: FERRARA *et alii*, 1978). Questa è l'età minima della collisione continentale: potrebbe rappresentare la fine della collisione o una prima fase di uplift.

In Sardegna le condizioni di P/T durante il metamorfismo ercinico hanno una evoluzione in senso progrado nel Complesso di basso e medio grado ed in senso retrogrado, essenzialmente decompressivo, nel Complesso migmatitico; diversi sono anche i paleogradienti geotermici: 400-600 °C e 6-7 Kb per le metamorfiti di medio grado a sud della Linea Posada-Asinara e 550-650 °C e 3-4 Kb per le migmatiti a N di questa linea (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982; ELTER, 1987).

L'evoluzione metamorfica delle rocce eclogitiche, equilibrate a 850 °C e 20 Kb sembra, almeno in parte, indipendente da quella del Complesso migmatitico (MILLER *et alii*, 1976; GHEZZO & ORSINI, 1982) e in base a modelli attualistici queste paragenesi relitte in metabasiti derivate da tholeiiti oceaniche sono interpretabili solo in termini di subduzione di litosfera oceanica.

Piccoli corpi di metabasiti con relitti di paragenesi eclogitiche affiorano anche a nord della sutura (fino in Corsica, come osservabile anche nella Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata). Scaglie di crosta oceanica possono essere state accorpate alla base della crosta continentale del margine sovrascorrente durante la fase di subduzione della litosfera oceanica ed esumate secondo traiettorie che hanno attraversato tutto il cuneo di crosta continentale sovrascorrente sia durante la crescita del cuneo orogenico che durante il suo collasso gravitativo alla fine della convergenza.

La Linea Posada-Asinara è caratterizzata da una grande varietà di strutture da milonitiche a cataclastiche associate a direzioni di movimento suborizzontali (ELTER, 1987; ELTER & SARRIA, 1989; ELTER *et alii*, 1990), che dimostrano come questa linea sia stata ripetutamente attivata come zona di taglio trascorrente a diversi livelli crostali. E' possibile che una componente trascorrente fosse presente anche precocemente durante la collisione continentale, come del resto avviene in tutta la zona interna dell'Arco iberoarmoricano (MATTE, 1986; 1991) (fig. 4C).

2.5.1.2. - Collasso gravitativo del cuneo orogenico

La scoperta negli anni '70 di un importante raccorciamento ercinico testimoniato da falde di ricoprimento (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978a) ha portato a interpretare per lungo tempo tutte le strutture del basamento, e in particolare le deformazioni duttili sin-metamorfiche, esclusivamente in termini di tettonica compressiva.

Una importante tettonica distensiva con esumazione di metamorfiti di diversa profondità sembra una conseguenza necessaria al riequilibrio gravitativo dei cunei orogenici che si sviluppano nelle collisioni di crosta continentale (PLATT, 1986) e l'esumazione di rocce dalla crosta media o inferiore induce necessariamente deformazioni duttili sin-metamorfiche.

Inversione della tettonica da compressiva a distensiva, con riattivazione dei sovrascorrimenti come faglie poco inclinate e sviluppo di bacini molassici, duomi di metamorfiti (*metamorphic core complex*) con metamorfismo sin-cinematico di bassa pressione e alta temperatura contemporaneo alla messa in posto di granitoidi sin-cinematici, sono state documentate sia nelle catene caledoniane (MCCLAY *et alii*, 1986; NORTON, 1986; SÉRANNE & SÉGURET, 1987; CHAUVET & SÉRANNE, 1989; SÉGURET *et alii*, 1989) che in quelle erciniche (MENARD & MOLNAR, 1988; Echtler & Malavieille, 1990; Malavieille *et alii*, 1990).

Tra il Carbonifero superiore e il Permiano, anche nel basamento sardo si realizza una lunga evoluzione distensiva che inizia con la risalita della Zona interna e la contemporanea messa in posto delle Falde esterne sui depositi sintettonici dell'avanfossa della catena (Culm). Questa evoluzione prosegue tra il Westfaliano e il Permiano inferiore con la completa dissipazione della radice sialica collisionale, principalmente attraverso l'estensione della crosta e l'intrusione dei plutoni calcalcalini, che a partire dal Westfaliano superiore sono contemporanei con i bacini molassici e col vulcanismo tardo-paleozoico.

La distensione interessa tutta la trasversale dell'orogene e tutto lo spessore della crosta; essa è evidente sia nelle rocce in facies anfibolitica, dove è associata a deformazioni penetrative, metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione e intrusione di granitoidi sin-cinematici, che nei livelli strutturali più superficiali, ove si manifesta con zone di taglio distensive e faglie dirette poco inclinate e molto inclinate (fig. 6f).

Nella Sardegna centrale e meridionale, metamorfiti in facies anfibolitica affiorano con geometria tipo *core complex* a Capo Spartivento, nell'estremità SW dell'Isola, e in corrispondenza dell'Antiforme del Flumendosa, che costituisce una della maggiori culminazioni tettoniche della Zona a falde.

L'età della tettonica distensiva post-collisionale è definita dall'età delle manifestazioni magmatiche, del metamorfismo di alta temperatura-bassa pressione associati e dei bacini molassici stefaniano-autuniani. Nelle zone interessate da metamorfismo di bassa pressione e alta temperatura (DI PISA & OGGIANO, 1987) l'età di chiusura del sistema Rb/Sr della muscovite è di 303±6 Ma (DEL MORO et alii, 1991). I granitoidi sintettonici della bassa Gallura hanno età di raffreddamento della muscovite comprese tra 308±9 Ma e 298±9 Ma ed età di messa in posto di una suite cogenetica di 300±7 Ma (isocrona Rb/Sr su rocce totali, 87Sr/86Sr: 0,7134, MSWD: 0,19: MACERA et alii, 1989). Anche al M. Grighini l'età dei granitoidi iniettati durante la fase distensiva è prossima al limite Westfaliano-Stefaniano (312±12 Ma) e l'età del metamorfismo di alta temperaturabassa pressione è di 307±5 Ma (Ar/Ar su muscovite: MUSUMECI, 1991).

Queste magmatiti messe in posto lungo zone di taglio trascorrenti o dirette connesse con la fase distensiva, spesso hanno subito successive deformazioni milonitiche e cataclastiche anche allo stato solido. Quindi le età di messa in posto al limite INQUADRAMENTO TETTONICO REGIONALE DEL BASAMENTO SARDO



Fig. 69 - Sezioni geologiche del Bacino di Seui. Si noti la locale sovrapposizione del basamento metamorfico paleozoico sui termini della successione permo-carbonifera (da SARRIA & SERRi in: CARMIGNANI *et alii*, 1992c, ridisegnato).

- Geological cross sections in the Seui basin. Note thrusting of the metamorphic basement on the Permian-Carboniferous succession (after SARRIA & SERRI in: CARMIGNANI et alii, 1992c, redrawn).

Westfaliano-Stefaniano (303 Ma: HARLAND *et alii*, 1990) non rappresentano né l'inizio né la fine della distensione, ma piuttosto un momento della sua evoluzione.

I depositi molassici continentali, associati a vulcaniti prevalentemente acide del Carbonifero superiore-Permiano, sono nettamente discordanti sul basamento e sono tradizionalmente ritenuti "post-tettonici" (o "post-ercinici"). In Europa essi sono generalmente riferiti allo Stefaniano-Permiano o al Westfaliano superiore-Permiano (AUBOUIN, 1974; CASTERAS, 1974; CAMPREDON & BOUCART, 1975). Anche in Sardegna vi sono stati documentati, sulla base delle paleoflore, lo Stefaniano e l'Autuniano (Bacino di S. Giorgio: COCOZZA, 1967b; Bacino di Seui: DEPLANO, 1985; Guardia Pisano: BARCA et alii, 1992a) e forse anche il Westfaliano D (FONDI, 1979). Le età radiometriche delle vulcaniti intercalate in questi depositi si distribuiscono su un vasto intervallo di tempo compreso tra il Carbonifero superiore e il Triassico (COZZUPOLI et alii, 1971; LOMBARDI et alii, 1974; EDEL et alii, 1981; COZZUPOLI et alii, 1984). Alcune età sono però da scartare perché chiaramente in contrasto con le evidenze stratigrafiche (FONTANA et alii, 1982). Comunque, gli Autori sono generalmente concordi nel ritenere che i primi bacini si siano impostati nello Stefaniano o nel Westfaliano D. Periodi di distensione con sedimentazione e vulcanismo si sono successivamente alternati a periodi di stasi della tettonica e della sedimentazione, fino al Triassico.

Le età radiometriche del batolite calcalcalino sardo si distribuiscono in un intervallo che va da 307 Ma (DEL MORO *et alii*, 1975) a 274 Ma (COCHERIE, 1978; CASTORINA & PETRINI, 1989), cioè tra il Westfaliano superiore e il Permiano inferiore (HAR-LAND *et alii*, 1990).

Le età del plutonismo e del vulcanismo calcalcalini e del magmatismo ipovulcanico (sistemi filoniani) associato sono quindi abbondantemente sovrapposte, e tra queste manifestazioni magmatiche sembra esistere una evoluzione continua. Anche nell'ipotesi più conservativa, che non prenda in considerazione alcune età radiometriche di minerali di associazioni sin-cinematiche di alta temperatura che arrivano fino al Permiano inferiore (280 Ma per una biotite dello gneiss di M. Filau: SCHARBERT, 1978; 281±4 e 277±4 Ma per due biotiti dei micascisti dell'Anglona: DEL MORO et alii, 1991), si deve dedurre perciò che la messa in posto del batolite, il vulcanismo tardo-paleozoico e buona parte dell'evoluzione dei bacini carbonifero-permiani sono contemporanei all'estensione tardo-ercinica della crosta.

Pertanto, a nostro avviso, i bacini tardo-paleozoici non possono essere considerati "post-orogenici", perché essi rappresentano l'espressione superficiale delle fasi finali dell'estensione post-collisionale della catena, che è probabilmente coeva con la tettonica trascorrente che interessa l'orogene ercinico durante il Carbonifero superiore e il Permiano (ARTHAUD & MATTE, 1977; ZIEGLER, 1982; 1984; VAI, 1991). I sovrascorrimenti di basamento metamorfico su depositi permiani segnalati da SARRIA & SERRI (1986) nella Sardegna centrale (Barbagia di Seulo) (fig. 69) potrebbero essere dovuti a locali transpressioni legate a questa tettonica trascorrente.

Alcuni elementi testimonierebbero un'eterocronia della tettonica distensiva tra la zona interna e quella esterna dell'orogene sardo. Nelle zone interne le età di chiusura delle paragenesi di alta temperatura indicano generalmente il limite Westfaliano-Stefaniano, mentre nei depositi discordanti non metamorfici della Sardegna centro-meridionale è paleontologicamene documentato lo Stefaniano (?Westfaliano D). Sembra quindi che nella Sardegna centro-meridionale la distensione sia iniziata a partire dal (?Westfaliano) Stefaniano ed è proseguita, accompagnata da magmatismo calcalcalino, fino al Permiano; mentre nelle zone interne, nel Westafaliano superiore l'esumazione del basamento era in buona parte compiuta. E' possibile che nelle zone interne la distensione abbia avuto inizio più precocemente per underplating (PLATT, 1986) sotto al Complesso migmatitico della Sardegna settentrionale, e che poi essa si sia estesa a tutto il basamento quando la convergenza è terminata e, su tutta la trasversale della catena, è subentrato il collasso gravitativo della crosta ispessita (MENARD & MOLNAR, 1988).

Sebbene l'impronta strutturale fondamentale del basamento sia legata all'evoluzione tettonica ercinica, è stata evidenziata da diversi Autori una fase deformativa precedente che interessa le formazioni pre-Ordoviciano superiore (Fase sarda: STILLE, 1939; Fase sarrabese: CALVINO, 1959). Preferiamo definire questa fase "eocaledonica" in quanto precedente alla Fase caledonica riconosciuta nell'Europa settentrionale. Nella Zona esterna le strutture realizzate dalla Fase sarda sono facilmente riconoscibili poiché in quest'area le successive deformazioni erciniche sono state meno intense. Meno evidenti risultano essere invece i suoi effetti nella Zona a falde, dove sono stati fortemente obliterati dalle strutture erciniche.

La tettonica sarà descritta partendo dalla Zona esterna, verso le zone più interne dell'orogene.

2.5.2. - Tettonica della Zona esterna

2.5.2.1. - Tettonica dell'Iglesiente-Sulcis settentrionale

Per i suoi importanti giacimenti di solfuri misti e di carbone, l'Iglesiente-Sulcis è stato oggetto di studi da parte di numerosi ricercatori fin dai primi anni del secolo. I lavori di NOVARESE (1923), TARICCO (1928), HAVRE (1932), STILLE (1939), VARDABASSO (1940), COCOZZA (1979) ed altri hanno portato precocemente la conoscenza delle successioni stratigrafiche ad un livello notevolmente superiore rispetto al resto del basamento sardo. Diversamente, l'assetto strutturale di quest'area è stato oggetto di diverse ipotesi, e sebbene la maggior parte degli Autori sia d'accordo sul modello che viene di seguito descritto, è opinione anche degli scriventi che la tettonica della Zona esterna presenti ancora diversi aspetti non chiariti.

Classicamente nella Zona esterna della Sardegna sud-occidentale (fig. 70) sono riconosciute quattro fasi deformative, in regime metamorfico basso o molto basso, legate sia alla Fase sarda (STILLE, 1939) che alle deformazioni erciniche (ARTHAUD, 1963; POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966; VALERA, 1967; DUNNET, 1969; DUNNET & MOORE, 1969; ARTHAUD, 1970):

a) Fase sarda: pieghe aperte con assi E-W, che interessano la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore (successione pre-"Puddinga" *Auct.*);

b) prima fase ercinica: pieghe con direzione assialeE-W che accentuano le precedenti;

c) seconda fase ercinica: pieghe con assi circa N-S e con una foliazione penetrativa di piano assiale molto inclinata;

d) terza fase ercinica: pieghe con direzioni assiali variabili associate ad una debole deformazione.

Alcuni Autori negano l'esistenza della Fase sarda ed ipotizzano una successione degli eventi deformativi differente (DEL BONO, 1965; BROUWER, 1987). Dall'esame della Carta geologica allegata è evidente che la distribuzione degli affioramenti delle formazioni cambriane dell'Iglesiente-Sulcis può essere interpretata come una interferenza tra due sistemi di pieghe con piani assiali molto inclinati e tra loro subortogonali (interferenza tipo 1, RAMSAY, 1967) (fig. 71).

La deformazione secondo assi E-W

L'esistenza di deformazioni pre-Ordoviciano superiore (Fase sarda) è dimostrata dalla discordanza, evidente anche alla scala cartografica, tra la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore e i metaconglomerati alla base della Formazione di M. Argentu o "Puddinga" *Auct.*. Questa discordanza è netta anche alla scala dell'affioramento in diverse località (Nebida: fig. 30, Masua, Domusnovas, ecc.) e sembra perciò avere importanza regionale.

E' stato sostenuto, sia nell'Iglesiente (ARTHAUD, 1963; DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970) che nel Sulcis (POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966), che le grandi strutture con assi e piani assiali orientati E-W che interessano i terreni cambriani sono ricoperte in discordanza dalla "Puddinga" *Auct.* Nell'area sudoccidentale dell'Iglesiente (Gonnesa) non esistono situazioni dove tale geometria sia osservabile altrettanto chiaramente. Le grandi strutture E-W dell'Iglesiente meridionale (Sinclinale di Iglesias, Anticlinale di Gonnesa, ecc.) si interrompono verso W contro la "Puddinga" ordoviciana, ma il contatto è complicato da una importante superfice tettonica: la Faglia di Gonnesa (BRUSCA & DESSAU, 1968).

Ciononostante l'esistenza nelle formazioni cambriane di un sistema di pieghe diretto E-W, precedente alla strutturazione ercinica N-S, è dimostrabile in diversi modi: a) nelle metargilliti della Formazione di Cabitza al nucleo della Sinclinale di Iglesias, pieghe metriche o decametriche con assi E-W hanno le superfici assiali piegate secondo assi N-S; b) piani assiali N-S tagliano piani assiali E-W mantenendo una giacitura costante; c) a scala cartografica, entrambi i fianchi dell'Anticlinale di Gonnesa e della Sinclinale di Iglesias (orientate E-W) sono ripiegati secondo direzioni N-S (fig. 71).

La principale difficoltà a stabilire l'importanza della Fase sarda deriva dal fatto che anche la "Puddinga" *Auct.* risulta piegata secondo assi E-W, con pieghe metriche e decametriche, in diverse zone a N di Domusnovas (DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970), a S di Gonnesa, ecc..

Le depressioni e culminazioni assiali delle pieghe N-S dell'Iglesiente occidentale, confermate anche dalle giaciture fino alla verticale degli assi delle pieghe minori e delle lineazioni di intersezione stratificazione-scistosità N-S, possono essere spiegate in modo semplice solo ammettendo che: a) gli assi N-S (prima fase ercinica) siano nati fortemente inclinati modellandosi su precedenti pieghe E-W; b) gli assi N-S siano stati ripresi da una successiva fase deformativa ercinica con assi E-W che avrebbe provocato variazioni di immersione degli assi N-S precedenti. Quest'ultima ipotesi è sostenuta da BRUSCA & DES-SAU (1968).

Per quanto l'ordine di successione delle fasi erciniche dell'Iglesiente sia un problema che richiede ulteriori ricerche, i dati disponibili fanno ritenere che sia la Fase sarda sia una delle fasi erciniche abbiano direzioni assiali circa E-W. Il parallelismo delle direzioni assiali di queste due fasi introduce notevoli incertezze nel distinguere gli effetti della Fase sarda da quelli della deformazione ercinica: in definitiva, una struttura può essere riferita con certezza alla Fase sarda solo quando è direttamente ricoperta in discordanza dalla "Puddinga" *Auct.*. In mancanza del riferimento alla discordanza ogni piega con direzione assiale circa E-W nelle formazioni cambriane può essere attribuita sia alla Fase sarda sia alla fase ercinica con assi E-W.

In conclusione, benché esistano chiare prove di movimenti tettonici precedenti l'Ordoviciano superiore, la difficoltà nel separare gli elementi strutturali E-W ercinici da quelli eocaledonici e le importanti deformazioni successive della fase ercinica principale (N-S) rendono molto difficile definire il ruolo e lo stile della Fase sarda.

In accordo con i dati strutturali rilevabili in campagna, in fig. 71 abbiamo distinto solo una generica direzione assiale E-W, intendendo comprendere in questa sia i piegamenti dell'eventuale Fase sarda sia quelli della fase ercinica con assi E-W. Le sezioni nelle fig. 72 e fig. 73 mostrano lo stile di queste due direzioni strutturali.

Ben poco si conosce della tettonica E-W alla scala dell'affioramento. Pieghe minori con questa direzione sono rare e perciò è difficile stabilire se esistono differenze di stile da zona a zona. Pieghe E-W con lunghezza d'onda di circa una decina di metri sono ben esposte negli argilloscisti della Formazione di Cabitza nella Sinclinale di Iglesiase nella zona di Masua, nella Formazione di Nebidanell'area di Canalgrandee a nucleo dell'Anticlinale di Gonnesa. Si tratta sempre di pieghe concentriche, senza scistosità e con piano assiale verticale o molto inclinato. Riteniamo che queste strutture minori riflettano la geometria delle grandi strutture E-W.

La deformazione secondo assi N-S

Questa fase ha determinato il raccorciamento maggiore ed ha prodotto sovrascorrimenti e pieghe di ogni dimensione, accompagnate da una scistosità ben sviluppata (fig. 74), generalmente molto inclinata e diretta mediamente N-S, e una lineazione di estensione in genere diretta secondo la massima pendenza della scistosità.

La geometria delle pieghe minori, la densità del clivaggio e lo sviluppo delle lineazioni di estensione sono molto variabili e dipendono principalmente dalla litologia e dalla posizione nelle grandi strutture. Nelle metargilliti la scistosità ha gradi di evoluzione differenti: dal clivaggio di frattura allo *slaty cleavage*.



Fig. 70 - Schema tettonico del Basamento paleozoico della Sardegna sud-occidentale. - Tectonic sketch map of the Paleozoic basement of southwestern Sardinia.

Nella "Puddinga" *Auct.* la scistosità è sempre ben espressa (fig. 75); i ciottoli dei metaconglomerati sono statisticamente ben orientati e individuano una evidente lineazione di estensione sulla scistosità (fig. 29 e fig. 30). Nelle formazioni carbonatiche del Cambriano inferiore la scistosità è sviluppata solo lungo fasce discrete dirette circa N-S, con deformazione milonitica, connesse con locali sovrascorrimenti sul prolungamento del piano assiale di strette sinclinali. Le rocce carbonatiche si sono deformate essenzialmente per flessione secondo pieghe di grandi dimensioni e locali sovrascorrimenti. La lunghezza d'onda del sistema di pieghe N-S è variabile, comunque sempre molto minore della lunghezza d'onda del sistema E-W (fig. 72 e fig. 73).

Le grandi strutture plicative della fase N-S hanno generalmente piani assiali sub-verticali, debolmente immergenti verso E nell'Iglesiente occidentale e verso W nell'Iglesiente orientale. In quest'ultima zona le pieghe sono associate a sovrascorrimenti locali con senso di trasporto verso E, che possono sovrapporre il Cambriano inferiore sulle formazioni TETTONICA DELLA ZONA ESTERNA



Fig. 71 - Schema strutturale dell'Iglesiente-Sulcis settentrionale (da CARMIGNANI et alii, 1982a, modificato).

- Tectonic sketch map of the Iglesiente-northern Sulcis area (after CARMIGNANI, 1982a, modified).



Fig. 72 - Sezioni geologiche attraverso l'Iglesiente. L'orientamento di queste sezioni evidenzia soprattutto le strutture plicative con asse N-S. ¢1: Formazione di Nebida; ¢2: Formazione di Gonnesa; ¢3: Formazione di Cabitza, membro del Calcare nodulare; ¢4: Formazione di Cabitza, membro degli Argilloscisti di Cabitza; Os: Formazioni ordoviciane e siluriano-devoniane; Tr: Formazioni del Triassico medio; γ: porfidi. In basso a destra sono indicate le tracce di queste sezioni e anche quelle della Fig. 73 (da CARMIGNANI *et alii*, 1986a).

- Geological cross sections in the Iglesiente region. In these cross sections particularly the folded structures with N-S oriented fold axes are shown. ¢1: Nebida Formation; ¢2: Gonnesa Formation; ¢3: Cabitza Formation, "Calcare nodulare" member; ¢4: Cabitza Formation, "Argilloscisti di Cabitza" member; Os: Ordovician, Silurian and Devonian formations; Tr: Middle Triassic formations; γ: porphyritic dykes. Lower right is locations of cross sections of this figure and of Fig. 73 (after CARMIGNANI et alii, 1986a). TETTONICA DELLA ZONA ESTERNA



Fig. 73 - Sezioni geologiche attraverso l'Iglesiente. L'orientamento di queste sezioni evidenzia soprattutto le strutture plicative E-W. ¢1: Formazione di Nebida; ¢2: Formazione di Gonnesa; ¢3: Formazione di Cabitza-membro del Calcare nodulare; ¢4: Formazione di Cabitza-membro degli Argilloscisti di Cabitza; Os: Formazioni ordoviciane e siluriano-devoniane; Pe: Formazioni post-erciniche (da CARMIGNANI *et alii*, 1986a).

- Geological cross sections in the Iglesiente region. In this cross sections particularly the folded structures with E-W oriented fold axes are shown. ¢1: Nebida Formation; ¢2: Gonnesa Formation; ¢3: Cabitza Formation, "Calcare nodulare" member; ¢4: Cabitza Formation, "Argilloscisti di Cabitza" member; Os: Ordovician, Silurian and Devonian formations; Pe: Post-hercynian formations (after CARMIGNANI et alii, 1986a).

ordoviciane. Il sovrascorrimento più importante interessa il versante orientale del Marganai (N di Domusnovas) e la zona di M. Orbai (S di Villamassargia, fig. 76). Questi sovrascorrimenti sono interpretati da CAROSI *et alii* (1992) come *backthrust* legati alla tettonica di inversione ercinica che avrebbe riattivato faglie sin-sedimentarie dirette che avevano frammentato la piattaforma carbonatica nel Cambriano inferiore (GANDIN, 1987).

La giacitura degli assi diretti N-S è molto variabile e fortemente regolata dalle strutture E-W. In corrispondenza dei fianchi delle grandi strutture E-W dell'Iglesiente meridionale gli assi minori e le lineazioni di intersezione stratificazione-scistosità N-S sono sempre molto inclinate o verticali e, in qualche caso, producono sinformi anticlinali e sinclinali antiformi che, come evidenziato nelle sezioni geologiche 3 (M. San Giuseppe) e 4 (a W di M. Scorra) di fig. 72, danno luogo a geometrie complesse.

Particolarmente interessanti sono le strutture realizzate al contatto tra i metacalcari della Formazione di Gonnesa e le metargilliti della Formazione di Cabitza. La forma caratteristica a "cuspidi e lobi" di queste strutture è mostrata in fig. 77. Lungo il contatto le metargilliti sono "pizzicate" in strette sinclinali dentro il metacalcare, che è a sua volta piegato in anticlinali con cerniera arrotondata. Le strette sinclinali con direzione assiale N-S di Masua, Acquaresie Buggerru, con a nucleo la Formazione di Cabitza e la "Puddinga" *Auct.* sono strutture di dimensioni molto maggiori con una geometria analoga (ZUFFARDI, 1965; DUNNET & MOORE, 1969).



Fig. 74 - Pieghe a scala decimetrica negli Scisti di Cabitza, con lo sviluppo di una penetrativa scistosità di piano assiale (Bindua: Iglesiente). - Dm-scale folds in the "Scisti di Cabitza", with development of penetrative axial plane foliation (Bindua: Iglesiente).

2.5.2.2. - Tettonica del Sulcis meridionale

Nella zonazione strutturale della Sardegna ercinica proposta da CARMIGNANI et alii (1982c), l'Iglesiente ed il Sulcis rappresentano la Zona esterna della catena. Nel Sulcis meridionale affiorano le rocce strutturalmente più profonde della Zona esterna, che mostrano un grado di deformazione ed un metamorfismo anomali rispetto alla zoneografia generale del basamento sardo. Si tratta del complesso di medio grado costituito dagli Ortogneiss di Capo Spartivento di età ordoviciana e dagli Scisti di M. Settiballas, micascisti di presunta età precambriana, con relitti di paragenesi anfibolitica. Questo complesso è ricoperto da metamorfiti in facies degli scisti della parte inferiore della Formazione di Bithia che mostrano due scistosità pervasive, la prima delle quali è presente solo come relitto in cerniere di pieghe isoclinali, senza che siano riconoscibili grandi strutture ad essa correlate (CAROSI et alii, 1995).

Numerosi autori (DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970; MINZONI, 1981; CARMIGNANI *et alii*, 1994b) segnalano in quest'area deformazioni e metamorfismo ercinici di grado più elevato rispetto al Sulcis settentrionale e all'Iglesiente. Questi Autori descrivono, da N verso S, un passaggio graduale verso livelli strutturali progressivamente più profondi in concomitanza con l'aumento del grado metamorfico da condizioni anchizonali nell'Iglesiente a condizioni di scisti verdi nel Sulcis meridionale.

Gli studi di SASSI & VISONÀ (1989) e SASSI *et alii* (1990) sui rapporti tra i vari complessi del Sulcis meridionale hanno mostrato che: a) gli Ortogneiss di Capo Spartivento derivano da granitoidi intrusi nei protoliti dei micascisti; b) il contatto con la sovrastante Formazione di Bithia è tettonico e marcato da miloniti; c) tra la Formazione di Bithia e la sovrastante Formazione di Nebida non è rilevabile alcuna differenza di grado metamorfico, né si riesce a cogliere alcuna discordanza.

Secondo SASSI & VISONÀ (1989) e CAROSI *et alii* (1995), gli Ortogneiss di Capo Spartivento e gli Scisti di M. Settiballas hanno registrato una storia metamorfico-deformativa riassumibile in due stadi: a) metamorfismo di medio grado (P= 3,5-4,8 Kb e TETTONICA DELLA ZONA ESTERNA



Fig. 75 - Stratificazione (S0) e scistosità (S1) legata alla fase ercinica N-S nella Formazione di M. Argentu ("Puddinga" Auct.) (Nebida: Iglesiente). - Bedding (S0) and foliation (S1) of the N-S Hercynian phase in the M. Argentu Formation ("Puddinga" Auct.) (Nebida: Iglesiente).

T=650 °C), che ha determinato la ricristallizzazione metamorfica dell'originario complesso granitico; b) cataclasi e milonisi, con modesta ricristallizzazione in facies degli scisti verdi (quarzo, albite, sericite, clorite).

Nelle metamorfiti di basso grado della Formazione di Bithia, SASSI & VISONÀ (1989) evidenziano la seguente storia tettono-metamorfica: a) metamorfismo sin-cinematico di bassissimo grado (facies delle zeoliti), con formazione di uno *slaty clevage* S1; b) successivo sviluppo della scistosità dominante S2, con associato metamorfismo sin-cinematico in facies degli scisti verdi (quarzo, albite, muscovite, epidoto) che aumenta di intensità avvicinandosi al duomo degli ortogneiss; c) blastesi post-cinematica di miche chiare, talvolta deformata da *kink* e pieghe a scatola.

A scala dell'affioramento, in queste metamorfiti si riconoscono due fasi deformative sin-scistose. L'anisotropia più evidente è la S2, che mostra giaciture generalmente immergenti verso E e verso W rispettivamente a E e a W delle metamorfiti di medio grado.

A scala cartografica la S2 realizza quindi un duomo di scistosità (Duomo di Capo Spartivento) con asse debolmente immergente verso N. Al centro di



Fig. 76 - Sovrascorrimento (S) dei calcari cambriani della Formazione di Gonnesa (C) sulla "Puddinga" Auct. Ordoviciana (O) (M. Orbai, Sulcis settentrionale).

- Thrust (S)of the Cambrian limestones of the Gonnesa Formation (C) above the Ordovician "Puddinga" Auct. (O) (M. Orbai: northern Sulcis).



Fig. 77 - (a) Carta geologica e (b) schema tridimensionale del fianco settentrionale della Sinclinale di Iglesias. C1: Formazione di Nebida; C2: Formazione di Gonnesa; C3: Formazione di Cabitza, membro del Calcare nodulare; C4: Formazione di Cabitza, membro degli Argilloscisti di Cabitza; Os: Formazioni dell'Ordoviciano e del Siluriano; Pe: Formazioni post-erciniche; 1: giaciture della stratificazione; 2: stratificazione verticale; 3: giaciture della scistosità della fase ercinica N-S; 4: scistosità verticale; 5: giaciture degli assi delle pieghe minori e delle lineazioni d'intersezione della fase ercinica N-S.

- (a) Geological map and (b) block diagram of the northern limb of the Iglesias syncline. C1: Nebida Formation; C2: Gonnesa Formation; C3: Cabitza Formation, "Calcare nodulare" member; C4: Cabitza Formation, "Argilloscisti di Cabitza" member; Os: Ordovician, and Silurian formations; Pe: Posthercynian formations; 1: bedding; 2:vertical bedding; 3: foliation of the Hercynian N-S phase; 4: vertical foliation; 5: fold axes and intersection lineations of the Hercynian N-S phase.

questa struttura a duomo, che ha un raggio di circa 10 km, affiora il complesso più metamorfico.

Tutti questi dati sono stati riuniti da CARMIGNANI et alii (1994b) in un modello coerente per spiegare la struttura del Sulcis meridionale; secondo tale modello, alla tettonica di raccorciamento ercinica, comune al resto della Zona esterna, si è sovrapposta una successiva e importante fase di deformazione connessa a distensione crostale con formazione di un *metamorphic core complex* corrispondente al Duomo di Capo Spartivento.

La fase distensiva è responsabile del contatto tettonico tra le metamorfiti di medio grado e la sovrastante Formazione di Bithia; infatti questo contatto mostra un parallelismo a scala regionale con la S2 e le paragenesi associate alle miloniti formatesi durante il metamorfismo in facies degli scisti verdi. Inoltre, tale contatto è costantemente poco inclinato e ha tutti i caratteri di una zona di taglio distensiva di importanza regionale; in corrispondenza di esso, infine, si verifica un brusco salto di grado metamorfico (almeno 200 °C), con elisione di uno spessore crostale valutabile tra 4 e 6 km.

La presenza di metamorfismo di bassa pressione e alta temperatura, con elevati valori del gradiente geotermico in corrispondenza del Duomo di Capo Spartivento (40 °C/km nel complesso di medio grado e 60-70 °C /km nelle sovrastanti metamorfiti di basso grado: SASSI & VISONÀ, 1989; SASSI, 1990), ben si inquadra in un contesto di tettonica distensiva a scala crostale.

2.5.3. - Tettonica della Zona a falde

2.5.3.1. - Introduzione

In questo paragrafo saranno descritte le caratteristiche strutturali del più vasto affioramento di metamorfiti di basso grado del basamento sardo che si estende senza interruzioni tra i Monti del Gennargentu e il Sarrabus (fig. 5). Questa è una zona chiave per la comprensione della strutturazione ercinica dell'intero basamento, la quale è stata compresa solo a partire dagli anni settanta, quando è iniziata per la prima volta ad essere formulata una generale reinterpretazione di tutta l'evoluzione geodinamica di tale basamento in chiave alloctonista.

Fino all'inizio degli anni settanta l'intero complesso metamorfico paleozoico di questa parte dell'Isola era ritenuto autoctono e generalmente interamente attribuito al Siluriano. La complessità strutturale (e stratigrafica) di queste metamorfiti è stata poi gradualmente delineata durante gli anni settanta e ottanta.

La zona compresa tra l'Arburese e il massiccio del Gennargentu è indicata nella Carta geologica allegata come Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e suddiviso in Falde interne e Falde esterne (fig. 5). Questa regione, corrispondente circa alla Zona a falde come definita da CARMIGNANI *et alii* (1981), comprende tutto il basamento della Sardegna centro-meridionale ed è caratterizzata dall'impilamento di unità tettoniche messe in posto durante le fasi compressive dell'orogenesi ercinica. Nella Zona a falde le deformazioni duttili sono accompagnate da metamorfismo regionale in facies di scisti verdi; solo nell'Unità di M. Grighini, la più profonda della pila di falde affioranti, il metamorfismo raggiunge la facies anfibolitica.

Le unità tettoniche della Zona a falde sono costituite da successioni più o meno complete, le cui età sono comprese tra il Cambriano e il Carbonifero inferiore. Il livello di scollamento delle falde è generalmente alla base delle metarenarie cambroordoviciane: Arenarie di S. Vito nel Sarrabus-Gerrei, Formazione di Solanas nella Sardegna centrale e "Postgotlandiano" *Auct.* nei Monti del Gennargentu e nell'Arburese. Si tratta di una tettonica di copertura in cui non è mai coinvolto il basamento precambriano (tav. 2).

Esistono importanti differenze sia nelle successioni litostratigrafiche, sia nell'evoluzione strutturale tra le Falde interne (Nurra meridionale, Goceano p.p. e Monti del Gennargentu) e le Falde esterne (Sarrabus, Arburese, Gerrei, Salto di Quirra, Sarcidano e Barbagia). In particolare, le Falde interne sono caratterizzate dalla estrema scarsità dei prodotti magmatici dell'Ordoviciano medio e presentano potenti successioni clastiche del Cambriano-Ordoviciano.

La migliore esposizione della struttura a falde della Sardegna centro-orientale affiora in corrispondenza dell'Antiforme del Flumendosa, un'antiforme di falde che, con direzione SE-NW, dalla bassa valle del Flumendosa arriva fino al M. Grighini (fig. 5 e fig. 78).

L'unità strutturalmente più profonda della Zona a falde è l'Unità del M. Grighini che affiora isolata tra i sedimenti e le vulcanite terziarie poco a E di Oristano (fig. 5 e tav. 1). Nella bassa valle del Flumendosa affiora la successione più completa delle Falde esterne; qui l'unità più profonda è l'Unità di Riu Gruppa (correlabile con l'Unità del Castello di Quirra e con l'Unità di Castello Medusa che affiora nel Sarcidano: CARMIGNANI *et alii*, 1979a), sormontata dall'Unità del Gerrei, che a sua volta è ricoperta sul fianco meridionale e settentrionale dell'Antiforme del Flumendosa rispettivamente dall'Unità del Sarrabus e dall'Unità di Meana Sardo (fig. 78, fig. 79).

A S del Gennargentu, l'Unità di Meana Sardo è sormontata da un monotono complesso alloctono, le Falde interne, che comprende tutto il massiccio del Gennargentu e a cui, nella Carta geologica allegata, sono stati attribuiti anche vasti affioramenti di metamorfiti in facies degli scisti verdi delle Baronie, del Goceano e della Nurra (fig. 5, fig. 79).

2.5.3.2. - Falde esterne

Tettonica eocaledoniana

Gli elementi che testimoniano una tettonica eocaledoniana di età ordoviciana nella Sardegna SE sono: a) la discordanza angolare (Discordanza sarrabese), che nell'Unità del Sarrabus separa la successione sedimentaria del Cambriano-Ordoviciano inferiore dal sovrastante complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio (tav. 1 e fig. 19) (CALVINO, 1959);



Fig. 78 - Schema tettonico del Basamento paleozoico della Sardegna sud-orientale. - Tectonic sketch map of the Paleozoic basement of southeastern Sardinia.



Fig. 79 - Profilo schematico attraverso la struttura a falde del Basamento paleozoico della Sardegna sud-orientale.

- Sketch profile across the nappe stack of the Paleozoic basement of southeastern Sardinia.

b) l'importante magmatismo calcalcalino dell'Ordoviciano medio;

c) la presenza di conglomerati e arenarie grossolane continentali che testimoniano diffuse e prolungate emersioni nell'Ordoviciano medio.

Deformazioni caledoniane sono presenti probabilmente in tutta la Sardegna centro-orientale ma, a causa degli intensi effetti metamorfici e tettonici ercinici, strutture plicative e metamorfismo pre-ercinici non sono mai stati documentati. Sembra comunque che "movimenti" eocaledoniani siano presenti anche nella Sardegna centrale e sud-orientale e siano correlabili con la Fase sarda nota nella Sardegna sudoccidentale.

Tettonica ercinica

La struttura delle Falde esterne è essenzialmente dovuta a due eventi deformativi con caratteri strutturali, metamorfici e magmatici che sono stati riconosciuti in tutto il basamento della Sardegna (CARMIGNANI *et alii*, 1994b):

a) un'importante tettonica compressiva, probabilmente diacrona, che ha interessato la Sardegna SE nel Viseano-Namuriano. Questo evento, correlato con la collisione continentale ercinica, ha determinato il sovrascorrimento delle successioni paleozoiche e un metamorfismo sin-cinematico connesso con l'ispessimento crostale (Fase D1);

b) una pervasiva tettonica distensiva, tardo-orogenica, che si sviluppa nel ?Westafaliano superiore-Permiano inferiore. Questo evento è stato correlato con il collasso della catena alla fine delle fasi di ispessimento crostale (fase distensiva post-collisonale). La deformazione si è realizzata durante la risalita e il raffreddamento delle metamorfiti, e quindi a livelli strutturali sempre più superficiali. Ne deriva una grande varietà di strutture con stili differenti, che vanno da zone di taglio duttile ed associati sistemi di pieghe (Fase D2 e Fase D3), a faglie dirette poco inclinate e faglie dirette molto inclinate e faglie trascorrenti.

Fase collisonale (Fase D1)

Durante questa fase si ha la messa in posto delle Falde esterne che dal basso verso l'alto sono costituite dalle seguenti unità tettoniche (tav. 2, fig. 70 e fig. 78):

- a) Unità di M. Grighini;
- b) Unità di Riu Gruppa;
- c) Unità del Gerrei;
- d) Unità di Meana Sardo;
- e) Unità del Sarrabus e dell'Arburese.

Le unità geometricamente più profonde affiorano in zone di culminazione tettonica dell'Antiforme del Flumendosa. Esse sono state interpretate come *antiformal stack*, sviluppate durante la messa in posto delle unità tettoniche e successivamente amplificate da faglie dirette a basso angolo o molto inclinate, parallele ai fianchi delle antiformi (CARMIGNANI *et alii*, 1992c; CARMIGNANI *et alii*, 1994b) (fig. 80). Queste culminazioni non possono quindi essere attribuite a pieno titolo né alla fase D1 né alla tettonica distensiva post-collisionale.

La Fase D1 è caratterizzata da pieghe isoclinali coricate, fortemente non-cilindriche, da una scistosità penetrativa di piano assiale (S1) che rappresenta la

Unità del Gerrei Meana Sardo Unità della Barbagia Unità di Riu Gruppa Unità di S N (a) (b) (c) (d) (e) AF: Antiforme del Flumendosa G: Unità del Gerrei AG: Anticlinale della Barbagia MS: Unità di Meana Sardo B: Unità della Barbagia RG: Unità di Riu Gruppa S: Unità del Sarrabus

Fig. 80 - Schema evolutivo delle unità tettoniche nella Sardegna centroorientale (da CONTI *et alii*, 1999).

- Sketch showing emplacement of tectonic units in southeastern Sardinia (after CONTI et alii, 1999).

superficie strutturale più evidente alla scala dell'affioramento, e da marcate lineazioni mineralogiche e di estensione (L1) (fig. 26). Alla mesoscala le pieghe mostrano cerniere ispessite e fianchi assottigliati. Le geometrie delle pieghe di grandi dimensioni sembrano analoghe.

La deformazione è accompagnata da metamorfismo sin-cinematico di basso grado: deformazione interna e metamorfismo aumentano, sia pur lievemente, dall'unità più superficiale (Unità del Sarrabus) alla più profonda (Unità di Riu Gruppa); solamente nell'Unità di M.Grighini è raggiunta la facies anfibolitica.

Il senso di trasporto della prima fase deformativa e la direzione di messa in posto delle falde è verso SSW o verso SW per l'Unità del Gerrei e l'Unità di Meana Sardo, e da E verso W per l'Unità del Sarrabus (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CONTI & PATTA, 1998; CARMIGNANI et alii, 2000) (fig. 78). Tali direzioni sono state dedotte dagli indicatori cinematici lungo i principali sovrascorrimenti, dall'orientazione delle lineazioni d'estensione e mineralogiche e dal senso di rovesciamento delle pieghe. Questi elementi cinematici indicano che l'Unità del Sarrabus ha, durante la prima fase, un'evoluzione almeno in parte indipendente rispetto alle unità tettoniche sottostanti. Lineazioni di estensione dirette E-W sono citate anche per l'Unità dell'Arburese da MAZZARINI & PERTUSATI (1991).

Nell'Unità del Sarrabus la prima fase deformativa porta allo sviluppo di tre sottounità tettoniche: la Sottounità di Genn'Argiolas, la Sottounità di Minderrì e la Sottounità di P.ta Ruggeri (CARMIGNANI *et alii*, 2000). Questa unità tettonica viene generalmente correlata con l'Unità dell'Arburese (BARCA *et alii*, 1981a) che affiora a SW del Campidano (fig. 70).

L'Unità del Gerrei nella bassa valle del Flumendosa è stata suddivisa in due sottounità (CARMIGNANI *et alii*, 1978a; CARMIGNANI *et alii*, 2000): la Sottounità di Arcu de su Bentu e la Sottounità di M. Lora, distinte anche da alcune differenze nella successione litostratigrafica. L'Unità del Gerrei torna ad affiorare anche nel Goceano e molto limitatamente nell'Arburese.

L'Unità di Riu Gruppa affiora in finestre tettoniche di limitata estensione lungo l'Antiforme del Flumendosa. Questa unità tettonica è equivalente all'Unità di Castello di Quirra e all'Unità di Castello Medusa di CARMIGNANI *et alii* (1979a).

Come anzidetto, infine, l'Unità di M. Grighini costituisce l'unità più profonda delle Falde esterne ed è caratterizzata da un metamorfismo in facies anfibolitica.

Unità del M. Grighini

L'Unità del M. Grighini (fig. 5 e fig. 81) è caratterizzata da un metamorfismo regionale progrado da condizioni di basso grado (zona a biotite) fino alla facies anfibolitica (zona a staurolite).

Questa unità è stata divisa in due subunità costituite da un'analoga successione e che si differenziano sulla base del grado metamorfico e dell'intensità della deformazione (MUSUMECI, 1991; 1992).

La subunità inferiore è costituita dal basso verso l'alto da: a) paragneiss minuti e paragneiss microocchiadini, con intercalazioni di micascisti e quarziti; b) micascisti a granato e staurolite, con livelli di paragneiss a granato e biotite. All'interno dei micascisti sono presenti alcune lenti di marmo di spessore metrico.

La subunità superiore è separata dalla precedente da un contatto tettonico marcato da cataclasiti e la sua successione è costituita da: a) metavulcaniti porfiroclastiche e metavulcanoclastiti a grana fine a biotite e muscovite, derivate da originarie vulcaniti e loro rimaneggiati; b) filladi a biotite e muscovite.

Secondo MUSUMECI (1991; 1992), queste successioni sono correlabili con quelle cambro-ordoviciane delle sovrastanti unità tettoniche di grado più basso.

Al di sopra della subunità superiore poggia, con contatto tettonico, l'Unità di Riu Gruppa (localmente nota con il nome di Unità di Castello Medusa), affiorante lungo il bordo orientale del complesso del M. Grighini. Verso SW l'Unità di M. Grighini viene a contatto, tramite una importante zona di taglio tardoercinica che sarà discussa più in dettaglio in seguito, con le metamorfiti di basso grado dell'Unità del Gerrei (fig. 81).

Unità di Riu Gruppa

Affiora in una serie di finestre tettoniche, in corrispondenza delle culminazioni assiali dell'Antiforme del Flumendosa e, come già ripetuto, prende nomi locali differenti: Unità di Castello di Quirra, Unità di Castello Medusa (fig. 78).

La successione stratigrafica di questa unità è ben esposta presso Asuni (Sarcidano), lungo il Riu Gruppa (Gerrei) (GATTIGLIO & OGGIANO, 1992) e nel Salto di Quirra (fig. 82). Le rocce che la compongono sono interessate da ricristallizzazione e deformazione sin-metamorfiche lievemente maggiori rispetto alle metamorfiti delle unità sovrastanti. Gli unici reperti paleontologici sono resti di crinoidi e probabili tentaculiti che si rinvengono nei marmi; pertanto, le attribuzioni cronostratigrafiche sono unicamente basate sulle analogie litologiche con le formazioni delle altre unità. Con questo criterio è stata ricostruita una successione che dal Cambriano arriva al Carbonifero inferiore.

Per la posizione che essa occupa nell'edificio delle Falde esterne, l'Unità di Riu Gruppa è da collocarsi in un'area paleogeografica più esterna rispetto alle altre unità tettoniche del Gerrei. La successione dell'Unità di Riu Gruppa presenta infatti qualche somiglianza con quella dell'Unità del Gerrei, come per esempio la presenza di metarcose dell'Ordoviciano superiore, ma mostra anche marcate differenze come l'assenza di Porfiroidi ordoviciani. Vista la grande deformazione subita dall'unità, non si può comunque escludere che alcune formazioni siano state elise tettonicamente.

Questa unità è caratterizzata da un'intensa deformazione polifasica e da una deformazione interna e una ricristallizzazione più intense rispetto a quelle della sovrastante Unità del Gerrei, ciò che si manifesta nelle litologie carbonatiche sistematicamente trasformate in marmi (fig. 84). Tutte le litologie sono interessate da fenomeni di milonitizzazione, con formazione di scistosità molto penetrativa (fig. 85), lineazioni di estensione prevalentemente orientate NE-SW e da complicate strutture a scaglie (fig. 82); inoltre, pieghe isoclinali metriche sono diffuse in tutte le unità litostratigrafiche che la compongono. La maggiore ricristallizzazione non avviene comunque a temperature di molto superiori rispetto a quelle che hanno interessato l'unità sovrastante, come ha dimostrato lo studio delle paragenesi metamorfiche e l'applicazione del geotermometro calcite/dolomite (CAROSI et alii, 1990; FRANCESCHELLI et alii, 1992).

In sezione sottile i marmi non conservano evidenze di deformazione plastica. Essi hanno sempre una caratteristica struttura granoblastica, priva di orientazioni preferenziali sia di forma che cristallografiche (fig. 86). Questa ricristallizzazione statica prova che l'Unità di Riu Gruppa ha raggiunto l'acme termico, a cui si deve la formazione dei suoi marmi, dopo l'evento deformativo che ha prodotto l'intensa deformazione milonitica in questa unità.

Unità del Gerrei

Da un punto di vista litostratigrafico questa unità tettonica (fig. 78) è caratterizzata soprattutto da un notevole spessore di metarioliti, metariodaciti e metavulcanoclastiti dell'Ordoviciano medio, con struttura occhiadina (Porfiroidi), e da una caratteristica successione dell'Ordoviciano superiore (tav. 1). Affiora esclusivamente lungo l'Antiforme del Flumendosa e in limitati settori dell'Arburese settentrio-



Fig. 81 - Schema geologico del Complesso del M. Grighini (da MUSUMECI, 1991). - Geological sketch map of the M. Grighini complex (after MUSUMECI, 1991). nale (fig. 70) e del Goceano. Nella bassa valle del Flumendosa l'Unità del Gerrei è stata divisa in due sottounità tettoniche: la Sottounità di M. Lora e la Sottounità di Arcu de su Bentu (CARMIGNANI *et alii*, 1978a; CARMIGNANI *et alii*, 2000). Le modeste differenze tra le successioni di queste due sottounità riguardano il complesso vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano medio e i metasedimenti dell'Ordoviciano superiore.

Nell'Unità del Gerrei la fase D1 ha prodotto un intenso piegamento, con pieghe isoclinali a tutte le scale (fig. 87) e relativa scistosità di piano assiale molto penetrativa (S1).

Lineazioni mineralogiche e di estensione (L1) si sviluppano in quasi tutte le litologie, ma più evidenti esse risultano nelle metavulcaniti acide ordoviciane (fig. 88), nelle metavulcaniti basiche e nei metaconglomerati. Le lineazioni di estensione sono mediamente orientate NE-SW. Le pieghe D1 sono fortemente non cilindriche. Il trasporto tettonico associato a questo piegamento è verso SW. Grandi pieghe isoclinali si radicano sul fianco settentrionale dell'Antiforme del Flumendosa e affiorano a *tête plongeante* (anticlinali sinformi) sul suo fianco meridionale (tav. 2, fig. 89, fig. 90).

Nella bassa valle del Flumendosa, la Sottounità di Arcu de su Bentu, immediatamente sottostante il sovrascorrimento dell'Unità di Meana Sardo, è interessata sia da un'intensa deformazione, molto evidente anche nella struttura interna dei Porfiroidi, sia da un marcato grado di ricristallizzazione dei metacalcari. Tale deformazione, che aumenta avvicinandosi al sovrascorrimento, si accompagna allo sviluppo progressivo di una scistosità (S1a), subparallela alla superficie del sovrascorrimento, la quale si sovraimpone alla scistosità regionale S1 legata alle strutture plicative D1.

La Sottounità di M. Lora affiora quasi esclusivamente a S dell'Antiforme del Flumendosa. La continuazione della sottounità a N dell'antiforme è rappresentata solo da pochi lembi di Porfiroidi, per cui la maggior parte della sottounità è costituita da anticlinali sinformi e sinclinali antiformi con piani assiali immergenti a S e SSW (fig. 79). Questo assetto si è probabilmente realizzato durante la fase D1 con l'impilamento delle varie unità tettoniche: foreland dipping duplex (MCCLAY, 1992). Le strutture più complesse affiorano in particolare tra Brecca e Baccu Scovas, dove le strutture plicative D1 sono ripiegate dalla fase D2, dando luogo a interferenze complesse (fig. 91). Altri esempi di anticlinali sinformi della Sottounità di M. Lora affiorano tra M. Perdosu e M. Ferru lungo il Flumendosa.

Unità di Meana Sardo

Questa unità affiora in modo continuo dalla zona di Laconi-Meana Sardo fino al Salto di Quirra, sul fianco settentrionale dell'Antiforme del Flumendosa, a S del Gennargentu in corrispondenza dell'Antiforme del Gennargentu (fig. 78, fig. 79) e nel Goceano, dove essa risulta costantemente compresa tra la sottostante Unità del Gerrei e le sovrastanti Falde interne. La successione litostratigrafica comprende termini che vanno dal Cambriano al Devoniano (tav. 1).



Fig. 82 - Sezione geologica (sezione 1 in Fig. 83) attraverso l'Unità di Riu Gruppa nell'omonima area, bassa valle del Flumendosa (da: CONTI *et alii*, 1998, modificato).

- Geological cross section (section 1 in Fig. 83) across the Riu Gruppa unit in the Riu Gruppa area, lower Flumendosa valley (after CONTI et alii, 1998, modified].



Fig. 83 - Ubicazione delle sezioni geologiche attraverso il Basamento ercinico della Sardegna SE citate nel testo.

- Locations of geological cross sections across the Hercynian basement of southeastern Sardinia cited in the text.



Fig. 84 - Marmi devoniani dell'Unità di Riu Gruppa (Riu Gruppa: Gerrei).

- Devonian marbles of the Riu Gruppa Unit (Riu Gruppa: Gerrei).



Fig. 85 - Scistosità S1 e porfiroclasti di albite nelle metavulcaniti ordoviciane dell'Unità di Riu Gruppa. La scistosità è rettilinea al centro del porfiroclasto e diventa curva verso il bordo, parallelizzandosi con la foliazione esterna. Questo indica crescita di albite contemporaneamente ad una deformazione non coassiale e allo sviluppo di scistosità (affioramento lungo il Riu Gruppa: Gerrei). Sezione sottile, nicol paralleli.

S1 foliation and albite porphyroblast in the Ordovician metavolcanic rocks of th Riu Gruppa Unit. Foliation is straight in the centre of the porphyroblast, curved at the rim and in continuation with the external foliation. This imply albite growth contemporaneous with non-coaxial deformation and schistosity development (Riu Gruppa: Gerrei). Thin section, cross-polarized light.

La strutturazione fondamentale della fase D1 in questa unità è costituita da pieghe isoclinali chilometriche rovesciate verso SW (tav. 2). Il nucleo delle anticlinali è costituito dalle metarenarie cambriane, mentre nelle sinclinali i termini più recenti sono generalmente costituiti da metavulcaniti o metasedimenti dell'Ordoviciano. Alla scala meso e microscopica il quadro deformativo-metamorfico è sostanzialmente analogo a quello dell'Unità del Gerrei, da cui si differenzia solamente per un maggiore grado di ricristallizzazione interna delle rocce (fig. 92). Il metamorfismo associato alla fase D1 resta nell'ambito della facies degli scisti verdi. La scistosità (S1) si sviluppa in tutte le litologie; soprattutto nelle litologie con forte componente pelitica la stratificazione è sistematicamente trasposta; comunque i caratteri originari dei protoliti sono ancora riconoscibili.

L'analisi microstrutturale ha evidenziato, soprattutto in prossimità dell'accavallamento di base dell'unità tettonica, la presenza, assieme a quarzomiloniti (fig. 93), una complessa evoluzione della scistosità di prima fase. In sezione sottile si osservano spesso due scistosità penetrative che fanno tra loro un piccolo angolo. Secondo CAROSI & PERTU-SATI (1990) questa complessa struttura risulta alquanto diffusa nell'Unità di Meana Sardo ed è interpretata come il risultato dell'importante deformazione progressiva di taglio che hanno subito le rocce in prossimità dei contatti tra le unità principali.

Unità del Sarrabus e dell'Arburese

Durante il rilevamento geologico del Foglio 1:50.000 "549-Muravera" (CARMIGNANI *et alii*, 2000), l'Unità del Sarrabus è stata divisa in tre sottounità: la Sottounità di Genn'Argiolas, la Sottounità di Minderrì e la Sottounità di P.ta Ruggeri. La prima



Inità di Riu Gruppa (affioramento lungo il Riu Gruppa: Gerrei). Sezione sottile, nicols incrociati.
 Granoblastic annealed microstructure of marbles of the Sa Lilla complex, Riu Gruppa unit (Riu Gruppa, Gerrei). Thin section, cross-

polarized light.

sottounità è equivalente all'Unità di Genn'Argiolas di CARMIGNANI & PERTUSATI (1977), mentre le altre due sono di nuova istituzione.

Secondo CARMIGNANI *et alii* (1982c), le unità tettoniche di Meana Sardo, del Sarrabus e dell'Arburese sono tra loro correlabili e costituirebbero il maggiore complesso alloctono delle Falde esterne che, scollate alla base delle metarenarie del Cambriano-Ordovi-



Fig. 87 - Piega isoclinale D1 nella formazione devoniana degli "Scisti a tentaculiti" Auct.; (Gerrei).
D1 isoclinal fold in the Devonian "Scisti a tentaculiti" Auct. Formation (Gerrei).



Fig. 88 - Formazione dei "Porfiroidi" nell'Unità del Gerrei; Bruncu Muflone Langius (Gerrei). - The "Porfiroidi" formation in the Gerrei unit; Bruncu Muflone Langius (Gerrei).



Fig. 89 - Sezione geologica (sezione 2 in Fig. 83) attraverso l'Antiforme del Flumendosa immediatamente a E della finestra tettonica di Riu Gruppa (da: CARMIGNANI *et alii*, 2000).

- Geological cross section (section 2 in Fig. 83) across the Flumendosa Antiform, east of the Riu Gruppa tectonic window (after CARMIGNANI et alii, 2000).

ciano inferiore, avrebbe completamente scavalcato l'Unità del Gerrei, andandosi ad accavallare direttamente sulla Zona esterna (Iglesiente-Sulcis), ove costituirebbe il fronte dell'alloctono della catena. Secondo GATTIGLIO & OGGIANO (1990), nella zona di Bruncu Nieddu (Gerrei) l'Unità del Sarrabus è sovrapposta all'Unità di Meana Sardo, per cui la prima potrebbe essere correlata con un'unità più interna: l'Unità della Barbagia. I nuovi rilevamenti del Foglio 549 "Muravera" hanno confermato che il contatto di base dell'Unità del Sarrabus (Accavallamento di Villasalto) è stato riattivato come faglia

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

TETTONICA DELLA ZONA A FALDE



Fig. 90 - Sezione geologica (sezione 3 in Fig. 83) attraverso l'Antiforme del Flumendosa a W di Escalaplano (da: CARMIGNANI *et alii*, 1986c, modificato). - *Geological cross section (section 3 in Fig. 83) across the Flumendosa antiform, west of Escalaplano (after CARMIGNANI et alii, 1986c).*



Fig. 91 - Sezione geologica (sezione 4 in Fig. 83) attraverso l'Antiforme del Flumendosa. Strutture D1 ripiegate da pieghe D2 sono particolarmente bene esposte nell'area tra il Flumendosa e il Riu Piras (da: CARMIGNANI *et alii*, 2000, modificato).

- Geological cross section (section 4 in Fig. 83) across the Flumendosa Antiform. D1 folds refolded by D2 folds are very well exposed in the area between the Flumendosa and the Riu Piras river (after CARMIGNANI et alii, 2000).

diretta e forse trascorrente; le originarie relazioni di sovrapposizione tra le unità potrebbero essere state localmente modificate e, inoltre, la direzione di trasporto dell'Unità del Sarrabus (da E verso W) è sensibilmente diversa da quella delle altre Falde esterne (da NE verso SW). Allo stato attuale delle conoscenze non è possibile stabilire una sicura correlazione tra l'Unità del Sarrabus e le altre unità che affiorano a NE dell'Antiforme del Flumendosa.

Nell'Unità del Sarrabus la deformazione interna è sensibilmente minore rispetto alle altre unità, ed è lievemente minore anche il grado di ricristallizzazione metamorfica. Comunque, durante la prima fase si sviluppano anche in questa unità pieghe coricate e sovrascorrimenti.

Pieghe D1 sono sviluppate a tutte le scale e in tutta l'Unità del Sarrabus; queste strutture hanno assi orientati N-S e, dove le deformazioni successive non sono state importanti, piani assiali suborizzontali. La maggior parte dell'unità è costituita da Arenarie di S. Vito, e per la monotonia litologica di questa formazione non è facile evidenziare strutture plicative a scala cartografica. A W di Porto Corallo è descritta un'anticlinale coricata di dimensioni chilometriche nelle Arenarie di S. Vito, con direzione assiale com-



Fig. 92 - Ricristallizzazione dinamica nei livelli di quarzo di una metavulcanite ordoviciana nell'Unità di Meana Sardo (NE di Perdasdefogu : Salto di Quirra).

- Dynamic recrystallization in quartz in Ordovician metavolcanic rock (Meana sardo unit, NE of Perdasdefogu: Salto di Quirra).



Fig. 93 - Quarzo-milonite lungo il contatto tettonico alla base dell'Unità di Meana Sardo. La direzione preferenziale di allungamento dei grani ricristallizzati plasticamente, obliqua rispetto alla foliazione milonitica (Sm) indica un senso di taglio sinistrale, cioè un movimento verso S della parte sovrascorsa (Salto di Quirra).

 Quartz-mylonite along the sole thrust of the Meana Sardo unit. Shape preferred orientation of dynamically recrystallized quartz grains is oblique to the macroscopic mylonitic foliation (Sm) and shows sinistral shear sense ("top-to-the-South") (Salto di Quirra). presa tra NNE-SSW e NNW-SSE (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977). In quest'area, sulla base di criteri di polarità stratigrafica nelle Arenarie di S. Vito, unitamente ai criteri di polarità strutturale (asimmetria delle pieghe minori della fase D1 e rapporti stratificazione/scistosità, fig. 94), è possibile definire un senso di trasporto tettonico per la fase D1 verso i quadranti occidentali.

Il metamorfismo associato a questa fase, nell'Unità del Sarrabus varia dall'anchizona all'epizona (FRANCESCHELLI *et alii*, 1992). La scistosità (S1) si sviluppa solamente nelle litologie con forte componente pelitica e mai in modo molto penetrativo. I caratteri originari dei protoliti sono generalmente ben conservati.

Durante la prima fase si sviluppano sovrascorrimenti interni all'unità ben riconoscibili nel Sarrabus orientale. A S di Muravera e di Genn'Argiolas, nella zona mineraria di M. Narba e Baccu Arrodas, è sviluppata una complicata struttura a scaglie che interessa tutte le formazioni della successione paleozoica, dal Cambriano al Carbonifero inferiore (Sottounità di Genn'Argiolas, Sottounità di Minderrì e Sottounità di P.ta Ruggeri).

Le superfici di sovrascorrimento sono piegate secondo una struttura chilometrica di seconda fase, rovesciata verso S (fig. 95). Gli indicatori cinematici su questi contatti tettonici sono coerenti con la vergenza delle pieghe di prima fase e indicano un senso di trasporto da E verso W.

L'Unità dell'Arburese (fig. 70) è generalmente ritenuta la prosecuzione dell'Unità del Sarrabus a W della fossa tettonica del Campidano (BARCA et alii, 1981a). L'unità tettonica è costituita quasi esclusivamente da metarenarie del Cambriano-Ordoviciano inferiore, mentre la successione post-Ordoviciano inferiore affiora limitatamente a S di Capo Frasca (BARCA & SALVADORI, 1974). L'unità tettonica è sovrascorsa sulla Zona esterna lungo un contatto tettonico che cinge a N e a E tutta tutta la zona esterna della catena che affiora nell'Iglesiente-Sulcis. A S di Capo Frasca l'unità poggia su successioni attribuite all'Unità del Gerrei ed è stata suddivisa in sottounità (MAZZARINI & PERTUSATI, 1991; BARCA et alii, 1992b). Questi stessi Autori hanno evidenziato una strutturazione ercinica caratterizzata da scistosità penetrativa, di tipo slaty cleavage associata a pieghe isoclinali rovesciate verso SW, connesse a sovrascorrimenti sub-orizzontali. Le direzioni assiali delle pieghe di prima fase sono prevalentemente E-W. Pieghe isoclinali e sovrascorrimenti sono deformati da successive fasi plicative che generano pieghe aperte a piano assiale sub-verticale, con locali rovesciamenti



Fig. 94 - Rapporti tra stratificazione (S0) e scistosità della fase D1 (S1) nelle Arenarie di S. Vito dell'Unità del Sarrabus; si noti la rifrazione della scistosità S1 al passaggio tra lo strato arenaceo e quello pelitico (Porto Corallo: Sarrabus).

- Relationships between bedding (S0) and D1 foliation (S1) in the "Arenarie di S. Vito" formation in the Sarrabus unit. Note foliation refraction at the sandstone/siltstone boundary.

verso E-ENE, associate ad una foliazione tipo crenulation cleavage.

Sovrascorrimenti e zone milonitiche della fase

D1

I sovrascorrimenti tra le diverse unità tettoniche mostrano meccanismi deformativi differenti andando dalla zona frontale dell'alloctono verso le zone più interne. La deformazione è essenzialmente cataclastica lungo il sovrascorrimento dell'Unità del Sarrabus sull'Unità del Gerrei (Accavallamento di Villasalto), mentre meccanismi deformativi di tipo plastico si ritrovano lungo i sovrascorrimenti tra le unità più profonde delle Falde esterne e tra queste e le Falde interne. La deformazione milonitica è accompagnata da deformazione progressiva con sovrapposizione di più superfici di scistosità (CAROSI *et alii*, 1990; CAROSI & PERTUSATI, 1990; CAROSI *et alii*, 1991; CONTI *et alii*, 1998).

Nel Sarrabus-Gerrei il lineamento strutturale più importante della fase D1 è l'Accavallamento di Villasalto. Lungo questa superficie le Arenarie di S. Vito della Sottounità di Genn'Argiolas sovrascorrono sull'Unità del Gerrei (fig. 96). Anche gli indicatori cinematici lungo il sovrascorrimento indicano un senso di trasporto verso W dell'Unità del Sarrabus.

La cataclasi è il principale meccanismo deformativo operante lungo l'Accavallamento di Villasalto. Quasi tutto il contatto è marcato da forti spessori (fino a 400 m presso Villasalto) di cataclasiti talvolta foliate (fig. 97a). Le cataclasiti si sviluppano prevalentemente a spese della formazione siluriana degli "Scisti a graptoliti" Auct., e al loro interno contengono elementi e scaglie tettoniche delle formazioni sovrastanti e sottostanti. In sezione sottile, nella matrice cataclastica a grana fine, di composizione quarzo-fillosilicatica, si osservano spesso clasti di quarzo-miloniti (fig. 97b). L'evidenza che frammenti di rocce in cui il quarzo è deformato in modo plastico si trovino ora "boudinati" nella cataclasite, implica una variazione del meccanismo deformativo che agiva durante i movimenti: ad uno stadio iniziale, in cui prevaleva deformazione la plastica con sviluppo di miloniti, è seguita una deformazione essenzialmente per flusso cataclastico.



Fig. 95 - Sezione geologica (sezione 5 in Fig. 83) nell'Unità del Sarrabus, presso M. Narba (da: CONTI & PATTA, 1998).
- Geological cross section (section 5 in Fig. 83) in the Sarrabus unit near M. Narba (after CONTI & PATTA, 1998).



Fig. 96 - Accavallamento di Villasalto visto da W; SVI: Arenarie di S. Vito (Cambriano-Ordoviciano inferiore) dell'Unità del Sarrabus, m: fascia milonitico-cataclastica; VLL: Calcari di Villasalto (Devoniano medio-?Carbonifero inferiore) dell'Unità del Gerrei (Bruncu Bullai: Gerrei).

- The Villasalto thrust seen from W; SVI: "Arenarie di S. Vito" formation (Cambrian-Lower Ordovician) of the Sarrabus unit; m: mylonites and cataclasites; VLL: "Calcari di Villasalto" formation (Middle Devonian-?Lower Carboniferous) of the Gerrei unit (Bruncu Bullai: Gerrei).


Fig. 97 - (a) Cataclasite lungo l'Accavallamento di Villasalto. (b) Clasto nella cataclasite lungo l'Accavallamento di Villasalto. Il clasto mostra al suo interno evidenze di deformazione plastica (ricristallizzazione sintettonica), precedente all'evento cataclastico (Villasalto: Gerrei).

- (a) Cataclasite along the Villasalto thrust. (b) Clast in cataclasite along the Villasalto thrust. Quartz grains in the clast show plastic deformation (syntectonic recrystallization) developed earlier than cataclasis.

Un buon esempio di sovrascorrimento accompagnato da meccanismi deformativi prevalentemente plastici è il contatto tra l'Unità del Gerrei e la sottostante Unità di Riu Gruppa. Questo contatto è caratterizzato da una fascia di metamorfiti fortemente deformate (Zona milonitica di Baccu Locci: CONTI et alii, 1998). Essa affiora con continuità tra il Riu Baccu Locci ed il Riu Gruppa, per una lunghezza di circa 15 km ed uno spessore che può arrivare a 300 m (FUNEDDA, 1996). Si tratta di quarzo-miloniti nerastre a granulometria molto fine, deformate in facies degli scisti verdi (fig. 98), con all'interno lenti di rocce e porzioni di serie molto meno deformate, appartenenti alle successioni delle unità tettoniche sovrastanti e sottostanti. Lineazioni mineralogiche e di estensione sono orientate NNE-SSW; gli indicatori cinematici mostrano un senso di trasporto verso SSW.

Zone di culminazione delle unità tettoniche

Uno degli elementi strutturali più vistosi della Sardegna centrale e SE sono gli alti strutturali delimitati da zone di taglio dirette e faglie dirette variamente inclinate. Questi alti strutturali sono allineati secondo due antiformi (Antiforme del Flumendosa e Antiforme del Gennargentu) separate da una sinforme (Sinforme della Barbagia) (fig. 78). In corrispondenza di questi alti strutturali affiorano, in finestra, le unità geometricamente più profonde (fig. 79). Queste strutture sono state denominate antiformi anche se, a causa delle loro grandi dimensioni e della qualità degli affioramenti che raramente consentono visioni panoramiche d'assieme, non è chiaro se gli elementi strutturali della fase D1 siano sempre "veramente piegati", o piuttosto si tratti di alti strutturali modellati da zone di taglio dirette e faglie dirette a basso angolo.

Secondo CARMIGNANI *et alii* (1994b), le relazioni tra strutture compressive e distensive suggeriscono che la cinematica della tettonica distensiva sia ereditata dalla geometria realizzata durante la fase compressiva. La zona di culminazione dell'Antiforme del Flumendosa coincide con il duplex realizzato dalle sottounità del Gerrei (fig. 79): sembra quindi probabile che questo alto strutturale si sia sviluppato nella fase collisionale come *antiformal stack* sul *duplex* delle sottounità del Gerrei. Durante la distensione post-collisionale, zone di taglio dirette e faglie dirette si sono impostate preferenzialmente seguendo le preesistenti superfici di minore resistenza (contatti tettonici, stratificazione, scistosità S1), parallele ai fianchi dell'antiforme (fig. 80e). In questo modo si sarebbe realizzato un dispositivo cinematico caratterizzato da due sistemi di taglio con movimento opposto e divergente dalla zona di cresta dell'antiforme. Con il procedere dell'estensione, l'originario *antiformal stack* potrebbe essere stato profondamente modificato e articolato in zone di culminazioni minori.

Fasi post-collisionali

Nelle Falde esterne tutte le strutture compressive della fase D1 sono deformate da una serie di strutture sia di tipo duttile, ancora associate a un leggero metamorfismo, che di tipo fragile, comunque entrambi riconducibili ad un contesto deformativo unitario di tipo distensivo.

Alla scala dell'affioramento è facile verificare che alle strutture distensive duttili sono sovrapposte strutture distensive fragili. Zone di taglio dirette associate a cataclasiti e miloniti, faglie dirette a basso angolo e faglie dirette ad alto angolo si sovrappongono nell'ordine sopraelencato. Questo tipo di successione di stili deformativi suggerisce una deformazione progressiva del basamento in esumazione, attraverso livelli strutturali sempre più superficiali.

Gli elementi strutturali più comuni e caratteristici della fase post-collisionale sono: pieghe con piani assiali da subverticali a suborizzontali, faglie dirette e zone di taglio poco inclinate e faglie dirette molto inclinate, faglie trascorrenti. Anche se questi elementi sono descritti separatamente, va rimarcato che essi sono spesso strettamente associati e riferibili ad un unico contesto cinematico.

Pieghe

Tutte le deformazioni plicative successive alla prima fase hanno stile analogo, caratterizzato da un clivaggio di crenulazione o di frattura distanziato, sviluppato solo nei litotipi con una significativa componente pelitica, sempre in modo discontinuo (fig. 99). La blastesi sin-cinematica è minima (quarzo, sericite, clorite) o assente. Le uniche lineazioni sono di crenulazione, molto frequenti.

Di solito sono presenti due direzioni di piegamento che interferiscono, realizzando pieghe piane non cilindriche (caratteristiche le interferenze a duomi e bacini). Queste pieghe ripiegano tutti gli elementi strutturali D1. In base ai criteri di sovrapposizione generalmente si può riconoscere una seconda fase (D2), con assi (A2) mediamente diretti NW-SE, e una terza fase (D3) con assi (A3) con direzione TETTONICA DELLA ZONA A FALDE



Fig. 98 - (a) Milonite della Zona milonitica di Baccu Locci: la ricristallizzazione plastica ha obliterato ogni carattere originario della roccia, producendo una quarzo-milonite con foliazione molto penetrativa; Baccu Locci (Salto di Quirra). Sezione sottile, nicols incrociati, ingrandimento 63x. (b) Porfiroclasti di quarzo della formazione dei Porfiroidi nella Zona milonitica di Baccu Locci: ai margini dei porfiroclasti la ricristallizzazione plastica è maggiore e si formano code (freccia) costituite da cristalli di quarzo completamente ricristallizzati per rotazione (Baccu Locci: Salto di Quirra). Sezione sottile nicol incrociati.

- (a) Mylonite of the Baccu Locci mylonite zone: plastic deformation obliterated any earlier feature developing a well-foliated mylonite; Baccu Locci (Salto di Quirra). Thin section, cross-polarized light, magnification 63x. (b) Quartz porphyroclasts in the "Porfiroidi" formation in the Baccu Locci mylonite zone: porphyroclasts tails are formed by quartz grains dynamically recrystallized by subgrain rotation Baccu Locci (Salto di Quirra). Thin section, cross-polarized light.



Fig. 99 - (a) Piega asimmetrica che ripiega la scistosità S1 di prima fase ercinica (formazione devoniana degli "Scisti a tentaculiti"; Riu S'Acqua Callenti, Sarrabus). (b) Scistosità di crenulazione S2 (verticale nella foto) in cerniera di una piega D2. La scistosità piegata è la scistosità S1 di prima fase (Villasalto: Gerrei).

- (a) Asymmetric fold refolding S1 foliation (Devonian "Scisti a tentaculiti" formation; Riu S'Acqua Callenti, Sarrabus). (b) S2 crenulation cleavage (vertical in the photograph) in a D2 hinge zone. The folded foliation is the S1 foliation (Villasalto: Gerrei).



Fig. 100 - Pieghe D2 simmetriche ("a") e pieghe D2 asimmetriche ("b") negli Scisti a tentaculiti devoniani nell'Unità del Gerrei (Capo San Lorenzo: Sarrabus).

- D2 symmetric ("a") and asymmetric ("b") fold in the Devonian "Scisti a tentaculiti" formation in the Gerrei unit (Capo San Lorenzo: Sarrabus).

media circa ortogonale ai precedenti (NE-SW). Questa successione di fasi fu descritta per la prima volta da CARMIGNANI & PERTUSATI (1977) nella bassa valle del Flumendosa, ma la sovrapposizione delle pieghe dirette NE-SW su quelle NW-SE non è sempre verificata; talvolta questo ordine è infatti invertito. Non sembra pertanto che le due direzioni assiali siano da riferire a eventi deformativi cronologicamente distinti, ma piuttosto a fenomeni di strain costrizionale, o comunque riconducibili a processi di deformazione progressiva. Perciò di seguito, con le diciture "seconda fase" e "terza fase" ci riferiremo a fasi deformative caratterizzate rispettivamente da direzioni assiali NW-SE e NE-SW, sottintendendo che i numeri che le distinguono non corrispondono sempre all'ordine di sovrapposizione.

Alla scala dell'affioramento le pieghe di seconda fase hanno geometria molto variabile in funzione soprattutto delle litologie e della posizione entro le strutture maggiori: in profilo la loro geometria varia da pieghe parallele a pieghe con ispessimento in cerniera dei livelli meno competenti, con angolo di apertura molto variabile. In base alla giacitura del piano assiale si distinguono i seguenti tipi di pieghe (fig. 100):

a) pieghe con piano assiale da poco inclinato a suborizzontale, da asimmetriche a rovesciate (b in fig. 100) e spesso chiaramente associate a zone di taglio diretto (drag folds) (fig. 101). La deformazione è tipicamente concentrata lungo zone di taglio che seguono livelli meno competenti. Nei livelli di spessori da metrici a centimetrici si sviluppano pieghe mesoscopiche di stile variabile, disarmoniche, e associate ad una scistosità più o meno penetrativa che fa un angolo da medio a piccolo con i limiti della zona di taglio. Nei livelli da decametrici ad ettometrici possono svilupparsi pieghe rovesciate alla scala del versante. Le relazioni angolari tra scistosità e i limiti delle zone di taglio e il senso di rovesciamento delle pieghe indicano che il tetto delle zone di taglio si è spostato verso il basso rispetto al letto (zone di taglio dirette). Una caratteristica di queste pieghe, che conferma la loro collocazione in un contesto distensivo, è l'opposto senso di rovesciamento che esse mostrano sui due fianchi delle zone di culminazione delle unità tettoniche (fig. 102). Lo spostamento centrifugo dalle linee di cresta delle antiformi implica una denudazione tettonica della parte sommitale delle antiformi, che trova conferma nelle sezioni geologiche attraverso l'Antiforme del Flumendosa (fig. 89 e fig. 91); b) pieghe con piano assiale molto inclinato, da simmetriche ad asimmetriche, anch'esse disarmoniche e spesso limitate superiormente e inferiormente da piani di scollamento. Anche queste pieghe sono riconducibili a una globale cinematica distensiva tramite i modelli di "trasferimento dello spostamento" descritti anche da RYKKELID & FOSSEN (1992) (fig. 103). Naturalmente non può essere escluso, e anzi sembra probabile, che parte delle pieghe simmetriche, che possono avere dimensioni chilometriche, siano riconducibili agli stadi di tettonica compressiva (fig. 80d).

Di seguito riportiamo alcuni esempi di strutture plicative che ci sembrano rappresentative dello stile del piegamento post-prima fase. Una grande piega della fase D2 affiora a S di Muravera; qui la successione paleozoica dell'Unità del Sarrabus e i contatti tettonici tra le sottounità che la costituiscono sono deformati da una piega chilometrica D2 rovesciata verso SW (con asse NW-SE e piano assiale immergente verso NE) (fig. 95).

Pieghe tardive a piano assiale sub-orizzontale sono molto comuni ma di dimensioni da decametriche a ettometriche; talvolta esse ripiegano chiaramente i contatti tettonici di prima fase (fig. 104).



Fig. 101 - Piega legata allo sviluppo di faglie normali nella Formazione delle Filladi del Gennargentu (bivio Meana-Aritzo: Barbagia). - Fold linked with normal fault development in the "Filladi del Gennargentu" formation (road Meana-Aritzo: Barbagia).



Fig. 102 - Rapporti schematici tra pieghe, zone di taglio dirette e culminazioni delle principali antiformi. D1: piano assiale delle pieghe della fase D1; F1: direzione di trasporto tettonico delle pieghe isoclinali della fase D1, F2: direzione di trasporto tettonico delle pieghe della fase D2; y: polarità della successione sedimentaria. Le direzioni di trasporto tettonico sul fianco normale delle pieghe isoclinali della fase D1 sono indicate con le frecce con riempimento nero, le direzioni di trasporto tettonico sul fianco rovesciato delle pieghe isoclinali della fase D1 sono indicate con le frecce con riempimento bianco.

- Sketch showing relationships between D1 structures, major antiform development and facing directions of minor folds. D1: axial surface of isoclinal D1 folds; F1: facing direction of isoclinal D1 folds; F2: facing direction of D2 folds; y: younging direction. Facing directions from normal limb of D1 isoclinal folds are marked by black arrows, facing directions from D1 overturned limb are marked by white arrows. Pieghe simmetriche di dimensioni chilometriche interessano la zona centrale delle grandi culminazioni delle falde; per esempio l'Antiforme del Flumendosa a W di Ballao si divide in due antiformi separate da una sinforme (fig. 90).

Le pieghe di terza fase sono generalmente più aperte di quelle della seconda. In profilo esse hanno spesso geometria parallela e sono simmetriche o debolmente asimmetriche, con piano assiale subverticale. Sono frequenti pieghe a *chevron* e *kink band*. Il clivaggio (S3) è ancora meno espresso di quello di seconda fase, la blastesi metamorfica (sericite) è scarsa o assente.

La grande somiglianza dello stile delle strutture di seconda e di terza fase, l'identico basso grado metamorfico, l'ordine di sovrapposizione non costante depongono per una sostanziale contemporaneità dei due gruppi di pieghe. Un quadro deformativo in cui la direzione di raccorciamento principale (Z) è verticale ed associata a una direzione di allungamento (X) orizzontale e ad una di raccorciamento (Y) sempre orizzontale, sembra rendere bene conto dell'orientazione delle strutture plicative, dei loro rapporti reciproci e delle loro relazioni con le zone di taglio dirette. TETTONICA DELLA ZONA A FALDE



Fig. 103 - Schema che mostra il meccanismo deformativo per trasferimento dello spostamento: quando si ha movimento in un volume di roccia tra due superfici di scollamento, esiste una zona ("zona di trasferimento", in grigio nella figura) che subisce un raccorciamento per taglio puro, che viene ben evidenziato quando è presente un livello più competente (in nero in figura) (da RYKKELID & FOSSEN, 1992).

- Sketch showing deformation in slip transfer zones: deformation between two less competent or detachment levels develops a slip transfer zone (shaded area in the figure) with pure shear deformation (after RYKKELID & FOSSEN, 1992).

Il fatto che questa deformazione si concentri su fasce di dimensioni chilometriche, come per esempio nella zona del Salto di Quirra, suggerisce che le pieghe di terza fase siano da attribuire a fenomeni di transpressione lungo faglie di trasferimento durante la tettonica estensiva post-collisionale. Questo potrebbe anche rendere conto della sostanziale contemporaneità tra le pieghe di seconda e terza fase.

Faglie e zone milonitiche post D1

La tettonica post-collisionale è caratterizzata da numerose zone di taglio e faglie, sia dirette che trascorrenti. Come già detto, le pieghe di seconda fase e le zone di taglio dirette sono, a nostro avviso, solo diverse espressioni della stessa cinematica, e la distribuzione della deformazione plicativa di terza fase potrebbe essere controllata da zone di taglio trascorrenti. Deformazione duttile e fragile post-collisionali sono quindi l'espressione dello stesso campo deformativo a livelli strutturali differenti.

Gli elementi più caratteristici della tettonica postcollisionale sono zone di taglio dirette e grandi faglie a basso angolo che elidono grandi spessori di successioni, determinando al M. Grighini la diretta sovrap-



Fig. 104 - Sezione geologica (6 in Fig. 83) attraverso l'Accavallamento di Villasalto, presso Bruncu Bullai; S: Unità del Sarrabus; C: cataclasite dell'Accavallamento di Villasalto; G: Unità del Gerrei, (da CARMIGNANI *et alii*, 1978c, modificato).

- Geological cross section (section 6 in Fig. 83) across the Villasalto thrust at Bruncu Bullai; S: Sarrabus unit; S: Sarrabus unit; C: cataclasite along the Villasalto thrust; G. Gerrei unit (after CARMIGNANI et alii, 1978c, modified).

posizione di metamorfiti in scisti verdi (zona a clorite) su metamorfiti della facies anfibolitica (zona a sillimanite). Esse sono spesso marcate da cataclasiti foliate, miloniti (fig. 105) e da scaglie tettoniche di dimensioni da decametriche ad ettometriche. L'ultima espressione della distensione post-collisionale sono faglie dirette ad alto angolo che tagliano tutta la strutturazione precedente.

Zone di taglio e magmatismo associato

In corrispondenza della maggiore culminazione assiale dell'Antiforme del Flumendosa (M. Grighini) affiora la più importante zona di taglio post-D1 della zona delle Falde esterne. Si tratta di una zona di taglio trascorrente-diretta caratterizzata da deformazioni milonitiche e intrusioni sin-cinematiche di magmatiti del Carbonifero superiore (CARMIGNANI et alii, 1985; CHERCHI & MUSUMECI, 1987; ELTER et alii, 1990; MUSUMECI, 1991; MUSUMECI, 1992). Questa zona di taglio è orientata NW-SE e separa il nucleo di metamorfiti di medio grado dell'Unità di M. Grighini dai metasedimenti in facies degli scisti verdi dell'Unità del Gerrei (fig. 81). E' inoltre caratterizzata da intrusioni sin-cinematiche di tonaliti e monzograniti ad affinità calcalcalina e da leucograniti a muscovite peralluminosi (305-300 Ma: CARMI-GNANI et alii, 1987a; LAURENZI et alii, 1991), sottoposte a deformazione milonitica (fig. 106).

Le lineazioni di allungamento nelle originarie rocce intrusive sono rappresentate da porfiroclasti feldspatici, nastri di quarzo e allineamenti di fillosilicati; nei paraderivati le lineazioni sono costituite da



Fig. 105 - Zona di taglio normale a tetto dell'Unità di Riu Gruppa. Lungo la zona di taglio si sviluppano miloniti carbonatiche che derivano dalla deformazione dei sottostanti marmi devoniani (Riu Gruppa: Gerrei).

- Normal fault at the top of the Riu Gruppa unit. Along the shear zone calcite mylonite develop at expenses of the underlaying Devonian limestones (Riu Gruppa: Gerrei).

porfiroclasti di feldspato, granato e andalusite fratturati e ruotati e da noduli allungati di sillimanite fibrolitica. La superfice di taglio è inclinata verso SW e ha un rigetto destro con componente diretta (le lineazioni sono inclinate di 5°-30° verso NW). Nella fascia di maggiore deformazione affiorano miloniti che gradano in tettoniti con strutture "S-C" che interessano uno spessore di circa un chilometro.

Le microstrutture (da ricristallizzazione dinamica di alta temperatura fino a riduzione di grana: filloniti, *extensional crenulation cleavage*) e le paragenesi metamorfiche (da facies anfibolitica a scisti verdi superiori) permettono di ricostruire una deformazione trascorrente-distensiva iniziata a livelli medio-crostali e terminata a livelli strutturali molto superficiali.

L'esumazione attraverso i livelli crostali più superficiali si è realizzata tramite faglie dirette a basso angolo marcate da fasce cataclastiche di spessore decametrico che affiorano con opposta immersione su entrambi i lati del nucleo metamorfico (fig. 81). La presenza di intrusioni sin-cinematiche all'interno della zona di taglio sottolinea in modo particolare le strette relazioni cronologiche fra tettonica estensionale ed attività magmatica.

Il complesso del M. Grighini rappresenta la sezione più profonda dell'Antiforme del Flumendosa; esso permette di ricostruire le modalità di risalita della crosta media nella Zona a falde e dimostra come gli alti strutturali allineati nelle antiformi di falde del Flumendosa e del Gennargentu corrispondano a zone di esumazione del basamento e di denudazione tettonica delimitate da zone di taglio e faglie dirette.

Faglie dirette

Le direzioni prevalenti delle faglie tardo-erciniche nelle Falde esterne sono comprese tra E-W e NW-SE; alcune di esse possono essere seguite per molti chilometri.

Molte di queste faglie sono state riattivate durante il Terziario ed il Quaternario; tuttavia, sia i loro rapporti con le magmatiti carbonifero-permiane che i loro rigetti, incompatibili con i movimenti terziari e quaternari, provano la loro età tardo-ercinica che in molti casi è in effetti possibile dimostrare: infatti, faglie dirette sia poco inclinate che molto inclinate sono suturate dai sedimenti mesozoici e/o sono tagliate e/o iniettate da filoni e da granitoidi del Carbonifero superiore-Permiano. Queste relazioni sono verificabili sia alla scala dell'affioramento che alla scala cartografica.

Un bell'esempio di faglia tardo-ercinica è rappresentato dalla Faglia di Bruncu Is Istrias (CONTI & PATTA, 1998), che corre con direzione circa ENE-WSW per oltre 12 km tra Genn'Argiolas e la zona di Pala Manna (Sarrabus), separando la Sottounità di Genn'Argiolas dalla Sottounità di Minderrì. Si tratta di una faglia diretta molto inclinata che nella zona di M. Genis è tagliata dal grande sistema di filoni di "porfido" quarzifero permiano che si può seguire con direzione circa NW-SE per oltre 20 km tra Silius (Gerrei) e Burcei (Sarrabus). Lungo queste faglie si sviluppano cataclasiti e cataclasiti foliate al cui interno sono presenti scaglie tettoniche.

Faglie trascorrenti

In tutta la zona delle Falde esterne è ben sviluppato un sistema di faglie trascorrenti orientate prevalentemente N-S. Queste faglie sono state sicuramente attive durante il Terziario come faglie trascorrenti contemporanee alla collisione nord-appenninica e, durante il Plio-Pleistocene, come faglie dirette legate all'apertura del Tirreno meridionale: i sedimenti mesozoici e terziari sono infatti chiaramente rigettati secondo tali faglie. Però anche in questo caso le relazioni con le magmatiti del Carbonifero superiore-Permiano spesso permettono di dimostrare la loro età paleozoica. Un chiaro esempio è la Faglia di Bruncu Molentino (CONTI & PATTA, 1998), che si sviluppa con direzione meridiana dalla zona di Genn'Argiolas (Sarrabus) fino al Flumendosa, ed è iniettata da "porfidi" permiani a N di M. Lora (Gerrei). Altro esempio è la faglia che taglia con direzione N-S la zona di Riu Gruppa (Gerrei): essa rigetta le coperture eoceniche dell'altopiano del Salto di Quirra, ma nel suo tratto meridionale è sistematicamente iniettata da filoni di "porfido" permiano. Quando è possibile restaurare il



Fig. 106 - Strutture "S-C" nei granitoidi milonitici del M. Grighini. Il senso di taglio è destrale in tutta la zona di taglio (M. Grighini: Sarcidano). - S-C fabric in mylonitic granitoids at M. Grighini. Shear sense is dextral in the whole shear zone (M. Grighini: Sarcidano).



Fig. 107 - Due scistosità sovrapposte, entrambe legate alle fasi collisionali e di messa in posto delle falde ("Postgotlandiano" Auct., est di Genna su Ludu: Barbagia).

- Two foliations superposition, both linked with collisional and nappe emplacement deformation ("Postgotlandiano" Auct., east of Genna su Ludu: Barbagia).

rigetto post-eocenico di queste faglie, sono evidenti rigetti trascorrenti sia destri che sinistri, pre-eocenici, molto probabilmente paleozoici. I dati cronologici, per la verità un po' vaghi, sembrano deporre a favore di una sostanziale contemporaneità tra faglie dirette e faglie trascorrenti. Queste ultime potrebbero essere interpretate come faglie di trasferimento, separanti settori che hanno subito differenti spostamenti durante la distensione post-collisionale. A questo proposito è interessante notare come le faglie orientate N-S si sviluppino sia a N che a S dell'Antiforme del Flumendosa, senza mai attraversare completamente questo alto strutturale.

Altre faglie paleozoiche sono state individuate presso M. Genis (Sarrabus), lungo il torrente Quirra (Salto di Quirra) ed altrove (CARMIGNANI *et alii*, 2000).

E' molto probabile che faglie dirette e trascorrenti tardo-erciniche siano molto più frequenti di quanto indicato nella Carta geologica allegata. Molte delle superfici tettoniche riportate in carta come faglie terziarie è probabile che derivino da una riattivazione di discontinuità tardo-erciniche. Ciò è fortemente supportato, come precedentemente sottolineato, dal frequente parallelismo tra queste faglie e il campo filoniano tardo-ercinico.

2.5.3.3. - Falde interne

A N dell'Unità di Meana Sardo fino al Complesso di Alto Grado della Sardegna nord-orientale, affiorano metamorfiti di basso e medio grado che costituiscono il complesso delle Falde interne (fig. 5).

Il metamorfismo più intenso, la rarità dei livelli guida, come il complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio, e la estrema rarità di reperti fossiliferi, rendono spesso incerta l'attribuzione litostratigrafica dei protoliti delle rocce di questo complesso.

Nell'alto Sarcidano e Barbagia, tettonicamente sovrapposto al di sopra delle formazioni silurianodevoniane dell'Unità di Meana Sardo, affiora un potente complesso epimetamorfico costituito prevalentemente da una successione terrigena (VAI & COCOZZA, 1974), noto in letteratura come "Postgotlandiano". Tale complesso costituisce il nucleo della Sinforme della Barbagia e, più a N,



Fig. 108 - Piega isoclinale ettometrica di prima fase nelle quarziti e metarenarie paleozoiche. La scistosità di piano assiale S1 (suborizzontale in alto a destra, verticale al centro della foto) è debolmente piegata dalla seconda fase (P.ta Argentiera: Nurra).

- Hm-scale D1 isoclinal fold in paleozoic quartzites and metasandstones. The S1 axial plane foliation (horizonthal on the right, vertical in the center of the photograph) is folded by D2 folding event (P.ta Argentiera: Nurra).

buona parte dei monti del Gennargentu. Recentemente è stata correlata con questo complesso l'Unità di Fiorentini, affiorante nel Goceano (OGGIANO, 1994).

Nei monti del Gennargentu DESSAU *et alii* (1982) hanno messo in evidenza la presenza di almeno tre unità tettoniche sovrapposte (Unità di Fontana Bona, Unità di Riu Correboi e "Postgotlandiano" *Auct.*).

A N dei granitoidi del Nuorese è attribuito alle Falde interne un complesso costituito prevalentemente da metamorfiti forse correlabili con quelle cambro-ordoviciane delle sottostanti unità tettoniche.

Il contatto di base delle Falde interne affiora per più di 100 km tra Meana Sardo e la costa orientale dell'Isola nei pressi di Tertenia, a S del Gennargentu e nelle finestre tettoniche di Aritzo e Gadoni, ed ha tutte le caratteristiche di un contatto tettonico di primo ordine; infatti è marcato da fasce cataclasticomilonitiche ed è discordante su tutte le formazioni dell'unità sottostante. In linea generale, le Falde interne mostrano molte affinità con le altre unità tettoniche della Sardegna centro-meridionale, ma se ne differenziano per importanti caratteri strutturali e stratigrafici.

La loro storia deformativa è infatti più complessa, con lo sviluppo di due eventi plicativi isoclinali ed una ricristallizzazione metamorfica leggermente più elevata (fig. 107, fig. 108). La successione litostratigrafica è caratterizzata dalla scarsità sia delle metavulcaniti dell'Ordoviciano medio (fig. 22) che delle facies carbonatiche tipiche del Siluriano-Devoniano delle Falde esterne.

2.5.4. - Evoluzione metamorfica della Zona a Falde

Le condizioni del metamorfismo nelle diverse unità tettoniche della Zona a Falde, valutate mediante i valori di cristallinità dell'illite, sono comprese fra la transizione anchizona/epizona e la facies degli scisti verdi (FRANCESCHELLI *et alii*, 1992), con un incremento di tali valori nell'Unità di Riu Gruppa-Castello Medusa. La facies anfibolitica è raggiunta nella sottostante Unità di M. Grighini (fig. 109), dove le associazioni mineralogiche di più alto grado hanno permesso di determinare le condizioni termo-bariche del metamorfismo mediante l'applicazione di geotermometri e geobarometri.

Lungo l'asse dell'Antiforme del Flumendosa il metamorfismo presenta un andamento progrado dalla zona di Riu Gruppa (Gerrei) a SE (T_{media} = 300 °C) alla zona di Castello Medusa (Sarcidano) a NW (Tmedia = 360 °C) caratterizzata dalla comparsa della biotite (CAROSI et alii, 1990). Le condizioni di più alta termalità sono state registrate nei micascisti a granato e staurolite dell'Unità di M. Grighini, con temperature medie di 470 °C per la zona a granato e di 560 °C per la zona a staurolite, mediante l'associazione granato-biotite utilizzando le composizioni del bordo esterno di granato e biotite coesistenti. I corrispondenti valori di pressione, sulla base del geobarometro granato-plagioclasio, sono compresi fra 5 kbar per la zona a granato e 6 kbar per la zona a staurolite. Le caratteristiche composizionali dei granati, caratterizzati da una zonatura diretta nucleo-bordo con incremento del Fe e Mg e diminuzione di Mn e Ca, mostrano un'evoluzione prograda del metamorfismo dopo la fase D1 e durante la fase D2 (MUSUMECI, 1991).

Sulla base delle relazioni tessiturali e delle zonature composizionali dei minerali, anche l'acme termico è stato raggiunto dopo la fase D1 e durante i primi stadi della fase D2.

Nell'Unità del M. Grighini è stato evidenziato un successivo evento metamorfico di alta T/P caratterizzato da temperature comprese fra 570 e 700 °C (geotermometro granato-biotite) e da pressioni inferiori a 4 kb, dedotte in base alla presenza di associazioni mineralogiche stabili al di sotto del punto triplo degli alluminosilicati.

Il marcato decremento di pressione è testimoniato inoltre dalla zonatura composizionale dei granati associati a questo evento, caratterizzati da bassi contenuti di Ca (5%-2%) e da concentrazioni costanti di Fe, Mg e Mn con zonatura inversa in corrispondenza dei bordi (decremento di Fe e Mg, aumento di Mn), dovuta ai processi decompressivi (CAROSI *et alii*, 1990). Analoghe condizioni di bassa pressione sono state individuate in altre porzioni della Zona a falde caratterizzate dall'intrusione di magmatiti sin- e tardo-tettoniche (M. Trempu, Sarcidano: CAPPELLI, 1991), indicative di un generale sollevamento della Zona a falde durante l'evento decompressivo.



Fig. 109 - Zoneografia metamorfica dell'Unità del M. Grighini; 1: zona a biotite; 2: zona a granato; 3: zona a staurolite; 4: zona ad andalusite; 5: zona a sillimanite; 6: granitoidi milonitici; (da MUSUMECI, 1991).

Metamorphic zonation in the M. Grighini unit; 1: biotite zone; 2: garnet zone; 3: staurolite zone; 4: andalusite zone; 5: sillimanite zone; 6: mylonitic granitoids; (after MUSUMECI, 1991).

L'evoluzione metamorfica della Zona a falde è pertanto caratterizzata da due principali eventi metamorfici:

a) un primo evento, durante la tettonica "*sin-nappe*", di tipo barroviano con evoluzione polifasica, contemporaneo con gli eventi deformativi collisionali. Questo evento ha una zonalità prograda verso le unità più interne e le unità strutturalmente più profonde dove sono state raggiunte condizioni di medio grado (facies anfibolitica), in seguito ai processi di ispessimento crostale, dovuti alla sovrapposizione delle unità tettoniche, e al successivo riequilibrio delle isoterme che ha determinato le condizioni di massima termalità al termine della tettonica "*sin-nappe*";

b) il secondo evento metamorfico in condizioni di alta temperatura e bassa pressione, datato al M. Grighini 307±5 Ma (LAURENZI *et alii*, 1991), è contemporaneo alla tettonica "*post-nappe*". Questo evento è caratterizzato da un netto decremento delle condizioni bariche e da alti gradienti di temperatura, testimoniati dalle associazioni mineralogiche e dalle composizioni di alcuni minerali. Le condizioni di alta termalità sono in parte dovute alla messa in posto di intrusioni sin-cinematiche all'interno di strutture tettoniche che hanno determinato la formazione di *metamorphic core complex* lungo l'Antiforme del Flumendosa, al cui nucleo affiorano le unità più metamorfiche.

In conclusione, l'evento metamorfico "*sin-nappe*" riflette lo sviluppo della tettonica collisionale che ha determinato la formazione della struttura a falde, mentre il secondo evento è indicativo dei processi di sollevamento ed esumazione tettonica della catena, mediante strutture distensive duttili e fragili, che hanno caratterizzato l'evoluzione post-collisionale della Zona a falde, analogamente ad altre porzioni della Catena ercinica in Sardegna e segnatamente nella Zona assiale.

2.5.5. - Tettonica del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica

Correlare tutti i singoli episodi deformativi distinti nella Zona a falde con quelli individuati sia nel Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica che nel Complesso migmatitico ercinico, oltre che difficile, sarebbe anche arbitrario. Non si può, infatti, escludere che soprattutto nel Complesso migmatitico siano rappresentati terreni precambriani con strutturazioni pre-erciniche, come ben documentato in Corsica dove le successioni cambro-ordoviciane dell'Argentella poggiano su un complesso precambriano già strutturato. Anche i dati di letteratura vanno ben interpretati poiché fasi indicate con indici cronologici uguali spesso si riferiscono a eventi deformativi differenti a seconda delle aree. Le manifestazioni deformative legate alla collisione continentale, come visto, variano in intensità a seconda della distanza dalle grandi zone di taglio che controllano la messa in posto delle falde, e anche i raccorciamenti finali post-nappe, possono aver dato luogo a fasce discontinue di deformazione lungo zone di transpressione. La tettonica post-collisionale, almeno nelle sue manifestazioni plicative, è fortemente controllata dalla precedente giacitura delle anisotropie planari e quindi mostra anch'essa differenze di intensità e geometria.

Le osservazioni di terreno e microscopiche consentono in genere di distinguere le deformazioni legate alla collisione da quelle legate al collasso della catena ercinica e di distinguere all'interno di questi due regimi una successione di fasi deformative che, nel Complesso in facies prevalentemente anfibolitica, non sempre è correlabile con quella riconosciuta nella zona a falde. L'attribuzione di queste fasi deformative (che si manifestano con pieghe e zone di taglio sia duttili che fragili) ai due eventi tettonicometamorfici anzidetti, più che su considerazioni geometriche deve basarsi necessariamente sui rapporti tra deformazione e le diverse paragenesi.

La sequenza delle fasi deformative è riassumibile in quattro fasi di importanza regionale. La più antica fase D1 è correlabile con quella che nelle aree più meridionali si manifesta come la scistosità S1 di piano assiale di pieghe isoclinali a vergenza sudoccidentale. Nel Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica, la superficie S1 risulta progressivamente trasposta fino a conservarsi soltanto all'interno di porfiroblasti di plagioclasio, granato, biotite e staurolite (FRANCESCHELLI et alii, 1982; OGGIANO & DI PISA, 1988; ELTER & SAR-RIA, 1989). Questa trasposizione è l'effetto di una successiva deformazione D2 che si esplica tramite un'anisotropia planare pervasiva S2, che è l'elemento strutturale dominante osservabile sul terreno (CARMI-GNANI et alii, 1979b). Nella bassa Gallura, in Anglona (DI PISA & OGGIANO, 1987; OGGIANO & DI PISA, 1988), nella Nurra settentrionale (CARMIGNANI et alii, 1979b; FRANCESCHELLI et alii, 1982) e nelle Baronie (ELTER & SARRIA, 1989) è stata messa in evidenza una ulteriore fase deformativa D3, caratterizzata da piani assiali subverticali o poco inclinati e a cui non sono associate blastesi di qualche importanza. Su tutta l'area, inoltre, è sempre presente un episodio deformativo D4 che si manifesta con crenulazioni con direzione da N120E a N160E. Una deformazione milonitica (Dm) è localizzata alla transizione tra questo complesso e quello migmatitico, coinvolgendo in una zona di taglio retrograda i terreni di entrambi i complessi. Le relazioni cronologiche fra la Dm e le altre fasi deformative collocano quest'ultima tra la D3 e la D4. Le blastesi associate alle fasi deformative D1 e D2 mostrano una zoneografia prograda verso N (FRANCESCHELLI et alii, 1982) e blastesi anfibolitiche posteriori alla fase D1 e contemporanee ai primi stadi della D2. Nella Nurra è stata anche osservata una blastesi albitica da sin- a post-cinematica rispetto alla fase D2 (DI PISA & OGGIANO, 1984; FRANCESCHELLI et alii, 1990). In definitiva, tutta l'evoluzione tettono-metamorfica del Complesso in facies prevalentemente anfibolitica è messa in relazione con due eventi tettono-metamorfici principali, seguiti da fasi deformative minori con effetti spesso localizzati in zone di taglio.

Un'evoluzione tettono-metamorfica differente si riscontra, sempre in questo complesso, in Anglona e nell'Isola dell'Asinara settentrionale. In queste aree



Fig. 110 - Porfiroclasti di granato con strutture tipo "δ" nei paragneiss di pressione intermedia del Complesso metamorfico ercinico in facies prevalentemente anfibolitica (Isola dell'Asinara).

- Garnet porphyroblast with " δ " structure in medium pressure paragneisses of the Hercynian metamorphic complex with dominant amphibolite assemblages (Isola dell'Asinara).

sono state distinte quattro fasi deformative, ma non è ben distinguibile la deformazione milonitica retrograda osservata nella valle del Posada e nella bassa Gallura, poiché le strutture milonitiche sono state obliterate da un evento tettono-metamorfico di HT/ LP.

La prima fase è stata dedotta da osservazioni microscopiche ed è rappresentata da inclusion trail all'interno di plagioclasio, staurolite e granato, i cui trail indicano una nucleazione complessa in relazione alla deformazione (snow-balls structure; fig. 110). La seconda fase genera pieghe isoclinali con associata scistosità di piano assiale pervasiva; le poche cerniere osservabili sono generalmente ripiegate e trasposte dalla successiva fase D3. In questo modo si formano strutture di interferenza in prevalenza di tipo 3 (RAMSAY, 1967). L'episodio deformativo D3 è quello meglio individuabile all'Asinara: è rappresentato da pieghe mesoscopiche, con piano assiale subverticale ad inclinazione variabile ed assi orientati in un intervallo compreso tra N120E e N80E, con immersione assiale verso i quadranti orientali (fig. 111). In Anglona la fase D3 a piani assiali sub verticali è meno evidente, anche se crenulazioni ad essa riconducibili si osservano nell'area di Tula. Invece,

l'Anglona si distingue per una fase che indicheremo come D4 perché come la fase D4 di altre zone del Complesso in facies prevalentemente anfibolitica sembra legata ad un'evoluzione decompressiva di metamorfiti medio-crostali. Essa si manifesta con pieghe asimmetriche (fig. 112) con piano assiale inclinato o sub-orizzontale con associato un clivaggio di crenulazione, che nelle zone di taglio può assumere le caratteristiche di una foliazione composita che contiene sia elementi strutturali planari e lineari appartenenti alle precedenti fasi deformative, che cerniere di D4 sradicate per progressiva laminazione dei fianchi nella direzione del taglio (forelimb folds: RAY, 1991) (fig. 113). All'interno delle zone di taglio alcuni indicatori cinematici, come strutture σ e strutture δ (fig. 114), documentano un movimento *down* dip, con trasporto dai quadranti SE verso i quadranti NW. Una tale direzione di trasporto, opposta a quella dei sovrascorrimenti legati alla collisione, farebbe pensare a zone di taglio di tipo distensivo. Nell'Isola dell'Asinara, una fase tardiva assimilabile alla D4 dell'Anglona genera pieghe a piani assiali suborizzontali, generalmente non scistogene, coerenti con un raccorciamento verticale attribuito a tettonica estensionale (OGGIANO & DI PISA, 1998).



Fig. 111 - Piega D3 con piano assiale subverticale che interessa i paragneiss di pressione intermedia del Complesso metamorfico ercinico in facies prevalentemente anfibolitica (Isola dell'Asinara).

- D3 fold with vertical axial plane in the medium pressure paragneisses of the Hercynian metamorphic complex with dominant amphibolite assemblages (Isola dell'Asinara).



Fig. 112 - Pieghe D3 che ripiegano pieghe isoclinali della fase D2 nel Complesso metamorfico prevalentemente in facies anfibolitica (Anglona).

- D3 folds refolding D2 isoclinal folds in the Hercynian metamorphic complex with dominant amphibolite assemblages (Anglona).

2.5.6. - Tettonica del Complesso migmatitico ercinico

Anche nel Complesso migmatitico sono registrati e datati due eventi tettono-metamorfici:

a) il primo evento è rappresentato dallo sviluppo di un layering composizionale in cui si alternano leucosomi a composizione trondhjemitoide e melanosomi a Bt±Pl±Grt±Sil±Hbl che, sulla base di considerazioni petrologiche e tessiturali, sono riconducibili a processi di smistamento in solidus (FERRARA et alii, 1978; PALMERI, 1992) 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 esere collocato nella fase di ispessimento crostale legata alla collisione continentale, anche se non esistono elementi certi che consentano di correlare il layering con la foliazione relitta inclusa nei porfiroblasti dei paragneiss in facies anfibolitica che affiorano più a sud;

b) un secondo evento tettono-metamorfico si manifesta con più fasi plicative in questo complesso (OGGIANO & DI PISA, 1988). La prima di tali fasi plicative (D2) è caratterizzata da pieghe isoclinali non cilindriche cui talvolta si accompagna una scistosità di piano assiale che traspone il precedente lavering migmatitico secondo una foliazione composita. Questa fase deformativa è sin-cinematica rispetto alla segregazione di corpi anatettici caratterizzati da associazioni di bassa pressione; quindi il regime in cui si sviluppa sarebbe essenzialmente decompressivo (MACERA et alii, 1989). Una fase successiva D3, messa in evidenza da DI PISA & OGGIANO (1985) in bassa Gallura e da FOLCO (1991) nell'area di Palau, si manifesta con pieghe asimmetriche più o meno cilindriche, e con zone di taglio estensionali contemporanee a fenomenologie anatettiche anch'esse con caratteri di bassa pressione. A questa fase si accompagnano strutture di tipo dictionitico (BORRADAILE et alii, 1982) molto comuni nelle aree settentrionali del complesso migmatitico (fig. 115), lungo cui si sviluppano leucosomi a composizione granitoide che tagliano tutte le anisotropie planari e composizionali presenti nel Complesso migmatitico.

Le relazioni tra i fusi anatettici e le strutture delle fasi D2 e D3 testimoniano, in definitiva, la contemporaneità di queste fasi deformative con la decompressione dovuta al collasso della Catena ercinica, come indicato da numerosi dati petrologici (FRANCE-SCHELLI *et alii*, 1989a; OGGIANO & DI PISA, 1992; RICCI, 1992). Un limite cronologico superiore all'inizio della decompressione e, quindi, alle due fasi



Fig. 113 - Evoluzione delle pieghe della fase D4 nelle zone di taglio dell'Anglona. Nei diagrammi è schematicamente riportato l'andamento dello strain longitudinale finito nei quattro momenti considerati in funzione dello shear strain. La curva continua si riferisce al fianco della piega che immerge nella direzione del taglio (forelimb); la curva a tratteggio si riferisce al fianco con immersione opposta (backlimb) (da OGGIANO & DI PISA, 1992).

- Evolution of D4 folds in the Anglona shear zone. Diagrams show longitudinal vs. shear strain during deformation. Solid line refer to the fore limb o f fold, dashed line to the backlimb (after OGGIANO & DI PISA, 1992).



Fig. 114 - Strutture tipo " δ " in porfiroblasti di granato nelle metamorfiti dell'Anglona.

- δ -type garnet porphyroblast in metamorphic rocks of the Anglona area.

eformative che la caratterizzano, potrebbe essere rappresentato dall'età Rb/Sr di piccoli stock anatettici sin-cinematici stimata a 300±7 Ma (MACERA *et alii*, 1989).

All'interno del Complesso migmatitico ercinico sono comuni zone di taglio, probabilmente da riferire alla tettonica trascorrente tardo-ercinica, con miloniti con strutture tipo "S-C" che documentano condizioni retrograde che non superano la facies a scisti verdi. Zone di taglio con componente diretta sono invece conosciute sia in facies degli scisti verdi che anfibolitica (ELTER & GHEZZO, 1995) e testimonierebbero la deformazione del Complesso migmatitico a diversi livelli strutturali durante la sua esumazione.

2.5.7. - Evoluzione metamorfica del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica e del Complesso migmatitico

Così come in altri segmenti europei della Catena ercinica, anche nei due complessi più interni del segmento sardo è possibile identificare:

a) un'ambientazione eclogitica (rappresentata da relitti tessiturali e mineralogici), che probabilmente rappresenta la subduzione eoercinica, ancora non datata (MILLER *et alii*, 1976; CAPPELLI *et alii*, 1992); b) un'ambientazione di tipo barroviano, che rappresenta l'ispessimento crostale legato alla collisione e le cui datazioni Rb/Sr e Ar/Ar sostanzialmente indicano un'età meso-ercinica intorno a 350 Ma (DEL MORO *et alii*, 1991);

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

EVOLUZIONE METAMORFICA DEL COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA E DEL COMPLESSO MIGMATITICO



Fig. 115 - Migmatite con strutture dictionitiche (bassa Gallura). - Migmatite with dictionitic structures (lower Gallura).



Fig. 116 - Profili geologici schematici attraverso la Linea Posada-Asinara in Anglona (a) e nella Valle del Posada (Baronie) (b) con indicate le isograde dei minerali metamorfici di ambientazione barroviana (da OGGIANO & DI PISA, 1992, modificato).

- Schematic cross section across the Posada-Asinara line in the Anglona area (a) and (b) in the Posada valley (Baronie), with metamorphic isograds (after OGGIANO & DI PISA, 1992, modificato).



Fig. 117 - Schema geologico dell'Isola dell'Asinara con i percorsi schematici P-T-t dedotti nelle differenti unità tettono-metamorfiche (da OGGIANO & DI PISA, 1998).

- Geologic sketch map of the Asinara island, with P-T-t paths in the different tectonic units (after OGGIANO & DI PISA, 1998).

c) infine, un'evoluzione metamorfica di elevato rapporto T/P, presente localmente, legata al collasso gravitativo della catena e alla sua esumazione, che si colloca in età neo-ercinica, con età Rb/Sr di chiusura delle miche intorno a 300 Ma.

Solo nel Complesso migmatitico sono stati rinvenuti relitti di metamorfismo granulitico, i quali non sono mai presenti a sud della Linea Posada-Asinara e che, con ogni probabilità, riflettono per questo complesso una storia metamorfica più lunga ed articolata (policiclica) rispetto a quella degli altri complessi metamorfici.

Il metamorfismo barroviano, con associazioni di pressione e temperatura intermedie, è quello che maggiormente caratterizza le aree di affioramento del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica, esibendo una netta zoneografia prograda verso N (fig. 49). Le isograde sono deformate dalle fasi tardive erciniche (fig. 116) e si infittiscono in una fascia subito a sud della Linea Posada-Asinara. Tradizionalmente la zoneografia prograda che interessa questo complesso veniva fatta proseguire in un *continuum* all'interno del Complesso migmatitico ercinico, a nord della Linea Posada-Asinara (fig. 49), fino al raggiungimento dell'associazione stabile Sil+Kfs. L'analisi recente delle traiettorie P-T-t (RICCI, 1992) nei due complessi fa ritenere che la loro evoluzione metamorfica sia, invece, indipendente, coerentemente con l'assunzione che il Complesso migmatitico ercinico rappresenti una falda crostale di pertinenza "armoricana" sovrascorsa su un prisma di accrezione durante la collisione continentale meso-ercinica, e che la Linea Posada-Asinara rappresenti un contatto tettonico di prim'ordine.

La zoneografia barroviana del Complesso metamorfico ercinico in facies prevalentemente anfibolitica è compresa tra la comparsa dell'associazione Qtz+Ab+Ms+Ch1+Grt+I1m e l'associazione Qtz+Pl+Bt+Ky+Grt, passando per le associazioni Qtz+Ms+Cld+Grt+Ch1+St, Qtz+Ms+Pl+Bt+St±Grt e Qtz+Pl+Ms+Bt+Grt+St+Ky (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982; FRANCESCHELLI *et alii*, 1986). Le condizioni termobariche degli equilibri rappresentati dalle associazioni che caratterizzano questo complesso sono state stimate da un minimo di 450 C° e 5 Kb ad un massimo intorno a 600 C° e 8Kb (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982; 1989b)

Come già accennato, le blastesi anfibolitiche legate all'evento tettono-metamorfico barroviano meso-ercinico mostrerebbero una crescita posteriore alla fase D1 e precedente alla fase D2, dalla quale sono deformate, (CARMIGNANI *et alii*, 1979b), o comunque da pre- a sin-cinematica rispetto alla fase D2 come indicato da strutture tipo *snow ball* nei granati (OGGIANO & DI PISA, 1992) (fig. 110).

In Anglona e all'Isola dell'Asinara alle associazioni anfibolitiche di pressione e temperatura intermedie del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica sono sovrapposte associazioni di elevato gradiente termico riconducibili all'evento neo-ercinico.

Nell'Isola dell'Asinara le paragenesi di bassa pressione e alta temperatura non interessano tutto il complesso di medio grado; infatti i paragneiss e i micascisti dell'area più meridionale non mostrano alcuna blastesi andalusitica e/o sillimanitica, né le paragenesi barroviane in tale area mostrano evidenze di destabilizzazione, nemmeno al contatto con l'intrusione granitica del Castellaccio (fig. 117). Andalusite e sillimanite \pm cordierite compaiono, invece, nei micascisti e paragneiss a nord dell'intrusione. L'andalusite si osserva spesso in individui prismatici pluricentimetrici pseudomorfi su precedente staurolite; quest'ultima appare destabilizzata secondo la reazione decompressiva St+Ms+Qtz=And+Bt+H₂0, ma se ne conservano relitti all'interno dei porfiroblasti di andalusite concresciuta con biotite (fig. 118) (OGGIANO & DI PISA, 1998). La reazione di cui sopra non sarebbe l'unica responsabile della nucleazione dell'andalusite; evidenze tessiturali suggerirebbero che, a luoghi, l'andalusite possa essere derivata dalla transizione di fase fibroliteandalusite, come deducibile dalla presenza di blasti andalusitici concresciuti con aggregati di fibrolite. Una nucleazione in seguito alla transizione retrograda cianite->andalusite non è sufficientemente documentabile a causa dell'assenza di relitti di cianite in disequilibrio, all'interno o a contatto, con l'andalusite.

Per ciò che concerne le relazioni tra la blastesi andalusitica e la deformazione ercinica, è evidente la crescita statica della blastesi, posteriormente alle più importanti fasi deformative erciniche; infatti i blasti di andalusite includono *trails* di scistosità e crenulazioni relative a questi eventi deformativi (fig. 119). Solo in corrispondenza di zone di taglio estensionali i blasti di andalusite sono deformati in condizioni al limite tra il duttile e il fragile. La sillimanite è diffusa, sia sotto forma di fibrolite che in individui ad abito prismatico. La prima coesiste con l'andalusite e mostra una certa varietà di relazioni tessiturali con le fasi minerali a contorno. La sua coesistenza con



Fig. 118 - Corona di reazione di andalusite (And) e biotite (Bt) intorno ad un blasto relitto di staurolite (St). Nicol paralleli (Isola dell'Asinara). - Corona rim in andalusite (And) and biotite (Bt) around a staurolite (St) relict. Thin section, cross polarized light (Isola dell'Asinara).



Fig. 119 - Blasto di andalusite nel Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica che include una micropiega della fase deformativa D2 (Isola dell'Asinara). Sezione sottile, nicol incrociati (da OGGIANO & DI PISA, 1998).

- Andalusite in the Hercynian metamorphic complex with dominant amphibolite assemblages overgrowing a D2 fold (Isola dell'Asinara). Thin section, cross polarized light (after OGGIANO & DI PISA, 1998).



Fig. 120 - Sillimanite fibrolitica lungo la scistosità ercinica S2 nel Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica (Isola dell'Asinara). Sezione sottile, nicol paralleli (OGGIANO & DI PISA, 1998).

- Sillimanite along S2 foliation in the Hercynian metamorphic complex with dominant amphibolite assemblages (Isola dell'Asinara). Thin section, plane polarized light (after OGGIANO & DI PISA, 1998).

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

EVOLUZIONE METAMORFICA DEL COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA E DEL COMPLESSO MIGMATITICO



Fig. 121 - Disth-sillimanite del Complesso migmatitico ercinico (Isola dell'Asinara). Sezione sottile, nicol incrociati. - Disth-sillimanite in the Hercynian migmatitic complex (Isola dell'Asinara). Thin section, cross polarized light.

l'andalusite in una vasta area pone i classici interrogativi, oggetto di vasta letteratura (KERRICK, 1990, con bibliografia), circa la persistenza in condizioni metastabili della fibrolite nel campo di stabilità dell'andalusite.

La maggior parte della fibrolite nel Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica è orientata secondo la S2 ercinica, dove mostra crescita epitassiale su livelli lepidoblastici di preesistente biotite (fig. 120); inoltre, essa è talvolta crenulata dalle fasi tardive. Queste osservazioni consentono di escludere che la sua crescita sia contemporanea a quella dell'andalusite che, come visto, ha relazioni di crescita post-cinematiche rispetto a queste fasi deformative. In definitiva, gli aspetti tessiturali esibiti da gran parte della fibrolite convergono nel far ritenere la sua coesistenza con l'andalusite come un fenomeno di metastabilità.

Indipendentemente dalla sua coesistenza con andalusite, la presenza di abbondante fibrolite in un complesso metamorfico in cui è sempre stata stabile l'associazione Ms+Qtz non può essere attribuita alla reazione di *break-down* della muscovite, ma andrebbe ricercata in altri meccanismi, tra i quali i più plausibili sembrano essere la fibrolitizzazione della biotite (STAUBLI, 1989) in presenza di volatili acidi e/o la concentrazione in zone di elevata deformazione non coassiale. La cordierite, ferrifera, sembra anch'essa legata a reazioni di tipo decompressivo a spese di granato.

Nell'Isola dell'Asinara (fig. 117), le condizioni termobariche alle quali il Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica si sarebbe riequilibrato, in un'ambientazione di elevato T/P, vengono stimate tra 490-520 °C e 2-3 Kb (DI PISA *et alii*, 1993).

Anche in Anglona il metamorfismo neo-ercinico di alto rapporto T/P genera associazioni simili a quelle descritte per l'Isola dell'Asinara (DI PISA & OGGIANO, 1987). La distribuzione delle fasi polimorfe Al_2SiO_5 (sillimanite e andalusite) e i loro reciproci rapporti tessiturali, consentono di tracciare una zoneografia metamorfica. Nella parte centrale di questo vasto affioramento è presente soltanto sillimanite.

		THICKENING STAGE		RETROGRESSIVE STAGE (S)						
AREA	ROCK UNIT	Highest P conditions	Highest T conditions	P and T conditions		MS (Rb/Sr)	Hbl (K/Ar)	Cooling ages Miner. Isochron (Rb/Sr)	Ms (K/Ar)	Bt (Rb/Sr&K/Ar)
	Eclogite	P 15-17 T 770-825 t ?		~10-12 700-750•	5 650 ≤ 344			<u> </u>	400	
North-	Granulite	P 10-12 T 750 t ?			5 650 ≤ 344		296(9)			
eastern	Migmatite	P 10 ? T 700 t ?	7 750 344		4-5 600-650 < 344			298 <u>+</u> 2		
	Ky <u>+</u> St Micaschist	P 10 T 580 t ?	8 620							
Sardinia	Grt Micaschist	P 10 T 450 t ?	7.5 500 ?		5 450					
	Augen- gneiss	P 10 T 450 t ?	7.5 500 ?		5 450			306 <u>+</u> 10	311(2)	294(2)
	Orthogneiss	P 10 T 450 t ?	7.5 500 ?		5 450			308 <u>+</u> 24		296(4)
Anglona	Micaschist	P 8-10 T 550-650 t ?		2-3 ? 400 ?	2-3 550-600	303(1)				279(2)
Asinara	Micaschist	P 8-10 T 550-650 t ?		? ?	2-3 550-600					
Giuncana Tungoni	Micaschist	P 8-10 T 550-650 t ?			~3 ~400	343(2)				313(2)
Tarra Paddedda	Migmatite	P7? T700? t?		1-2 ?	650 ?					
	Al-granite emplacement	P T t			1-2 300	303(6)				295(3)
Palau- S.Teresa	Migmatite	P7? T700? t?			1-2 ? 650 ?					
	Al-granite emplacement	P T t			1-2 >300	299(3)				289(3)

Fig. 122 – Dati termobarometrici e geocronologici del basamento metamorfico ercinico della Sardegna settentrionale (P=kbar, T=°C, t=Ma, cooling ages sono valori medi e tra parentesi è riportato il numero di misure), da RICCI (1992).

- Thermobarometric and geochronological data from the Hercynian metamorphic basement of northern Sardinia (P=kbar, T=°C, t=Ma, cooling ages for minerals are average values, between parenthesis number of measures, after RICCI (1992).

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

EVOLUZIONE METAMORFICA DEL COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA E DEL COMPLESSO MIGMATITICO



Fig. 123 - Percorsi P-T-t (linee spesse blu) in varie aree del basamento metamorfico ercinico della Sardegna settentrionale; i cerchi rossi indicano dati petrologici e radiometrici (i numeri rappresentano le età radiometriche), le linee nere spesse punteggiate indicano le eclogiti, la linea spessa tratteggiata le granuliti mafiche; da RICCI (1992).

- P-T-t paths (solid curves) for various portions of the Hercynian metamorphic basement of northern Sardinia. Red dots are petrological and/or radiometric records (radiometric age determinations are indicated with numbers). Black dotted line refers to eclogites, the dashed line to maphic granulites; after RICCI (1992).

Più a NE e a SW, le relazioni microstrutturali tra le due fasi minerali indicano che la crescita di andalusite è posteriore a quella della sillimanite. All'estremità SW dell'intera area (M. Sassu), è presente solo andalusite.

Il Complesso migmatitico ercinico è caratterizzato dall'associazione Al_2SiO_5+Kfs e Al_2O_5+Ms (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982; ELTER, 1987) e dalla diffusa presenza di fusi anatettici, anche se, come già accennato, non in tutto il complesso la presenza di leucosomi viene ricondotta a reazioni metamorfiche che coinvolgono una fase di *melt*. Tra queste, le reazioni invocate sono quelle di *dehydration melting* coinvolgenti fasi idrate come muscovite e biotite; ad esempio: Ms+Pl+Qtz=Kfs+And+melt e Bt+And+Pl+Qtz=Kfs+Grt+melt rispettivamente (OGGIANO & DI PISA, 1992; PALMERI, 1992). La discreta abbondanza di granato e la scarsa presenza di andalusite nelle diatessiti porterebbero a preferire la seconda reazione (*biotite melting stage*) come principale responsabile dell'anatessi nelle migmatiti della bassa Gallura. Di particolare interesse sono in questo complesso le associazioni granulitiche relitte di pressione intermedia-elevata riscontrabili soprattutto in corpi femici ed ultrafemici stratificati, all'interno di gneiss con relitti di cianite, che affiorano in Gallura e nell'estremità settentrionale dell'Isola dell'Asinara. GHEZZO *et alii* (1979) descrivono nel complesso di Montigju Nieddu l'associazione oligoclasio+Grt+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 (PH₂0<P_{tot}) per l'associazione granulitica e 650 °C e 5 kb (in condizioni di saturazione di H₂O) per la ricristallizzazione anfibolitica. Non dissimili sono i dati riscontrati più di recente nel complesso basico di P.ta Scorno (Isola dell'Asinara), 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 600-700 °C. Tra le reazioni caratteristiche di tale riequilibrio

vi è la transizione cianite->sillimanite con la formazione di disth-sillimanite (fig. 121). Le reazioni metamorfiche descritte tra i due complessi e la loro evoluzione termobarica nel tempo sono congiunti ad un'evoluzione sostanzialmente decompressiva a partire da differenti livelli strutturali, in condizioni essenzialmente isoterme o con limitati apporti di calore esterno.

Le differenti associazioni mineralogiche affioranti derivano principalmente dalle diverse velocità di esumazione che, a seconda che i processi esumativi dei vari settori di catena siano stati controllati da erosione, estensione e/o denudamento tettonico, hanno determinato diversi gradi di riequilibratura (RICCI, 1992) (fig. 122 e fig. 123).

3. - Coperture post-erciniche

3.1. - PREMESSA

Circa un terzo dell'Isola è coperto da sedimenti e vulcaniti del Carbonifero superiore-Permiano, del Mesozoico e del Terziario (fig. 1). Le formazioni più rappresentate sono di età miocenica, esse infatti affiorano con continuità dal Golfo di Cagliari a quello di Sassari e rappresentano da sole oltre la metà degli affioramenti delle coperture post-erciniche. Complessivamente le coperture non metamorfiche hanno una potenza di circa 6000 m; i maggiori spessori sono raggiunti nella "Fossa sarda" (VARDA-BASSO, 1962) o "Rift Sardo" (CHERCHI & MONTADERT, 1982), una serie di bacini sedimentari terziari che interessano una fascia meridiana tra il Golfo di Cagliari e quello di Sassari, e nel graben plio-pleistocenico del Campidano, che congiunge i golfi di Cagliari e di Oristano.

Dopo la sua evoluzione ercinica la Sardegna, benchè al di fuori dalla zona orogenica alpina, si è trovata ai margini di due cinture orogeniche: i Pirenei e gli Appennini. Successivamente essa è stata delimitata, prima a ovest e poi a est, da due episodi di rifting ad evoluzione oceanica: l'apertura del Bacino balearico nel Burdigaliano e l'apertura del Tirreno centro-meridionale nel Miocene superiore-Pliocene.

L'evoluzione post-ercinica della Sardegna è sempre stata interpretata come quella di un cratone sostanzialmente stabile, soggetto a periodiche trasgressioni e regressioni senza implicazioni negli eventi collisionali che hanno interessato tutte le aree limitrofe durante il Ciclo alpino. Questa evoluzione, ben descritta da COCOZZA *et alii* (1974), veniva interrotta solo durante il Terziario dall'impostazione di fosse tettoniche ("Rift sardo") correlate con l'apertura del Bacino balearico (CHERCHI & MONTADERT, 1982; 1984).

Varie discordanze nella successione mesozoica e terziaria sono state cronologicamente correlate con eventi orogenici del Ciclo alpino (Fase laramica, Fase austriaca, ecc.), senza, peraltro, che fosse chiaramente individuata in Sardegna una strutturazione regionale correlabile, da un punto di vista geodinamico, con le zone di collisione alpina (CHERCHI & BARBERI, 1980; CHERCHI & MONTADERT, 1982; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; 1985c; CHERCHI, 1985b; OGGIANO *et alii*, 1987; TRÉMOLIÈRES, 1988).

Lavori recenti (CARMIGNANI *et alii*, 1994a) hanno evidenziato come, al pari della "Corsica ercinica" (vedi anche la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata), anche la Sardegna sia stata interessata dalla tettonica collisionale terziaria, con sviluppo di un sistema di faglie trascorrenti che inducono importanti transpressioni (CARMIGNANI *et alii*, 1992b; CARMIGNANI *et alii*, 1994c; PASCI, 1997), con sovrascorrimenti del basamento paleozoico sulla copertura post-ercinica (M. Albo, M. Tuttavista, Supramonte), e transtensioni (bacini di Chilivani-Berchidda, Ottana, ecc.: OGGIANO *et alii*, 1995).

La legenda della Carta geologica della Sardegna allegata è organizzata in successioni separate da discordanze, in parte note da tempo in letteratura. Iniziando dal basso, è stato distinto:

a) Complesso vulcanico del Carbonifero superiore-Permiano-?Triassico inferiore e Successione continentale del Carbonifero superiore-Triassico medio p.p., i cui depositi secondo alcuni Autori concluderebbero il ciclo sedimentario ercinico, mentre per altri essi sarebbero l'inizio della successione alpina;
b) Successioni transizionali e marine del Triassico medio p.p.-Cretacico inferiore, che rappresentano i depositi prevalentemente di piattaforma carbonatica del margine continentale passivo sud-europeo;

c) Successioni marine del Cretacico superiore, separate dalle precedenti dalla discordanza meso-cretacica (Fase austriaca, "Movimenti bedouliani");

d) Successioni transizionali e marine del Paleocene superiore-Eocene medio, delimitate alla base da una discordanza riferibile alla Fase laramica; e) Depositi continentali e successione marina post-Eocene medio-Miocene inferiore, che comprendono i depositi sintettonici della catena pirenaica e appenninica;

f) Successione marina e depositi continentali del Miocene inferiore-medio, deposti entro i bacini estensionali connessi con la rotazione del Blocco sardo-corso;

g) Successione marina e depositi continentali del Miocene superiore, che riteniamo connessi con l'inizio dell'apertura del Tirreno meridionale;

h) Depositi continentali e marini del Pliocene, successivi alla crisi di salinità del Mediterraneo (Messi-



Fig. 124 - Ubicazione degli affioramenti di Rioliti, riodaciti ed andesiti (22) del Carbonifero superiore-Permiano superiore-?Triassico inferiore e dei Depositi continentali clastici e carbonatici del Carbonifero superiore-Triassico medio-inferiore (21).

- Outcrops of rhyolite, rhyodacite and andesite rocks (22) of Upper Carboniferous-Upper Permian-?Lower Triassic and Upper Carboniferous-Middle/Lower Triassic clastic continental deposits (21). niano superiore) e che in parte costituiscono il riempimento del Graben del Campidano.

Nella successione oligo-miocenica sono intercalati prodotti vulcanici calcalcalini (Ciclo vulcanico calcalcalino oligo-miocenico) riferibili alla subduzione nord-appenninica e alla relativa distensione post-collisionale (BECCALUVA *et alii*, 1994; CARMI-GNANI *et alii*, 1994a; CARMIGNANI *et alii*, 1995; LECCA *et alii*, 1997).

Gli ultimi prodotti vulcanici riconosciuti nell'Isola sono rappresentati da basalti intraplacca connessi con l'apertura del Tirreno meridionale (Ciclo vulcanico ad affinità alcalina, transizionale e subalcalina del Plio-Pleistocene).

Nelle successioni post-erciniche della Sardegna sono quindi "registrati" tutti i movimenti connessi con l'evoluzione delle Alpi e degli Appennini. Questo è ben noto da tempo in Provenza, regione con la quale la Sardegna ha condiviso l'evoluzione geologica fino al Miocene inferiore.

Nonostante le numerose discordanze stratigrafiche citate, l'evento tettonico che ha maggiormente interessato l'Isola dopo il Paleozoico è, secondo gli Autori, la collisione pirenaica e quella nord-appenninica. Questo evento, assieme ad altri, permette di suddividere le successioni permo-carbonifere e mesocenozoiche in:

a) Complesso vulcano-sedimentario connesso con l'evoluzione post-collisionale della Catena ercinica Carbonifero superiore- Triassico inferiore);

b) Complesso connesso con l'evoluzione del margine continentale sud-europeo (Triassico medio-Eocene medio);

c) Complesso connesso con la collisione pirenaica e nord-appenninica (Eocene medio-Miocene inferiore);

d) Complesso connesso con l'apertura del Bacino balearico e del Mare Tirreno (dal Miocene inferioremedio al Plio-Pleistocene).

3.2. - COMPLESSO VULCANO-SEDIMENTARIO CON-NESSO CON L'EVOLUZIONE POST-COLLISIO-NALE DELLA CATENA ERCINICA

3.2.1. - Complesso vulcanico del Carbonifero sup.-Permiano/?Triassico inf.

Magmatiti tardo-paleozoiche (fig. 124), sia in giacitura effusiva (rioliti e riodaciti), che intrusiva ("porfidi" in ammassi sub-vulcanici) (**22**), sono intercalate o iniettano i sedimenti tardo-paleozoici (fig. 125), poggiano direttamente sul basamento ercinico, come nell'Ogliastra, in Barbagia, ecc., oppure ne intrudono le metamorfiti.

Tali magmatiti affiorano su una superficie di alcune centinaia di km² nell'Ogliastra (M. Ferru, dintorni di Villanova Strisaili e di Baunei), in Barbagia (M. Perdedu), nella Gallura meridionale ecc.; il loro spessore può arrivare a varie centinaia di metri. Si tratta prevalentemente di complessi ignimbritici di composizione riolitico-riodacitica (LOMBARDI *et alii*, 1974), a cui si associano livelli di tufi, sia grossolani che cineritici; le lave sono subordinate e mostrano composizione da andesitica a riolitica. Specialmente nella parte basale della successione compaiono intercalazioni a composizione andesitica, piroclastiti con strutture indicanti sedimentazione subacquea, con brecce vulcaniche talora ricche di elementi del basamento.

Le fasi finali dell'attività eruttiva sono caratterizzate da facies sub-vulcaniche di composizione riolitica e quarzolatitica che si mettono in posto a più livelli nella successione vulcanica. In molte località filoni ipoabissali, sia riodacitici che basici, tagliano anche le unità vulcaniche più recenti.

I limiti cronologici di questo complesso vulcanosedimentario si basano sulle età radiometriche delle magmatiti e sulle flore fossili rinvenute nei sedimenti associati. Le determinazioni radiometriche su roccia totale risultano disperse su un lungo periodo che va da 325 Ma a 140 Ma (COZZUPOLI *et alii*, 1971; LOM-BARDI *et alii*, 1974; EDEL *et alii*, 1981; BARCA *et alii*, 1992a) ma molte determinazioni sono da scartare perché in aperto contrasto con i dati biostratigrafici.

Le analisi di K/Ar su roccia totale eseguite da COZZUPOLI et alii (1971) su vari campioni dell'ignimbrite di Galtellì (Baronie) individuano una isocrona di 284±15 Ma. Questa età cade nel Permiano inferiore ed è in buon accordo con le attribuzioni basate sulle flore fossili rinvenute in quasi tutti i bacini (COCOZZA et alii, 1974; PECORINI, 1974a; FRANCAVILLA et alii, 1977; FONTANA et alii, 1982). Il Carbonifero superiore è documentato da una microfauna ad ostracodi d'acqua dolce proveniente dalla parte più bassa del bacino antracitifero di Seui (DEPLANO, 1985). Un'età al passaggio Stefaniano-Autuniano (289±11 Ma) è stata inoltre di recente riscontrata in Gallura con un'isocrona Rb/Sr determinata nelle ignimbriti affioranti tra Aggius e Trinità d'Agultu (Gallura). Questo dato trova conferma nelle età (Rb/Sr) di chiusura (286±9 Ma) delle miche di un'aureola di contatto indotta dal plutone di Aggius (DEL MORO et alii, 1991) nei sedimenti e vulcanosedimenti stefano-autuniani e documenta anche la sostanziale contemporaneità tra attività effusiva e messa in posto dei plutoni tardo-ercinici.

Secondo ORSINI (1980), in tutta la provincia sardo-corso-provenzale questo complesso vulcanico



Fig. 125 - Porfidi rossastri permiani in giacitura filoniana (Arbatax: Ogliastra). - Red porphyritic dykes of Permian age (Arbatax: Ogliastra).



Fig. 126 - Siltiti nere ad *Annularia stella*ta (*Calamitale*) del Carbonifero superiore (Bacino di S. Giorgio: Iglesiente). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Black shales with Annularia stellata (Calamitale) of Upper carboniferous age (San Giorgio basin: Iglesiente). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

è costituito da due distinti cicli di età differente e con diverso significato geodinamico. Il più antico, a chimismo calcalcalino (andesiti, daciti, ignimbriti: VEL-LUTINI, 1977) è compreso tra il Carbonifero superiore e il Permiano inferiore (280 Ma). L'altro, del Permiano superiore (250 Ma), è di tipo alcalino e comprende soprattutto rocce intrusive di origine subcrostale e anorogeniche che affiorano solo in Corsica (graniti alcalini, sieniti, ecc.), distinti nella Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata. In Sardegna le manifestazioni effusive alcaline si trovano intercalate nei sedimenti in facies Buntsandstein (Permiano superiore-Triassico inferiore), sono rappresentate da piroclastiti di flusso e lave e affiorano in Nurra a M. Santa Giusta e intorno al Lago di Baratz (CASSINIS et alii, 1996). Queste manifestazioni alcaline potrebbero annunciare, già



Fig. 127 - *Calamites* sp. in arenaria del Permiano inferiore (Lago di Mu largia: Trexenta). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Calamites sp. in Lower Permian sandstones (Lago di Mulargia: Trex enta). Museum of Paleontology, University of Cagliari. alla fine del Paleozoico, la lacerazione crostale che porterà all'individuazione del margine continentale sud-europeo (BONIN, 1980).

3.2.2. - Successione continentale del Carbonifero sup.-Triassico medio p.p.

Successioni sedimentarie tardo-paleozoiche giacciono, con netta discordanza basale, sul basamento metamorfico nel Gerrei (Lago di Mulargia, Escalaplano), Salto di Quirra (Perdasdefogu), Barbagia (Seui e Seulo), nel Iglesiente-Sulcis, nell'Arburese, in Nurra, nella bassa Gallura, ecc. (fig. 124).

Si tratta di sedimenti prevalentemente detritici di ambiente alluvionale e lacustre (21), associati a vulcaniti perloppiù acide (22), deposti in limitate depressioni tettoniche del basamento e con notevoli differenze da un bacino all'altro (FONTANA et alii, 1982). Successioni analoghe si ritrovano sul basamento ercinico di buona parte dell'Europa meridionale (per la Provenza: AUBOUIN, 1974; per i Pirenei: CASTERAS, 1974; CAMPREDON & BOUCART, 1975; per la Corsica: DURAND-DELGA, 1978) e generalmente iniziano nello Stefaniano. Anche nella Sardegna SW (Bacino di S. Giorgio) il ciclo inizia con sedimenti stefaniani (COCOZZA, 1967b) e forse del Westfaliano D (FONDI, 1979) con abbondanti resti di piante (fig. 126), ma nella Sardegna centro-orientale i bacini più antichi sono generalmente ritenuti autuniani (FIORENTINI, 1922; CAVINATO, 1938; MAXIA, 1938; LAURO, 1970; PECORINI, 1974a; PERNO, 1976; FRANCAVILLA et alii, 1977; GASPERI & GELMINI, 1977). Solo nella parte inferiore del bacino antracitifero di Seui è segnalato il Carbonifero superiore (DEPLANO, 1985).

Come esempio della successione affiorante nella Sardegna orientale citiamo la successione di Escalaplano-Lago di Mulargia. Questa successione è stata studiata in dettaglio da PECORINI (1974a) e successivamente da RONCHI (1997) ed inizia con un "Complesso inferiore", costituito da alcuni metri di conglomerati grossolani con rari fossili vegetali, discordanti sul basamento metamorfico tramite un paleosuolo arrossato. I conglomerati sono sormontati da siltiti e marne grigie e nerastre con livelli calcarei, talvolta silicizzati, con ostracodi, resti vegetali (fig. 127) e rari gasteropodi d'acqua dolce. Questi ultimi sedimenti sono di probabile ambiente lacustre, hanno uno spessore massimo di 10-15 m e precedono alcune decine di metri di tufi e ignimbriti. Questa successione, che arriva a 70 m di spessore, passa al "Complesso superiore", rappresentato da 70-80 m di depositi detritici, prima conglomeratici, con elementi di vulcaniti, quarziti e filladi, e poi pelitici rossastri, con sottili intercalazioni carbonatiche localmente calicizzate o silicizzate, seguiti infine da uno spessore di 70-80 m di lave porfiriche a composizione trachiandesitica (CAVINATO, 1935).

La successione tardo-paleozoica che affiora lungo il bordo settentrionale del Lago di Mulargia è analoga a quella di Escalaplano; è probabile che i due affioramenti siano parte di uno stesso bacino, separato e portato a quote differenti da una faglia recente (PECORINI, 1974a). Unica particolarità da segnalare è la presenza, nella parte inferiore della successione del Lago di Mulargia, di un livello di una decina di metri di siltiti nere sottilmente stratificate e debolmente metamorfiche, con fossili vegetali attribuiti al Permiano inferiore (FRANCAVILLA *et alii*, 1977).

A Seui e Seulo affiora la successione permo-triassica più studiata perché sede di un giacimento di antracite coltivato in passato (FIORENTINI, 1922; LAURO et alii, 1963; LAURO, 1970; SARRIA & SERRI, 1986). A NW di Seui la successione vulcano-sedimentaria ha uno spessore di circa 400 m e anche qui inizia con un conglomerato, seguito da arenarie e peliti con più intercalazioni di vulcaniti (quattro secondo LAURO et alii, 1963) a chimismo intermedio ("Porfiriti" Auct.), almeno una intercalazione di antracite (SARRIA & SERRI, 1986) e vari livelli di peliti carboniose con fossili vegetali dell'Autuniano (COMASCHI CARIA, 1959). La successione termina con un potente corpo vulcanico (oltre 150 m) di composizione riolitico-riodacitica ("Porfidi quarziferi" Auct.). Allo stesso bacino appartiene un'analoga successione che affiora a SE di Seulo, contenente antracite (FIORENTINI, 1922) e siltiti nere con fossili vegetali autuniani (COMASCHI CARIA, 1959).

Sulla costa dell'Arburese affiorano conglomerati, arenarie e subordinate argille di ambiente continentale, dello spessore di circa 12 m, probabilmente riferibili sulla base della microflora allo Stefaniano (BARCA *et alii*, 1995b).

La successione affiorante nell'Iglesiente (Bacino di San Giorgio) è stata studiata in passato da COCOZZA (1967b), DEL RIO (1973) e FONDI (1979). E' costituita da depositi clastici, talora dolomitici, di ambiente fluvio-lacustre, il cui spessore può raggiungere circa 30 m. Alla base è presente un livello di spessore massimo di circa 3 m, discontinuo, costituito da un conglomerato quarzoso e arenarie grossolane. A questo segue, soprattutto nella parte nord del bacino, una successione di clastiti dolomitiche laminate, derivanti dalla erosione dei litotipi della successione carbonatica cambriana sottostante. Una superficie erosiva separa questi depositi da una successione clastica superiore a prevalenti conglomerati ed arenarie. La parte sommitale della successione è anche la più estesa in affioramento ed è costituita da un conglomerato poligenico passante a livelli di calcari e dolomie, ed infine a un conglomerato privo di stratificazione e mal classato, con intercalazioni di arenarie e argille fossilifere a piante.

Nel Sulcis in località Guardia Pisano (Gonnesa) affiora una successione potente circa 100 m costituita alla base da argilliti nere con resti di piante ed intercalazioni di vulcaniti acide, seguita da arenarie, argille e conglomerati rosso-violacei. Anche questa successione è riferibile ad ambienti continentali di piana alluvionale, ed è stata attribuita al Permiano sulla base della ricca microflora dell'Autuniano rinvenuta nella sua parte inferiore (fig. 128) (BARCA *et alii*, 1992a).

Nella Sardegna nord-occidentale (Nurra), sedimenti attribuiti da PECORINI (1962) al Permiano inferiore sulla base di una ben conservata macroflora (fig. 129 e fig. 130) poggiano in discordanza sul basamento. Tali sedimenti (Formazione di P.ta Lu Caparoni: GASPERI & GELMINI, 1979), sono costituiti da alternanze di litologie carbonatiche e terrigene in facies lacustre. Questa formazione è seguita in discordanza da una successione detritica del ?Permiano superiore-Triassico inferiore ("Verrucano sardo" Auct.: PECORINI, 1962; VARDABASSO, 1966; GASPERI & GELMINI, 1979), potente 300 m, nella quale di recente CASSINIS et alii (1996) hanno distinto sei differenti petrofacies riconducibili ad ambienti da lacustri ad alluvionali (fig. 131), sviluppati in bacini cratonici subsidenti. Solo le due petrofacies più recenti sono correlabili con il Buntsandstein meso-europeo; in esse è documentato il Triassico inferiore grazie al rinvenimento di paleoflore a Cala Viola (PECORINI, 1962; GASPERI & GEL-MINI, 1979). Secondo FONTANA et alii (1982), anche la parte sommitale delle successioni della Sardegna orientale potrebbe essere riferita al Triassico inferiore.

In Sardegna, generalmente le facies del Triassico basale risultano molto simili a quelle permiane, per cui generalmente non è possibile una distinzione cartografica e spesso vengono indicati insieme con il termine "Permo-Trias". I depositi stefano-autuniani sono invece caratterizzati da litofacies scure ben differenziabili da quelle rosse del Permiano superiore-Triassico inferiore, ma essi sono rappresentati solo da piccoli affioramenti e pertanto nella Carta geologica della Sardegna allegata non è stato possibile distinguerli cartograficamente dai depositi del Permo-



Fig. 128 - Colonna stratigrafica della successione permiana (Autuniano) di Guardia Pisano (da BARCA *et alii*, 1992a, modificata).

- Stratigraphic section of the Permian succession (Autunian) at Guardia Pisano (after BARCA et alii, 1992a, modified).

Trias. La successione compresa tra il (?)Westfaliano D ed il medio è stata quindi riunita in un'unica unità (21).

Il Triassico inferiore è documentato paleontologicamente solo in Nurra (fig. 132) (PECORINI, 1962; 1965) e la base della successione è sempre costituita da modesti spessori di depositi detritici continentali (PECORINI, 1974a; COCOZZA & GANDIN, 1976; PIT-TAU DEMELIA & DEL RIO, 1980; PITTAU DEMELIA & FLAVIANI, 1982; 1983; BARCA *et alii*, 1995c).



Fig. 129 - *Neuropteris* sp. in siltite scura del Permiano. Formazione di P.ta Lu Caparoni (P.ta Lu Caparoni: Nurra). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Neuropteris sp. in Permian black siltstone. P.ta Lu Caparoni formation (P.ta Lu Caparoni: Nurra). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 130 - Walchia sp. in arenaria del Permiano. Formazione di P.ta Lu Caparoni (P.ta Lu Caparoni: Nurra). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Walchia sp. in Permian sandstone. P.ta Lu Caparoni formation (P.ta Lu Caparoni: Nurra). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

3.3. - Complesso connesso con l'evoluzione del margine continentale sud-europeo

Questa successione comprende le formazioni triassiche trasgressive sulla Catena ercinica peneplanata (fig. 133) e le successioni del margine continentale sud-europeo instauratosi fin dal Giurassico medio con l'apertura dell'Oceano ligure-piemontese.

In Sardegna la trasgressione marina sul penepiano ercinico è preceduta da depositi alluvionali. I primi depositi marini sono del Triassico medio e interessano soprattutto la parte occidentale dell'Isola (Nurra, Sulcis). In questo settore il è in facies germanica. Al di sopra dei depositi continentali del Buntsandstein, poggia una successione carbonatica di ambiente neritico (Muschelkalk) seguita da sedimenti di ambiente evaporitico (Keuper). Nella Sardegna centro-orientale i sedimenti del medio e superiore sono molto discontinui e poco potenti e costituiti da depositi di ambienti di piana alluvionale che evolvono a piattaforma carbonatica. Ciò sembra indicare che quest'area costituisse un alto strutturale persistente, trasgredito completamente nel Giurassico medio (Bathoniano) (FOURCADE et alii, 1977; SCH-NEIDER, 1978; FAURE & PEYBERNES, 1983). Una situazione stratigrafica analoga è nota in Corsica (DURAND-DELGA, 1978) e più a N nel Dominio brianzonese, ove un alto strutturale ha separato il Dominio piemontese dal Dominio delfinese tra il Lias medio e il Dogger (Bajociano).

Solo nel Giurassico medio, con l'apertura dell'Oceano ligure-piemontese e l'impostazione del margine passivo sud-europeo, la Sardegna subisce una generale trasgressione che porta all'instaurazione di un'ampia piattaforma carbonatica. E' questo forse il solo momento di massima sommersione della Sardegna dopo il Paleozoico. Tuttavia, tra le successioni mesozoiche della Sardegna occidentale e orientale esistono importanti differenze che riflettono una paleogeografia complessa ed articolata che avevano portato VARDABASSO (1959) a sostenere l'esistenza di due bacini separati da una dorsale ad andamento meridiano.

Le successioni giurassiche e cretaciche sia nella Sardegna occidentale che in quella orientale sono costituite da cospicui spessori di sedimenti calcareodolomitici di piattaforma, nei quali è presente un importante episodio marnoso ipoalino e di ambiente paralico (facies purbeckiana, PECORINI, 1969; PECO-RINI, 1972b), che si colloca al limite fra il Giurassico ed il Cretacico (Portlandiano-Berriasiano).

Una regressione documentata tra il Cretacico inferiore e quello superiore, è marcata da un orizzonte bauxitico presente in Nurra (PECORINI, 1965; CHER-



Fig. 131: Arenarie con stratificazione incrociata (Buntsandstein); (Cala Viola: Nurra). - Cross-bedded sandstones (Buntsandstein); (Cala Viola: Nurra).





Fig. 132 - Colonne stratigrafiche del Triassico della Nurra (da CHERCHI & SCHROEDER, 1986).

- Stratigraphic section of the Triassic succession of the Nurra region (after CherCHI & SCHROEDER, 1986).

CHI & TRÉMOLIÈRES, 1984), e da una debole discordanza angolare (Fase austriaca, CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984) che trova l'equivalente nelle successioni della Provenza (FILIGHEDDU & OGGIANO, 1984; COMBES et alii, 1993). Nella Sardegna orientale mancano accumuli bauxitici e la lacuna meso-cretacica, di durata più breve che nella Nurra, è testimoniata da un conglomerato trasgressivo al di sopra di una debole discordanza angolare tra l'Albiano inferiore e l'Albiano superiore. In quest'area lacune più importanti sono presenti tra l'Albiano superiore e il Coniaciano ad Orosei, e tra il Cenomaniano e il Turoniano nel Supramonte (WIED-MANN & DIENI, 1968; DIENI & MASSARI, 1987; DIENI et alii, 1987a). La trasgressione del Cretacico superiore in Sardegna è quindi eterocrona e sembra procedere da E verso W (CHERCHI & SCHROEDER, 1976b). Le facies pelagiche e la minore estensione della lacuna nel dominio orientale sono in accordo con la sua prossimità al margine passivo dell'Oceano ligure-piemontese (COMBES & PEYBERNES, 1989).

La discordanza meso-cretacica potrebbe riflettere un importante cambiamento geodinamico del Margine continentale europeo, che da passivo diventava attivo. Infatti, l'inizio della subduzione oceanica al di sotto della Corsica è riferito a 105±0,8 Ma (Aptiano-Albiano) (COHEN *et alii*, 1981). Inoltre, nella zona di Lanaitto (Supramonte) affiorano sedimenti arenacei torbiditici del Maastrichtiano inferiore che contengono glaucofane detritico (DIENI & MASSARI, 1982). Ciò potrebbe indicare che nell'area di alimentazione del bacino di deposizione del Cretacico superiore era già presente un cuneo di accrezione composto da rocce ofiolitiche esumate.

Alla fine del Cretacico superiore una generale e definitiva emersione (Fase laramica, CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984) interessa tutta l'Isola. Nel settore occidentale (Nurra), gli ultimi depositi marini sono formati da calcari neritici e marne del Campaniano (CHERCHI & SCHROEDER, 1995) ricoperti in discordanza da conglomerati calcarei di età paleocenica con croste a *Microcodium* (OGGIANO *et alii*, 1987). Nella Sardegna centro-orientale, gli ultimi sedimenti mesozoici sono rappresentati da calcari pelagici del Maastrichtiano inferiore. Va ricordata, inoltre, la presenza nel conglomerato terziario di Cuccuru 'e Flores (M. Albo) di clasti di calcari neritici a rudiste di età maastrichtiana superiore (BUSU-LINI *et alii*, 1984).

Con l'inizio dell'Eocene il mare torna a trasgredire buona parte della Sardegna. Depositi eocenici sono conservati nella Sardegna meridionale (Sulcis, Gerrei, ecc.) e orientale (zona di Orosei). Movimenti

SUCCESSIONI MARINE E TRANSIZIONALI DEL TRIASSICO MEDIO-CRETACICO INFERIORE



Fig. 133 - Penepiano post-ercinico (Gerrei). - Post-Hercynian peneplain (Gerrei).

tettonici devono aver preceduto la trasgressione perché la successione eocenica poggia su tutti i termini precedenti della successione mesozoica, fino al basamento ercinico (Fase laramica, CHERCHI & TRÉMO-LIÈRES, 1984).

Concludendo, nel lungo periodo che va dall'inizio del Mesozoico fino all'Eocene medio (Luteziano) in Sardegna prevalgono ambienti sedimentari costieri e di mare basso, che raramente hanno interessato tutta l'Isola. Da un punto di vista tettonico, se si esclude la fase meso-cretacica, questo lungo intervallo di tempo è stato caratterizzato da una relativa stabilità, sottolineata anche dalla pressoché assenza di attività vulcanica.

3.3.1. - Successioni marine e transizionali del Triassico medio-Cretacico inferiore

Successioni sedimentarie del Triassico medio e superiore (20)

Ai depositi continentali permo-triassici seguono i primi depositi trasgressivi marini (fig. 134) costituiti dai carbonati meso-triassici in facies di Muschelkalk (20), che talvolta possono poggiare direttamente sul basamento metamorfico (fig. 135, fig. 136). Si tratta di una successione che comprende dolomie e subordinatamente dolomie cariate con lenti di marne gessose, seguite da calcari scuri, marne e calcari marnosi a lamellibranchi, cefalopodi, brachiopodi e crinoidi (fig. 137). Lo spessore di questi carbonati raggiunge circa 150 m in Nurra (POMESANO CHERCHI, 1968a). La successione del Muschelkalk della Nurra è stata attraversata nel sondaggio di Cugiareddu (POMESANO CHERCHI, 1968a) e affiora a M. Santa Giusta (BAR-TUSH, 1985), dove è stata suddivisa nelle seguenti quattro unità (dal basso verso l'alto):

a) unità dolomitica inferiore: è costituita da marne dolomitiche nodulari di colore giallastro e da dolomie grigie laminate; entrambe le litologie presentano bioturbazioni. Scarsi resti fossili sono stati segnalati da GANDIN (1978); si tratta di frammenti di lamellibranchi, echinodermi e, nella parte bassa, esemplari di *Costatoria gr. goldfussi* (Zieten). Lo spessore totale di questa unità è variabile da 10 a 30 m (20 m nel sondaggio di Cugiareddu: POMESANO CHERCHI, 1968a; 28 m a P.ta del Lavatoio: GANDIN, 1978; 10-15 m al M. Santa Giusta: BARTUSH, 1985);

b) unità calcarea inferiore: nella parte inferiore, questa unità è costituita, dal basso verso l'alto, da calcari marnosi, calcari, dolomie e livelli argillosi non fossiliferi (lo spessore totale è di circa 8 m). Seguono calcari bioclastici fortemente bioturbati con intercalazioni al tetto di livelli argillosi con palinomorfi. Ancora più in alto sono presenti calcareniti e calcari di colore rosa chiaro, in cui è intercalato un livello ricco di dasicladacee e foraminiferi, seguiti da alternanze di calcari e marne dolomitiche argillose. La gran parte dei litotipi calcarei contiene conodonti, che risultano particolarmente abbondanti nella parte alta. La parte superiore di questa unità è costituita da circa 13,5 m di calcari a Rhyzocorallium, biocalcareniti e calcari localmente oolitici al tetto, nei quali sono presenti conodonti (Metapolygnathus truempyi e M. hungaricus). Gli affioramenti più accessibili e fossiliferi di questa unità sono situati a P.ta del Lavatoio, a S di Alghero. Lo spessore totale di questa unità varia tra circa 30 e 45 m (circa 30 m nel sondaggio di Cugiareddu: POMESANO CHERCHI, 1968a; 45 m a P.ta del Lavatoio: GANDIN, 1978; circa 42 m al M. Santa Giusta: BARTUSH, 1985);

c) unità dolomitica superiore: si tratta di marne dolomitiche grigio-chiare e dolomie, con alcune intercalazioni di calcari micritici e dolomitici, talora brecciati. Al M. Santa Giusta, la parte superiore dell'unità è rappresentata, dal basso verso l'alto, da un livello spesso 3 m di dolomie cariate contenenti grani di quarzo detritico e alcune specie di conodonti (*Hindeodella* sp. e *Ozarkodina tortilis*)(BARTUSH, 1985). Lo spessore di questa unità è di circa 30 m, sia al M. Santa Giusta (BARTUSH, 1985), sia nel sondaggio di Cugiareddu (POMESANO CHERCHI, 1968a);

d) unità calcarea superiore: in tale unità compaiono, dal basso verso l'alto: i) calcari grigi massivi, la cui parte basale è ancora dolomitica; alcuni livelli sono ricchi di alghe dasicladacee; la parte superiore della successione contiene un orizzonte con abbondanti frammenti di crinoidi. I conodonti sono rappresentati da *Metapolygnathus truempyi* e *M. hungaricus* e specie transizionali tra le due; ii) spessi livelli di dolomie cariate di colore rossastro, non fossilifere (spessore: 8-10 m); iii) calcari grigi massivi nei quali sono presenti alcuni livelli ad alghe dasicladacee (diplopore) ed altri, relativamente sottili e riccamente fossiliferi, contenenti resti di brachiopodi (terebratule), crinoidi e conodonti (spessore: circa 50 m).

I1 Keuper è rappresentato in Sardegna (fig. 136) da dolomie cariate, calcari dolomitici con argille verdi, marne e livelli di gesso che in Nurra danno luogo a una tettonica eiettiva, che rende lo spessore della successione non facilmente valutabile. Il sondaggio di Cugiareddu (Nurra) ha attraversato 287 m di sedimenti riferiti a questo intervallo stratigrafico (POMESANO CHERCHI, 1968a).

Nella successione del Keuper della Nurra, nonostante qualche difficoltà nella ricostruzione di una dettagliata successione stratigrafica, dovuta sia al



Fig. 134 - Colonna stratigrafica del Triassico di Scivu-Is Arenas (da BARCA *et alii*, 1995c, modificata).

- Stratigraphic section of the Triassic succession of Scivu-Is Arenas (after BARCA et alii, 1995c).

disturbo tettonico legato al comportamento plastico dei sedimenti evaporitico-dolomitici, sia al contenuto fossilifero molto scarso, è comunque possibile distinguere due unità litostratigrafiche (OOSTERBAN, 1936):

a) unità inferiore: è caratterizzata da argilliti gessose fortemente piegate con cristalli idiomorfi di quarzo e dolomie cariate. La genesi di queste ultime è stata messa in relazione con la dissoluzione di livelli evaporitici seguiti dal collasso degli intercalati livelli di dolomia. Questa unità è bene esposta nella località Ghiscera Mala (a N di M. Timidone), mentre nel sondaggio di Cugiareddu è rappresentata dalle "argille gessifere", fortemente piegate, che formano la parte superiore della successione perforata (POMESANO CHERCHI, 1968a);

SUCCESSIONI MARINE E TRANSIZIONALI DEL TRIASSICO MEDIO-CRETACICO INFERIORE



Fig. 135 - Discordanza (*non conformity*) tra la successione del Triassico medio e il Basamento paleozoico (Escalaplano: Gerrei). - *Non conformity between the Middle Triassic succession and the Paleozoic basement (Escalaplano: Gerrei).*

b) unità superiore: è costituita da dolomie grigie, talora brecciate, con intercalazioni sottili di *shales* rossastre o verdastre. Alcuni sottili livelli dolomitici mostrano strutture algali.

Il sondaggio di Cugiareddu mostra che la transizione tra le facies marine del Muschelkalk e quelle prevalentemente evaporitiche del Keuper è graduale. Le datazioni palinologiche eseguite da PITTAU DEME-LIA & FLAVIANI (1983) hanno permesso l'attribuzione dell'unità inferiore al Carnico. L'età dell'unità superiore è incerta per la quasi totale mancanza di reperti fossili e potrebbe estendersi fino al Lias inferiore (Hettangiano?).

Oltre che in Nurra, il Triassico costituisce alcuni piccoli affioramenti di spessori solitamente modesti nella Sardegna SW (Campumari: COCOZZA & GAN-DIN, 1976; Scivu-Is Arenas: BARCA *et alii*, 1995c) e nella Sardegna centrale (M. Maiore, Laconi, Orroli, Escalaplano: DAMIANI & GANDIN, 1973a; PECORINI, 1974a). In queste zone la successione triassica è rappresentata alla base da litologie detritiche che verso l'alto evolvono rapidamente a facies carbonatiche e sono normalmente discordanti direttamente sul basamento, ad eccezione di rari casi in cui poggiano sulle successioni detritiche permiane o "permo-triassiche". Fa eccezione l'area di Porto Pino (Sulcis, Sardegna SW), ove il Triassico è presente con spessori importanti, dell'ordine del centinaio di metri; qui affiora una successione mesozoica praticamente continua dal Triassico medio (Muschelkalk) fino alla base del Dogger (BARCA & COSTAMAGNA, 1997a). A Scivu-Is Arenas, nell'Arburese, BARCA *et alii* (1995c) hanno distinto due formazioni che possono essere considerate significative delle modalità di trasgressione del Triassico medio nella Sardegna occidentale:

a) conglomerati ed arenarie, ad elementi di basamento e di vulcaniti permiane, con rare intercalazioni di carbonati calicizzati, passanti a dolomie giallastre, cavernose, localmente brecciate e con lenti gessose calcitizzate;

b) calcari e calcari dolomitici biancastri, mal stratificati, localmente cavernosi o laminati, contenenti pseudomorfi solfatici, passanti verso l'alto a calcari azzurrognoli ben stratificati, laminati, localmente fossiliferi e frequentemente bioturbati ("Rhyzocorallium" Auct..), ed infine a calcari marnosi

conglomerati (Anisico superiore: PITTAU DEMELIA & FLAVIANI, 1982), contenenti localmente sottili strati gessosi, seguiti con brusca transizione da calcari e calcari dolomitici giallastri poco potenti, di ambiente di mare epicontinentale ristretto (DAMIANI & GAN-DIN, 1973b). Questa successione è sormontata dalla trasgressione meso-giurassica. Nell'area di M. Maiore (Nureci, Sardegna centrale) le dolomie gialle sono seguite da una ventina di metri di calcari bioturbati ("*Rhyzocorallium*" *Auct.*), di mare epicontinentale ristretto, attribuiti al Ladinico (DAMIANI & GANDIN, 1973a; PECORINI, 1974a) in base a resti di alghe.

nodulari. Lo spessore totale di questa successione è al

Nella Sardegna centrale (Escalaplano) al di sopra del basamento paleozoico si ritrovano argille, siltiti e

massimo di poco superiore ai 50 m.

Successione giurassica della Sardegna orientale (18a, 19)

Questa successione, i cui termini più antichi sono riferibili al Dogger, costituisce l'ossatura dei rilievi carbonatici della Sardegna orientale, dai massicci del M. Albo, del M. Tuttavista e del Supramonte (Golfo di Orosei e Baronie) fino ai rilievi tabulari dell'Ogliastra, del Sarcidano e della Barbagia noti col nome di "Tacchi" o "Toneri", alcuni di dimensioni molto esigue (fig. 138). Affioramenti giurassici di minore estensione sono inoltre presenti nella Sardegna nord-orientale (Isola di Tavolara e Capo Figari) (fig. 139).

Nella Sardegna sud-orientale la successione giurassica è costituita esclusivamente dalla Formazione di Genna Selole e dalla Formazione di Dorgali (fino a circa 70 m di potenza), mentre verso N (Barbagia e Baronie) la successione è più potente e completa (parecchie centinaia di metri). In queste ultime aree la successione, costituita principalmente da conglomerati trasgressivi e dolomie alla base (**19**) e calcari di piattaforma alla sommità (**18a**), è stata divisa in varie formazioni, alcune probabilmente eteropiche: Formazioni di Genna Selole, di Dorgali, di M. Tului, di M. Bardia e Calcari di S'Adde (fig. 140, fig. 141).

Nella Sardegna orientale DIENI & MASSARI (1985b; 1987) distinguono nella successione stratigrafica giurassica tre cicli sedimentari trasgressivoregressivi limitati da discontinuità (fig. 140). Il primo ciclo, che si estende dal Bathoniano al Calloviano inferiore, è caratteristico di una piattaforma estesa e poco profonda, con barre oolitiche che separavano una laguna più o meno aperta (a W) da una piattaforma esterna a sedimentazione pelagica (a E). Il secondo ciclo, dall'Oxfordiano al Kimmeridgiano

Fig. 136 - Ubicazione degli affioramenti delle successioni sedimentarie del Triassico medio-superiore (20).

- Outcrops of the Middle-Upper Triassic sedimentary succession (20).

Fig. 137 - Encrinus sp. (crinoide) in calcare del Triassico medio (M. Fogheras, Alghero: Nurra). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.
Encrinus sp. (crinoid) in Middle Triassic limestone (M. Fogheras, Alghero: Nurra). Museum of Paleontology, University of Cagliari.




SUCCESSIONI MARINE E TRANSIZIONALI DEL TRIASSICO MEDIO-CRETACICO INFERIORE



Fig. 138 - Lembo di copertura giurassica (dolomie) giurassica discordante sul Basamento ercinico (Perda Liana: Ogliastra). - Remnants of Jurassic cover (mainly dolomite) above the Hercynian basement (Perda Liana: Ogliastra).

superiore, è caratterizzato da un ambiente sedimentario con piccole scogliere attorniate da depositi oolitici e bioclastici. Il terzo ciclo, riferito al Portlandiano-Berriasiano, è riferibile ad un ambiente di retroscogliera, con tappeti algali e stromatoliti.

La successione giurassica della Sardegna orientale, la cui potenza complessiva supera i 1000 m, è molto simile a quelle della copertura autoctona della Corsica e del Dominio brianzonese delle Alpi, interessate entrambe da una tettonica estensionale nel Lias-Dogger (DIENI & MASSARI, 1985b; 1987).

Vediamo ora più in dettaglio i vari termini di questa successione. La lunga fase di continentalità che precede la trasgressione del Dogger nella Sardegna orientale è testimoniata da paleosuoli ricchi in ferro (il cosiddetto "Ferro dei Tacchi") derivati da una lunga evoluzione pedogenetica del basamento paleozoico in clima caldo-umido (MARINI, 1984). Il conglomerato basale della trasgressione giurassica è rappresentato da un complesso clastico (0-50 m) e discontinuo (Formazione di Genna Selole: AMADESI et alii, 1961; FAZZINI et alii, 1974; DIENI et alii, 1983), costituito da conglomerati e microconglomerati quarzosi e arenarie di ambiente fluviale, associate a lenti di argille carboniose e arenarie con resti vegetali (fig. 142), di ambiente lacustre (BARCA & PALMERINI, 1974; DIENI et alii, 1983), che possono poggiare direttamente sul basamento ercinico (fig. 143). Sulla base soprattutto delle paleoflore, l'età della successione è attribuita dalla maggior parte

degli Autori al Bajociano, anche se la presenza di parte del Bathoniano non può essere esclusa (DEL RIO, 1977; DIENI et alii, 1983; DEL RIO, 1985). Verso l'alto della successione (fig. 144) sono presenti marne e arenarie argillose di ambiente litorale che sfumano in un'alternanza marnoso-dolomitica (Formazione di Dorgali: AMADESI et alii, 1961; CALVINO et alii, 1972; DIENI & MASSARI, 1985b), a sua volta passante alle facies di scogliera della successione sovrastante. La Formazione di Dorgali affiora estesamente nella regione dei Tacchi (Sarcidano, Salto di Quirra, Ogliastra) e lungo i bordi dei rilievi carbonatici del Supramonte (Barbagia), del M. Tuttavista e del M. Albo (Baronie). Si tratta di arenarie dolomitiche alla base, che passano a dolomie di colore bruno, spesso compatte, alla sommità. Sono segnalati brachiopodi, belemniti, ammoniti, echinodermi, alghe calcaree e foraminiferi. Sia l'età che lo spessore della Formazione di Dorgali sono molto variabili. Nelle zone costiere orientali l'età è interamente compresa nel Bathoniano, ma verso W il tetto della formazione arriva ad età sempre più recenti, fino al Kimmeridgiano superiore. Lo spessore varia da un massimo di circa 300 m vicino a Lula (NW di M. Albo), a circa 200 m in quasi tutto il Supramonte, fino a pochi metri a M. Gurturgios (NE di M. Albo) e a M. Oro (Baunei), e sembra annullarsi completamente vicino a Genna Arramene e alla base di P.ta Giraditi (Supramonte). Questa formazione è in eteropia di facies con le altre formazioni giurassiche della Sardegna orientale (Calcari di S'Adde, Formazioni di M. Tului e di M. Bardia) (fig. 140)

I Calcari di S'Adde sono costituiti da calcilutiti di colore nocciola (calcari sub-litografici) con facies oncolitiche e stromatolitiche e talvolta con noduli di selce. Presso Posada (Baronie), al di sopra di un hard ground che separa questi calcari dalla sottostante Formazione di Dorgali, è presente una ricca fauna ad ammoniti. Questa formazione è generalmente mal stratificata, nella parte inferiore, mentre la stratificazione diventa molto netta nella parte superiore. Eteropica con i Calcari di S'Adde è la Formazione di M. Tului (AMADESI et alii, 1961) (fig. 140), contraddistinta da un'alternanza irregolare di calcari micritici e calcareniti oolitiche e bioclastiche, il cui spessore varia da 0 a 120 m (CALVINO et alii, 1972). L'ambiente di deposizione di questa formazione, come pure quello dei Calcari di S'Adde, è riferibile ad una piattaforma esterna (DIENI & MASSARI, 1985b). In base al contenuto fossilifero, rappresentato da ammoniti, brachiopodi, echinodermi e foraminiferi, l'età di queste due formazioni è attribuita al Calloviano-Kimmeridgiano superiore.

La Formazione di M. Bardia (AMADESI *et alii*, 1961; 1967) (fig. 145) può essere parzialmente eteropica con le precedenti e costituisce la parte terminale della successione stratigrafica giurassica (e in parte del Cretacico basale). Si tratta di una tipica formazione di scogliera, con calcari di bioerma, limitati lateralmente e superiormente da calcari detritici con frequenti biostromi. Le masse bioermali massicce, non stratificate e con organismi (alghe) ancora in posizione di crescita, co

stituiscono una parte subordinata della successione calcarea, ma si rinvengono abbastanza frequentemente. Nei calcari detritici vengono distinte tre principali litofacies (MASSARI, 1968):

a) una prima, di ambiente subtidale poco profondo, a componente bioclastica prevalente e strutture algali autoctone, è presente soprattutto nella parte inferiore della successione;

b) una seconda, di ambiente ad alta energia, con calcareniti classate e ben elaborate e con ooliti, è anch'essa presente soprattutto nella parte inferiore della successione;

c) una terza di ambiente inter-supratidale, costituita da calcari, calcari marnosi finemente stratificati e brecce calcaree con strutture di essiccamento (*mudcrack*, fig. 146) e faune oligotipiche di ambiente salmastro. Quest'ultima litofacies costituisce la transizione agli ambienti paralici e salmastri caratteristici della facies purbeckiana.



Fig. 139 - Ubicazione degli affioramenti della successione giurassica della Sardegna orientale (18a, 19) e della Sardegna occidentale (18b).

- Outcrops of the Jurassic succession of eastern Sardinia (18a, 19) and of western Sardinia (18b).

La successione della Formazione di M. Bardia termina con una superficie di discontinuità, corrispondente ad una lacuna stratigrafica che va dal Berriasiano al Valanginiano superiore (DIENI & MASSARI, 1985b; 1987). I fossili sono molto frequenti in tutta la formazione e sono rappresentati soprattutto da nerinee (fig. 147), coralli, foraminiferi e alghe, che consentono di riferire la formazione al Kimmeridgiano-Berriasiano.

Successione giurassica della Sardegna occidentale (18b)

Questa successione affiora estesamente nella Nurra (Sardegna NW) e molto limitatamente presso Porto Pino nel Sulcis (Sardegna SW) (fig. 139). QueSUCCESSIONI MARINE E TRANSIZIONALI DEL TRIASSICO MEDIO-CRETACICO INFERIORE



Fig. 140 - Relazioni stratigrafiche fra le formazioni giurassiche nella Sardegna orientale (da DIENI & MASSARI, 1986, modificato). - Relationships between Jurassic formations of eastern Sardinia (after DIENI & MASSARI, 1986, modified).

sta successione è inoltre segnalata nell'Isola di S. Antioco, dove calcari marnosi e oolitici del Giurassico superiore sono stati incontrati in un sondaggio per circa 400 m (MAXIA, 1963a; 1963b).

Nella Nurra la successione giurassica, potente quasi 800 m, è conosciuta con grande dettaglio ed è stata divisa in diverse unità litostratigrafiche (fig. 148) (CHERCHI & SCHROEDER, 1985a). La base della successione è in continuità stratigrafica con il Triassico superiore (Keuper) ed è costituita da dolomie (circa 25 m) con scarso contenuto fossilifero. Al di sopra seguono calcari dolomitici, calcari oolitici e bioclastici e livelli marnosi, riferibili ad ambienti di piattaforma esterna. A queste litologie si intercalano livelli di arenarie a stratificazione incrociata, con pettinidi, e microconglomerati ad elementi di quarzo, riferibili ad ambienti litorali, ben visibili nell'area di Capo Caccia. La successione liassica, spessa meno di un centinaio di metri, è localmente molto ricca di fossili (echinidi, gasteropodi, coralli, foraminiferi, bra-



Fig. 141 - Panoramica della successione giurassica del Supramonte orientale: alla base le dolomie della Formazione di Dorgali (D) (grigio scuro), seguite dai calcari e calcari-dolomitici della Formazione di M. Tului (T) e a tetto i calcari bioclastici della Formazione di M. Bardia (B); (presso Codula di Luna: Golfo di Orosei).

- Jurassic succession of eastern Supramonte: at the base dolomites of the Dorgali formation (D), followed up section by limestones and dolomitic limestones of the Tului formation (T), at the top bioclastic limestones of the M. Bardia formation (near Codula di Luna: Golfo di Orosei).



Fig. 142 - *Ptilophyllum (Williamsonia) pecten* (felce) in arenarie del Giurassico medio (Laconi: Sarcidano). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Ptilophyllum (Williamsonia) pecten (fern) in Middle Jurassic sandstones (Laconi: Sarcidano). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

chiopodi, ammoniti, ecc., fig. 149) (CHABRIER & FOURCADE, 1975b; FAURE & PEYBERNES, 1983; CHERCHI & SCHROEDER, 1985a), che permettono di attribuirla all'Hettangiano-Toarciano.

Durante il Dogger continua la sedimentazione carbonatica, rappresentata da potenti spessori (circa 400-500 m) di calcari oolitici e bioclastici, calcari marnosi e dolomitici, marne e dolomie. Verso l'alto la stessa successione è costituita da prevalenti dolomie in alternanza con calcari micritici e biocalcareniti (CHERCHI & SCHROEDER, 1985a). In questa successione, locali ma frequenti emersioni sono documentate da hard ground, da facies a bird-eyes e da faune ad ostracodi di ambiente lagunare, del Bathoniano (CHABRIER & FOURCADE, 1975b). Anche la successione del Dogger è caratterizzata da un contenuto fossilifero localmente molto abbondante e vario (CHABRIER & FOURCADE, 1975b; CHERCHI & SCHRO-EDER, 1985a). Il passaggio al Malm si colloca probabilmente all'interno di un'alternanza di calcari micritici a "ciottoli neri" e a carofite, affioranti a P.ta del Rumani e a M. Doglia (CHABRIER & FOURCADE, 1975b; АZEMA et alii, 1977).

La successione dolomitica del Malm (?Oxfordiano-?Kimmeridgiano), potente circa 200 m, è ben esposta nell'Isola Foradada e lungo la falesia occidentale della penisola di Capo Caccia (Cala d'Inferno, Torre della Pegna, Cala della Puntetta). In alternanza con le dolomie sono frequenti le lenti cal-

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

SUCCESSIONI MARINE E TRANSIZIONALI DEL TRIASSICO MEDIO-CRETACICO INFERIORE



Fig. 143 - Trasgressione giurassica sul basamento metamorfico ercinico (Perdasdefogu: Salto di Quirra). - Jurassic trasgression on the Hercynian metamorphic basement (Perdasdefogu: Salto di Quirra).



Fig. 144 - Fronte di cava per l'estrazione di argilla presso Nurallao (Sarcidano): alla base argille della Formazione di Genna Selole sormontate da dolomie della Formazione di Dorgali (Giurassico medio).

- Quarry in clay near Nurallao (Sarcidano): at the base clays of the Genna Selole formation, followed by dolomites of the Dorgali formation (Middle Jurassic).



Fig. 145 - Calcari organogeni della Formazione di M. Bardia (Badde Pentumas: Supramonte).
- Limestones of the M. Bardia formation (Badde Pentumas: Supramonte).



Fig. 146 - Strutture di disseccamento tipo *mud-crack* nei calcari del Cretacico inferiore (parte alta della Formazione di M. Bardia) nei pressi della grotta di Sa Oche (Lanaitto: Supramonte).

 Mud-cracks in Lower Cretaceous limestones (upper part of the M. Bardia formation) near the Sardinia Oche cave (Lanaitto: Supramonte). caree a *bird-eyes*, con cristalli pseudomorfi di gesso, ostracodi e carofite, che testimoniano continue e ripetute emersioni. Il contenuto fossilifero è molto scarso, ma aumenta gradualmente nel Portlandiano (MAXIA & PECORINI, 1963; CHABRIER & FOURCADE, 1975b; AZEMA *et alii*, 1977), periodo caratterizzato dalla sedimentazione di calcari micritici con locali intercalazioni di dolomie (circa 50 m). Verso l'alto i calcari (ben esposti a P.ta Cristallo e Torre della Pegna presso Capo Caccia) si alternano invece a livelli marnosi a carofite finemente laminati, che indicano il graduale cambiamento da ambienti marini verso le successive condizioni lagunari-lacustri del Barremiano (facies purbeckiana, PECORINI, 1969).

A Porto Pino (Sardegna SW) può essere riconosciuta una successione giurassica (BARCA & COSTA-MAGNA, 1997a) che poggia sulle dolomie del Keuper (fig. 150) ed è costituita alla base da calcareniti oolitico-bioclastiche localmente selcifere, frequentemente fossilifere (brachiopodi, belemniti, crinoidi, ecc.) indicate come Formazione di Guardia Sa Bar-



Fig. 147 - *Nerinea* sp. in calcare del Giurassico superiore. Formazione di M. Bardia (N.ghe Punnacci: Supramonte di Baunei). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Nerinea sp. in Upper Jurassic limestone, M. Bardia formation (N.ghe Punnacci: Supramonte di Baunei). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

SUCCESSIONI MARINE E TRANSIZIONALI DEL TRIASSICO MEDIO-CRETACICO INFERIORE



Fig. 148 - Colonna stratigrafica del Giurassico della Nurra, con indicato il contenuto fossilifero (da Cherchi & SCHROEDER, 1985a).

- Stratigraphic section in the Jurassic succession of the Nurra region, with fossils content (after CHERCHI & SCHROEDER, 1985a).



Fig. 149 - Calcare giurassico a *Cladoporopsis* sp. (P.ta Tiglio, Alghero: Nurra). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Jurassic limestone with Cladoporopsis sp. (P.ta Tiglio, Alghero: Nurra). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

racca del Lias, e riferite ad un ambiente di piattaforma carbonatica esterna. Seguono quindi cicliche alternanze di calcari e marne, comprese nella Formazione di Medau Mereu dell'Aaleniano, le cui caratteristiche litologiche ed il contenuto faunistico (spicole di spugne, radiolari) permettono di ipotizzare un ambiente deposizionale di margine di piattaforma. Lo spessore totale della successione giurassica di Porto Pino è stimato poco più di 200 m.

In conclusione, il Giurassico della Sardegna occidentale è rappresentato da depositi di mare basso e con frequenti emersioni specialmente nel Dogger e nel Malm. Gli ambienti di sedimentazione sono tipici di una piattaforma carbonatica e vanno dalla laguna protetta con energia estremamente bassa a salinità variabile, a quello di più alta energia dominato da barre oolitiche o da tempestiti (D'ARGENIO *et alii*, 1985). Le caratteristiche sedimentologiche, stratigrafiche e paleontologiche di questa successione giurassica sono molto simili a quelle del Dominio pirenaico-provenzale (CHABRIER & MASCLE, 1975; AZEMA *et alii*, 1977; D'ARGENIO *et alii*, 1985).

Successione cretacica inferiore della Sardegna orientale (17a)

Sebbene la sommità della Formazione di M. Bardia, già descritta nella successione giurassica della Sardegna orientale, comprenda anche il Cretacico basale (Berriasiano), la successione del Cretacico inferiore della Sardegna orientale, indicata nella Carta geologica con la sigla **17b**, inizia con i litotipi



Fig. 150 - Successione stratigrafica del Mesozoico di Porto Pino (da BaRCA & COSTAMAGNA, 1997a, modificata). - Stratigraphic section in the Mesozoic succession of Porto Pino (after BARCA & COSTAMAGNA, 1997a, modified).

caratteristici della facies purbeckiana (localmente indicata anche come Orizzonte di Orudè ed è separata dalla sottostante Formazione di M. Bardia da una lacuna di sedimentazione (DIENI & MASSARI, 1987). Tale successione affiora solo limitatamente (fig. 151) e sempre in corrispondenza di aree con complicazioni tettoniche. Al M. Albo i depositi di età cretacica affiorano in due località (a N di Tanca Altara e a Sedda Sas Mesas) e sono in contatto tettonico con le dolomie del Dogger e con i conglomerati terziari (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores); al M. Tuttavista affiorano sul versante SE e sono in contatto tettonico con il basamento metamorfico; nel Supramonte affiorano al nucleo di strette sinclinali (Lanaitto, Orudè, Doronè, P.ta Cusidore e Gorropu).

La successione cretacica inferiore, nel Supramonte ed in alcune località del M. Tuttavista, inizia con l'Orizzonte di Orudè, costituito da marne e calcareniti marnose, giallastre e poco cementate (facies purbeckiana) con ammoniti e foraminiferi che permettono di attribuirlo al Valanginiano (DIENI & MAS-SARI, 1966a). L'ambiente di sedimentazione è riferibile a condizioni da transizionali ad un mare poco profondo, ma aperto. Lo spessore, variabile nelle diverse località, raggiunge un massimo di 10-15 m. Al M. Albo (DIENI *et alii*, 1987b) sono segnalati



Fig. 151 - Ubicazione degli affioramenti della successione del Cretacico inferiore della Sardegna orientale (17a) e della Sardegna occidentale (17b).

- Outcrops of the Lower Cretaceous succession of eastern Sardinia (17a) and of western Sardinia (17b).

spessori maggiori (circa 50 m), con marne e calcari marnosi scuri e ricchi di materiale organico, organismi silicei e pirite; caratteristiche che indicherebbero, contrariamente alle altre località, condizioni ambientali relativamente profonde, ma confinate.

Al di sopra dell'Orizzonte di Orudè la successione del Cretacico inferiore della Sardegna orientale continua con calcari argillosi e bioclastici dell'Hauteriviano (DIENI & MASSARI, 1963; 1965a; BUSULINI *et alii*, 1987; DIENI *et alii*, 1987a). Nei calcari sono presenti numerosi *hard ground*, marcati da orizzonti nodulari, glauconitici e fosfatici, molto ricchi in faune condensate. Segue un insieme monotono di biocalcareniti fini, biancastre o grigio chiare, non stratificate, localmente oolitiche, che passano verso l'alto a termini a granulometria maggiore, fino a calcareniti bioclastiche (facies urgoniana), con accenno di stratificazione. La successione è caratterizzata verso l'alto da un aumento percentuale di foraminiferi planctonici, ed è molto ricca anche di altri fossili (brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi, echinodermi, foraminiferi e alghe calcaree). Le biofacies e le litofacies indicano un ambiente di piattaforma esterna poco profondo ad alta energia, con sedimentazione bioclastica grossolana. La parte alta di questa successione è caratterizzata dalla sedimentazione di calcari argillosi e marne dell'Albiano inferiore, nuovamente con diversi *hard ground*, il cui tetto è interessato da una superficie di erosione imputabile alla Fase austriaca (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984).

Nella zona del M. Tuttavista, dove la successione del Cretacico inferiore della Sardegna orientale è studiata in maggiore dettaglio (fig. 152) (DIENI & MAS-SARI, 1963; WIEDMANN & DIENI, 1968), la superficie erosiva sommitale è marcata da un orizzonte conglomeratico glauconitico con fossili dell'Albiano superiore, in discordanza angolare sulla successione sottostante. Invece, a Orudè (Supramonte) la successione del Cretacico inferiore arriva fino all'Albiano superiore con litofacies tipicamente urgoniane e con spessori di circa 300 m (DIENI & MASSARI, 1963; BUSULINI et alii, 1987). In altre località lo spessore di questa successione risulta inferiore, variando da circa 200 m nel M. Tuttavista, a circa 100 m a Gorropu (Supramonte), fino ad una decina di metri a ovest di P.ta Cusidore (Supramonte).

La successione cretacica della Sardegna orientale mostra alcune somiglianze con quella della Nurra (presenza delle facies purbeckiana ed urgoniana), ma anche importanti differenze (ad esempio facies con maggiore tendenza pelagica, lacuna meso-cretacica meno estesa, ecc.).

Successione cretacica inferiore della Sardegna occidentale (17b)

In quest'area il Cretacico inferiore, rappresentato da limitati affioramenti nella Nurra e nell'Isola di S. Antioco (fig. 151), può essere diviso in un'unità di base marnosa, lagunare-lacustre, del Berriasiano-Valanginiano inferiore (facies purbeckiana), sormontata da un'unità calcarea marina del Valanginiano-Aptiano inferiore (facies urgoniana). Queste facies caratterizzavano nello stesso periodo il Dominio pirenaico-provenzale (CHABRIER & FOURCADE, 1975a; CHABRIER *et alii*, 1975; AZEMA *et alii*, 1977; FOUR-CADE *et alii*, 1977; BARBERI & CHERCHI, 1980; MASSE & ALLEMANN, 1982).



 Fig. 152 - Successione cretacica di Orosei (da Dieni & MASSARI, 1987).
 Fig. 153 - C

 - The Cretaceous succession in the Orosei area (after DIENI & MASSARI, 1987).
 - Stratigraph

 - Stratigraph
 - Stratigraph

Fig. 153 - Colonna stratigrafica del Cretacico della Nurra (da CHERCHI & SCHROEDER, 1995, modificato).

- Stratigraphic section in the Cretaceous succession of the Nurra region (after CheRCHI & SCHROEDER, 1995, modified).

Nella Nurra (fig. 153) la facies purbeckiana affiora nella penisola di Capo Caccia (Cala d'Inferno, alla base di Torre della Pegna e di P.ta Cristallo), presso Olmedo e presso Uri. Si tratta di marne, calcari marnosi e intercalazioni di calcari in genere scarsamente fossiliferi, ma che talvolta sono molto ricchi di carofite e ostracodi (PECORINI, 1969; 1972b; CHA-BRIER & FOURCADE, 1975a; AZEMA et alii, 1977; CHERCHI & SCHROEDER, 1985c; COLIN et alii, 1985). Le biofacies (gasteropodi limnici, lamellibranchi di ambiente salmastro, carofite e ostracodi di acqua dolce), e le litofacies indicano ambienti lagunarilacustri con sporadiche intercalazioni marine, che diventano sempre più frequenti verso l'alto. In queste intercalazioni, dove sono documentati episodi di tempesta (CARANNANTE et alii, 1995), sono contenuti intraclasti di calcari in facies purbeckiana, alghe, foraminiferi e miliolidi (CHABRIER et alii, 1975; CHERCHI & SCHROEDER, 1985c). Gli spessori della facies purbeckiana della Nurra vanno da circa 70 m (Capo Caccia) a circa 30 m (Olmedo).

Al di sopra delle marne "purbeckiane" si passa gradualmente alla successione carbonatica "urgoniana", ben esposta nell'area di Capo Caccia e Cala della Calcina. Essa è costituita alla base da un'alternanza di dolomie e calcari oolitici, spessa circa 35 m e riferibile al Valanginiano basale (CHABRIER & FOURCADE, 1975a; CHERCHI & SCHROEDER, 1987). Segue una successione, potente circa 350 m, molto omogenea e monotona, formata da calcari oolitici e bioclastici e da calcari dolomitici e marnosi, il cui contenuto fossilifero (alghe, foraminiferi, briozoi, serpulidi, spugne calcaree, ecc.), vario ed abbondante lungo tutta la sezione (CHERCHI & SCHROEDER, 1973; CHABRIER & FOURCADE, 1975a; AZEMA et alii, 1977; CHERCHI & SCHROEDER, 1985c), verso l'alto diventa ricco soprattutto di organismi bentonici. La porzione più recente della successione "urgoniana" affiora a Cala della Calcina e a Torre del Bulo (Capo Caccia) e contiene foraminiferi del Barremiano superiore e dell'Aptiano inferiore (CHERCHI & SCHROE-DER, 1987). L'ambiente di sedimentazione è riferibile a condizioni di mare aperto e poco profondo (intraclasti e bioclasti arrotondati, biofacies bentoniche di mare basso) (D'ARGENIO et alii, 1985). Localmente, sono documentati livelli lacustri (CHERCHI & SCHROEDER, 1995) e litorali.

Il Cretacico inferiore dell'Isola di S. Antioco (Maladroxia), del tutto comparabile per litofacies e biofacies con quello della Nurra, inizia con una successione potente circa 90 m di marne e argille con intercalazioni di calcari micritici ad ostracodi del Berriasiano; continua poi con circa 100 m di calcari oolitici e detritici con locali intercalazioni di calcari marnosi, dolomie e marne, il cui contenuto fossilifero è costituito da brachiopodi, calpionelle, dasicladacee ed inoltre da frammenti di rudiste, briozoi, echinodermi, ecc., che testimoniano un intervallo di tempo che va dal Valanginiano inferiore al Barremiano-Aptiano (MAXIA, 1963b; CHABRIER *et alii*, 1975; AZEMA *et alii*, 1977). L'ambiente di sedimentazione di questa successione cretacica, inizialmente lagunare ed ipoalino (facies purbeckiana), è poi riconducibile a condizioni sub-litorali e neritiche a salinità normale (facies urgoniana).

Come nella Sardegna orientale, anche la successione carbonatica del Cretacico inferiore sia nella Nurra che a S. Antioco è interrotta da una superfice erosiva meso-cretacica, riconducibile ad una emersione generalizzata (Fase austriaca: CHERCHI & TRÉ-MOLIÈRES, 1984).

3.3.2. - Successioni marine del Cretacico superiore

Successione cretacica superiore della Sardegna orientale (16a)

I sedimenti del Cretacico superiore in questo settore (fig. 154) affiorano solamente in alcune località: al M. Tuttavista, in discordanza sui calcari dell'Albiano inferiore (DIENI & MASSARI, 1963; WIEDMANN & DIENI, 1968), nel Supramonte di Oliena (M. Uddè), in discordanza sui calcari giurassici (CHABRIER, 1969) e, infine, a Gorropu (Supramonte di Orgosolo-Urzulei), in apparente concordanza sul Cretacico inferiore (CHABRIER, 1967) (fig. 155). La successione del Cretacico superiore poggia sopra il discontinuo orizzonte conglomeratico glauconitico dell'Albiano superiore ed è rappresentata da calcari grigio-giallastri glauconitici, nodulari, ben stratificati (fig. 156), e da calcari marnosi e marne con abbondanti noduli di selce. Nell'area di Borrosca (Lanaitto), un'interruzione della sedimentazione, che interessa l'intervallo Cenomaniano sommitale-Turoniano medio, è marcata da un importante hard ground (BUSULINI et alii, 1987).

I numerosi fossili presenti in questa successione (AMADESI *et alii*, 1961; CHABRIER, 1969; BUSULINI *et alii*, 1984; DIENI & MASSARI, 1985c; BUSULINI *et alii*, 1987) sono costituiti da globotruncane e altre microfaune planctoniche, che indicano un'età fino al Maastrichtiano inferiore e un ambiente pelagico riferibile ad una piattaforma esterna prossima alla scarpata.

Alternati alle marne maastrichtiane di Borrosca, si rinvengono alcuni orizzonti arenacei a grana fine, ben classati e con caratteri torbiditici, costituiti soprattutto da quarzo e K-feldspato e da rari grani detritici di ferroglaucofane derivati da rocce con metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura (DIENI & MASSARI, 1982). Al M. Tuttavista il Cretacico superiore è rappresentato da calcari farinosi tipo craie, del Coniaciano superiore-Santoniano (DIENI & MASSARI, 1963; DIENI et alii, 1987a). La presenza di ciottoli di calcari neritici a rudiste di età maastrichtiana rimaneggiati nel conglomerato terziario di Cuccuru 'e Flores (CHABRIER, 1969; BUSULINI et alii, 1984), indica l'esistenza di un'evoluzione in senso regressivo della successione cretacica terminale, completamente erosa nei suoi termini più recenti. Gli spessori maggiori (fino a circa 70 m) si osservano nell'area di Gorropu e di Lanaitto (Supramonte).

Successione cretacica superiore della Sardegna occidentale (16b)

Nella Sardegna occidentale il Cretacico superiore affiora diffusamente nella Nurra (fig. 154), nell'Isola di S. Antioco e con affioramenti non rappresentabili alla scala della Carta geologica allegata in Anglona (Erula). La successione è sempre discordante su di un substrato diacrono di età compresa tra il ?Triassico (presso Erula in Anglona) e l'Aptiano inferiore (a Torre del Bulo presso Capo Caccia, nella Nurra) (CHERCHI & SCHROEDER, 1987). La superficie di discordanza è localmente marcata da un orizzonte bauxitico riconducibile ad una generale emersione e ad una importante lacuna stratigrafica, riconosciuta in tutta la Sardegna, oltrechè nel Dominio pirenaicoprovenzale. L'intervallo della lacuna aumenta da E (Sardegna orientale) verso W (Sardegna occidentale). Infatti, a E la lacuna va dall'Albiano inferiore a quello superiore (DIENI & MASSARI, 1985b); ad Erula (Sardegna centro-occidentale) la trasgressione che segue la lacuna è riferibile al Cenomaniano superiore (CHERCHI & SCHROEDER, 1976a), ed infine nella Nurra lo hiatus va dall'Aptiano inferiore fino al Coniaciano (PHILIP & ALLEMANN, 1982). Durante il periodo di continentalità meso-cretacico cospicue porzioni della serie mesozoica sono state erose prima della deposizione delle alteriti.

Le bauxiti affiorano soprattutto nella Nurra (Capo Caccia, M. Perdosu, M. Doglia, Fertilia, M. Nurra, Olmedo, Uri, ecc.) (PECORINI, 1965) e poggiano su terreni che vanno dall'?Oxfordiano-Kimmeridgiano all'Aptiano inferiore (OGGIANO *et alii*, 1987). Il letto



Fig. 154 - Ubicazione degli affioramenti della successione marina del Cretacico superiore (16a e 16b).

- Outcrops of the Upper Cretaceous marine succession (16a and 16b).

delle bauxiti è talvolta costituito da argille rosso-giallastre, oppure da brecce carbonatiche rossastre monogeniche a cemento ferruginoso-bauxitico, alle quali seguono argille con lignite, bauxiti argillose e bauxiti oolitiche, pisolitiche, conglomeratiche o brecciate. Numerosi fattori (paleomorfologia, litotipi alla base delle bauxiti, carsismo, ecc.) concorrono a determinare le differenti tipologie delle alteriti della Nurra e a controllarne gli spessori, l'estensione laterale e la distribuzione (OGGIANO et alii, 1987). Sulle marne "purbeckiane" (Graxioleddu) le bauxiti, sviluppatesi principalmente in situ per decalcificazione delle marne, formano "depositi-strato" con grande continuità laterale (fino a circa 3 Km) e spessore costante (mediamente 3 m). Sulle litologie calcareo-dolomitiche si svilupparono invece intensi fenomeni carsici e i depositi bauxitici hanno un notevole sviluppo verticale, con estensioni ridotte.

SUCCESSIONI MARINE DEL CRETACICO SUPERIORE



Fig. 155 - Contatto stratigrafico tra i calcari del Cretacico inferiore in facies urgoniana e i calcari nodulari del Cretacico superiore in apparente concordanza (*paraconformity*) (Gorropu: Supramonte).

- Paraconformity between Lower Cretaceous limestones and Upper Cretaceous nodular limestones (Gorropu: Supramonte).



Fig. 156 - Affioramento di calcari nodulari ben stratificati del Cretacico superiore (Lanaitto: Supramonte). - Well bedded Upper Cretaceous nodular limestones (Lanaitto: Supramonte).



Fig. 157 - *Radiolites* sp. nel calcare del Cretacico superiore (Nurra). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Radiolites sp. in Upper Cretaceous limestones (Nurra). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

In questi casi si osservano depositi lentiformi di scarsa estensione e con spessori fino a 14 m (Montigiu de Su Cossu), depositi di riempimento di tasche carsiche con rapidi ispessimenti e interruzioni laterali (M. Nurra, M. Murone, ecc.) e depositi entro cavità e doline con spessori fino a 40 m ed estensione di qualche centinaio di metri (Brunestica, Sa Mandrachina, ecc.) (OGGIANO et alii, 1987). L'ambiente di evoluzione dei depositi bauxitici è riconducibile a condizioni climatiche caldo-umide di tipo tropicale e subtropicale, che ben si accordano con le ricostruzioni paleogeografiche della Sardegna nel Cretacico medio (DERCOURT et alii, 1985; 1986). A Brunestica (a NE di Olmedo), livelli di argille con lignite nella parte alta delle bauxiti contengono ricche e varie palinoflore del Turoniano superiore (FILIGHEDDU & OGGIANO, 1984), che testimoniano la persistenza in quest'area di un ambiente continentale.

Il ritorno a condizioni sedimentarie francamente marine è sottolineato dalla deposizione di sequenze carbonatiche neritiche rappresentate principalmente da calcari micritici e bioclastici. I calcari micritici sono riconducibili ad ambienti protetti, a bassa energia e contengono abbondanti foraminiferi bentonici (soprattutto miliolidi); i calcari bioclastici (calcareniti e calciruditi), rappresentano invece ambienti ad elevata energia e con circolazione più aperta e contengono abbondanti frammenti di rudiste (fig. 157 e fig. 158), echinodermi, coralli, briozoi foraminiferi, ecc. (CHERCHI & SCHROEDER, 1987; D'ARGENIO et alii, 1987). A Capo Caccia questi calcari passano lateralmente a bioerme a rudiste. In alcune località della Nurra orientale (Graxioleddu, P.ta Negra, Uri) sono documentate condizioni di mare più profondo (piattaforma esterna-margine di scarpata), marcate da marne localmente glauconitiche, da argille e calcari bioclastici con melobesie, foraminiferi planctonici e bentonici ed echinodermi del Santoniano. Il massimo spessore della successione carbonatica del Cretacico superiore, riferibile all'intervallo Coniaciano-Santoniano, raggiunge 140 m a Capo Caccia. All'interno di questa successione sono documentate considerevoli affinità faunistiche con la Provenza e la Spagna NE (CHERCHI & SCHROEDER, 1995). Il rinvenimento (Torre Sa Grucca, a S di Porto Torres), all'interno dei calcari a rudiste, di piccole tasche carsiche (ALLE-MANN, 1978; in CHERCHI & SCHROEDER, 1987) riempite da marne biancastre contenenti una fauna ad ostracodi lacustri di probabile età campaniana, sembrava indicare la presenza di una vasta regressione di questa età. Tuttavia, in alcuni sondaggi nella Nurra orientale sono state trovate marne (con nannoplan-



Fig. 158 - Esemplare di *Hippurites* sp. del Cretacico superiore (Nurra). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari. - *Hippurites sp. of Upper Cretaceous age. Museum of Paleontology, University of Cagliari.*

cton e foraminiferi planctonici) e calcari (con grandi foraminiferi, briozoi, alghe rosse, ecc.) di età campaniana (CHERCHI & SCHROEDER, 1995), che suggeriscono un quadro paleogeografico più complesso ed una regressione completa più tardiva (?Maastrichtiano).

Ad Erula (Anglona) il Cretacico superiore è conservato in un piccolo affioramento, composto da pochi metri di calcari micritici, talora nodulari e con abbondanti foraminiferi del Cenomaniano, sui quali poggiano calcari a rudiste del Turoniano sommitale-Coniaciano (CHERCHI & SCHROEDER, 1976b).

Nell'Isola di S. Antioco, secondo MAXIA (1963a; 1963b) e CHABRIER *et alii* (1975), il Cretacico superiore è rappresentato da pochi metri di calcareniti. Questi rari e piccoli affioramenti, riferibili al Santoniano, sarebbero trasgressivi sulle successioni del Cretacico inferiore e separati da queste ultime da una superficie lateritizzata e con residui di bauxite rossa oolitica, corrispondente alla fase di emersione della Nurra. L'ambiente di sedimentazione è anche in questo caso di tipo neritico e di scogliera.

3.3.3. - Successioni transizionali e marine del Paleocene sup.-Eocene medio

Le condizioni continentali instauratesi in Sardegna alla fine del Cretacico continuano fino al Paleocene superiore, quando inizia un ciclo trasgressivoregressivo, caratterizzato alla base da facies alluvionali rapidamente passanti a marine, e da facies lagunari a paralico-continentali alla sommità. Il nuovo ciclo sedimentario inizia nel ?Thanetiano sup.-Ilerdiano, ed è stato riconosciuto sia in sondaggio nel Sulcis, dove è rappresentato da calcari ad alveolinidi con affinità faunistiche con formazioni coeve del N della Spagna (CHERCHI, 1979; CARMIGNANI *et alii*, 1989), che in affioramento in altri settori dell'Isola (Salto di Quirra e Trexenta).

Nel Sulcis la sedimentazione inizia con conglomerati ed arenarie, seguono calcari ad alveolinidi ilerdiani, e prosegue con strati ad alveolinidi e orbitolidi ("Calcari a macroforaminiferi" *Auct.*) del Cuisiano (MURRU & SALVADORI, 1987), questi ultimi diffusi anche altrove nella Sardegna meridionale. Nel Cuisiano si manifesta già una graduale regressione, che nel Sulcis è testimoniata da facies paraliche molto estese (Calcari a miliolidi: "Miliolitico" *Auct.*), caratterizzate verso l'alto dalla presenza di argille, marne, arenarie bioclastiche e depositi di lignite ("Lignitifero" *Auct.*). Questa regressione conduce a condizioni sub-aeree generalizzate al Luteziano (PIT-TAU DEMELIA, 1979).

Depositi marini eocenici affiorano solo nella Sardegna meridionale e presso Orosei.

Successione del Paleocene sup.-Eocene medio del Sulcis e della Trexenta (15)

I depositi del Paleocene sup.-Eocene medio del Sulcis sono localizzati in un bacino che si estende su una superficie di circa 200 km² tra il Golfo di Palmas a S ed il Golfo di Gonnesa a N (fig. 159). Normalmente si accetta una ricostruzione paleogeografica che delinea una grande insenatura aperta verso i qua-



Fig. 159 - Ubicazione degli affioramenti della successione del Paleocene superiore-Eocene medio del Sulcis e della Trexenta (15) e dell'Eocene inferiore-medio della Sardegna orientale (14a e 14b).

- Outcrops of the Upper Paleocene-Middle Eocene succession in the Sulcis and Trexenda region (15) and of the Lower-Middle Eocene succession of eastern Sardinia (14a and 14b).



Fig. 160 - Calcari del "Miliolitico" Auct., Eocene basale (Bacu Abis: Iglesiente). - Lower Eocene "Miliolitico" Auct. limestones (Bacu Abis: Iglesiente).



Fig. 161 - *Juglas ungerii* in arenaria dell'Eocene inferiore-medio della formazione del"Produttivo" Auct. (Bacu Abis: Iglesiente). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Juglas ungerii in Lower-Middle Eocene sandstones belonging to the "Produttivo" Auct. formation (Bacu Abis: Iglesiente). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

dranti orientali da cui proveniva l'ingressione marina. Nella Sardegna SW la successione dell'Eocene inferiore-medio poggia talvolta sui carbonati mesozoici o sui depositi vulcano-sedimentari permiani, ma generalmente la trasgressione avviene direttamente sul basamento paleozoico.

La generica età eocenica per questo bacino prima indicata da MENEGHINI (in LAMARMORA, 1858), venne meglio precisata grazie al rinvenimento di resti



Fig. 162 - "Calcare a lumachelle" dell'Eocene inferiore-medio, a testimonianza di brevi ingressioni marine durante la deposizione dei livelli argillosi e di carbone del "Produttivo" Auct. (Serbariu, Carbonia: Sulcis).

- Lower-Middle Eocene lumachella limestone, testifying marine ingressions during clays and coal depositions (Serbariu, Carbonia: Sulcis).

di Atalonodon monterini (DAL PIAZ, 1930) e Lophiodon sardus (MAJOR, 1891; BOSCO, 1902; MONTERIN, 1923), fra i più antichi mammiferi perissodattili d'Italia, in base ai quali venne indicata un'età compresa fra il Cuisiano ed il Luteziano. Successivamente, sia resti di pesci Characidae (CAPPETTA & THALER, 1973) rinvenuti a Bacu Abis, sia le analisi palinologiche (PITTAU, 1977) e lo studio di alghe



Fig. 163 - Livello carbonioso nella successione eocenica del Sulcis-Iglesiente (Tanca Aru). - Coal layers in the Eocene succession in the Sulcis-Iglesiente region (Tanca Aru).

(Characeae, Carofite) rinvenute nel bacino di Piolanas ed altrove (AGUS & PECORINI, 1978; FANNI et alii, 1982) confermarono l'età eocenica inferiore (Cuisiano) dei livelli di lignite. Ulteriori dati stratigrafici sul bacino sulcitano sono stati successivamente acquisiti grazie alle analisi micropaleontologiche (CHERCHI, 1983; MURRU & SALVADORI, 1987) e palinologiche (SALVADORI, 1980) di alcuni sondaggi realizzati dalla Carbosulcis S.p.A. nel settore di Nuraxi Figus, dove è stata attraversata una successione sedimentaria dello spessore di circa 140 m, riferibile ad un trend ambientale da marino nella parte basale, a paralico e continentale nella parte mediosuperiore. Per quanto riguarda l'età, è stato ipotizzato il Thanetiano superiore e sono stati riconosciuti l'Ilerdiano, il Cuisiano ed il Luteziano basale. In sintesi, la successione per questo bacino, dal basso verso l'alto, è così composta (FANNI et alii, 1982):

a) calcari a macroforaminiferi di ambiente marino lagunare (alveolinidi, orbitolidi e miliolidi) ed alghe dell'Ilerdiano; spessore 30-40 m;

b) calcari litorali a miliolidi di ambiente paralicomarino (fig. 160) ("Miliolitico" *Auct.*) che segnano l'inizio della regressione marina; l'età, difficile da stabilire a causa dell'assenza di *marker* biostratigrafici, viene comunque ritenuta ilerdiano-cuisiana;

c) calcari marnosi e marne paralico-lagunari ad ostracodi e *Characeae*, argille palustri e calcari d'acqua dolce a gasteropodi polmonati, conglomerati a matrice siltosa ed arenarie con resti di piante (fig. 161) di ambiente fluviale. Momentanee e ripetute ingressioni marine sono documentate dai livelli di calcari a lumachelle (fig. 162) intercalati nei depositi argillosi e marnosi. Sono inoltre presenti più livelli di carbone ("Lignitifero", "Produttivo" *Auct.*, fig. 163) ancora attualmente oggetto di estrazione (Carbosulcis S.p.A.). Lo spessore di questa unità si aggira intorno a 110 m. Lo studio delle associazioni microfloristiche dei livelli carboniosi (FANNI *et alii*, 1982) ha confermato l'età cuisiana fino a luteziana basale di questa successione a carattere chiaramente regressivo.

Limitati affioramenti (Nuraghe Sioco, a SE di Ortacesus; presso M. Canniu, a S di Furtei), riferibili all'Eocene inferiore, sono conosciuti anche nella Trexenta (CALVINO, 1956; PECORINI, 1963b; COCOZZA *et alii*, 1974; MATTEUCCI, 1985a; 1985b; ASSORGIA *et alii*, 1993). In quest'area, le litofacies e le biofacies indicano condizioni ambientali con maggiori e più frequenti influenze marine rispetto a quelle descritte per il Sulcis. Condizioni ancora più francamente marine caratterizzano, andando più a est, la successione della Sardegna orientale (**14a** e **14b**) (Sarrabus-Gerrei, Salto di Quirra).

La sezione stratigrafica eocenica più completa e rappresentativa della Trexenta è quella di N.ghe Sioco (Ortacesus) (PECORINI, 1963b; MATTEUCCI, 1985a; 1985b). In questa località i sedimenti eocenici, potenti fino a circa 35 m, sono rappresentati da



Fig. 164 - Copertura eocenica orizzontale in discordanza sul Basamento paleozoico (Baccu Locci: Salto di Quirra). - Eocene cover above the Paleozoic basement (Baccu Locci: Salto di Quirra).



Fig. 165 - Colonna stratigrafica della successione eocenica di M. Cardiga (Salto di Quirra).

alternanze di argille, marne, arenarie e qualche livello organogeno calcareo. L'ambiente di sedimentazione è riconducibile a condizioni lagunari salmastre soggette a ripetute e momentanee ingressioni marine che determinano abbondanti apporti di organismi di ambiente litorale e sub-litorale. Il contenuto fossilifero, spesso oligotipico (ostracodi) nelle facies lagunari, è abbastanza vario nei livelli calcarei (carofite, nummuliti, alveoline, miliolidi, ecc.). L'età di questa successione è riferibile all'Ilerdiano medio-Cuisiano inferiore.

Successione dell'Eocene inferiore-medio della Sardegna orientale (14a, 14b)

In questa parte dell'Isola i sedimenti eocenici affiorano nel Sarrabus, nel Gerrei e nel Salto di Quirra, dove coprono più o meno estesamente la sommità dell'altopiano di Silius, di Villasalto, di Goni, di Orroli, di Ballao e di Escalaplano (fig. 159). Gli affioramenti più settentrionali sono costituiti da limitati lembi di calcari a macroforaminiferi (nummuliti) nei dintorni di Orosei. Anche nella Sardegna orientale la successione dell'Eocene inferiore-medio poggia talvolta sui carbonati mesozoici o sui depositi vulcano-sedimentari permiani, ma più frequentemente la trasgressione avviene direttamente sul basamento paleozoico (fig. 164) (LIPPARINI, 1938;

⁻ Stratigraphic section of the Eocene succession at M. Cardiga (Salto di Quirra).

Pomesano Cherchi, 1962; Vardabasso, 1962; Calvino, 1963).

Il Salto di Quirra è la regione ove i depositi eocenici affiorano più estesamente (CALVINO, 1972; MATTEUCCI, 1985a) e ove la successione è più completa, con uno spessore di circa 280 m a M. Cardiga (fig. 165). Alla base la successione è costituita da un'alternanza irregolare di arenarie a cemento carbonatico ben stratificate, con conglomerati poligenici con matrice arenacea, a prevalenti elementi ben elaborati e ben classati del basamento paleozoico sottostante. Le arenarie sono talvolta gradate e presentano laminazioni piano-parallele, incrociate e burrow. Alle arenarie localmente si intercalano, soprattutto alla base, livelli marnosi di circa 0,5 m di spessore, contenenti frammenti di gasteropodi, lamellibranchi e abbondanti frustoli vegetali. FERRARA et alii (1992) segnalano la presenza di paleosuoli sviluppati in climi caldo-umidi alla base della successione eocenica nell'area di M. Maraconis (Ballao). Verso l'alto si sviluppa un'alternanza di banchi, da metrici a decametrici, di calcari, calcari arenacei o conglomeratici fino a calcareniti, e calcari argillosi e marnosi bioclastici, con sottili intercalazioni di marne. Questa parte della successione è particolarmente ricca di macroforaminiferi (nummuliti, assilinidi, orbitoidi) (fig. 166) e resti di bivalvi, echinidi, ostreidi, litotamnidi, coralli, gasteropodi e cefalopodi nautiloidei. Localmente si intercalano lenti di conglomerati poligenici con abbondante matrice arenacea. La parte alta della successione affiora esclusivamente alla sommità di M. Cardiga con arenarie feldspatiche grossolane, in spessi banchi a stratificazione incrociata, e



Fig. 166 - Calcare a nummuliti dell'Eocene inferiore (M. Cardiga: Salto di Quirra). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Lower Eocene nummulitic limestone (M. Cardiga: Salto di Quirra). Museum of Paleontology, University of Cagliari. conglomerati poligenici a ciottoli di rocce del basamento paleozoico.

Complessivamente si tratta di un ciclo trasgressivo-regressivo caratterizzato da depositi costieri e deltaici con forti apporti terrigeni. La parte intermedia, più carbonatica, rappresenta probabilmente il momento di maggiore ingressione marina. Il ciclo è poi chiuso dalle facies regressive della sommità del M. Cardiga. Ricerche biostratigrafiche attribuiscono la successione all'Ypresiano (MATTEUCCI, 1985a); in alcuni piccoli affioramenti del Gerrei, fra S. Andrea Frius e Silius, sono state riconosciute faune cuisiane (MURRU, 1979).

Nel settore di Orosei, sedimenti di età eocenica si ritrovano nel versante settentrionale ed orientale del M. Tuttavista. A N di M. Tuttavista la successione è conservata solamente in una scaglia tettonica, con uno spessore di circa 36 m (DIENI *et alii*, 1966), lungo una faglia trascorrente. Si tratta di calcari arenacei, con abbondanti granuli di quarzo e feldspati, arenarie calcaree e calcari con intercalazioni di marne e livelli conglomeratici. Caratteristico è, inoltre, un orizzonte di circa 0,6 m di spessore di arenarie calcaree glauconitiche ricco in macrofossili (lamellibranchi, gasteropodi, echinidi, ecc.).

Rispetto agli affioramenti settentrionali, in quelli del versante orientale del M. Tuttavista si osserva una minore componente terrigena ed una maggiore componente carbonatica. Qui la successione inizia con un orizzonte basale di arenarie calcaree e conglomerati minuti con stratificazione incrociata e con matrice calcarea, a cui segue una successione di calcari. Nei conglomerati sono rappresentati elementi di rocce del basamento, di graniti e di calcari arenacei nummulitici con faune del Cuisiano inferiore (DIENI *et alii*, 1966). Nella successione calcarea sovrastante l'apporto terrigeno diminuisce progressivamente verso l'alto.

3.4. - Complesso connesso con la collisione pirenaica e nord-appenninica

Dall'Eocene medio (Luteziano inferiore) inizia, in Sardegna, un periodo di grande instabilità tettonica e di diffusa continentalità, testimoniate da un'importante attività vulcanica, dall'assenza di sedimenti marini fino all'Oligocene superiore-Miocene inferiore, dall'energico ringiovanimento del rilievo e dalla conseguente deposizione in molti settori dell'Isola di potenti sequenze clastiche continentali sintettoniche (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores:



Fig. 167 - Schema delle unità litostratigrafiche dei tre cicli sedimentari oligo-miocenici della Sardegna.Il rigato obliquo indica l'assenza di datazioni certe o concordi nei diversi Autori (vedi testo).

- Lithostratigraphic units in the Oligocene-Miocene sedimentary cycles of Sardinia. Oblique ruling indicates uncertainty in age determination (see text).

DIENI & MASSARI, 1965b; Formazione del Cixerri e di Ussana: PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969, ecc.), di ambiente fluviale e lacustre ("Lacustre" *Auct.*: Oschiri-Berchidda, Perfugas, Funtanazza, Ottana, Trinità d'Agultu, Benetutti, Porto Conte, ecc.) (fig. 167). Le prime formazioni marine successive all'Eocene medio sono riferite all'Oligocene sommitale, ma solo l'Aquitaniano marino è diffuso e ben documentato (Anglona, Marmilla, Sarcidano, ecc.).

La successione sedimentaria è contemporanea a un'imponente attività vulcanica calcalcalina rappresentata da una varietà di prodotti effusivi ed esplosivi con composizione da basaltico-andesitica a riolitica. Le età radiometriche delle vulcaniti sono comprese tra 28 Ma (LECCA *et alii*, 1997) e 15 Ma (MORRA *et alii*, 1994), anche se la maggior parte dei prodotti vulcanici è riferibile al Burdigaliano (BECCALUVA *et alii*, 1985) (fig. 168).

Questo potente complesso vulcano-sedimentario è in parte associato a una importante tettonica trascorrente responsabile delle più evidenti strutture terziarie della Sardegna. Faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW caratterizzano tutta la Sardegna centro-settentrionale e la Corsica centro-meridionale; queste risultano coniugate con un sistema di faglie destre di minore importanza orientate E-W. I sistemi di faglie trascorrenti individuano una direzione di raccorciamento con andamento meridiano. Tra le strutture trascorrenti più importanti, in parte ereditate



Fig. 168 - Istogramma delle età radiometriche del vulcanismo oligo-miocenico (da Beccalu \lor A *et alii*, 1985, modificato); N: numero delle determinazioni radiometriche.

⁻ Radiometric ages of Oligocene-Miocene volcanic rocks (after BECCA-LUVA et alii, 1985, modified); N: number of radiometric determinations.



Fig. 169 - Schema cronologico relativo ai principali eventi stratigrafico-strutturali cenozoici in Sardegna e nelle aree limitrofe. - Cronology of main stratigraphic and tectonic events in Sardinia and surrounding areas.



Fig. 170 - Ubicazione degli affioramenti di Rioliti (11), Andesiti (12) e Filoni (13) del ciclo calcalcalino oligo-miocenico e ubicazione delle colonne stratigrafiche di fig. 171.

- Outcrops of rhyolites (11), and esites (12) and dykes (13) of the Oligocene-Miocene calcalcaline cycle and location of the stratigraphic sections of fig. 171.

dalle discontinuità meccaniche erciniche, vanno citate le *flower structure* con sedimentazione di conglomerati sin-tettonici e i bacini di *pull apart* colmati da successioni vulcanoclastiche e sedimentarie, anche marine, principalmente dell'Aquitaniano.

Queste strutture tettoniche testimoniano la più importante fase compressiva che ha interessato la Sardegna dopo l'orogenesi ercinica. Lavori recenti attribuiscono queste strutture e il vulcanismo coevo alla deformazione del retropaese sardo-corso durante la collisione continentale nord-appenninica (CARMI-GNANI *et alii*, 1992b; OGGIANO *et alii*, 1995; PASCI, 1997; PASCI *et alii*, 1998).

Le strutture e i depositi sintettonici della Sardegna sud-occidentale (Formazione del Cixerri: PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), riferiti all'Eocene medio-?Oligocene, potrebbero almeno in parte, essersi deposti in questo quadro geodinamico, oppure potrebbero essere messi in relazione con l'evoluzione della Catena pirenaica (CHERCHI & SCHROEDER, 1976a; BARCA & COSTAMAGNA, 1997a). Nel Paleogene, cioè prima del distacco del Blocco sardo-corso dal margine sud-europeo avvenuto nel Burdigaliano, la Sardegna sud-occidentale doveva infatti essere situata in prossimità dei Pirenei ancora in evoluzione. Per una discussione più completa delle relazioni tra tettonica terziaria e cicli sedimentari miocenici si rimanda al paragrafo "3.6.3. - Tettonica trascorrente dell'Oligocene-Miocene inferiore", al paragrafo "3.6.4. - Tettonica distensiva del Miocene medio (Burdigaliano superiore-Langhiano)" e al paragrafo "3.6.5. - La tettonica dal Miocene medio (Serravalliano) al Quaternario". Uno schema degli eventi geodinamici è riportato in fig. 169.

3.4.1. - Ciclo vulcanico calcalcalino oligo-miocenico

Il vulcanismo oligo-miocenico sardo rappresenta uno degli eventi geologici terziari più importanti del Mediterraneo occidentale. L'importanza di questo ciclo vulcanico è testimoniata dalla grande estensione degli affioramenti (fig. 170) e dai cospicui spessori delle successioni vulcaniche che raggiungono parecchie centinaia di metri.

Si tratta di un'associazione di prodotti con affinità calcalcalina e subordinatamente tholeiitica e calcalcalina alta in potassio (BECCALUVA *et alii*, 1987), rappresentata da serie vulcaniche da basaltico-andesitiche a dacitiche (principalmente in colate laviche e cupole di ristagno) e da serie da dacitiche a riolitiche (principalmente in espandimenti ignimbritici). I primi eventi vulcanici di questo ciclo calcalcalino, riferibili a 32-26 Ma secondo BECCALUVA *et alii* (1987), e a 28-24 Ma secondo LECCA *et alii* (1997), sono rappresentati soprattutto da lave andesitiche nella Sardegna meridionale e da quarzo-dioriti subvulcaniche in quella settentrionale (Alghero) con tendenza tholeiitica (GIRAUD *et alii*, 1979; BECCA-LUVA *et alii*, 1994). Nel Miocene inferiore (tra 21 e 18 Ma) i prodotti vulcanici hanno affinità tholeiitica nella Sardegna meridionale e calcalcalina alta in potassio, fino a shoshonitica, nella Sardegna settentrionale.

Anche in Provenza (Esterel e dintorni di Nizza) (BELLON, 1981) e nell'*offshore* occidentale della Corsica (THOMAS & GENNESSEAUX, 1986) sono conosciuti prodotti vulcanici riferibili a questo ciclo. In Provenza affiorano rocce prevalentemente andesitico-dacitiche ad affinità da tholeiitica a calcalcalina (BECCALUVA *et alii*, 1994) e di età compresa tra 34 e 20 Ma (BELLON, 1981).

Lo studio petrografico e geochimico dei prodotti vulcanici della Sardegna indica una genesi dei magmi per fusione parziale di rocce mantelliche lungo zone di subduzione oceanica (COULON, 1977). Questi prodotti andesitici, assieme a quelli più differenziati, si sarebbero evoluti da un magma primario per frazionamento a deboli pressioni, in camere magmatiche situate a circa 15-20 Km di profondità e con possibili contaminazioni crostali. Secondo COULON (1977), i dati petrogenetici provenienti da prodotti più evoluti con chimismo riodacitico-riolitico, spesso in facies ignimbritica ("Serie ignimbritica inferiore" e "Serie ignimbritica superiore", Auct.) indicano processi anatettici con fusione parziale di rocce metamorfiche o granitoidi nella crosta continentale. L'anatessi sarebbe stata favorita dalle precedenti e prolungate risalite di magmi basici di derivazione mantellica con conseguenti fenomeni di mixing (COULON, 1977; BECCALUVA et alii, 1985; 1987). Secondo MORRA et alii (1994), invece, l'intera successione vulcanica deriverebbe da una progressiva evoluzione petrogenetica per frazionamento di magmi mantellici, fino a liquidi residuali peralcalini.

Da un punto di vista geodinamico questo ciclo vulcanico è comunemente associato ad un modello di subduzione oceanica con formazione di un bacino di retroarco che sarebbe rappresentato dal Bacino balearico (ALVAREZ, 1972; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1974; COULON & DUPUY, 1975; SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1987; 1994; LECCA *et alii*, 1997). I caratteri chimici dei prodotti vulcanici nei diversi settori della Sardegna indicherebbero un piano di subduzione immergente verso i quadranti



Schematic stratigraphic columns of the volcanic successions of Sardinia (after LECCA et alti 1997; modified). Location of sections is reported in fig. 170.



Fig. 172 - Alternanza di tufi ed ignimbriti saldate del ciclo vulcanico calcalcalino oligo-miocenico (Capo Marargiu, strada costiera tra Bosa e Alghero: Planargia).

- Alternating tuffs and welded ignimbrites of the Oligocene-Miocene calcalcaline cycle (Capo Marargiu, coastal road from Bosa to Alghero: Planargia).

settentrionali o nord-occidentali (GASPARINI *et alii*, 1982; BECCALUVA *et alii*, 1994). Tale quadro sembra però in contrasto con la distribuzione delle vulcaniti lungo una fascia orientata NNW-SSE che suggerisce una subduzione immergente verso WSW (CARMI-GNANI *et alii*, 1994a; PASCI, 1997).

Serie ignimbritica (11), Serie andesitica (12) e Filoni basici (13)

La grande varietà di composizione e di modalità di emissione ha prodotto un complesso vulcanico composito, assai variabile da una zona all'altra, che è difficile sintetizzare in una successione rappresentativa di tutta l'Isola. Sono distinti pertanto diversi complessi vulcanici caratterizzati generalmente da un'alternanza di prodotti a composizione da basica ad intermedia ("Serie andesitica" Auct.) (12) e da intermedia ad acida ("Serie ignimbritica", Auct.) (11), localmente attraversati da sistemi di filoni (13). Di solito le litologie più basiche prevalgono nella parte basale della successioni vulcaniche, anche se talvolta le intercalazioni di termini da acidi a basici sono frequenti. Nella descrizione che segue non saranno perciò descritte separatamente la "Serie andesitica" (12) e la "Serie ignimbritica" (11), ma saranno brevemente illustrate alcune successioni tipiche, facendo prevalentemente riferimento al lavoro di LECCA et alii (1997).

Nel Marghine-Goceano-Logudoro affiora una potente e composita successione vulcanica, che poggia sul basamento paleozoico e su depositi clastici continentali terziari (tipo Formazione di Ussana) ed è limitata a tetto da sedimenti marini riferibili al Burdigaliano superiore (Campeda, Mores, Banari) (POME-SANO CHERCHI, 1971a; MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI et alii, 1992). Nell'area di Macomer (sezione f di fig. 171), la successione vulcanica, spessa alcune centinaia di metri, è composta da unità ignimbritiche saldate a composizione dacitica e da livelli discontinui di flussi piroclastici pomiceo-cineritici con relative epiclastiti, contenenti lenti di depositi fluvio-lacustri. Le età radiometriche determinate nell'unità di base (21,8±1,1 Ma) e in quella superiore (21,6±1,1 Ma) indicano un breve periodo di messa in posto per questa potente successione (LECCA et alii, 1997). Nell'area di P.ta Cuguttada nel Logudoro (LECCA et alii, 1997), la parte bassa della successione ignimbritico-piroclastica poggia su un complesso andesitico, è molto simile alla parte alta della successione di Macomer, mentre la parte superiore è analoga alla base della successione osservabile a Mores (Logudoro). In quest'area, l'unità più bassa è formata da flussi piroclastici pomiceo-cineritici (correlabili con l'Unità di Sa Manenzia dell'area di Ottana, vedi oltre) che passano verso l'alto a piroclastiti leggermente saldate, ricoperte in discordanza da depositi lacustri ("Lacustre superiore" *Auct.*) e conglomeratico-sabbiosi ("Sabbie inferiori" *Auct.*) che rappresentano la base del ciclo sedimentario del Miocene inferiore-medio. Poco più a ovest di P.ta Cuguttada-Mores (presso Banari) (sezione e di fig. 171), la successione vulcanica è caratterizzata da un'alternanza di prodotti basici (andesiti e andesiti basaltiche in domi e colate laviche) e intermedio-acidi (flussi piroclastici pomiceo-cineritici, ignimbriti saldate, domi dacitici). Le età radiometriche dell'unità di base (andesiti basaltiche) indicano 22,1±1,3 Ma, mentre quelle nella parte medio-alta della successione indicano 16,2±0,5 Ma (LECCA *et alii*, 1997).

Nella Planargia e nella Nurra orientale la stratigrafia vulcanica è difficile da ricostruire a causa delle numerose interdigitazioni tra i flussi lavici andesitici e quelli piroclastici e per la mancanza di livelli marini databili paleontologicamente. Sulla base delle datazioni radiometriche, dei rapporti stratigrafici e dei caratteri vulcanologico-petrografici, la successione vulcanica (sezioni c ed i di fig. 171), riferibile a 24-21 Ma, risulta composta da flussi lavici e domi andesitici, che si intercalano con depositi piroclastici pomiceo-cineritici sia poco saldati che saldati (LECCA *et alii*, 1997). La successione continua verso l'alto con ignimbriti molto saldate (riferibili a circa 20 Ma), con alternanze di flussi pomiceo-cineritici e ignimbriti saldate (fig. 172), che localmente si intercalano e/o sono sormontate da nuovi flussi lavici andesitici (a S di Monteleone). Infine, la successione termina con duomi e flussi lavici a composizione da dacitica a riolitica e subordinatamente da depositi piroclastici.

In Anglona, la successione vulcanica si intercala spesso con livelli sedimentari marini datati paleontologicamente, permettendo quindi una più sicura attribuzione stratigrafica. Nella zona di Castelsardo, la successione vulcano-sedimentaria è composta, dal basso verso l'alto (sezione d di fig. 171) (LECCA et alii, 1997), da duomi andesitici con flussi lavici subordinati (M. Ozzastru), da alternanze di livelli sedimentari con notevole componente vulcanica (conglomerati, marne e calcari di ambiente continentale, lacustre e marino) e di livelli vulcanici (brecce andesitiche a pillow e ignimbriti) e raramente epiclastici; al di sopra affiorano estesamente flussi lavici andesitici (zona di Osilo), ricoperti da una potente unità ignimbritica molto saldata, che affiora con grande continuità da Castelsardo fino a Perfugas. Nell'area di Perfugas affiora la parte alta della suc-



Fig. 173 - Contatto tra il flusso piroclastico massivo e i sovrastanti sedimenti carbonatici di età aquitaniana (Gutturu Flumini presso Funtanazza: Arburese).

- Contact between massive pyroclastic flow and overlaying carbonate sediments of Aquitanian age (Gutturu Flumini near Funtanazza: Arburese).

cessione vulcanica dell'Anglona: l'anzidetta potente unità ignimbritica molto saldata si intercala con sedimenti fluvio-lacustri e marini, con livelli pomiceocineritici e con flussi lavici andesitici. Al di sopra affiora, infine, l'ultimo prodotto vulcanico dell'Anglona, rappresentato da un potente flusso pomiceo-cineritico (ben esposto presso Chiaramonti), ricoperto da sedimenti marini del Burdigaliano superiore.

Nella Sardegna centrale (Ottana, Paulilatino, Fordongianus, Nureci, ecc.) le rocce del ciclo calcalcalino oligo-miocenico affiorano estesamente (fig. 170) (ASSORGIA et alii, 1995). Anche in questa zona è possibile distinguere sequenze di eventi magmatici a composizione da basica ad intermedia e da intermedia ad acida. Gli eventi effusivi basici sono riferibili all'Aquitaniano e affiorano esclusivamente a S di Paulilatino. In quest'area la successione vulcanosedimentaria è rappresentata, dal basso verso l'alto (ODIN et alii, 1994), da alternanze di andesiti (in cupole di ristagno e filoni) e brecce andesitiche (40 m). Al di sopra affiora una successione costituita da livelli piroclastico-cineritici a composizione daciticoriolitica (15 m), intercalati con livelli sedimentari (arenarie, calcareniti e conglomerati) e sormontati da una nuova successione di andesiti e brecce andesitiche. La successione continua con un potente spessore di piroclastiti pomiceo-cineritiche, interrotte da una discordanza angolare, al di sopra della quale si trovano livelli tufitici del Burdigaliano superiore, correlabili con quelli di Chiaramonti (ODIN et alii, 1994), e marne. Più ad est, nell'area di Ottana-Fordongianus-Nureci, affiora una potente successione (fino a 300 m ad Allai e Busachi) di prodotti vulcanici a composizione dacitico-riodacitica, alternati a livelli sedimentari ed epiclastici fluvio-lacustri (ASSORGIA et alii, 1995) (sezioni g ed h di fig. 171). Questa successione mostra una marcata evoluzione da eventi fortemente esplosivi che interessano un'area molto estesa (ad es. l'Unità di Allai), fino a prodotti con caratteristiche intermedie tra ignimbriti e lave. L'età della successione, limitata alla base da sedimenti correlabili con la Formazione di Ussana e a tetto (Ruinas: Sarcidano) dalla successione marina burdigaliana (CHERCHI, 1985c; IACCARINO et alii, 1985), è riferibile all'Aquitaniano-Burdigaliano. Questo intervallo è confermato anche dalle età radiometriche (K/Ar su plagioclasi e biotiti) dell'Unità di Allai, che indicano 21,0-20,3 Ma (ASSORGIA et alii, 1995; LECCA et alii, 1997).

Nell'area del Lago Omodeo la successione vulcanica è ricoperta da depositi continentali (Arenarie di Sedilo: PORCU, 1972) e da un flusso piroclastico



Fig. 174 - Livelli conglomeratici e arenacei di ambiente fluviale intercalati nelle lave andesitiche, i quali rimaneggiano le stesse andesiti terziarie e il basamento paleozoico (Narcao: Sulcis).

 Fluviatile conglomerates and sandstones interbedded in andesitic lava flows, reworking Tertiary andesites and basement rocks (Narcao: Sulcis).

pomiceo-cineritico molto esteso arealmente (Unità di Sa Manenzia: PORCU *et alii*, 1997), riferibile radiometricamente a 18,9-19,4 Ma (LECCA *et alii*, 1997; SOWERBUTTS *et alii*, 1997).

Il complesso vulcanico del M. Arcuentu (Arburese) è caratterizzato da una successione di eventi vulcanici a composizione sia basica che acida, in alternanza con episodi sedimentari sia marini che continentali (ASSORGIA *et alii*, 1986a; 1986b; 1992c; ASSORGIA & GIMENO, 1994) e separabili in due cicli distinti. I prodotti basici sono rappresentati soprattutto da lave basaltiche in colate. Quelli acidi sono principalmente rioliti e riodaciti in espandimenti ignimbritici, tufi e tufiti (fig. 173). Le datazioni radiometriche (ASSORGIA *et alii*, 1984) e la posizione stratigrafica (ASSORGIA *et alii*, 1986a) indicano per queste sequenze vulcaniche un'età compresa tra l'Oligocene superiore ed il Burdigaliano. Sono inoltre presenti campi filoniani a disposizione radiale

attorno ad un massiccio gabbro-dioritico (M. Nureci). I filoni hanno composizione prevalentemente basaltica, tagliano tutti i prodotti vulcanici e sedimentari precedentemente descritti e sono riferibili radiometricamente a 18,3-16,7 MA (ASSORGIA *et alii*, 1984).

Il vulcanismo terziario della Sardegna sud-occidentale (sezioni a e b di fig. 171) (Sulcis e isole di S. Antioco e San Pietro) è caratterizzato da una successione il cui spessore supera complessivamente i 500 m (ASSORGIA et alii, 1990a; 1990b; MORRA et alii, 1994). La base della successione ("Serie andesitica" Auct.) affiora principalmente tra Carbonia, Narcao e Giba e nella parte meridionale dell'Isola di S. Antioco ed è costituita da lave basaltiche, basalticoandesitiche e andesitiche, in cupole di ristagno, colate e rari filoni (MACCIONI et alii, 1990a; ASSOR-GIA et alii, 1992a). Frequenti livelli piroclastici, epiclastici e conglomeratici (fig. 174) si alternano ai prodotti lavici. Questa successione, sviluppata principalmente in condizioni sub-aeree, poggia sui depositi clastici della Formazione del Cixerri ed è riferibile ad un'età radiometrica compresa tra 28 e 17 Ma (BEC-CALUVA et alii, 1985; MACCIONI et alii, 1990b; MORRA et alii, 1994).

La "Serie ignimbritica" Auct. della Sardegna sudoccidentale sovrastante la precedente "Serie andesitica" Auct., affiora estesamente nell'area di Nuraxi Figus-Carbonia e nelle Isole di S. Antioco e San Pietro. Questa successione è suddivisa in diverse unità sulla base delle caratteristiche petrografiche, petrochimiche e stratigrafiche (ASSORGIA et alii, 1992d; MORRA et alii, 1994) e consiste soprattutto in potenti ed estese ignimbriti saldate in alternanza con flussi piroclastici pomiceo-cineritici (fig. 175) e, localmente, con prodotti di fall piroclastico (fig. 176). Il chimismo è variabile da dacitico a riolitico, sino a comenditico nella parte superiore della successione (ARAÑA et alii, 1974; GARBARINO et alii, 1985; 1990a; ASSORGIA et alii, 1990b; MORRA et alii, 1994). Locali alternanze di sedimenti, paleosuoli e livelli epiclastici sono ben rappresentate tra le varie unità. Gli espandimenti ignimbritici di questa successione poggiano sia sulla Formazione del Cixerri (nei settori di Nuraxi Figus-Carbonia) sia sui prodotti basici della prima successione (Isola di S. Antioco, zona di Narcao-Giba). Le età radiometriche, basate su isocrone Rb/Sr (MORRA et alii, 1994) e su datazioni K/Ar su plagioclasi (CINCOTTI et alii, 1994), sono comprese tra circa 16,5 e 15,5 Ma, anche se precedentemente altri Autori indicavano un intervallo molto maggiore, da 17,6 Ma circa fino a 13,8 Ma circa (ARAÑA et alii, 1974; BECCALUVA et alii, 1985; GARBARINO et alii, 1985; MACCIONI et alii, 1990a).

Fig. 175 - Contatto tra due diverse unità piroclastiche del Miocene medio: ignimbriti riolitiche saldate poggiano su flussi piroclastici riolitici pomiceo-cineritici. Si noti il livello vitrofirico (L) alla base delle ignimbriti saldate (Calasetta, Isola di S. Antioco: Sulcis).

- Contact between Middle Miocene pyroclastic units: welded rhyolitic ignimbrites lays above pumice and ash rhyolitic flows. Note the vitric layer at the base of the welded ignimbrites (Calasetta, Isola di S. Antioco: Sulcis).

Fig. 176 - Prodotti di *fall* piroclastico all'interno della successione vulcanica miocenica del Sulcis (costa occidentale dell'Isola di S. Antioco).

- Pyroclastic fall in the Miocene volcanic succession in the Sulcis area (northern Isola di S. Antioco).



GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

DEPOSITI CONTINENTALI E SUCCESSIONE MARINA POST-EOCENE MEDIO-MIOCENE INFERIORE ("1° CICLO")



Fig. 177 – Duomo andesitico del Castello di Acquafredda (Valle del Cixerri: Iglesiente). - Andesitic dome at the "Castello di Acquafredda" (Valle del Cixerri: Iglesiente).

Nella Valle del Cixerri (Iglesiente) le vulcaniti terziarie costituiscono in prevalenza apparati isolati che si elevano, spesso bruscamente ed in netto contrasto, dal piatto paesaggio circostante modellato a glacis e terrazzi. Questi rilievi vulcanici rappresentano cupole di ristagno (M. Exi, M. Gioiosa Guardia, Castello di Acquafredda, M. Truxionis, P.ta su Ferru, M. Fanari, ecc., fig. 177) a composizione principalmente andesitico-dacitica (BERTOLIO, 1895; MINUCCI, 1935). Questi duomi vulcanici sono disposti lungo direttrici tettoniche orientate circa E-W, oppure all'intersezione di queste con altre di direzione NW-SE. Queste rocce vulcaniche poggiano sia sul basamento paleozoico che sui sedimenti continentali paleogenici della Formazione del Cixerri e sono riferibili ad un'età oligocenico-miocenica inferiore.

Nell'area di Sarroch-Pula (Sardegna meridionale) i prodotti più rappresentati hanno composizione andesitica, con giacitura in cupole di ristagno, espandimenti lavici e filoni. Questi prodotti hanno un'età radiometrica di 24,7-22,2 Ma (SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1985). Le lave sono alternate con piroclastiti, rappresentate da brecce e conglomerati vulcanici ad elementi di varie dimensioni. Filoni dacitici potenti fino a qualche metro tagliano talora i precedenti prodotti vulcanici (MASSOLI NOVELLI, 1965; 1967; 1968). Intercalazioni sedimentarie ed epiclastiche sono conosciute all'interno di questa successione vulcanica. Analisi petrologiche, mineralogiche e geochimiche su queste rocce sembrano indicare la presenza di due distinte serie evolutive, sviluppatesi in condizioni termo-bariche differenti (CONTE, 1990; 1997).

3.4.2. - Depositi continentali e successione marina post-Eocene medio-Miocene inferiore ("1° ciclo")

Si tratta di vasti affioramenti (fig. 178) soprattutto di depositi clastici continentali (10a, 10b e 10c), tra cui alcuni di ambiente lacustre (10d e 10f), talora alternati a prodotti vulcanici calcalcalini (11 e 12). Questa successione continentale localmente evolve anche ad ambienti marini (transizionali e sub-litorali) (10e) probabilmente a partire dall'Oligocene sommitale. I microfossili pelagici delle più antiche intercalazioni marine della Sardegna meridionale indicano infatti il Chattiano (CHERCHI & MONTADERT, 1982). Nella Sardegna settentrionale la trasgressione è ugualmente riferita all'Oligocene sommitale-Aquitaniano inferiore (REDINI, 1940; BARBERI & CHERCHI, 1980), mentre nei settori più interni dell'Isola (Logudoro, Valle del Tirso, ecc.) permangono condizioni di continentalità e il mare trasgredirà il substrato vulcanico solo durante il Burdigaliano superiore.

Questa successione sedimentaria, insieme alle numerose intercalazioni vulcaniche dell'Oligocene-Miocene inferiore, costituisce il "1° ciclo" sedimenario post-eocenico, che poggia con discordanza ango-

Fig. 178 - Ubicazione degli affioramenti dei Depositi continentali e della successione marina dell'Eocene medio-Burdigaliano inferiore connessi con l'evoluzione collisionale pirenaica e appenninica (10).

10

40 Km

- Outcrops of the continental deposits and the marine succession of Middle Eocene-Lower Burdigalian age linked with the collisional evolution of the Pyrenees and Appennines (10).

lare su formazioni di età variabile dal Paleozoico all'Eocene medio (Luteziano). Questo ciclo, che va dall'Oligocene medio-superiore al Burdigaliano inferiore-medio, è a sua volta ricoperto con discordanza angolare dal "2° ciclo" sedimentario che inizia nel Burdigaliano superiore (OGGIANO, 1987; MAZZEI & OGGIANO, 1990).

Nell'Eocene medio-Miocene inferiore la Sardegna era ancora unita al margine sud-europeo e compresa tra la Catena appenninica e quella pirenaica. Sequenze trasgressive correlabili ai depositi del "1° ciclo" sono conosciuti pure in altri settori del Mediterraneo occidentale: nel Golfo del Leone (CRA- VATTE *et alii*, 1974), nella Camargue (ARTHAUD *et alii*, 1981), nelle Baleari (BORROUILH, 1973; MAUF-FRET *et alii*, 1982; REHAULT *et alii*, 1984; CHERCHI & SCHROEDER, 1985b; GORINI *et alii*, 1993; CARMI-GNANI *et alii*, 1995). Anche nella Corsica sud-orientale (P.ta di a Chiappa) affiorano depositi sintettonici molto simili a quelli della Sardegna orientale (M. Albo, Supramonte: CARMIGNANI *et alii*, 1997).

Sulla base delle caratteristiche litologiche e del contesto stratigrafico-strutturale, questo complesso di sedimenti continentali e marini è stato diviso (dal basso verso l'alto) in:

- a) Formazione del Cixerri (10a);
- b) Formazione di Ussana (10b);
- c) Conglomerati poligenici continentali (10c);
- d) Depositi lacustri (10d e 10f);
- e) Depositi transizionali e marini (10e).

Formazione del Cixerri (10a)

Questa formazione (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) affiora quasi esclusivamente nella Sardegna SW: oltrechè nell'omonima valle, la si rinviene estesamente nel Bacino di Carbonia-Gonnesa, in quello di Narcao, nell'estremità orientale del Sulcis (lungo la piana costiera di Pula) e, infine, lungo il bordo orientale del Campidano meridionale tra Serrenti e Monastir. I depositi clastici arenaceo-conglomeratici che affiorano nella zona di Villanovatulo (in prossimità dei Tacchi di Nurri e di S. Maria), sono stati correlati su basi litostratigrafiche con la Formazione del Cixerri (DAMIANI, 1979); come pure quelli conglomeratico-arenaceo-argillosi affioranti nei dintorni di Guspini, Montevecchio e Funtanazza (Arburese) al di sotto della successione lacustre e marina del Miocene inferiore (ZUFFARDI, 1953; 1954; BARCA, 1973; COCOZZA et alii, 1974).

Questa formazione è costituita prevalentemente da arenarie guarzoso-feldspatiche, generalmente ben stratificate con frequenti intercalazioni di potenti lenti di conglomerati e marne, ed argille siltose spesso contenenti concrezioni ferruginose (fig. 179). I livelli conglomeratici, più frequenti nella parte alta della formazione e generalmente mal classati, sono poligenici, eterometrici, e il diametro dei clasti arriva a 30 cm (BARCA & PALMERINI, 1973). Eccezionalmente sono presenti elementi anche di dimensioni molto maggiori, come accade verso la costa occidentale del Sulcis. I clasti sono di norma ben arrotondati e derivano da formazioni paleozoiche, mesozoiche e dell'Eocene inferiore, in parte non conosciute in affioramenti sardi, ma caratteristici del Dominio pirenaico (CHERCHI, 1979). L'ambiente deposizionale è



DEPOSITI CONTINENTALI E SUCCESSIONE MARINA POST-EOCENE MEDIO-MIOCENE INFERIORE ("1° CICLO")



Fig. 179 - Arenarie e arenarie conglomeratiche nella Formazione del Cixerri (strada Villamassargia-Cagliari, loc. Zinnigas). - Sandstones and conglomeratic sandstones of the Cixerri formation (road Villamassargia-Cagliari, near Zinnigas).

continentale e di tipo fluvio-lacustre, identificabile in un vasto sistema di piana alluvionale con caratteristiche più prossimali a W (Capo Altano, Flumentepido, ecc.) e distali verso E (Siliqua, piana di Pula, Campidano meridionale) (BARCA *et alii*, 1973; BARCA & PALMERINI, 1973). Sono subordinatamente rappresentate anche facies relative ad un clima temperatocaldo e umido (BARCA & PALMERINI, 1973). Rari ritrovamenti di resti fossili (piante, filamenti algali di ambiente limnicolo, ceritidi, anomie e miliolidi, oltreché livelli di calcari a *Planorbis*) sono stati segnalati da PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969). Lo spessore in affioramento può raggiungere i 150-180 m, mentre nei sondaggi eseguiti nel Sulcis sono stati rilevati spessori fino a 300 m circa.

L'età della Formazione del Cixerri è difficile da stabilire, poiché il suo contenuto paleontologico è molto scarso. La base della formazione è generalmente attribuita all'Eocene medio per la presenza di livelli calcarei lacustri a pollini (PITTAU DEMELIA, 1979) e carofite (BARBERI & CHERCHI, 1980; CHER-CHI, 1985a) e poggia con discordanza (BARCA *et alii*, 1973) su formazioni che arrivano fino al Luteziano. Resta tuttavia il dubbio che questi livelli calcarei lacustri possano appartenere ancora alla successione eocenica sottostante (come sottolineato da BARBERI & CHERCHI, 1980). Si può ritenere quindi che la base della Formazione del Cixerri sia post-luteziana. Un'età oligocenica per questa formazione è sostenuta da MAXIA (1959), che segnala la presenza di alcune faune a gasteropodi dulcicoli (Limnee) molto simili a quelle rinvenute in Francia in alcune formazioni lacustri di età ludiano-stampiana (Eocene superiore-Oligocene inferiore). Tutti questi dati sono in accordo anche con la posizione stratigrafica di questi depositi, che nel Campidano meridionale sono sormontati dalle andesiti oligoceniche e dalla Formazione di Ussana di età Oligocene superiore-Aquitaniano (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CHERCHI & MONTADERT, 1982; 1984). L'età della Formazione del Cixerri risulta dunque compresa tra l'Eocene medio e l'Oligocene superiore, quando cioè la Sardegna era ancora unita al margine continentale sudeuropeo.

Formazione di Ussana (10b)

La Formazione di Ussana (PECORINI & POME-SANO CHERCHI, 1969) affiora principalmente lungo il bordo orientale del Campidano meridionale (tra Sardara e Monastir), nei dintorni di Dolianova, nella zona di Allai (ASSORGIA *et alii*, 1995), di Nureci e Villanovatulo (Sarcidano) (LEONE *et alii*, 1984), di Nurallao e Donori (TRÉMOLIÈRES, 1988), in prossi-



Fig. 180 - Conglomerati della Formazione di Ussana (Bruncu Santu Miali, SE di Dolianova: Campidano).
- Conglomerates of the Ussana Formation (Bruncu Santu Miali, SE of Dolianova: Campidano).



Fig. 181 - Faglia diretta nella Formazione di Ussana (Bruncu Santu Miali, SE di Dolianova: Campidano). - Normal fault in the Ussana formation (Bruncu Santu Miali, SE of Dolianova: Campidano).

mità e al di sopra del "tacco" mesozoico di Laconi (Sarcidano), a N di M. Genis (Gerrei) e lungo la fascia costiera tra Capitana e Villasimius (Sarrabus).

La Formazione di Ussana è costituita principalmente da conglomerati, brecce e arenarie, a matrice argilloso-arenacea rosso-violacea; nella parte alta della successione sono presenti microconglomerati, arenarie ed argille, talora siltose e spesso fortemente piritose. I depositi più grossolani, talvolta rappresentati da megabrecce, sono costituiti da clasti eterometrici (con dimensioni variabili da pochi centimetri a qualche metro) e poligenici, con elementi quasi esclusivamente derivati da rocce del basamento paleozoico (scisti metamorfici, graniti, filoni di quarzo, ecc.) (fig. 180) e localmente anche da formazioni vulcaniche terziarie.

Questi depositi clastici, talvolta attraversati da faglie sin-sedimentarie (fig. 181), sono riferibili a diversi ambienti deposizionali: i sedimenti più grossolani, in giacitura caotica e con trasporto limitato, corrispondono a depositi di scarpata e di conoide alluvionale, a cui seguono sedimenti di tipo torrentizio e fluviale a granulometria minore, che a loro volta fanno transizione ad ambienti fluvio-lacustri, lagunari e litorali. Tra Monastir e Sardara, la transizione da NE verso SW da facies prossimali a distali indica la progressiva invasione del mare ed è in accordo con le direzioni di apporto dei sedimenti e con la presenza a NE dei rilievi che costituivano il bordo del bacino di sedimentazione. Gli spessori della formazione, molto variabili in relazione alla morfologia del substrato, raggiungerebbero potenze di circa 500 m (Dolianova) (CHERCHI & MONTADERT, 1984). I resti fossili (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) sono rappresentati da abbondanti resti vegetali (impronte di monocotiledoni e tronchi lignitizzati), ostree, pettinidi, ostracodi, foraminiferi e piccoli ceratidi. I microfossili delle più antiche intercalazioni di sabbie litorali e lenti di calcari a bioclasti di coralli indicano il Chattiano (BARBERI & CHERCHI, 1980; CHERCHI & MONTADERT, 1982). Il tetto della formazione è invece paleontologicamente riferibile all'Aquitaniano basale (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

CHERCHI & MONTADERT (1984) interpretano questa formazione, assieme agli elevati spessori di sedimenti marini aquitaniani sovrastanti, come depositi sintettonici legati allo sviluppo del "Rift sardo", che rappresenterebbe il ramo più orientale di un complesso sistema di rift (Bacino del Reno, di Bresse, di Limagne, di Valencia, ecc.) che ha interessato la Placca sud-europea ed è geodinamicamente legato all'apertura del Bacino balearico.



Fig. 182 - Schema strutturale della Sardegna centro-settentrionale (da PASCI, 1997, modificato).

- Tectonic sketch map central-northern Sardinia (after PASCI, 1997, modified).



Fig. 183 - Conglomerato di Cuccuru 'e Flores (M. Coazza: Supramonte). - Cuccuru 'e Flores Conglomerate (M. Coazza: Supramonte).



Fig. 184 - Clasto di calcare con nummuliti nel Conglomerato di Cuccuru 'e Flores (Lanaitto: Supramonte). - Clast of nummulite limestone in the Cuccuru 'e Flores Conglomerate (Lanaitto: Supramonte).

Poiché la Formazione di Ussana è coeva agli analoghi depositi clastici connessi con le strutture transpressive e transtensive della Sardegna settentrionale e della Corsica ercinica, CARMIGNANI *et alii* (1994a) e OGGIANO *et alii* (1995) ritengono che anche questa formazione rappresenti una successione continentale sintettonica associata alla collisione nord-appenninica che ha preceduto la fase estensionale burdigaliana.

Conglomerati poligenici continentali (10c)

Queste formazioni clastiche terziarie rappresentano i depositi sintettonici connessi con il già citato sistema di faglie trascorrenti, molto evidenti nella Sardegna centro-settentrionale e nel basamento della Corsica (vedi anche la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata). Essi affiorano sia lungo le fasce transpressive della Sardegna orientale (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores: M. Albo, M. Tuttavista, Supramonte), sia in corrispondenza di bacini transtensivi che sono localizzati più a W, ma sempre lungo le stesse fasce trascorrenti (bacini di Ottana, di Chilivani-Berchidda, di Benetutti e dell'Anglona) (fig. 182).

Il Conglomerato di Cuccuru 'e Flores (DIENI & MASSARI, 1965b) affiora in prossimità dei rilievi carbonatici mesozoici della Sardegna orientale (M. Albo, M. Tuttavista, Supramonte). Si tratta di depositi clastici continentali costituiti da megabrecce (con blocchi di dimensioni talvolta superiori ai 10 m³ e con giacitura caotica), da conglomerati (fig. 183), arenarie e localmente da calcilutiti a liste e noduli di selce, spesso finemente laminate, di ambiente lacustre. I clasti derivano da formazioni paleozoiche (graniti, rocce metamorfiche e filoniane oltrechè elementi microscopici di muscovite e K-feldspato), da formazioni mesozoiche (calcari e dolomie) e paleogeniche (arenarie e calcari a nummuliti ed assiline) (fig. 184). Gli elementi di rocce cristalline sono più arrotondati di quelli carbonatici, generalmente molto spigolosi. Le caratteristiche sedimentologiche e deposizionali del Conglomerato di Cuccuru 'e Flores depongono per un limitato trasporto dei sedimenti e le dimensioni dei clasti fanno pensare a conoidi in prossimità di scarpate di faglia. Questi conglomerati affiorano infatti esclusivamente lungo faglie trascorrenti e strutture tettoniche associate, dando luogo ad affioramenti allungati lungo i contatti tettonici (PASCI, 1997; PASCI et alii, 1998).

Lo spessore di questi depositi è molto variabile, ma sicuramente superiore al centinaio di metri. I numerosi fossili rinvenuti (CALVINO *et alii*, 1959; DIENI & MASSARI, 1965b; CHABRIER, 1970; BUSU-LINI *et alii*, 1987; DIENI & MASSARI, 1987) sono rimaneggiati e coprono un intervallo di tempo che arriva fino al Luteziano (DIENI & MASSARI, 1985a).

Depositi clastici con evidenti analogie litostratigrafiche con il Conglomerato di Cuccuru 'e Flores sono noti anche nella Corsica sud-orientale (Flysch di Solaro e conglomerati di P.ta di a Chiappa: AMAU-DRIC DU CHAFFAUT, 1973), dove raggiungono spes-



Fig. 185 – Depositi sintettonici del 1° ciclo miocenico del bacino transtensivo di Ottana, in prossimità della Faglia di Nuoro, S.S. 131, bivio per Oniferi.. br: brecce ad elementi del basamento metamorfico paleozoico; (lc) sedimenti lacustri sormontati con contatto erosivo da conglomerati e brecce di ambiente fluviale(cg); questi depositi sono ricoperti in discordanza da depositi piroclastici saldati (pr) di probabile età burdigaliana (2° ciclo miocenico).

- Syntectonic deposits of the Ottana basin along the nuoro Fault (1° Miocene cycle) (road n. 131 bis, crossroad to Oniferi). br: sedimentary breccia with mostly metamorphic rocks clasts; lc:lacustrine deposits covered by fluviatile conglomerates and breccia (cg). All this rocks are covered by welded py-roclastic deposits (pr) of ?Burdigalian age (2° Miocene cycle).



Fig. 186 - Sedimenti marnoso-arenacei con livelli vulcanoclastici intercalati di età Burdigaliano inferiore (10), attraversati da filoni (f) andesitico-basaltici del ciclo vulcanico "oligo-miocenico" (13) (P.ta Calada Bianca presso Funtanazza: Arburese).

- Marly-sandy sediments with interbedded volcanoclastic layers of Lower Burdigalian age (10), cutted by andesitic-basaltic dykes (f) of the Oligocene-Miocene volcanic cycle (13) (P.ta Calada Bianca near Funtanazza: Arburese).

sori fino a 500 m, sono discordanti su vari termini del basamento e della copertura fino al Luteziano (P.ta Muffrareccia, Favona, ecc.) e sono associati allo stesso sistema di faglie trascorrenti. Nel Flysch di Solaro sono contenuti foraminiferi rimaneggiati (AMAUDRIC DU CHAFFAUT, 1973) la cui età arriva fino al Priaboniano (ROSSI & ROUIRE, 1980). L'età di tutti questi sedimenti sintettonici sarebbe dunque successiva all'Eocene medio, ma in base a considerazioni sull'età della tettonica trascorrente a cui sono associati, CARMIGNANI *et alii* (1994a), OGGIANO *et alii* (1995), PASCI (1997) e PASCI *et alii* (1998) propongono per essi un'età Oligocene superiore-Aquitaniano.

Come in precedenza accennato, depositi clastici sintettonici affiorano in maniera discontinua anche all'interno dei bacini transtensivi (fig. 182) della Sardegna centro-settentrionale. Tali depositi sono qui composti principalmente da brecce, da conglomerati e arenarie che poggiano direttamente sul basamento ercinico. Nei livelli basali i clasti derivano esclusivamente da formazioni paleozoiche, senza elementi di rocce vulcaniche terziarie. Le facies prossimali lungo i bordi dei bacini sono rappresentate da brecce poco classate, in giacitura caotica e con blocchi anche di notevoli dimensioni (fig. 185) (ad es. le brecce di Codinattu, vicino a Berchidda: OGGIANO *et alii*,

1995). Le facies più distali sono rappresentate da livelli di conglomerati elaborati e arenarie statificate, riferibili ad ambienti di fan subacqueo. Verso l'alto queste sequenze sono spesso alternate a prodotti vulcanici calcalcalini (11 e 12) e a formazioni di ambiente lacustre (soprattutto 10d). Gli spessori di questi depositi sintettonici sono di norma elevati (rispetto alla larghezza dei bacini) e, assieme alle formazioni vulcaniche e a quelle lacustri, superano i 200-300 m. Le faune fossili rinvenute nei livelli lacustri intercalati (REDINI, 1940; BRUIJN & RUMKE, 1974) e l'età dei prodotti vulcanici terziari associati, sia rimaneggiati che in alternanza (BECCALUVA et alii, 1985; OGGIANO et alii, 1995), permettono di riferire questi depositi clastici all'intervallo compreso tra l'Oligocene superiore e il Burdigaliano inferiore. In Anglona tali depositi sono stati correlati con la Formazione di Ussana (QUESNEY FOREST & QUESNEY FOREST, 1984).

Depositi lacustri (10d, 10f)

Depositi di ambiente lacustre (10d, 10f), associati a depositi conglomeratici (10c) e vulcaniti (11, 12), sono noti in diverse località della Sardegna: nel Logudoro (PILOTTI, 1912; REDINI, 1940; VARDA-BASSO, 1962; VARDABASSO & ATZENI, 1962; CHER-
CHI, 1985c; OGGIANO *et alii*, 1995), in Anglona (LAMARMORA, 1858; VARDABASSO, 1962; CHERCHI, 1985c), nei dintorni del Lago Omodeo (COMASCHI CARIA, 1959; PORCU, 1972), nell'Arburese (BARCA, 1973; ASSORGIA *et alii*, 1986a), in Nurra (PECORINI, 1961) e nel Sarcidano (ATZENI, 1967). Depositi analoghi per ambiente di sedimentazione, contesto stratigrafico ed età, sono presenti anche nelle successioni clastiche delle Formazioni del Cixerri e di Ussana precedentemente descritte.

Le litologie lacustri più comuni sono rappresentate da alternanze di livelli arenaceo-siltitici e tufi pomicei (fig. 186), ma anche da calcari e/o marne (Porto Conte e Funtanazza) e da strati di selce e diatomiti (Berchidda). Queste formazioni, che localmente possono avere brevi transizioni ad ambienti



Fig. 187 - Tronco silicizzato di età burdigaliana (Zuri: Lago Omodeo). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Silicificated trunk of Burdigalian age (Zuri: Lago Omodeo). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

marini (Berchidda, Funtanazza), hanno spessori assai variabili e talvolta (Berchidda) superano il centinaio di metri. Contengono di norma abbondanti resti fossili, tra i più frequenti dei quali risultano molluschi d'acqua dolce, ostracodi, alghe e abbondanti resti vegetali (conifere, angiosperme) talora silicizzati (fig. 187) (come la "Foresta fossile" di Zuri, nel Lago Omodeo: CHARRIER & MAXIA, 1970; CHERCHI, 1985c); eccezionalmente sono presenti anche anfibi e vertebrati (ad esempio ad Oschiri: BRUIJN & RUMKE, 1974).

L'età di queste formazioni non è sempre attribuibile con esattezza. Per alcuni bacini lacustri (10d) è stato possibile documentare un'età compresa tra l'Oligocene superiore e l'Aquitaniano, come ad esempio a Porto Conte in Nurra (PECORINI, 1961), a Funtanazza e a Torre del Flumentorgiu nell'Arburese (BARCA, 1973; ASSORGIA et alii, 1986a), a Oschiri e Berchidda nel Logudoro (REDINI, 1940; BRUIJN & RUMKE, 1974; ESU & KOTSAKIS, 1985). Per altri bacini, particolarmente ricchi di tronchi silicizzati (Lago Omodeo e dintorni di Perfugas)(10d), è invece ipotizzabile un'età burdigaliana, poiché essi sono stratigraficamente compresi tra i flussi ignimbritici alla base ("Serie ignimbritica inferiore" Auct.) ed i sedimenti marini del Burdigaliano superiore a tetto (CHERCHI, 1985c; MAZZEI & OGGIANO, 1990; PORCU et alii, 1997).

Depositi transizionali e marini (10e)

Questi depositi affiorano con una certa estensione e continuità soprattutto nella Sardegna centro-meridionale (Marmilla, Trexenta, Sarcidano, Campidano meridionale, ecc.) e localmente nella Sardegna settentrionale (Anglona). Affioramenti meno estesi, correlabili soprattutto con quelli della Sardegna centromeridionale, sono conosciuti anche nell'Arburese (zona di Funtanazza, P.ta S'Achivoni, Capo Frasca) e a Casa del Vento (a nord di Bosa). Si tratta di formazioni litologicamente molto eterogenee e riconducibili ad ambienti sedimentari diversi, documentati da facies transizionali (ad es. le Arenarie di Gesturi), a facies carbonatiche di mare basso (ad es. i Calcari di Isili), fino a facies pelagiche (ad es. le Marne di Ales). Queste diverse successioni, nelle quali talora si intercalano depositi vulcanici (es.: Marmilla), possono essere tra loro eteropiche (fig. 188) e generalmente poggiano sui conglomerati della Formazione di Ussana e delle formazioni ad essa correlate.

I sedimenti clastici continentali (Formazione di Ussana) passano lateralmente e superiormente a spesse (oltre 200 m) successioni arenacee e conglo-



Fig. 188 - Schema dei rapporti stratigrafici delle formazioni mioceniche nella Sardegna meridionale (non in scala). - Relatioships between Miocene formations in southern Sardinia (not in scale).

meratiche, talora con notevole componente vulcanica, di ambiente transizionale e marino (Arenarie di Gesturi: CHERCHI, 1985; "Molassa a Vaginella"Auct.; porzione prossimale della Formazione della Marmilla: Cherchi, 1974). Nella parte bassa di queste successioni sono talvolta presenti livelli e lenti di conglomerati e megabrecce, mentre verso l'alto la sedimentazione diventa più monotona, con frequenti sequenze a gradazione normale (ad es. nelle Arenarie di Gesturi) costituite da: a) conglomerati, b) arenarie grossolane con stratificazione incrociata, c) arenarie siltose a grana fine che passano a marne. Gli ambienti di deposizione vanno da quelli prossimali e transizionali ai bordi dei bacini (con barre litoranee di spiaggia), fino a quelli più distali spesso caratterizzati da accumuli gravitativi (torbiditi e slumping).

La composizione dei sedimenti rispecchia quella del substrato che viene rimaneggiato. In prossimità dei rilievi vulcanici oligocenici e/o aquitaniani (ad es. Castelsardo, Marmilla, ecc.) la componente vulcanoclastica, costituita principalmente da feldspati e miche, risulta abbondante o predominante (arenarie tufacee, tufiti arenacee). In prossimità dei rilievi granitici paleozoici (ad es. S. Andrea Frius nel Gerrei e localmente in Anglona) le arenarie (o le sabbie) sono costituite prevalentemente da quarzo (fino al 90%



Fig. 189 - *Glycymeris bimaculata* dell'Aquitaniano (Funtanazza: Arburese). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Glycymeris bimaculata of Aquitanian age (Funtanazza: Arburese). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

circa). In generale la cementazione è di tipo carbonatico e di norma quasi sempre modesta, ma tende ad aumentare verso l'alto della successione in concomitanza con l'aumento dei bioclasti e delle faune marine (CHERCHI, 1985c). Il contenuto fossilifero, spesso abbondante, è rappresentato da foraminiferi,

echinodermi, bivalvi (fig. 189), pteropodi (Vaginella depressa DAUDIN) e turritellidi, che localmente sono molto concentrati fino ad individuare un "banco a turritelle", che affiora in diversi settori della Sardegna (Genoni, Nureci, Funtanazza, Castelsardo) (LEONE et alii, 1984; ASSORGIA et alii, 1986a; 1992b; 1997b). Nella Sardegna centro-meridionale, sia il contenuto fossilifero (LEONE et alii, 1984) che la posizione stratigrafica di questa successione (CHERCHI, 1985c) indicano un intervallo di tempo dall'Oligocene superiore fino all'Aquitaniano superiore, oppure fino al Burdigaliano inferiore (HEID-MANN, 1982). In quest'area, la successione arenacea, che poggia sulla Formazione di Ussana o sul substrato sottostante, è eteropica con formazioni carbonatiche ed è ricoperta da marne siltose di età burdigaliana (CHERCHI, 1985c). Nella zona di Castelsardo (Sardegna settentrionale) questa successione è riferibile all'Aquitaniano inferiore-Burdigaliano inferiore (MAXIA & PECORINI, 1969; SPANO, 1983; SPANO & ASUNIS, 1984; FRANCOLINI & MAZZEI, 1991).

Localmente, condizioni di mare protetto permettono lo sviluppo di una piattaforma carbonatica: Calcari di Isili (CHERCHI, 1985c), Calcari di Villagreca (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), che in certi



Fig. 190 - *Sardocidaris piae* in calcare dell'Aqui*taniano (Fu*ntanazza: Arburese). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Sardocidaris piae in Aquitanian limestones (Funtanazza: Arburese). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

casi (zona di Isili) raggiunge circa 200 m di spessore. In altri casi (dintorni di Villagreca e di Mandas) lo spessore dei sedimenti carbonatici è minore (qualche decina di metri) o addirittura limitato ad intercalazioni all'interno di sedimenti clastici e/o vulcanoclastici (a S del M. Grighini, Funtanazza, Dolianova, ecc.). Spesso le scogliere calcaree poggiano diretta-



Fig. 191 - Faglia diretta sin-sedimentaria "con crescita" nella Formazione della Marmilla (NE di Collinas: Marmilla). - Normal growth fault in the Marmilla formation (NE of Collinas: Marmilla).

mente sul substrato paleozoico (Isili) o su quello andesitico oligocenico (seguendo l'allineamento vulcanico da Villagreca fino a Mogoro-Siris), oppure tramite conglomerati che rimaneggiano il substrato stesso, che in genere rappresenta la sommità di blocchi tiltati (fig. 188) (CHERCHI & MONTADERT, 1982; CHERCHI, 1985c). La disposizione a ventaglio degli strati, la presenza di faglie sin-sedimentarie e di estesi slumping indicano una sedimentazione sintettonica ed un equilibrio costante tra sedimentazione e subsidenza della scogliera carbonatica, la cui batimetria è stabilmente riferibile a condizioni di mare basso (inferiore ai 20 m) (CHERCHI & MONTADERT, 1984). Le biofacies (fig. 190) e le litofacies indicano condizioni di alta energia (grossi oncoliti algali) con pochi apporti terrigeni. La piattaforma carbonatica è costituita da calcari bioclastici e biocostruiti (bioerme a coralli e biostromi a Lithothamnium) e rileva anche sporadici episodi di emersione (CHERCHI & MONTADERT, 1984). L'età della successione carbonatica è anche in questo caso riferibile all'intervallo compreso tra l'Oligocene terminale fino all'Aquitaniano superiore-Burdigaliano inferiore (HEIDMANN, 1982; CHERCHI, 1985c; IACCARINO et alii, 1985; TRÉMOLIÈRES, 1988; ASSORGIA et alii, 1992d). Questi calcari sono eteropici con arenarie e marne di età aquitaniano-burdigaliana inferiore (Arenarie di Gesturi e Formazione della Marmilla) e sono ricoperti, in discordanza, da marne di età burdigaliana superiore (Marne di Gesturi) (CHERCHI, 1974; HEID-MANN, 1982; CHERCHI, 1985c; ASSORGIA et alii, 1993) (fig. 188). Nei dintorni di Isili e Nureci la successione carbonatica è interrotta da un'importante lacuna marcata da conglomerati (ESCARD, 1986). Al di sopra della lacuna riprende la sedimentazione di calcari, a loro volta ricoperti dalle Marne di Gesturi del Burdigaliano superiore.

La parte più distale della successione conglomeratico-arenacea e carbonatica dell'Oligocene superiore-Burdigaliano inferiore-medio è rappresentata da marne argillose ittiolitiche (Marne di Ales: CHERCHI, 1974) e dalle sovrastanti alternanze marnoso-arenacee a notevole componente vulcanica (porzione distale della Formazione della Marmilla: CHERCHI, 1974), talora torbiditiche, di ambiente pelagico e ricche di foraminiferi e di altri organismi planctonici. A queste formazioni, talvolta interessate da faglie sinsedimentarie (fig. 191), si alternano frequenti livelli di piroclastiti, arenarie tufitiche e colate di lava basaltiche sottomarine spesso con pillow e ialoclastiti (MACCIONI, 1969; 1974). Gli ambienti di deposizione, riconducibili a bacini stretti e molto profondi (CHERCHI, 1985c; IACCARINO et alii, 1985), indicano

condizioni batimetriche attorno ai 200-300 m o superiori (IACCARINO et alii, 1985). Queste sequenze, spesso monotone e con spessori di diverse centinaia di metri, affiorano nella Marmilla (Ales, Villanovaforru, Sardara), nel Sarcidano (Isili) e nell'Arburese (Funtanazza), sono state incontrate nel pozzo "Oristano 1" (POMESANO CHERCHI, 1971b) e possono essere correlate con quelle dell'Anglona (Castelsardo) (QUESNEY FOREST & QUESNEY FOREST, 1984; CHERCHI, 1985c). La loro età, sulla base dei foraminiferi planctonici e degli pteropodi, è riferibile all'intervallo che va dall'Aquitaniano al Burdigaliano inferiore-medio (CHERCHI, 1974; 1985c; IACCARINO et alii, 1985; ASSORGIA et alii, 1986a). La successione marnoso-arenacea in certi casi poggerebbe direttamente su conglomerati e arenarie di ambiente continentale (Formazione di Ussana); in alcuni di questi casi (ad es. Sardara-Villanovaforru) l'età dei primi sedimenti marini sembra indicare che la trasgressione sia avvenuta solo durante l'Aquitaniano superiore-Burdigaliano inferiore (IACCARINO et alii, 1985). Questa successione è sormontata con discordanza angolare dai depositi del 2° ciclo sedimentario, che iniziano con le Marne di Gesturi di età burdigaliana superiore-langhiana (CHERCHI, 1974; 1985c; ODIN, 1994; ASSORGIA et alii, 1997a) (fig. 192).

3.5. - COMPLESSO CONNESSO CON L'APERTURA DEL BACINO BALEARICO E DEL TIRRENO

In Sardegna il cambiamento fondamentale del "clima geodinamico" avviene a partire dal Burdigaliano superiore, con lo sviluppo di una serie di fosse tettoniche il cui inviluppo descrive un andamento sub-meridiano che dal Golfo di Cagliari arriva al Golfo dell'Asinara. In quest'area, dapprima sede di intensa attività vulcanica, a partire dal Burdigaliano superiore si verifica una nuova e più ampia trasgressione marina con sedimentazione silicoclastica e carbonatica di ambiente marino che arriva fino al Serravalliano ("2° ciclo" sedimentario miocenico).

Secondo alcuni Autori la fase distensiva responsabile dell'impostazione di queste fosse tettoniche è riferibile all'Oligocene superiore-Miocene inferiore (CHERCHI & MONTADERT, 1982; BURRUS, 1984; CHERCHI & MONTADERT, 1984; REHAULT *et alii*, 1984; CHERCHI, 1985a), ma secondo altri (CARMI-GNANI *et alii*, 1994a; CARMIGNANI *et alii*, 1995; OGGIANO *et alii*, 1995) la fase distensiva è successiva alla tettonica trascorrente (attiva fino a tutto l'Aquitaniano) connessa con la compressione nord-appenni-

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

DEPOSITI CONTINENTALI E SUCCESSIONE MARINA POST-EOCENE MEDIO-MIOCENE INFERIORE ("1° CICLO")



Fig. 192 - Conglomerati poligenici di ambiente fluvio-deltizio alla base del 2° ciclo trasgressivo-regressivo miocenico (Burdigaliano superiore) in discordanza su siltiti aquitaniane (Genoni: Marmilla).

- Fluviatile-deltaic conglomerates at the base of the second Miocene trasgressive-regressive cycle (Upper Burdigalian) unconformably above Aquitanian siltstones (Genoni: Marmilla).

nica, e sarebbe iniziata nel Burdigaliano superiore. Lo sviluppo di questa tettonica distensiva è comunemente associato, da un punto di vista geodinamico, alla deriva del Blocco sardo-corso e all'apertura del Bacino balearico (CHERCHI & MONTADERT, 1982; 1984; REHAULT *et alii*, 1984; THOMAS & GENNESSE-AUX, 1986). Secondo CARMIGNANI *et alii* (1994a; 1995) l'inizio della distensione miocenica in Sardegna è anche coevo con il collasso gravitativo del cuneo orogenico della Corsica-Appennino settentrionale originato dalla collisione del margine sud-europeo con la Placca apula (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; JOLIVET *et alii*, 1990; JOLIVET *et alii*, 1991; DANIEL *et alii*, 1996) ed è perciò da ricondurre geneticamente all'evento post-collisionale.

La successione del "2° ciclo" termina con facies regressive, costituite prevalentemente da sabbie e arenarie del Serravalliano.

Ancora una nuova pulsazione trasgressiva, caratterizzata da sedimentazione carbonatica di mare basso, inizia nel Tortoniano e arriva fino al Messiniano ("3° ciclo" miocenico). La sedimentazione anche in questo caso è controllata dalla tettonica distensiva che in questo periodo caratterizza tutta l'area tirrenica. La zona interna dell'Appennino settentrionale (Toscana e Mar Tirreno settentrionale) viene segmentata in fosse tettoniche che vengono colmate dal "Neoautoctono toscano" *Auct.* a cui è associato il magmatismo effusivo ed intrusivo della provincia anatettica toscana. L'evento geodinamico più significativo di questo periodo è senz'altro l'inizio della migrazione dell'Arco calabro e della conseguente apertura del Tirreno meridionale. I depositi del "Neoautoctono" che sigillano il cuneo d'accrezione all'esterno dell'Arco calabro (Sicilidi) iniziano infatti nel Tortoniano.

In Sardegna la distensione continua anche nel Pliocene, ed è testimoniata principalmente dai grandi espandimenti plio-pleistocenici di basalti intraplacca, da una nuova trasgressione testimoniata da limitati affioramenti di Pliocene inferiore marino e, infine, dallo sprofondamento della fossa del Campidano soprattutto nel Pliocene medio-superiore.

3.5.1. - Successione marina e depositi continentali ("2° ciclo" : Burdigaliano superiore-Serravalliano inferiore)

Si tratta di una successione che inizia con conglomerati e arenarie (**9a**) e prosegue con depositi silicoclastici e carbonatici prevalentemente di ambiente marino (**9b**, **9c**, **9d**) (fig. 193).

I rapporti tra i depositi del "2° ciclo" e quelli del "1° ciclo" sono ben esposti nella Sardegna settentrionale. In quest'area il "2° ciclo" poggia con discordanza angolare sui termini del ciclo precedente (fig. 194). Tra i sedimenti marini dei due cicli s'interpongono potenti depositi continentali e vulcanici (MAXIA & PECORINI, 1969; SPANO & ASUNIS, 1984; OGGIANO, 1987; MARTINI *et alii*, 1992). Nella Sardegna meridionale e centrale questi rapporti sono veri-



Fig. 193 - Ubicazione degli affioramenti della Successione marina e dei depositi continentali del Miocene inferiore-medio connessi con l'apertura del Bacino Balearico (9).

- Outcrops of the Lower-Middle Miocene marine succession and continental deposits linked with opening of the Balearic basin (9). ficati solo in alcune località: nella Marmilla (ODIN *et alii*, 1994; ASSORGIA *et alii*, 1995; ASSORGIA *et alii*, 1997a), nel Sarcidano (HEIDMANN, 1982; ESCARD, 1986), a Campeda (POMESANO CHERCHI, 1971a).

Il "2°ciclo" inizia con conglomerati continentali (9a), che raggiungono notevoli spessori nella Sardegna centro-settentrionale, come a Mores (Logudoro) (fig. 195 e fig. 196) (MARTINI et alii, 1992), nella media valle del Tirso (PORCU, 1972; 1983) e in Anglona (OGGIANO, 1987); con spessori molto minori essi affiorano anche nella Sardegna meridionale (fig. 192). In questo ciclo si esaurisce l'attività vulcanica calcalcalina in Sardegna. Infatti solo in alcune località sono segnalati prodotti vulcanici di età più recente del Burdigaliano superiore: ad esempio nel distretto vulcanico del Sulcis, dove i più recenti depositi ignimbritici hanno età radiometriche (circa 15 Ma: MORRA et alii, 1994) riferibili al Langhiano. In alcune località della Sardegna meridionale (PECORINI, 1974b) e settentrionale (ASSORGIA et alii, 1988), sono segnalati alcuni livelli di vulcanoclastiti ed epiclastiti intercalati nei sedimenti marini langhiani del 2° ciclo miocenico.

Le formazioni sedimentarie di questo ciclo affiorano molto estesamente e con grande continuità nella fascia occidentale della Sardegna, tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara. Analoghi depositi sono stati inoltre riconosciuti anche nell'*offshore* del Golfo dell'Asinara e della Corsica sud-occidentale (THOMAS & GENNESSEAUX, 1986), nel Golfo di Cagliari e lungo tutto il margine occidentale dell'Isola (LECCA *et alii*, 1986).

Nella Carta geologica allegata i depositi del "2° ciclo" sono stati divisi in:

a) conglomerati e sabbie di ambiente continentale e transizionale (**9a**);

b) depositi marini marnoso-arenacei e calcarei (9b, 9c, 9d).

Depositi continentali e transizionali (9a)

Si tratta di sedimenti continentali e transizionali alla base della successione trasgressiva del Burdigaliano superiore (THOMAS & GENNESSEAUX, 1986; MARTINI *et alii*, 1992) (fig. 193).

Nella Sardegna settentrionale questi depositi clastici, quali ad es. le Sabbie inferiori di Mores-Ploaghe (MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI *et alii*, 1992), i depositi clastici di Sa Conchedda (fig. 197) (OGGIANO *et alii*, 1995) e le Arenarie di Dualchi (PORCU, 1983), presentano gli spessori maggiori, fino a un centinaio di metri. Essi sono inoltre localizzati all'intersezione tra le fosse burdigaliane (orientate

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

Successione marina e depositi continentali ("2º ciclo": Burdigaliano superiore-Serravalliano inferiore)



Fig. 194 - Schema dei rapporti stratigrafici dei cicli sedimentari miocenici nella Sardegna settentrionale (Logudoro), non in scala (da: FUNEDDA *et alii*, 2000).

- Relationships between Miocene sedimentary cycles in northern Sardinia (Logudoro), not in scale (after FUNEDDA et alii, 2000).



Fig. 195 - Sezione geologica nel bacino miocenico del Logudoro (da: FUNEDDA *et alii*, 2000, modificato).

- Geological cross section in the Miocene basin of Logudoro (after FUNEDDA et alii, 2000).

circa NNW-SSE) ed i bacini di trascorrenza del "1° ciclo" (diretti circa NE-SW) (fig. 198), ad esempio tra Ploaghe e Chilivani-Mores (MARTINI *et alii*, 1992) e nella Media Valle del Tirso tra Sedilo e Dualchi (PORCU, 1972; 1983). Nel Burdigaliano superiore, infatti, i bacini di trascorrenza del "1° ciclo" sono diventati tributari delle fosse in evoluzione e maggiormente depresse del "2° ciclo" (OGGIANO *et* *alii*, 1995) (fig. 198). Queste relazioni tra i due successivi tipi di bacini sono sottolineate anche dalla progressiva transizione, entro le fosse burdigaliane del "2° ciclo", da ambienti prossimali a NE (piane alluvionali di tipo *braided*) (fig. 199) ad ambienti litorali e francamente marini a SW.

Nella Sardegna meridionale, depositi sabbiosi e conglomeratici di barra tidale o fluvio-deltizi affio-

rano localmente, nel Sarcidano e nella Marmilla, al di sopra di una importante superficie di discordanza e alla base delle marne del Burdigaliano superiore (Marne di Gesturi) (HEIDMANN, 1982; ESCARD, 1986; ASSORGIA et alii, 1997a) (fig. 188, fig. 192). Questi depositi clastici sono costituiti da conglomerati, arenarie e sabbie con matrice argillosa, che rimail basamento paleozoico neggiano е subordinatamente le rocce vulcaniche terziarie. L'età di questa successione (9a), riferibile al Burdigaliano superiore, è indicata dai rapporti di eteropia con i livelli marini datati paleontologicamente (PORCU, 1972; CHERCHI, 1974; PORCU, 1983; CHERCHI, 1985c; ASSORGIA et alii, 1988; MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI et alii, 1992; OGGIANO et alii, 1995).

Nella Sardegna orientale, un limitato affioramento nei dintorni di Orosei è correlabile con questi depositi. Si tratta principalmente di conglomerati eterometrici, poligenici, ben cementati e stratificati (talora con stratificazione incrociata), in alternanza con livelli arenacei e argillosi ed immersi in una matrice quarzoso-feldspatica. L'insieme delle caratteristiche sedimentologiche indica un ambiente di deposizione riferibile ad un delta costiero. La maggior parte dei fossili presenti in questi sedimenti sono rimaneggiati, ma il rinvenimento di una fauna a serpulidi indicherebbe un'età riferibile al Miocene medio (DIENI *et alii*, 1966).

Marne, arenarie, calcareniti e siltiti marine (9b, 9c)

I depositi appartenenti a questa successione hanno una notevole diffusione nella Sardegna centro-meridionale (Marmilla, Trexenta, Campidano meridionale, ecc.) (fig. 193), specialmente per quanto riguarda la parte inferiore della serie stratigrafica (**9b**) (Marne di Gesturi: CHERCHI, 1974).

Le Marne di Gesturi sono rappresentate da una monotona successione, potente diverse centinaia di



Fig. 196 - Colonne stratigrafiche delle successioni mioceniche del 2° e 3° ciclo sedimentario affioranti nel Logudoro (da: FUNEDDA *et alii*, 2000).
 Stratigraphic sections of the Miocene successions of the second and third sedimendary cycles outcropping in the Logudoro area (after FUNEDDA *et alii*, 2000).

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

SUCCESSIONE MARINA E DEPOSITI CONTINENTALI ("2º CICLO": BURDIGALIANO SUPERIORE-SERRAVALLIANO INFERIORE)



Fig. 197 - Conglomerati di ambiente di piana alluvionale alla base del secondo ciclo trasgressivo-regressivo miocenico (Burdigaliano superiore) (Oschiri: Logudoro).

- Alluvial plain conglomerates at the base of the second Miocene trasgressive-regressive cycle (Upper Burdigalian) (Oschiri: Logudoro).

metri, costituita da un'alternanza di marne arenacee e siltitiche con subordinate intercalazioni di arenarie. Localmente, sono presenti intercalazioni di calcari (ad es. calcari a Lithothamnium) e calcareniti (Genoni, Nuragus, Gesturi, Tuili, ecc.) (LEONE et alii, 1984; IACCARINO et alii, 1985), che nella Sardegna settentrionale hanno, al contrario, una diffusione molto maggiore. Alcuni livelli di epiclastiti sono intercalati nella successione marnoso-arenacea ("tufi pomicei": PECORINI, 1974b). Alcuni di essi sono piuttosto discontinui (lenti di spessore decimetrico o centimetrico), mentre un livello principale, potente da 4 a 20 m, affiora con grande estensione areale nella Sardegna centro-meridionale, dalla Marmilla fino al Golfo di Cagliari (è stato attraversato anche dal Pozzo Oristano: POMESANO CHERCHI, 1968b), e rappresenta un livello guida compreso nelle biozone a Globigerinoides bisphericus e Orbulina suturalis (Langhiano) (PECORINI, 1974b). Questo livello potrebbe essere correlato con quello segnalato da ASSORGIA et alii (1988) a M. Castanza (Logudoro), che presenta analoghi spessori (circa 25 m) e analoga posizione stratigrafica. La parte basale della successione marnosa corrisponde a sequenze torbiditiche multiple, sia complete che distali (HEIDMANN, 1982). L'ambiente di deposizione, stabilito in base alle associazioni fossili, è riferibile a condizioni epibatiali-batiali per quasi tutta la successione marnoso-arenacea, mentre



Fig. 198 - Schema dell'intersezione tra il Bacino di Chilivani-Berchidda, sviluppato lungo strutture transtensive oligo-aquitaniane, e la parte settentrionale della Fossa sarda Auct. limitata da faglie dirette del Burdigaliano superiore.

- Overprinting relationships between the Chilivani-Berchidda basin, developed along transtensive Oligocene-Aquitanian faults, and the northern part of Sardinian Rift Auct.t limited by Upper Burdigalian normal faults.

ad ambienti neritici è riconducibile la sedimentazione calcarea (BONADUCE & RUSSO, 1985; CHERCHI *et alii*, 1985a; IACCARINO *et alii*, 1985). Le associazioni fossili, tra cui sono abbondanti foraminiferi planeto-



Fig. 199 - Arenarie poco cementate con livelli conglomeratici di ambiente fluvio-deltizio, del Burdigaliano superiore, con stratificazione obliqua (formazione delle "Sabbie inferiori" Auct.); (Mores: Logudoro).

- Upper Burdigalian sandstones with conglomeratic levels of fluviatile-deltaic environment with cross lamination ("Sabbie inferiori" Auct. formation); (Mores: Logudoro).



Fig. 200 - Gigantopecten ziziniae nelle Marne di Gesturi (Mandas: Trexenta). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.
- Gigantopecten ziziniae in the "Marne di Gesturi" formation (Mandas: Trexenta). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 201 - *Ficus conditus* del Serravalliano inferiore. Argille di Fangario (Fangario: dintorni di Cagliari). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Ficus conditus of Lower Serravallian age. "Argille di Fangario" formation (Fangario: near Cagliari). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

SUCCESSIONE MARINA E DEPOSITI CONTINENTALI ("2º CICLO": BURDIGALIANO SUPERIORE-SERRAVALLIANO INFERIORE)



Fig. 202 - Calcare detritico organogeno ben stratificato; formazione dei "Calcari inferiori" Auct. (Mejlogu). - Well bedded detritial bioclastic limestone of the "Calcari inferiori" Auct. formation (Mejlogu).

nici, ostracodi, nannoplancton calcareo, pteropodi, bivalvi (fig. 200), ecc., indicano un'età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano medio-superiore (zona a *Globigerinoides bisphericus* e zona a *Preorbulina glomerosa*) (CHERCHI, 1974; ROBBA & SPANO, 1978; LEONE *et alii*, 1984; CHERCHI, 1985c; CHERCHI *et alii*, 1985a; IACCARINO *et alii*, 1985; ODIN *et alii*, 1994).

Al di sopra delle Marne di Gesturi, la successione della Sardegna meridionale continua con marne argillose (Argille di Fangario) (9c), che verso l'alto diventano sempre più arenacee fino a diventare arenarie marnose. Gli affioramenti più importanti si trovano nei dintorni di Cagliari, altri sono segnalati presso la Giara di Gesturi (Marmilla). Il contenuto paleontologico è estremamente ricco e vario ed è composto da abbondanti foraminiferi planctonici e bentonici, da nannoplancton calcareo e da cefalopodi, brachiopodi, bivalvi, pteropodi (fig. 201), echinidi, ostracodi, ecc. (COMASCHI CARIA, 1958; CHERCHI, 1974; ROBBA & SPANO, 1978; BARBIERI & D'ONO-FRIO, 1985; BARBIERI et alii, 1985; CHERCHI, 1985c; CORRADINI et alii, 1985; IACCARINO et alii, 1985; SPANO, 1989a; 1990; SPANO & MELONI, 1992). L'ambiente di deposizione è riferito a condizioni batiali (BARBIERI & D'ONOFRIO, 1985; IACCARINO et alii, 1985), ma verso l'alto le litofacies e le biofacies indicano una graduale diminuzione della batimetria (SPANO & MELONI, 1992), che probabilmente corrisponde nella Sardegna settentrionale alla regressione serravalliana (MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI *et alii*, 1992). L'età di questi depositi è compresa tra il Langhiano medio-superiore ed il Serravalliano inferiore (ROBBA & SPANO, 1978; BARBIERI *et alii*, 1985; CHERCHI, 1985c; CORRADINI *et alii*, 1985; IACCA-RINO *et alii*, 1985; SPANO, 1989a; 1990; ASSORGIA *et alii*, 1997b), anche se dati preliminari recenti di CIPOLLARI (1997a), basati sulla biostratigrafia di nannofossili calcarei campionati presso la Cava Giuntelli (Cagliari), suggeriscono per il tetto della formazione il Langhiano sommitale.

Nella Sardegna centro-settentrionale, i primi sedimenti marini del "2° ciclo" (9b) affiorano molto estesamente nel Logudoro e nel Sassarese (dove la successione stratigrafica è più completa; fig. 194 e fig. 196), oltrechè in Anglona, in Gallura e, sotto gli espandimenti basaltici plio-quaternari, nel Bosano e nella media valle del Tirso. Nella Media Valle del Tirso (ODIN et alii, 1994), nel Logudoro (CHERCHI & SCHROEDER, 1985b; ASSORGIA et alii, 1988; MAZZEI & OGGIANO, 1990), nell'Anglona (MAXIA & PECO-RINI, 1969; SPANO, 1983; SPANO & ASUNIS, 1984; ODIN et alii, 1994); ecc.), la successione poggia sui depositi clastici basali continentali (9a) o direttamente in discordanza su un substrato costituito da rocce vulcaniche "oligo-mioceniche" (ignimbriti e subordinatamente andesiti) o vulcanoclastiche-epiclastiche (tufi o tufiti lacustri). L'ingressione marina



Fig. 203 - *Psammechinus calarensis* in calcari del Miocene medio (S. Caterina di Pittinuri: Bosano). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Psammechinus calarensis in Middle Miocene limestone (S. Caterina di Pittinuri: Bosano). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

è marcata da arenarie e calciruditi ad ostree, talora con lenti argillose (Lago Omodeo, Castelsardo, ecc.), da conglomerati ad ostree con cemento calcareo e manganesifero, con elementi di basamento paleozoico e di vulcaniti cenozoiche (Cossoine, Uri, Castelsardo, ecc.) e da tufiti (Paulilatino, Castelsardo, Chiaramonti, ecc.), che indicano ambienti litorali o lagunari. Gli spessori di questi depositi prevalentemente ruditici trasgressivi, quando presenti, sono in genere modesti (qualche metro).

Al di sopra di tali depositi, in particolari condizioni di mare protetto, caldo e poco profondo, si sviluppa una piattaforma carbonatica (ad es. i Calcari

inferiori: MAZZEI & OGGIANO, 1990), che raggiunge normalmente una decina di metri di spessore (Logudoro, Sassarese, Anglona, Gallura, Barigadu), ma che eccezionalmente (Semestene, M. Castanza-Cossoine, Florinas-Cargeghe, Sassari) può arrivare fino a diverse decine di metri (fig. 195 e fig. 196). Questa piattaforma carbonatica (MAXIA & PECORINI, 1969; POMESANO CHERCHI, 1971a; SPANO, 1983; SPANO & ASUNIS, 1984; ASSORGIA et alii, 1988; MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI et alii, 1992; ODIN et alii, 1994) è costituita soprattutto da calcari bioermali e biostromali, da calcari marnosi o arenacei, da calcareniti e biocalcareniti (fig. 202), molto ricchi in alghe calcaree (tra cui Lithothamnium), coralli, molluschi (ostree, pettinidi, ecc.), echinidi (fig. 203), foraminiferi bentonici, ecc.. Le associazioni fossili e l'analisi delle litofacies indicano ambienti litorali e neritici (MARTINI et alii, 1992), nei quali l'impostazione della piattaforma carbonatica era limitata alla sommità dei blocchi tiltati, con rapidi cambiamenti laterali di facies. Verso le zone bacinali la piattaforma carbonatica è infatti eteropica con marne siltose e arenacee, mentre verso la paleolinea di costa la sedimentazione risente di apporti detritici (calcari sabbiosi e/o marnosi) che a tratti possono diventare predominanti (arenarie e sabbie più o meno siltitiche). In certi casi (Logudoro e media valle del Tirso), quando il costante e abbondante apporto terrigeno proveniente dai bacini tributari (bacini di trascorrenza del "1° ciclo") impediva l'impostazione di una sedimentazione carbonatica continua, la deposizione



Fig. 204 - Aspetto caratteristico della formazione marnoso-arenacea langhiana nella Sardegna settentrionale (Siligo: Mejlogu). - Outcrops of the Langhian marly-sandy formation in northern Sardinia (Siligo: Mejlogu).

mente silicoclastica. L'età di queste formazioni prevalentemente carbonatiche, sulla base delle datazioni paleontologiche o dei rapporti stratigrafici può essere riferita al Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore (CHERCHI, 1971; 1974; CHERCHI & SCHROEDER, 1985b; OGGIANO, 1987; ASSORGIA *et alii*, 1988; MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI *et alii*, 1992).

Lateralmente e superiormente ai calcari di piattaforma affiorano con grande diffusione depositi marnosi e marnoso-arenacei (fig. 204), talora torbiditici (Logudoro, Sassarese, Campeda) (9c). Nelle aree dove le formazioni calcaree mancano o sono limitate a sottili intercalazioni (media Valle del Tirso, Bosano), i sedimenti marnosi poggiano direttamente sui conglomerati di trasgressione (9a). Questi depositi riflettono le massime batimetrie raggiunte dai bacini della Sardegna centro-settentrionale nel Miocene medio (condizioni epibatiali: NEGRETTI et alii, 1990). Gli spessori di questi sedimenti raggiungono un centinaio di metri. Il contenuto fossilifero, molto abbondante, è costituito da foraminiferi planctonici e bentonici, nannoplancton calcareo, pteropodi, echinidi (fig. 205), che nel complesso indicano un'età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano inferiore (PORCU, 1972; CHERCHI, 1974; 1983; ASSORGIA et alii, 1988; MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI et alii, 1992; ODIN et alii, 1994; ASSORGIA et alii, 1997b). In altri casi (ad es. Campeda, a E di Semestene), la successione marnoso-arenacea è più completa ed arriva fino al Langhiano superiore (zona a Orbulina suturalis) (POMESANO CHERCHI, 1971a).



Fig. 205 - *Schizaster lovisatoi* del Langhiano (Cadeas, Bonorva: Campeda). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Langhian Schizaster lovisatoi (Cadeas, Bonorva: Campeda). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

La successione è infatti interrotta verso l'alto da una superficie erosiva connessa ad una fase regressiva che interessa la piattaforma carbonatica e le formazioni marnose.

Arenarie marnose, sabbie, calcareniti sublitorali (9d)

Nella Sardegna meridionale il contatto netto tra le Argille di Fangario e la sovrastante successione arenacea (Arenarie di Pirri: PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) (9d), marca il cambiamento di facies da ambienti pelagici a quelli litorali (e localmente fluvio-deltizi), sottolineato anche dalle associazioni paleontologiche della formazione arenacea (soprattutto foraminiferi bentonici). Una breve lacuna di sedimentazione (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; SPANO, 1989a; 1990) caratterizza questo cambiamento, testimoniato dalla mancanza di continuità nell'evoluzione delle forme planctoniche e dalla presenza di clasti marnoso-argillosi serravalliani (Argille di Fangario) rimaneggiati nelle sovrastanti Arenarie di Pirri. Questi depositi, costituiti principalmente da banchi arenacei ben cementati, ai quali si alternano sabbie quasi incoerenti e lenti di conglomerati a clasti di rocce paleozoiche, affiorano soprattutto a Cagliari e dintorni (Pirri, Sestu, Quartu, ecc.). L'età della formazione, spessa fino a 200 m, è riferibile interamente al Serravalliano (CHERCHI, 1974; 1985c; LEONE et alii, 1992). Relativamente allo stesso intervallo biostratigrafico, le successioni attraversate dai pozzi Campidano 1 e Oristano 1 (oltre che quella affiorante nel Canale di San Gemiliano, tra Sestu e Monastir) mostrano una successione in continuità stratigrafica, formata da marne siltose e sabbie conglomeratiche e, localmente (Pozzo Campidano 1) da livelli calcarenitici a Lithothamnium e coralli (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; POMESANO CHERCHI, 1971b). In queste aree non si riscontra la breve lacuna stratigrafica tra la formazione marnosa (Argille di Fangario) e quella arenacea (Arenarie di Pirri).

Nella Sardegna centro-settentrionale sedimenti correlabili con le Arenarie di Pirri affiorano a Capo Frasca (Oristanese), nel Sassarese e nel Logudoro (Sabbie superiori: MAZZEI & OGGIANO, 1990) (fig. 196). L'erosione che precede la deposizione delle sabbie determina incisioni nella sottostante piattaforma carbonatica emersa. La successione è costituita da sabbie quarzoso-feldspatiche, talora microconglomeratiche, di ambiente da fluvio-lacustre a fluviomarino (con barre di spiaggia e corpi sedimentari deltizi). I sedimenti sabbiosi arrivano a ricoprire il mar-



Fig. 206 - La successione sedimentaria del Miocene medio e superiore a M. Santo (Logudoro), vista da NNW. Ma: marne langhiane, Ss: sabbie silicee serravalliane, Cs: Calcari superiori (Tortoniano-Messiniano), B: basalti del ciclo ad affinità alcalina plio-quaternario.

- Middle-Upper Miocene sedimentary succession at M. Santo (Logudoro), view from NNW. Ma: Langhian marls, Ss: Serravallian siliceous sands, Cs: "Calcari superiori" (Tortonian-Messinian), B: Pliocene-Quaternary alcaline basalts.



Fig. 207 - Calcareniti fossilifere di età serravalliana della formazione delle "Sabbie superiori" Auct. (M. Lachesos, presso Mores: Logudoro).

- Fossiliferous Serravallian calcarenites of the "Sabbie superiori" Auct. formation (M. Lachesos, near Mores: Logudoro).

gine esterno della piattaforma carbonatica, dove raggiungono gli spessori massimi (circa 100 m a Florinas), e raggiungono il bacino a sedimentazione marnosa (MARTINI et alii, 1992). Le sabbie, composte quasi esclusivamente da quarzo e microclino in matrice caolinitica, costituiscono depositi lentiformi, con rapide variazioni laterali di spessore e chiusure a pinch-out che risentono dell'andamento della paleomorfologia. Spessori considerevoli sono presenti anche a M. Santo-M. Pelao (Logudoro) (fig. 206), dove le sabbie quarzoso-feldspatiche, a tratti ghiaiose, sono intercalate con sabbie calcaree, calcari marnosi e calcari bioermali (fig. 195 e fig. 207), talvolta ricchi in resti algali, ostree, pettinidi, echinidi (fig. 208), denti di squali (fig. 209). In queste località, i forti spessori dei sedimenti clastici sono verosimilmente dovuti al preponderante e continuo apporto di materiali detritici provenienti dal bacino laterale di Chilivani-Berchidda (fig. 198). L'età di questa successione clastica è riferibile al Serravalliano in base alle associazioni di foraminiferi planctonici rinvenute a M. Santo e M. Pelao ed alle nannoflore nell'area di Florinas (MAZZEI & OGGIANO, 1990). Le sabbie sono sormontate dai calcari tortoniani, per cui la presenza di tutto il Serravalliano non può essere esclusa.

3.5.2. - Successione marina e depositi continentali del Miocene superiore ("3° ciclo" : Tortoniano-Messiniano)

La successione trasgressiva del Miocene superiore ("3° ciclo") in Sardegna affiora nelle colline di Cagliari, nel Logudoro, nel Sassarese, nella penisola del Sinis e nell'Arburese (Capo Frasca) (fig. 210). Nella parte inferiore essa è rappresentata da sedimenti marini calcarei e marnosi di piattaforma esterna di età tortoniana. Nel Sinis l'ambiente deposizionale si evolve verso condizioni di mare ristretto, con ricche associazioni paleontologiche che indicano ambienti a salinità normale. La progressiva diminuzione batimetrica determina nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore lo sviluppo di piattaforme carbonatiche biocostruite, parallelamente alla paleolinea di costa. I depositi carbonatici sono caratterizzati nel Sinis da superfici di erosione, discordanze, discontinuità e faglie sin-sedimentarie che riflettono un'attività tettonica distensiva importante. Questa successione fa rapida transizione a facies lagunari (con faune oligotipiche) e successivamente a depositi carbonatici evaporitici con noduli di anidrite e sostanzialmente sterili. Questa evoluzione sedimentaria, legata alla crisi di salinità messiniana del Mediterraneo (CITA, 1973), è caratterizzata da oscillazioni eustatiche che determinano sporadiche fasi di emersione. Nel Sinis, i rapporti con i sovrastanti sedimenti marini del Pliocene inferiore sono marcati da una discordanza angolare.



Fig. 208 - Esemplare di *Clypeaster intermedius* del Serravalliano (Pozzomaggiore: Campeda). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Clypeaster intermedius of Serravallian age (Pozzomaggiore: Campeda). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 209 - Denti di Carcharodon megalodon del Miocene medio (Logudoro). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Carcharodon megalodon teeth of Middle Miocene age (Logudoro). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 210 - Ubicazione degli affioramenti della Successione marina e dei depositi continentali del Miocene superiore connessi con l'apertura del Tirreno (8).

- Outcrops of the Upper Miocene marine succession and continental deposits linked with opening of the Tyrrhenian sea (8).



Fig. 211 - Calcareniti della formazione dei "Calcari superiori" Auct. (Tortoniano), ricche di *algal ball* (Scala di Giocca, Sassari). - Algal ball in calcarenites of the "Calcari superiori" Auct. formation (Tortonian) (Scala di Giocca, Sassari).



Fig. 212 - Strutture sedimentarie tipo *slumping* nella formazione dei "Calcari superiori" *Auct.* (Tortoniano), presso Scala di Giocca (Sassari). - *Slumping in the "Calcari superiori" Auct. formation (Tortonian) (Scala di Giocca, Sassari).*

Arenarie marnose e calcari (8a)

Nella Sardegna settentrionale (M. Santo, M. Pelao, Florinas-Ittiri) la trasgressione del "3° ciclo" determina lo sviluppo di una piattaforma a sedimentazione carbonatica (Calcari superiori: MAZZEI & OGGIANO, 1990) (8a) che può poggiare (in certi casi tramite una discordanza angolare) sui termini precedentemente descritti (Sabbie superiori) fino alle vulcaniti oligo-mioceniche (fig. 194 e fig. 206). Talvolta (es. a Su Spadularzu nel Logudoro), alla base è presente un intervallo microconglomeratico a cemento carbonatico (fino a circa 80 cm di spessore), oppure livelli di sabbie calcaree con frequenti echinodermi. Questi livelli possono anche essere intercalati nella successione carbonatica. I depositi, spessi fino ad alcune decine di metri, sono riconducibili ad ambienti di sedimentazione ad alta energia e mare basso (con stratificazione incrociata e *algal balls*) (fig. 211) e in certi casi (ai margini della piattaforma) sono caratterizzati da estesi slumping (fig. 212). I numerosi fossili (coralli ermatipici, alghe, lamellibranchi, foraminiferi, ecc.) permettono una buona ricostruzione paleoambientale, ma non una precisa attribuzione stratigrafica. Se si accetta la correlazione tra questi calcari e quelli affioranti a Cagliari ("Pietra Cantone e "Pietra Forte" Auct.: POMESANO CHERCHI, 1971a) la loro età risulterebbe tortoniana e probabilmente anche messiniana inferiore. In ogni caso, questi calcari della Sardegna settentrionale sormontano



Fig. 213 - Colonne stratigrafiche nei Calcari di Cagliari (da Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969).

- Stratigraphic columns in the "Calcari di Cagliari" formation (da PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).



Fig. 214 - Crostaceo in calcare marnoso della Formazione dei Calcari di Cagliari (Bingia Fargeri, Cagliari). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

 Crustacean in marly limestones of the "Calcari di Cagliari" formation (Bingia Fargeri, Cagliari). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

depositi del Serravalliano inferiore paleontologicamente datati.

Sicuramente tortoniane sono le marne siltiticoarenacee e le argille che affiorano alla base della successione messiniana di Capo San Marco (Sinis) (CHERCHI *et alii*, 1978a; 1985c; SPANO & FURINA, 1988). Il loro ambiente di sedimentazione è riferibile a condizioni epibatiali-circalitorali a salinità normale. Le condizioni di sedimentazione verso l'alto tendono ad assumere caratteri riducenti, in concomitanza con una progressiva riduzione della batimetria. Tali condizioni sono testimoniate dalle associazioni fossili e dalla diffusa presenza di pirite (CHERCHI *et alii*, 1978a). Il contenuto paleontologico, costituito da foraminiferi planctonici e bentonici, da nannofossili, bivalvi, gasteropodi, ostracodi, ecc. (CHERCHI *et alii*, 1978a; CHERCHI & MARTINI, 1981; BONADUCE



Fig. 215 - Frammento del cranio di *Tomistoma calaritanus* del Miocene superiore. Formazione dei Calcari di Cagliari (Piazza d'Armi: Cagliari). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Fragment of Tomistoma calaritanus skull of Upper Miocene age. "Calcari di Cagliari" formation (Piazza d'Armi: Cagliari). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

& RUSSO, 1985; CHERCHI *et alii*, 1985c; SPANO & FURINA, 1988), indica il Tortoniano superiore.

Calcari e arenarie marnose (8b)

Nelle colline di Cagliari affiora una successione prevalentemente carbonatica (**8b**) nota in letteratura con il nome di "Calcari di Cagliari" *Auct*. (GANDOLFI & PORCU, 1967; CHERCHI, 1974; CHERCHI & MON-TADERT, 1984), costituita alla base da calcari marnosi ("Pietra Cantone" *Auct*.) sormontati da calcareniti ("Tramezzario" *Auct*.) e da calcari bioermali ("Pietra Forte" *Auct*., detta anche "Calcare di Bonaria" *Auct*.) (fig. 213).

La "Pietra Cantone" Auct. è costituita da calcari marnoso-arenacei giallastri mal stratificati, che poggiano sulle Arenarie di Pirri con facies di passaggio marnoso-arenacee. Affiora nel Colle di San Michele e a Capo S. Elia dove raggiunge i suoi massimi spessori (circa 50 m). L'ambiente deposizionale, basato sulle malacofaune e sui coralli isolati, indica una profondità di circa 60-80 m (LEONE et alii, 1992). Il contenuto paleontologico è molto abbondante ed è costituito da foraminiferi planctonici e bentonici, da bivalvi, gasteropodi, echinidi, crostacei (fig. 214), ecc. In questa formazione sono stati rinvenuti i resti di un coccodrillo (Tomistoma calaritanus, fig. 215). I foraminiferi planctonici permettono di attribuire questa unità litostratigrafica al Tortoniano-Messiniano inferiore (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CHERCHI, 1974; CHERCHI & MONTADERT, 1984; 1985c).

Al di sopra della "Pietra Cantone" Auct., tramite una discontinuità riferibile ad una fase erosiva, poggia il "Tramezzario" Auct., rappresentato da biocalcareniti talora marnose. La parte basale del "Tramezzario" Auct. è caratterizzata da slumping, faglie sin-sedimentarie, superfici di erosione e brecce intraformazionali. Il contatto con l'unità sottostante è netto e marcato dal cambiamento delle biocenosi, le quali indicano per il "Tramezzario" Auct. una batimetria di sedimentazione non superiore a 40 m, che tende progressivamente a diminuire verso l'alto della successione (LEONE et alii, 1992). Gli spessori sono molto variabili, da 0 a 40 m. Il contatto con la sovrastante unità ("Pietra Forte" Auct.) è individuato da una netta discontinuità ancora riferibile ad una superficie erosiva, marcata anche dalla presenza di clasti di "Pietra Cantone" Auct. nella parte basale della "Pietra Forte" Auct ..

La "Pietra Forte" *Auct.* è rappresentata da calcari, talvolta massivi e con caratteri generalmente bioermali e talvolta biostromali. L'ambiente deposizionale



Fig. 216 - Colonna stratigrafica del Pozzo Oristano 1 (da POMESANO CHERCHI, 1971b, modificato).

- Stratigraphic column of Oristano 1 well (after POMESANO CHERCHI, 1971b, modified). può essere ricondotto a condizioni litorali e infralitorali, con elevata energia e paleobatimetria inferiore a 30 m (LEONE *et alii*, 1992). La "Pietra Forte" *Auct.* è caratterizzata da discordanze intraformazionali e brecce miste a paleosuoli, che testimoniano l'instabilità tettonica del bacino sedimentario. Questa unità raggiunge lo spessore massimo (60 m) nel promontorio di S. Elia. Il contenuto fossilifero è molto abbondante, ma non consente accurate attribuzioni stratigrafiche; cionondimeno, l'età della "Pietra Forte", sulla base della posizione stratigrafica e delle faune, è stata riferita al Messiniano (CHERCHI, 1985c; LEONE *et alii*, 1992; ASSORGIA *et alii*, 1997b).

Calcari organogeni tidali e litorali e marne (8c)

E' stata stabilita una correlazione tra le successioni del Miocene superiore del Sinis e quelle affioranti a Cagliari: la "Pietra Cantone" Auct. si correlerebbe con la Formazione di Capo San Marco, il "Tramezzario" Auct. con i Calcari laminati del Sinis e la "Pietra Forte" Auct. con i Calcari di Torre del Sevo (CHERCHI, 1985c).

La Formazione di Capo San Marco (8c) (PECO-RINI, 1972a; CHERCHI, 1974; CHERCHI et alii, 1978a) affiora nella penisola del Sinis ed è stata attraversata dal Pozzo Oristano 1 (fig. 216) (POMESANO CHERCHI, 1971b; CHERCHI, 1974). E' composta da argille marnoso-siltose e da marne siltose, con intercalazioni di banchi calcarei organogeni. L'ambiente di sedimentazione è sub-litorale con transizione a condizioni lagunari e/o palustri (CHERCHI et alii, 1978a). Nella parte superiore della formazione sono frequenti temporanei episodi di emersione con strutture di disseccamento, paleosuoli argillosi (montmorillonitici) e sabbie fluviali. Il contenuto fossilifero nella parte basale è molto vario e abbondante ed è costituito da foraminiferi planctonici e bentonici, da nannoplancton calcareo, brachiopodi, echinidi, lamellibranchi, crostacei, ecc. Secondo Cherchi (1981; 1985d) i foraminiferi planctonici e i nannofossili indicherebbero il Messiniano inferiore (1981; CHERCHI et alii, 1985d). Recenti ricerche di Cipollari (1997b) consentirebbero di riferire questa formazione al Messiniano mediosuperiore; in questo caso le correlazioni tra le formazioni del Miocene superiore del Sinis e quelle dei "Calcari di Cagliari" Auct., sarebbero più problematiche. La successione è troncata a tetto da una superficie erosiva, marcata da un paleosuolo montmorillonitico; gli spessori massimi osservabili arrivano fino a circa 25 m.

Al di sopra di tale paleosuolo poggiano i Calcari laminati del Sinis (**8c**) (CHERCHI *et alii*, 1978a). Si tratta di una formazione evaporitica composta da calcari quasi puri, microcristallini e sottilmente stratificati. L'ambiente di deposizione è riferibile a condizioni paraliche (lagunari), poco ossigenate, con rare faune oligotipiche. Queste condizioni si alternano con brevi episodi marini, testimoniati da livelli "a lumachella" centimetrici. Lo spessore dei Calcari Laminati arriva a 25 m.

Le ritmiche oscillazioni eustatiche portano ad una nuova ingressione marina, con depositi di ambiente epineritico, che evolvono rapidamente ancora una volta verso facies evaporitiche (Calcari di Torre del Sevo: CHERCHI et alii, 1978a). Alla base (M. Palla, Putzu Idu) questi depositi sono costituiti da alternanze di arenarie litorali con argille siltose e calcari marnosi di ambiente lagunare con periodici disseccamenti. Verso l'alto seguono calcari e calcari dolomitici, vacuolari e brecciati (Torre del Sevo), con noduli di anidrite. L'ambiente deposizionale di questi calcari è prevalentemente evaporitico, il loro spessore oscilla tra pochi metri e 20 m. Le associazioni fossilifere, contenute principalmente nei livelli di base, sono costituite da foraminiferi bentonici, echinidi, bivalvi, gasteropodi, alghe (Lithothamnium), ecc., che non permettono di stabilire con precisione l'età dei sedimenti. Questa formazione rappresenta l'ultimo deposito messiniano contemporaneo alla crisi di salinità del Mediterraneo ed è anteriore ai depositi trasgressivi del Pliocene inferiore (CHERCHI & MARTINI, 1981).

Conglomerati e arenarie continentali (8d)

Nella Sardegna settentrionale, in aree non interessate dalla trasgressione tortoniana, sono diffusi depositi continentali rappresentati generalmente da conglomerati. Si tratta di depositi di ambiente alluvionale con caratteristiche prevalentemente di *alluvial fan*, dominati da *mud flow* che danno origine a conglomerati fango-sostenuti. Sono anche presenti facies francamente fluviali con caratteristiche di piana di tipo braided; in questi casi i conglomerati sono clasto-sostenuti con matrice arenacea. Sono diffusi in Nurra meridionale, dove sono stati attribuiti al Miocene superiore (PECORINI, 1963a), e nella Nurra settentrionale, dove un'età tortoniana è stata confermata dal ritrovamento di denti di *Oreophitecus* (CORDY & GINESU, 1994).

Nell'area di Berchidda sono stati attribuiti al Miocene superiore depositi alluvionali discordanti sui conglomerati laterali dei sedimenti marini relativi al "2° ciclo", assumendo che questa discordanza tra successioni continentali corrisponda a quella che, nel bacino del Logudoro, separa i depositi del 2° e 3° ciclo miocenici (OGGIANO *et alii*, 1995).

3.5.3. - Ciclo vulcanico ad affinità alcalina, transizionale e subalcalina del Plio-Pleistocene

Basalti alcalini e transizionali (5), rioliti e riodaciti (6) e filoni (7)

La dinamica estensionale che ha interessato la Sardegna e il Tirreno nel Pliocene e Pleistocene trova riscontro in un nuovo ciclo vulcanico (fig. 217, fig. 218). Tale ciclo vulcanico era noto nella letteratura



Fig. 217 - Ubicazione degli affioramenti di Basalti alcalini e transizionali
(5), rioliti e riodaciti (6) e filoni (7) del ciclo vulcanico ad affinità alcalina, transizionale e subalcalina del Plio-Pleistocene.

- Outcrops of alkaline and transitional basalts (5), rhyolites and rhyodacites (6) and dykes (7) of the Pliocene-Pleistocene alkaline, transitional and subalkaline cycle.

come "post-elveziano" (VARDABASSO, 1937), ed è stato oggetto di numerosi studi petrografici e petrochimici fin dai primi decenni del secolo (WASHIN-GTON, 1915; AMSTUZ, 1925). A partire dagli anni '70 sono stati numerosi i lavori a carattere geochimico, geochimico isotopico e radiometrico (COULON et alii, 1974; BECCALUVA et alii, 1975; DI PAOLA et alii, 1975; SAVELLI, 1975; BECCALUVA et alii, 1976; BEC-CALUVA et alii, 1977; SAVELLI et alii, 1979; CIONI et alii, 1982; MACCIOTTA & SAVELLI, 1984) che hanno contribuito a caratterizzare queste vulcaniti, sia sotto il profilo dell'affinità seriale, che della cronologia assoluta. Si tratta di prodotti ascrivibili ad un vulcanismo intraplacca, costituiti essenzialmente da lave basaltiche, da alcaline ad alcaline-transizionali e subalcaline (5) talvolta associati a differenziati più evoluti (BECCALUVA et alii, 1985).

Le manifestazioni vulcaniche inizialmente hanno interessato la Sardegna sud-orientale (Capo Ferrato, nel Sarrabus: 5,0-5,3 Ma), per poi estendersi in altri settori dell'Isola come la Planargia (Montiferro: 3,9-1,6 Ma), la Marmilla (M. Arci: 3,7-2,8 Ma), le aree centro-meridionali (3,8-1,7 Ma) ed infine le aree settentrionali dove, nel Logudoro-Mejlogu, si registra l'attività vulcanica più recente, compresa tra 0,9 e 0,14 Ma (BECCALUVA *et alii*, 1985, con bibliografia).

I caratteri giaciturali delle vulcaniti plio-pleistoceniche riflettono un'attività essenzialmente fessurale, legata a direttrici tettoniche con orientazione sub-meridiana o anche NE-SW, lungo le quali si allineano colate di modeste dimensioni associate a piccoli coni di scorie (Logudoro, Dorgali: fig. 219, fig. 220), modesti edifici isolati (Capo Ferrato) e *plateaux* basaltici di discreta estensione (Campeda, Abbasanta,



Fig. 218 - Istogramma delle età per le vulcaniti plio-quaternarie della Sardegna; N: numero dei dati (da BECCALUVA *et alii*, 1985, modificato).

- Diagram of the age distribution of Pliocene-Quaternary volcanic rocks in Sardinia. N: data number (after BECCALUVA et alii, 1985, modified).

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

CICLO VULCANICO AD AFFINITÀ ALCALINA, TRANSIZIONALE E SUBALCALINA DEL PLIO-PLEISTOCENE



Fig. 219 - Veduta aerea di una colata di lava basaltica del ciclo plio-quaternario (colore scuro) che poggia sui calcari giurassici (colore chiaro) (Cala Fuili: Golfo di Orosei).

- Aerial photograph of the basaltic lava flow (dark rocks) of the Pliocene-Quarenary volcanic cycle, overlaying Jurassic limestones (Cala Fuili: Golfo di Orosei).

Marmilla, Golfo di Orosei). In due casi il vulcanismo pliocenico ha dato luogo ad apparati vulcanici complessi: il M. Arci, un imponente rilievo di forma ellittica allungata secondo faglie a direzione NW-SE (direzione "campidanese") (ASSORGIA *et alii*, 1981), che si eleva sul margine nord-orientale della Fossa del Campidano fino ad oltre 800 m di quota, e il Montiferro, un massiccio vulcanico che supera i 1000 m di quota e si trova all'incrocio tra le faglie dell'alto Campidano e la Faglia del Marghine ad andamento NE-SW (BECCALUVA *et alii*, 1976; VERNIA *et alii*, 1977).

Tradizionalmente nello studio del vulcanismo plio-pleistocenico sardo sono stati privilegiati i due massici vulcanici di M. Arci e del Montiferro perché in essi l'attività vulcanica si manifesta per periodi di tempo relativamente lunghi, se paragonati ai tempi di messa in posto dei *plateaux*, dando luogo a prodotti relativamente differenziati.

Il Montiferro occupa una vasta area della Sardegna centro-occidentale; è un complesso vulcanico caratterizzato da importanti centri di emissione come il M. S. Antonio che costituisce un esempio di vulcano scudo. I numerosi studi (DERIU *et alii*, 1974; GALLO *et alii*, 1974; ASSORGIA *et alii*, 1981) convergono nel delinearvi una successione di eventi eruttivi che dal basso verso l'alto è sintetizzabile come di seguito:

a) effusioni di basaniti analcitiche confinate nella parte occidentale del complesso; a queste manifestazioni effusive segue un periodo di stasi accompagnato da un probabile sollevamento e da attiva erosione testimoniata da un forte spessore di conglomerati continentali che affiora nelle aree periferiche del complesso;

b) fonoliti tefritiche in lave confinate nella parte centrale;

- c) duomi e flussi di trachiti fonolitiche e fonoliti;
- d) lave basaltiche alcaline;

e) lave basaltiche e basanitiche che rappresentano i prodotti più recenti.

Secondo Beccaluva (1974) i contenuti di Ni e Cr nelle serie vulcaniche alcaline del Montiferro sarebbero in accordo con uno schema evolutivo del tipo alcalibasalti->latit-basalti->trachiti fonolitiche, controllato da cristallizzazione frazionata.

Il complesso vulcanico del M. Arci si colloca all'intersezione di faglie ad andamento N-S e NNW-



Fig. 220 - Strutture prismatiche di raffreddamento nei basalti del ciclo plio-quaternario; dintorni di Cala Gonone (Golfo di Orosei). - Columnar jointing in Pliocene-Quaternary basalts; near Cala Gonone (Golfo di Orosei).

SSE; alimentato da un'attività in gran parte fessurale, è costituito da un'associazione complessa di rocce basiche e acide in cupole di ristagno, colate e rari depositi piroclastici. Gli studi a carattere petrografico, geochimico e geochimico isotopico sono numerosi (ATZENI, 1958; BECCALUVA et alii, 1975; ASSORGIA et alii, 1976; CIONI et alii, 1982; MONTA-NINI et alii, 1994), stimolati dalla varietà di magmi presenti. Si tratta di termini molto evoluti che arrivano fino a composizioni riolitiche. Le facies ossidianacee e perlitiche di queste ultime hanno consentito, accanto ai metodi di geocronologia isotopica, datazioni col metodo delle tracce di fissione. La cronologia K/Ar collocherebbe l'attività vulcanica del M. Arci tra 3,7 e 2,8 Ma (DI PAOLA et alii, 1975), ma le datazioni ottenute col metodo delle tracce di fissione (BIGAZZI et alii, 1971), dopo le correzioni che tengono conto del fading (BIGAZZI et alii, 1976), sposterebbero l'età delle prime effusioni al passaggio Miocene-Pliocene. I lavori citati convergono nell'individuare nel M. Arci una successione vulcanica caratterizzata da effusioni acide alla base e progressivamente più basiche verso l'alto, fino alla comparsa di basalti alcalini. MONTANINI et alii

(1994) distinguono quattro fasi principali di attività caratterizzate dai seguenti prodotti effusivi:

a) fase 1: lave felsiche rappresentate da rioliti in facies ossidianacea e perlitica e, in alcuni casi, porfirica (6). Vale la pena ricordare che le ossidiane del M. Arci rivestono anche una notevole importanza sotto il profilo archeologico. Nel Neolitico hanno costituito infatti uno dei più importanti giacimenti dell'area mediterranea, da dove hanno avuto larga diffusione (BELLUOMINI *et alii*, 1970). Le perliti rivestono invece importanza economica perché sono intensamente sfruttate per la produzione di isolanti termici;

b) fase 2: daciti e andesiti a struttura porfirica. Nelle daciti sono comuni noduli femici con caratteristiche di cumulo;

c) fase 3: trachiti quarzo-normative in flussi lavici e subordinati accumuli piroclastici, associate a modeste quantità di trachiandesiti;

d) fase 4: lave femiche da sub-alcaline a debolmente alcaline, rappresentate da basalti e andesiti basaltiche.

In base ai dati geochimici ed isotopici, MONTA-NINI *et alii* (1994) attribuiscono la progressiva evolu-

zione di questo magmatismo, da termini acidi a termini intermedi e basici, come dovuta ad anatessi crostale indotta dai magmi basaltici, intrappolati a livelli crostali medio-bassi, che nella fase 1, sarebbero ostacolati nella risalita dalla presenza di crosta parzialmente fusa da cui sarebbero derivate le rioliti. Nella fase 2 si sarebbe verificata l'ibridazione tra magmi basaltici e fusi crustali, da cui deriverebbero le daciti a inclusi femici; quindi, durante la fase 3, processi di differenziazione per cristallizzazione frazionata a bassa pressione, a carico di basalti alcalini, avrebbero generato le trachiti quarzo-normative. Nella fase 4, le modeste effusioni di magmi femici, variamente contaminati, sarebbero legate ad un incremento dell'estensione crostale concomitante con una diminuzione del volume di magma basaltico.

L'evoluzione magmatica relativamente complessa che caratterizza il Montiferro e il M. Arci non trova riscontro né tra i *plateaux* più estesi (Campeda, Planargia, Abbasanta Planu Mannu) della Sardegna centro-settentrionale, né in quelli di minor estensione della Sardegna meridionale (giare della Marmilla), e nemmeno nelle aree interessate da singole colate associate a coni di scorie della Sardegna settentrionale e orientale. Sebbene si riscontri una certa variabilità nel chimismo e nell'affinità, i prodotti vulcanici di queste aree hanno composizione generalmente basaltica s.l..

Tra i prodotti delle aree della Sardegna centromeridionale prevalgono i basalti sub-alcalini (Giara di Gesturi e Siddi, *plateaux* di Mogoro e di Orroli), mentre alcalibasalti, trachibasalti, hawaiti e mugeariti sono meno diffusi e costituiscono piccole colate generalmente al di sopra degli espandimenti di basalti sub-alcalini (trachibasalti della giara di Gesturi, mugeariti del *plateaux* di Orroli). Sono anche presenti modeste colate riolitiche a M. Fortuna (a N di Sardara) datate 3,7 Ma (SAVELLI in: ASSORGIA *et alii*, 1983).

Nei *plateaux* di Abbasanta, Campeda e Planu Mannu prevalgono ancora i basalti sub-alcalini, mentre nella Sardegna orientale, intorno a Dorgali, sono più diffusi i trachibasalti e gli alcalibasalti. In quest'area l'attività di tipo prevalentemente effusivo lento, con qualche episodio di lancio di lava o di scorie a chiusura del ciclo vulcanico, ha dato luogo a piccoli coni con pareti ripide che si ergono sulle colate. Basalti sub-alcalini sono invece più diffusi nell'area di Orosei, dove hanno dato luogo ad un vasto espandimento che raggiunge l'attuale costa.

Anche i prodotti vulcanici plio-quaternari del Logudoro sono rappresentati da prodotti femici in prevalenza alcalini, che si presentano sotto forma di colate, piccoli scudi e accumuli derivati da un'attività tipo fontana di lava o debolmente esplosiva (coni di scorie). I termini più rappresentati sono alcali e trachibasalti, hawaiti (M. Pelao, Pozzomaggiore) e basaniti.

Nella cartografia tematica in scala 1:50.000 del vulcanismo plio-pleistocenico della Sardegna (ASSORGIA *et alii*, 1983; BECCALUVA *et alii*, 1983) sono state operate distinzioni su base composizionale e geocronologica delle diverse manifestazioni effusive femiche e si rimanda ad essa per ulteriori approfondimenti.

Da ultimo bisogna menzionare la stretta associazione tra le lave plio-pleistoceniche e i noduli di mantello che talvolta costituiscono una frazione importante della massa eruttatata. La più abbondante presenza di noduli femici e ultrafemici si riscontra nelle basaniti analcitiche, negli alcali e trachibasalti e nelle hawaiti. Le aree meglio conosciute e studiate sono il Montiferro, dove i noduli sono ospitati nelle basaniti analcitiche inferiori e superiori, la zona di Dorgali, dove abbondanti noduli si rinvengono nei basalti alcalini e nei trachibasalti del Gollei e del Cedrino e, infine, nel Logudoro a Pozzomaggiore (in eccezionali concentrazioni) e a M. Pelao nelle basaniti analcitiche.

La presenza di abbondanti noduli ultrafemici è nota da tempo e numerosi Autori hanno studiato i noduli sotto il profilo petrografico (WASHINGTON, 1914; COCCO & URAS, 1949; DERIU, 1952; 1959; BROTZU *et alii*, 1970; ZERBI *et alii*, 1978). Più di recente alcuni Autori hanno condotto studi di tipo geochimico e termobarometrico per identificare le zone di "campionatura" dei noduli da parte dei magmi (DE ALBUQUERQUE *et alii*, 1977; RUTTER, 1987; BECCALUVA *et alii*, 1989). Sono stati distinti noduli peridotitici costituiti da harzburgiti a spinello, lherzoliti a spinello, wehrliti, come pure noduli di pirosseniti e di rocce gabbroidi, tra cui sono ben rappresentate le noriti.

Secondo RUTTER (1987), un'origine cumulitica dei noduli e ogni loro relazione genetica con il magma in cui sono veicolati deve essere esclusa. La zona di provenienza dei noduli si collocherebbe nel mantello litosferico immediatamente al di sotto della litosfera continentale e al disopra del livello di fusione parziale da cui provengono i magmi vettori.

Associati ai prodotti effusivi plio-pleistocenici si rinvengono numerosi filoni e *neck* (7) che rispecchiano, generalmente, le composizioni delle lave finora considerate. Nel Montiferro i filoni tagliano le unità fonolitiche, hanno composizione femica alcalina (trachibasalti, hawaiti) ed età comprese tra 2 e 3



Fig. 221 - Veduta panoramica di M. Ruju (Mejlogu) da sud: al tetto colata basaltica inclinata verso ovest che giace sopra i carbonati della formazione miocenica delle Sabbie superiori; queste sono attraversate da un filone basaltico del ciclo vulcanico alcalino plio-pleistocenico.

- Panoramic view of M. Ruju (Mejlogu) view from south: at the top a basaltic lava flow dips toward the west and overlays limestones of the Miocene "Sabbie superiori" formation. A basaltic dyke of the Pliocene-Quarenary volcanic cycle crosscuts the "Sabbie superiori" formation.

Ma. Nel M. Arci i filoni hanno la composizione di basalti sub-alcalini ed età intorno a 3 Ma. Nel Logudoro i dicchi intrudono le sabbie mioceniche e perciò sono ben evidenziati dall'erosione (fig. 221). La loro età varia tra 1,8 e 3 Ma, la composizione è generalmente trachibasaltica e in un caso tristanitica. *Neck* basici di modeste dimensioni si ritrovano nella Sardegna sud-orientale (a nord di Villaputzu, Sarrabus) e sono costituiti da lave basaltiche ad olivina e titanaugite con analcime (CALVINO, 1965).

Uno studio sistematico dei campi filoniani in relazione alle strutture tettoniche è stato effettuato da BECCALUVA *et alii* (1983) nelle tre aree in cui sono più frequenti. Le direzioni riscontrate sono fondamentalmente tre: N-S nel M. Arci, NNW-SSE nel Logudoro (fig. 221) e NE-SW nel Montiferro (solo questi ultimi sono rappresentati nella Carta allegata); queste ultime due direttrici rappresenterebbero la riattivazione di strutture pre-plioceniche.

Alla base delle colate basaltiche, ed intercalate ad esse, affiorano dei sedimenti di ambiente fluvio-lacustre attribuiti nella Sardegna orientale alla Formazione di Nuraghe Casteddu (DIENI & MASSARI, 1973). Si tratta di depositi alluvionali sabbiosi e argillosi o ghiaiosi sciolti, con granulometria variabile, ben stratificati, derivati dallo smantellamento di graniti, scisti e filoni di età ercinica. In genere l'appoggio dei depositi sottostanti le colate basaltiche è direttamente sul basamento ercinico, solo raramente poggiano su sedimenti terziari. DIENI & MASSARI (1973) attribuiscono questa formazione al periodo interglaciale Donau-Gunz in base ai rapporti stratigrafici e alla determinazione di associazioni palinologiche. MARINI & MURRU (1981), sulla base dei dati paleomagnetici e radiometrici sui basalti, sui resti fossili e le associazioni polliniche, l'hanno invece riferita al Villafranchiano inferiore.

3.5.4. - Depositi continentali e marini del Pliocene

Conglomerati, arenarie e marne (4)

Dopo la regressione legata alla crisi di salinità messiniana, una nuova trasgressione interessa la Sardegna nel Pliocene inferiore. I sedimenti di questo periodo affiorano molto limitatamente solo a Capo Frasca (Arburese), nella estremità sud-occidentale di Capo San Marco (Sinis) e nei dintorni di Orosei (Baronie) (fig. 222). Sedimenti riferiti al Pliocene inferiore sono stati inoltre attraversati dai sondaggi eseguiti nei dintorni di Oristano e nella zona di Quartu S. Elena.

Alla base della successione pliocenica di Capo San Marco, spessa circa 30-40 m, affiora in modo discontinuo una breccia, sia in giacitura caotica che stratificata, ad elementi soprattutto di rocce messiniane, ma anche del Miocene inferiore, dell'Eocene e perfino del Paleozoico (CHERCHI, 1973; CHERCHI et alii, 1978a). I clasti, anche di grandi dimensioni (1-2 m), sembrano riconducibili ad un deposito di frana sottomarina in prossimità di una costa a falesia (PECORINI, 1972a). Seguono, verso l'alto della successione, arenarie, argille sabbioso-siltose, marne e calcari argilloso-arenacei. Questi sedimenti contengono faune molto abbondanti, rappresentate da foraminiferi bentonici e planctonici, da brachiopodi, pettinidi, ostracodi, spicole di spugne, nannofossili, ecc. (PECORINI, 1972a; CHERCHI, 1973; CHERCHI & MARTINI, 1981; CHERCHI et alii, 1985b; SPANO, 1989b), che permettono di riferire la successione al Pliocene inferiore (zona a Globorotalia margaritae margaritae: CHERCHI, 1973; zona NN12 del nannoplancton: CHERCHI & MARTINI, 1981). Le litofacies e le biofacies indicano un ambiente inizialmente costiero (presenza di ostree, balanidi, ecc.) che evolve verso condizioni di mare più profondo e aperto.

A Capo Frasca (Arburese) è conosciuto un limitato affioramento di sedimenti pliocenici, potente fino a 50 m, costituito da una successione prevalentemente clastica di ambiente da litorale a intercotidale (ASSORGIA *et alii*, 1983), non rappresentabile alla scala della carta allegata.

Anche nel sottosuolo del Campidano di Oristano, i sondaggi "Oristano 1" e "Oristano 2" (TILIA ZUC-CARI, 1969; POMESANO CHERCHI, 1971b) hanno attraversato i sedimenti trasgressivi del Pliocene inferiore, rappresentati da una successione arenaceoargilloso-marnosa, di ambiente costiero e lagunare, con paleofaune analoghe a quelle della successione di Capo San Marco (PECORINI, 1972a).

Depositi siltoso-marnosi, riferibili alla zona a *Globorotalia margaritae margaritae* e di spessore esiguo (meno di 2 m) sono stati carotati nell'abitato di Quartu (Campidano meridionale) (MURRU, 1983).

Ad Orosei, la successione trasgressiva pliocenica inizia con una breccia grossolana e caotica a brachiopodi e con elementi di granito incrostati da bivalvi, che verso l'alto, per aumento della matrice, passa a sabbie di ambiente litorale e sub-litorale ricche di ostree e di spondili. Localmente affiorano sedimenti argillosi di ambiente neritico, nei quali sono contenuti resti di pesci, gasteropodi, foraminiferi bentonici



Fig. 222 - Ubicazione degli affioramenti della Formazione di Samassi (3) e dei conglomerati, arenarie e marne plioceniche (4).

- Outcrops of the Samassi formation (3) and the Pliocene conglomerates, sandstones and marls (4).

e planctonici, coralli, ecc. (DIENI & OMENETTO, 1960; FERRO, 1963; DIENI, 1968; CHERCHI, 1973). Verso l'alto della successione, apporti terrigeni grossolani, rappresentati da arenarie ad elementi angolosi, ricchissime di modelli interni di macrofossili, indicano ambienti litorali e quindi la tendenza regressiva della successione. Il contenuto fossilifero di questa successione, spessa circa 20 m, indica il Pliocene inferiore (zona a *Globorotalia margaritae margaritae*).

Movimenti tettonici, nonché una intensa erosione, hanno preceduto la trasgressione pliocenica in Sardegna. Infatti, i sedimenti del Pliocene inferiore poggiano in discordanza angolare su termini del Messiniano inferiore (Capo San Marco, Campidano di Oristano), del Miocene medio (Capo Frasca, Quartu, Orosei) e del Paleozoico (Orosei). La carta della base del Pliocene, realizzata tramite rilievi sismici nella piattaforma continentale a ovest di Capo



Fig. 223 - Colonna stratigrafica del pozzo Campidano 1 (Campidano meridionale presso Villasor), da PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969, ridisegnato).

- Stratigraphic column of Campidano 1 well (southern Campidano near Villasor); (after PecORINI, 1969, redrawn).

San Marco (FANUCCI *et alii*, 1976), indica che i sedimenti trasgressivi pliocenici poggiano su una superficie di erosione molto articolata. La successione del Pliocene inferiore al tetto è troncata da una superficie di erosione, marcata talora da paleosuoli (Capo Frasca), talvolta sormontata da basalti (Capo Frasca, Capo San Marco); altrove il Pliocene inferiore marino si interrompe contro sedimenti fluvio-lacustri (Formazione di Nuraghe Casteddu presso Orosei, MASSARI & DIENI, 1973) e la Formazione di Samassi nel Pozzo "Oristano 1" (POMESANO CHERCHI, 1971b).

Formazione di Samassi (3)

Nel Campidano (fig. 222) affiora in maniera discontinua la Formazione di Samassi: una successione continentale conglomeratica e marnoso-arenacea, potente fino a 550 m, descritta da PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969), che poggia in discordanza sia su termini del Pliocene inferiore che del Miocene. Nel pozzo Campidano 1 (fig. 223), lo spessore della formazione, che qui poggia sul Tortoniano, raggiunge circa 500 m. Si tratta di depositi fluviodeltizi conglomeratici alla base e argillosi e siltosi, ma ancora con intercalazioni di conglomerati, nella parte superiore. I conglomerati, con matrice argillosa biancastra, nella parte basale contengono ciottoli, talora fino a 50 cm di diametro, che derivano principalmente dal rimaneggiamento di formazioni mioceniche e verso l'alto anche dal basamento paleozoico. Seguono poi marne siltose chiare, con noduli argillosi e calcarei, sabbie ed argille varicolori, con lenti di conglomerati poco cementati. Le frequenti faune



Fig. 224 - Sezione geologica schematica attraverso la Fossa del Campidano basata sull'interpretazione di dati aereomagnetici, da BALIA *et alii* (1991). - Geological cross section across the Campidano graben based on aeromagnetic data, after BALIA et alii (1991).

marine rinvenute sono rimaneggiate e appartengono in gran parte a sedimenti miocenici o del Pliocene inferiore (POMESANO CHERCHI, 1971b). PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) descrivono una fauna autoctona di gasteropodi polmonati (Helix e Planorbis) semi di Solanaceae e oogoni di Characeae e attribuiscono la formazione al Pliocene ?mediosuperiore, non escludendone un'età quaternaria antica per la parte superiore. Il rinvenimento di Globorotalia punticulata in marne sabbiose immediatamente sottostanti la base di questa formazione e rinvenute nel Pozzo Oristano 1, permette di stabilire un limite inferiore a meno di 4,2 Ma (POMESANO CHERCHI, 1971b). Il limite superiore sarebbe $2,45 \pm$ 0,11 Ma poiché, presso la Giara di Gesturi, conglomerati correlati con la Formazione di Samassi sono ricoperti in discordanza da basalti con tale età radiometrica (CHERCHI et alii, 1978a). Secondo gli stessi Autori questa formazione può quindi essere attribuita al Villafranchiano inferiore. Un'età quaternaria per la parte superiore di questa formazione è suggerita da COCOZZA et alii (1974), che segnalano, in un pozzo nell'Oristanese, a quota inferiore a -33 m s.l.m., colate basaltiche intercalate nella parte superiore della formazione.

Questa formazione costituisce il riempimento sintettonico della Fossa del Campidano (fig. 224), una depressione tettonica su crosta continentale impostata lungo direttrici NNW-SSE. Secondo CHERCHI *et alii* (1978b) la fossa s'imposta durante il Messiniano superiore, ma il suo maggiore approfondimento si realizza durante il Pliocene medio-superiore, come indicato dagli alti tassi di sedimentazione (circa 550 m per Ma) della Formazione di Samassi.

3.6. - TETTONICA DELLE COPERTURE POST-ERCINI-CHE

Nel lungo periodo di tempo che va dalla fine dell'orogenesi ercinica all'inizio del Cenozoico l'Isola è stata interessata da deformazioni di modesta entità. Più importante è invece la tettonica post-eocenica. I maggiori lineamenti morfo-strutturali della Sardegna derivano dalle deformazioni compressive (principalmente oligoceniche) e distensive (del Miocene e del Plio-Quaternario) rispettivamente connesse con il margine collisionale della Corsica nordorientale, con l'apertura del Bacino balearico e con quella del Mar Tirreno.

Dopo la saldatura ercinica della Pangea, la Sardegna è caratterizzata da un'evoluzione intracratonica persistita fino all'apertura medio-giurassica dell'Oceano ligure-piemontese.

Il regime distensivo iniziato con il collasso della Catena ercinica nel Carbonifero superiore prosegue durante il Permiano ed il Triassico, individuando un lungo periodo di evoluzione intracratonica, di transizione tra la dinamica post-collisionale tardo-ercinica e l'inizio del Ciclo alpino.

Durante tutto il Mesozoico e fino all'Eocene si sono susseguite diverse fasi di attività tettonica: nel Permo-Trias, tra il Cretacico medio ed il superiore (Fase austriaca), tra il Cretacico superiore e l'Eocene inferiore (Fase laramica), alla fine dell'Eocene medio (Fase pirenaica), senza peraltro che siano state chiaramente individuate strutture tettoniche di importanza regionale riferibili a queste fasi. Questi movimenti hanno determinato solo ampi *hiatus* sedimentari e un profondo controllo della distribuzione delle facies sedimentarie.

Fino agli anni '60 era generalmente ritenuto che la tettogenesi compressiva della Sardegna si limitasse solo all'orogenesi ercinica, mentre era già chiara da tempo l'importanza della tettonica distensiva miocenica ("Fossa sarda" Auct.). Solo a metà degli anni '60, con i lavori di CHABRIER (1967; 1969; 1970) e ALVAREZ & COCOZZA (1974) sono state messe in evidenza importanti faglie trascorrenti e sovrascorrimenti del basamento sulle coperture mesozoiche. Quasi sempre queste deformazioni furono correlate con la tettonica del Dominio pirenaico-provenzale con cui la Sardegna condivide molte caratteristiche stratigrafiche mesozoiche. Recenti lavori hanno evidenziato come questa tettonica interessi buona parte del Blocco sardo-corso e come l'evoluzione terziaria dell'Isola sia correlabile più con la cintura collisionale nord-appenninica che con l'evoluzione intracratonica dell'Europa meridionale.

La tettonica terziaria nella Sardegna appare oggi particolarmente interessante in quanto gran parte dell'Isola ha costituito, assieme alla Corsica, il retropaese del catena nord-appenninica, mentre la sua parte SW era collocata in prossimità dell'orogene pirenaico. La sua posizione centrale rispetto agli orogeni del Mediterraneo occidentale e la possibilità di una buona attribuzione cronostratigrafica delle fasi deformative, consentita dall'assenza di deformazioni penetrative e metamorfismo terziari, contribuisce anche a delineare le tappe dell'evoluzione delle catene e dei bacini del Mediterraneo occidentale.

Mentre la strutturazione crostale dell'Isola si è realizzata durante l'orogenesi ercinica, gli attuali lineamenti fisiografici derivano essenzialmente dall'evoluzione tettonica terziaria e quaternaria.



Fig. 225 – Formazione dei tre margini delimitanti il Blocco sardo-corso. (a) Un margine compressivo si sviluppa a partire dal Cretacico ed è interessato da collisione continentale nell'Oligocene superiore-Aquitaniano inferiore; (b) il margine passivo occidentale (1) si sviluppa nell'Oligocene superiore-Miocene inferiore; (c) il margine passivo orientale (3) si sviluppa nel Pliocene.

- Development of margins bounding the Corsica-Sardinia block. (a) A compressive margin developed starting in the Cretaceous and underwent continental collision in the Upper Oligocene-Lower Aquitanian; (b) the western continental margin (1) developed starting in the Upper Oligocene-Lower Miocene, the continental margin of northeastern Corsica (2) developed starting in the Lower Miocene; (c) the easternmost passive margin (3) developed starting in the Pliocene.

Alle fasi distensive pliocenica e miocenica sono rispettivamente da imputare il margine orientale, riferibile all'apertura del Tirreno meridionale, e quello occidentale impostato nel Burdigaliano superiore con l'apertura del Bacino balearico (fig. 225). Questi eventi distensivi hanno determinato anche l'assetto strutturale dell'interno dell'Isola, individuandovi le fosse tettoniche plio-quaternarie del Golfo di Palmas e del Campidano con le sue prosecuzioni a mare (golfi di Oristano e Cagliari) e i bacini miocenici (post-Burdigaliano inferiore-medio) della Sardegna meridionale e settentrionale ("Fossa sarda" Auct.). L'espressione fisiografica più diretta della tettonica compressiva (Aquitaniano-Burdigaliano inferiore) è data dai lineamenti morfo-strutturali determinati dalle faglie trascorrenti NE-SW della Sardegna centro-settentrionale, ben evidenti anche da immagini da satellite (fig. 226).

Anche le quote del basamento sembrano condizionate dagli eventi collisionali della Corsica alpina. In Corsica il basamento arriva fino a oltre 2500 m di altitudine e le coperture autoctone mesozoiche sono conservate solo sotto il fronte collisionale della Corsica nord-orientale ed in piccolissimi lembi coinvolti lungo le faglie trascorrenti della Corsica sud-orientale (P.ta Calcina) (vedi la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata). Anche nella Sardegna nord-orientale le coperture sono estremamente ridotte e affiorano sistematicamente in strutture "a fiore" lungo le faglie trascorrenti (Isola di Tavolara, M. Albo, ecc.). Procedendo ancora verso SSW le coperture sono praticamente tabulari e la quota del penepiano ercinico su cui poggiano diminuisce ancora da circa 1200 m nel Gennargentu (Perda Liana) a circa 400 m nel Sarcidano.

3.6.1. - La transizione dal Ciclo ercinico al Ciclo alpino

Il quadro dei rapporti cronologici tra sviluppo di bacini stefano-autuniani, vulcanismo calcalcalino. metamorfismo regionale di alto T/P, messa in posto dei plutoni dell'associazione "calcalcalina composita", è da ricondurre ad una tettonica estensionale che inizia col collasso gravitativo della Catena ercinica (sicuramente attivo a partire da almeno 308 Ma, cioè dalla più antica età di chiusura delle muscoviti legate all'evento metamorfico decompressivo di alto T/P: (MACERA et alii, 1989), e prosegue sino al Permiano. Un quadro tettonico simile si riscontra in tutto l'orogene ercinico sud-europeo. Nel Massiccio centrale e nella Montagna Nera (MALAVIEILLE et alii, 1990; MALAVIEILLE, 1993), come nei Pirenei (GIB-SON, 1991), la concatenazione di eventi che ha portato alla genesi dei bacini carboniferi e permiani si sviluppa in un arco di tempo che va da 320 a 270 Ma. Come già fatto osservare, questa tettonica, con le manifestazioni magmatiche, metamorfiche e sedimentarie associate, non può essere considerata postercinica perché è parte integrante dell'evoluzione di tale ciclo orogenico e pertanto è stata discussa nel paragrafo "2.5.1.2. - Collasso gravitativo del cuneo orogenico". Cionondimeno, distinguere tra la cinematica estensionale dovuta al solo collasso della Catena ercinica, quella relativa a contesti transtensivi legati alle ben note trascorrenti tardo-erciniche (ARTHAUD & MATTE, 1977; ZIEGLER, 1984; VAI, 1991) e porre un limite tra queste manifestazioni estensionali e la generale subsidenza che caratterizza la crosta europea (ZIEGLER, 1980; LORENZ & NICHOLLS, 1984) nel Permiano medio, sia nelle aree intracratoniche che in quelle che saranno coinvolte nei primi stadi del processo di rifting neo-tetitisiano, costituisce un problema ancora insoluto, che potrebbe essere risolto proprio interpretando le variazioni nel registro stratigrafico delle successioni permo-triassiche e la variazione di affinità seriale delle vulcaniti in esse intercalate.

La transizione tra il collasso tardo-ercinico (con la tettonica trascorrente in parte coeva), e l'inizio del rifting eoalpino, o cumunque della riorganizzazione post-ercinica delle placche, in Sardegna potrebbe essere marcata dall'insorgenza del vulcanismo alcalino triassico e dai cambiamenti nelle successioni clastiche continentali da facies "grigie" di tipo autuniano a facies tipo saxo-turingiane di clima arido che gradano nei *red bed*s triassici. La sovrapposizione delle facies saxo-turingiane sopra quelle autuniane è anche marcata da una evidente discordanza a P.ta Lu



Fig. 226 - Immagine da satellite Landsat della Sardegna nord-orientale; sono evidenti i lineamenti morfo-strutturali orientati NE-SW a nord del Golfo di Orosei e NW-SE a sud di questo golfo.

- Landsat image of northeastern Sardinia, evident are the NE-SW oriented features north of the Orosei gulf and NW-SE oriented south of it.

Caparoni nella Nurra, nel bacino del Lago di Mulargia (Trexenta) e a Guardia Pisano (Iglesiente). Simili evoluzioni sono documentate dalla Penisola iberica (DOBLAS *et alii*, 1994) all'Europa centrale (ZIEGLER, 1980) e in Provenza (CASSINIS *et alii*, 1995).

In Sardegna un'analisi delle strutture che interessano le successioni che dallo Stefaniano arrivano sino al Triassico inferiore è sempre stata difficile a causa della frammentarietà degli affioramenti. Le uniche indicazioni deducibili a scala cartografica riguardano



Fig. 227 - Sezione geologica nel bacino permiano del Lago di Mulargia.
- Geological cross section of the Permian basin in the Mulargia lake area.

la distribuzione degli affioramenti permiani della Sardegna centro e sud-orientale. La loro collocazione al nucleo delle principali sinformi (Bacini di Seui e Perdasdefogu, Bacino del Lago di Mulargia) che deformano l'edificio a falde, infatti, ricalca chiaramente un'eredità strutturale ercinica e/o tardo-ercinica, se si considera che spesso i fianchi delle antiformi tardo-collisionali sono riattivati da faglie normali a basso angolo. Anche le trascorrenti destre tardo-erciniche spesso ricalcano l'andamento delle grandi strutture antiformali, come avviene in Sardegna nel M. Grighini e come rilevato da ARTHAUD & MATTE (1977) nell'ercinico del Massiccio centrale. In Gallura le vulcaniti permo-carbonifere e i coevi sedimenti di base si dispongono a ridosso di una zona di taglio retrograda trascorrente destra che riattiva la Linea Posada-Asinara. Un buon esempio dei rapporti tra la tettonica tardo-ercinica e lo sviluppo dei bacini permo-triassici è costituito dal Bacino del Lago di Mulargia (Sardegna centro-meridionale). In questo



Fig. 228 – (a) Schema geologico dell'affioramento di bauxite di Olmedo (da OGGIANO *et alii*, 1987, ridisegnato). A sud degli affioramenti di bauxite (linea nera spessa), la profondità della superficie di trasgressione del Cretacico superiore (orizzonte bauxitico) è desunta da numerosi sondaggi minerari. Con gli stessi sondaggi sono state individuate le formazioni sottostanti all'orizzonte bauxitico, indicate con colori più chiari. (b) Rappresentazione tridimensionale della struttura di Olmedo.

- (a) Geological sketch map of the bauxite outcrop near Olmedo (after OGGIANO et alii, 1987, redrawn). South of the bauxite outcrops (thick black line), deep of the Cretaceous trasgression (the bauxite level) is inferred from well data. Well data also permit reconstruction of the underlaying formations (lighter colours). (b) Block diagram of the Olmedo structure.

bacino (BARCA et alii, 1995a) sono state distinte due successioni: una "serie grigia inferiore" con resti vegetali di età autuniana ed una "serie rossa superiore" costituita prevalentemente da conglomerati in matrice argillitica rossastra, che poggia in discordanza angolare sulla precedente. Queste successioni mostrano relazioni di crescita, sia rispetto a faglie dirette sin-sedimentarie orientate N120E, cioè parallele alle strutture antiformali della Catena ercinica, sia rispetto a faglie con andamento sub-meridiano che documentano un'estensione E-W (fig. 227). I rapporti di terreno indicano che la sedimentazione è contemporanea all'esumazione del basamento. Nello stesso bacino sono note situazioni in cui questi depositi hanno rapporti di crescita con faglie a basso angolo che portano a contatto diretto i depositi sintettonici permiani con le unità più profonde e metamorfiche che affiorano a nucleo dell'antiforme di falde del Flumendosa (Unità di Castello Medusa). L'evoluzione di questo bacino mostra straordinarie somiglianze con quella dei bacini stefano-autuniani della Francia meridionale, ritenuti contemporanei al collasso di crosta ispessita del Massiccio centrale francese (MALAVIEILLE et alii, 1990).

L'associazione dei bacini stefano-permiani con faglie dirette a basso ed alto angolo, che rappresentano la fase finale dell'esumazione della Catena ercinica, è comune in Sardegna. E' tuttavia probabile che almeno gli ultimi stadi del collasso gravitativo della catena siano coevi con la tettonica trascorrente che interessa l'orogene ercinico durante il Carbonifero superiore-Permiano. A Seui (Barbagia di Seulo) sono citati sovrascorrimenti di metamorfiti del basamento ercinico su sedimenti stefano-permiani. Poiché il sovrascorrimento è tagliato dai porfidi permiani (fig. 69), l'età di questa tettonica è chiaramente definita (SARRIA & SERRI, 1986).

3.6.2. - Tettonica della successione connessa con l'evoluzione del margine sud-europeo

In questo paragrafo sono descritti i movimenti tettonici post-ercinici e mesozoici che hanno interessato la Sardegna prima della collisione nord-appenninica e che trovano le loro più evidenti correlazioni nel Dominio pirenaico-provenzale. La già citata frammentarietà degli affioramenti non consente una precisa caratterizzazione della tettonica tardopaleozoica; il quadro regionale fa pensare che questi sovrascorrimenti possano essere dovuti a locali transpressioni.

3.6.2.1. - Fase meso-cretacica

Le strutture

I primi movimenti tettonici di una certa importanza in cui è stata coinvolta la piattaforma carbonatica mesozoica della Sardegna iniziano alla fine del Cretacico inferiore (Fase austriaca, CHERCHI & TRÉ-MOLIÈRES, 1984). Questa fase è testimoniata da una discordanza angolare di importanza regionale, osservabile, a scala cartografica, tra i terreni del Cretacico superiore e quelli sottostanti, che vanno dal ?Triassico (in Anglona) fino al Cretacico inferiore (nella Nurra, Baronie, Isola di S. Antioco) (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; OGGIANO et alii, 1987). La discordanza è marcata da depositi bauxitici nella Nurra e da conglomerati nella Sardegna orientale (ad esempio nel M. Tuttavista). Strutture tettoniche riferibili a questa fase sono segnalate solo nella Nurra (OGGIANO et alii, 1987), dove faglie dirette orientate N60E-N80E sono riattivate come faglie transpressive sinistre dovute ad un regime compressivo con direzione di raccorciamento media orientata circa N045E (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; OGGIANO et alii, 1987). Al regime transpressivo sono legate sia strutture plicative orientate NW-SE, che faglie estensionali dirette circa N30E con disposizione en echelon. Nell'area di Olmedo (Nurra orientale) numerosi sondaggi eseguiti per la ricerca mineraria hanno messo in evidenza che le bauxiti del Cretacico superiore suturano una sinclinale a nucleo di terreni valanginiano-barremiani, orientata NW-SE (OGGIANO et alii, 1987) (fig. 228).

Il quadro geodinamico

L'evento geodinamico maggiore a cui sembra di poter riferire i movimenti intra-cretacici della Sardegna è l'inizio della subduzione dell'Oceano ligurepiemontese, testimoniato in Corsica dall'età di 105 Ma del metamorfismo di alta pressione (COHEN *et alii*, 1981; PRINCIPI & TREVES, 1984). Questa interpretazione sembra confermata anche dalla segnalazione di glaucofane detritico rinvenuto dentro depositi torbiditici del Maastrichtiano affioranti a Lanaitto (Supramonte) (DIENI & MASSARI, 1982).

La transizione del margine sud-europeo da passivo ad attivo determina in Provenza un'inversione della dinamica tettonica, da transtensiva ("Movimenti bedouliani" dell'Aptiano inferiore-Albiano medio, ROUSSET, 1969) a transpressiva a partire dall'Albiano superiore (PUIGDEFABREGAS & SOUQUET, 1986; COMBES & PEYBERNES, 1989).

L'evoluzione cretacica della Provenza trova perfetta corrispondenza con quella della Nurra; infatti nell'Albiano-Cenomaniano la Sardegna occidentale doveva raccordarsi ad una zona di alto strutturale che separava il bacino del *Flysch noire* dall'Oceano ligure-piemontese. Tale alto strutturale, noto come "Istmo Duranziano", si estendeva in gran parte della Provenza e corrispondeva ad una grande struttura antiformale con asse circa E-W legata ad una compressione N-S.

Secondo COMBES & PEYBERNES (1989), anche in Sardegna l'emersione meso-cretacica potrebbe essere legata a tale compressione che, oltre ad ampie ondulazioni, sarebbe responsabile delle strutture transpressive con direzioni E-W che abbiamo descritto e che ricalcano quelle provenzali.

3.6.2.2. - Fasi paleocenica ed eocenica

Un'importante discordanza angolare è ben nota in Sardegna alla base della Successione del Paleocene sup.-Eocene medio. Successioni detritiche poggiano sul basamento e su vari termini della copertura, dal Permiano fino al Giurassico. Generalmente questa fase è attribuita al limite Cretacico-Paleocene (Fase laramica, CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984).

La discordanza è ben esposta sull'altopiano del Salto di Quirra (fig. 229). In quest'area i conglomerati ypresiani poggiano sul basamento e su tutti i termini della copertura post-ercinica, fino al Giurassico (fig. 230). Le coperture trasgredite sono inclinate di pochi gradi rispetto alla superfice di discordanza e non risultano descritte strutture plicative o disgiuntive sicuramente riferibili a questa fase.

Inoltre, nella zona sud-occidentale dell'Isola recentemente sono state segnalate strutture che indicherebbero un'attività tettonica dell'Eocene medio (BARCA & COSTAMAGNA, 1997b). Si tratta di faglie inverse associate a pieghe che coinvolgono il basamento paleozoico e la copertura mesozoica e paleogenica fino all'Eocene inferiore. I depositi più recenti coinvolti sono i sedimenti del "Lignitifero" Auct. del Sulcis (Cuisiano-Luteziano inferiore). Queste strutture compressive, segnalate in diverse località (Porto Pino, Gonnesa), secondo gli Autori citati non interessano i sovrastanti conglomerati della Formazione del Cixerri, la cui età è riferibile all'intervallo compreso tra l'Eocene medio e l'Oligocene superiore. Queste deformazioni vengono pertanto correlate con l'evoluzione della Catena pirenaica, cui questa parte dell'Isola doveva essere prossima durante l'Eocene.

3.6.3. - Tettonica trascorrente dell'Oligocene-Miocene inferiore

Le strutture

Nella Sardegna nord-orientale locali sovrascorrimenti (CHABRIER, 1970) e strutture trascorrenti posterciniche sono note da tempo (ALVAREZ & COCOZZA, 1974; SGAVETTI, 1982). CHABRIER (1970) attribuisce queste deformazioni alla tettonica pirenaica dell'Eocene, ma in base alla presenza di nummuliti



Fig. 229 - Panorama da M. Cardiga verso SE della successione eocenica suborizzontale del Salto di Quirra. - Panoramic view of the Eocene succession, from M. Cardiga toward SE (Salto di Quirra).

luteziani rimaneggiati nel Conglomerato sintettonico di Cuccuru 'e Flores, DIENI & MASSARI (1965b) e ALVAREZ & COCOZZA (1974) ipotizzavano un'età più recente, probabilmente oligocenica.

Recentemente è stato documentato come la tettonica trascorrente di età oligo-aquitaniana rappresenti uno dei più importanti eventi deformativi della copertura post-ercinica sarda da riferire alla collisione continentale terziaria tra la Placca apula ed il margine sud-europeo (CARMIGNANI *et alii*, 1992b; 1994a; PASCI, 1997) (fig. 231).

Questa tettonica trascorrente è evidente nella Sardegna centro-settentrionale, dove sono presenti estesi lineamenti morfo-strutturali molto evidenti anche da immagini da satellite (fig. 226).

Nella Sardegna sud-occidentale i lineamenti trascorrenti sono stati riattivati durante le fasi distensive del Miocene medio e del Plio-Quaternario, per cui lasciano un maggiore margine di interpretazione e verranno trattati separatamente.

Nella Sardegna a NE del Campidano, sulla base della direzione e della cinematica delle faglie trascorrenti, si possono distinguere tre diversi settori: quello settentrionale della Sardegna NE, quello corrispondente al Golfo di Orosei e, infine, quello più meridionale della regione dei "Tacchi".

Il settore nord-orientale (dalla Gallura fino al Marghine e alle Baronie) è caratterizzato da due principali sistemi di faglie trascorrenti (fig. 182), ai quali localmente si associano strutture transpressive e bacini di pull apart il primo sistema è diretto NE-SW con rigetti sinistri, mentre l'altro è orientato E-W con rigetti destri. Il sistema più sviluppato è quello orientato circa NE-SW (Faglie di Nuoro, di Tavolara, di Olbia e quelle della Gallura), interessa tutta la Sardegna nord-orientale e si estende più a nord anche nel basamento ercinico della Corsica fino al margine collisionale della Corsica nord-orientale (fig. 232). Gli indicatori cinematici lungo le fasce cataclastiche (strie, strutture tipo "S-C", ecc.) ed i rigetti delle strutture erciniche indicano movimenti trascorrenti sinistri con minori componenti verticali, a cui sono associate sia zone transpressive che transtensive (M. Albo, Chilivani-Berchidda, ecc.) (CARMIGNANI et alii, 1992b; OGGIANO et alii, 1995; PASCI, 1997). L'entità dei rigetti orizzontali è plurichilometrica, come testimoniato dal rigetto orizzontale sinistro delle anomalie aereomagnetiche lungo la Faglia di Olbia (CASSANO et alii, 1979) che può essere stimato in circa 5 Km (fig. 50). I rigetti verticali di questo sistema, quando misurabili, raggiungono alcune centinaia di metri, ma nell'area di M. Albo, lungo la Faglia di Nuoro, arrivano fino al migliaio di metri



Fig. 230 - Discordanze post-erciniche nei pressi di Escalaplano. - Post-Hercynian unconformities near Escalaplano.

(fig. 233 e fig. 234). I rigetti trascorrenti anche in questo caso sono tuttavia molto maggiori. Studi svolti nell'area di M. Albo (CARMIGNANI *et alii*, 1992b) descrivono sovrascorrimenti (fig. 235) con disposizione *en echelon*, coerenti con la cinematica sinistra della Faglia di Nuoro, e con una geometria caratteristica delle *flower structure* positive. Lungo questi accavallamenti sono coinvolti sedimenti clastici sintettonici (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores) (fig. 236). L'importanza di simili strutture transpressive è sottolineata dal fatto che più elementi del basamento sono sovrascorsi sulla copertura mesozoica e terziaria, che a sua volta è interessata da *thrust* e raddoppi tettonici.



Fig. 231 - Ricostruzione geodinamica della Sardegna e della Corsica: (a) all'Oligocene superiore-Aquitaniano; (b) al Burdigaliano-Langhiano. - Geodynamic reconstruction of the Sardinia and Corsica position: (a) Upper Oligocene-Aquitanian; (b) Burdigalian-Langhian.

Simili strutture transpressive interessano probabilmente anche l'Isola di Tavolara (fig. 237) e la zona di Capo Figari. Anche in Corsica lembi della copertura mesozoica sono conservati nelle zone di radice di analoghe strutture a fiore (ad es.: P.ta Calcina). Alle stesse zone di taglio trascorrenti sono spesso associate in Sardegna strutture transtensive rappresentate da bacini pull apart (Bacino di Chilivani-Berchidda, di Ottana, di Benetutti, ecc.), colmati da depositi vulcano-sedimentari sintettonici di età compresa tra l'Oligocene medio-superiore e l'Aquitaniano (fig. 182 e fig. 198). Questi bacini si sviluppano lungo i releasing band delle suddette faglie trascorrenti NE-SW. Studi nel Bacino di Chilivani-Berchidda indicano un pattern di strutture (pieghe, faglie sin-sedimentarie dirette, faglie trascorrenti inverse e dirette) coerenti con un regime deformativo trascorrente sinistro (OGGIANO et alii, 1995) (fig. 238). Nel settore nord-orientale dell'Isola, l'altro sistema di faglie trascorrenti è orientato E-W ed è caratterizzato da movimenti trascorrenti destri (faglie di Trinità d'Agultu, di Posada, ecc.), come mostrano gli indicatori cinematici ed i rigetti a carico di strutture erciniche (PASCI, 1997). L'interferenza tra le faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW (es. Faglia di Nuoro, ecc.) e quelle destre orientate E-W (es. Faglia del Cedrino, Faglia di Posada, ecc.), determina lo sviluppo di cunei crostali che vengono deformati ed estrusi verso E (fig. 239).

Il settore di Orosei (fig. 182, fig. 240) è caratterizzato da un sistema di faglie trascorrenti destre orientate E-W (faglie del Cedrino e di San Giovanni), e inoltre da due sistemi di faglie trascorrenti ad anda-

mento arcuato con direzione che varia da NE-SW a N-S e da N-S a NW-SE. Sono inoltre presenti in quest'area strutture plicative che coinvolgono i depositi sintettonici del Conglomerato di Cuccuru 'e Flores con modalità tipiche delle pieghe di crescita (growth fold) (fig. 241) (PASCI et alii, 1998). Il primo sistema di faglie arcuate (con direzione che varia da NE-SW a N-S) è ben sviluppato (faglie di Oddoene, di Sovana, di Tiscali, di M. Oseli, ecc.: fig. 240) e mostra una cinematica sinistra (fig. 242) con subordinate componenti inverse, che determinano rigetti verticali talvolta superiori ai 500 m. Il secondo sistema, orientato da N-S a NW-SE (faglie di Urzulei, di Piano d'Ozìo, di Codula Sisine, ecc.) mostra una cinematica destra con minori componenti distensive. A questi sistemi di faglie trascorrenti e strettamente connessi con il loro sviluppo si associano sistemi plicativi (fig. 240, fig. 243) (PASCI, 1997), la maggior parte dei quali ha direzioni assiali comprese tra N35E e N70E (ad es. la Sinclinale di Lanaitto, fig. 244), pur essendo presenti anche sistemi di pieghe ad assi orientati N20E e N150-170E. In alcuni casi si generano interferenze tra sistemi di pieghe con strutture del tipo "duomi e bacini", come ad esempio nell'area di Gorropu. Queste pieghe talvolta sviluppano fianchi rovesci di dimensioni ettometriche (Supramonte di Oliena, Oddoene, M. Tuttavista, ecc.), lungo i quali possono impostarsi locali sovrascorrimenti con un'importante componente trascorrente (fig. 245, fig. 246).

Più a S, nel settore dei "Tacchi" (Sardegna centromeridionale), i maggiori lineamenti tettonici sono rappresentati da un sistema di faglie trascorrenti





- Sketch map with main tectonic lineaments belonging to the Tertiary strike-slip tectonics in Sardinia and Corsica.

destre con componenti dirette, orientate NW-SE (fig. 182). Gli affioramenti mesozoici ed eocenici di quest'area, abbastanza estesi, sono sub-orizzontali (fig. 229) e solo in prossimità delle faglie si osservano inclinazioni fino a 40°. Nel complesso quest'area è caratterizzata da deboli deformazioni, che si concentrano lungo le faglie trascorrenti, lasciando i blocchi tra di esse quasi indeformati. La differenza principale tra le zone a N e a S del Golfo di Orosei è che la prima zona è strutturata secondo faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW che mostrano spesso una forte componente compressiva, mentre a S del Golfo di Orosei il basamento è strutturato da faglie trascorrenti destre orientate NW-SE che mostrano, al contrario, componenti estensionali. Queste ultime componenti sembrano aumentare verso SW e portano all'individuazione di vasti bacini di età oligo-aquitaniana allungati in direzione NW-SE, in cui si raggiungono spessori e batimetrie di sedimentazione considerevoli (CHERCHI, 1985b, e bibliografia). Un sondaggio eseguito al largo del Golfo di Cagliari (Pozzo Marcella, Agip) mostra che elevati spessori (oltre 500 m) di sedimenti oligo-aquitaniani sono presenti anche al di sotto del Graben del Campidano, suggerendo fortemente che anche il limite NE dell'horst dell'Iglesiente-Sulcis e Arburese derivi da una riattivazione di un faglia precedente. In quest'area, comunque, sia per la maggiore estensione della copertura del Miocene medio e del Quaternario, sia per la sovrapposizione della fase distensiva neogenica e quaternaria sugli stessi lineamenti oligoaquitaniani, la tettonica trascorrente non è evidente come nel nord dell'Isola.

La cinematica e l'orientazione dei sistemi di faglie della Sardegna centro-settentrionale indicano una direzione di raccorciamento con orientazione circa N-S (PASCI, 1997), ma una precisa direzione del paleostress principale massimo non è facile da stabilire. Come mostrato nella Carta geologica allegata, le direzioni dei sistemi di faglie terziarie descritte sono infatti strettamente ereditate dalla struttura ercinica del basamento; al riguardo, particolarmente evidente è il parallelismo dei sistemi di faglie con i sistemi di filoni tardo-ercinici o con i lineamenti fondamentali della Catena ercinica (ad es.: la Linea Posada-Asinara). Probabilmente l'orientazione del paleostress principale è compresa entro un angolo di circa 20° attorno alla direzione N-S.

Una ricostruzione della paleogeografia oligocenica recentemente proposta prevede che il margine collisionale della Corsica NE prosegua verso S con una zona di subduzione oceanica (fig. 231). Questo implica che la crosta della Sardegna durante il rac-



Fig. 233 - Schema geologico-strutturale del M. Albo, da CARMIGNANI *et alii* (1992b). Le sezioni geologiche sono illustrate in Fig. 234. - Structural map of M. Albo, after CARMIGNANI et alii (1992b). Geological cross sections see Fig. 234.
GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

TETTONICA TRASCORRENTE DELL'OLIGOCENE-MIOCENE INFERIORE



Fig. 234 - Sezioni geologiche attraverso le strutture transpressive della Sardegna orientale, presso M. Albo (Baronie); da PASCI *et alii*, 1998. Ubicazione delle sezioni in Fig. 233.

- Geological cross sections across transpressive structures of eastern Sardinia, near M. Albo (Baronie); after PASCI et alii, 1998. Location of sections in Fig. 233.



Fig. 235 - Sovrascorrimento delle dolomie giurassiche della Formazione di Dorgali (D) sui calcari giurassici della Formazione di M. Tului (T) lungo una faglia sintetica della Faglia di Nuoro; M. Albo (Baronie).

- Thrusting of Jurassic dolomites of the Dorgali formation (D) above Jurassic limestones of the M. Tului formation (T) along a synthetic fault of the Nuoro fault; M. Albo (Baronie).



Fig. 236 - Affioramento del Conglomerato di Cuccuru 'e Flores lungo una faglia sintetica della Faglia di Nuoro, versante orientale di M. Albo (Baronie), presso Cuile su Ramasinu. Si noti la foliazione subverticale sviluppatasi lungo il contatto tettonico e il forte allungamento prodotto nei clasti carbonatici.
- Cuccuru 'e Flores Conglomerate along a synthetic fault of the Nuoro fault, eastern M. Albo (Baronie), near Cuile su Ramasinu. Note vertical foliation developed along the tectonic contact and strong elongation of carbonate pebbles.



Fig. 237 - Veduta dell'Isola di Tavolara da ovest: l'inclinazione verso sud-est degli strati delle dolomie del Giurassico è dovuta alla tettonica transpressiva oligo-aquitaniana.

⁻ Tavolara island (Gallura) seen from west: south-east dip of Jurassic dolomite bedding is due to Oligocene-Aquitanian strike-slip tectonics.

TETTONICA TRASCORRENTE DELL'OLIGOCENE-MIOCENE INFERIORE



Fig. 238 - Schema geologico-strutturale del Bacino di Chilivani-Berchidda (da OGGIANO *et alii*, 1995, ridisegnato). - Structural-geological sketch map of the Chilivani-Berchidda basin (after OGGIANO et alii, 1995, redrawn).

corciamento N-S non fosse confinata ad E. La cinematica dei blocchi coinvolti nella trascorrenza sembra supportare questa interpretazione geodinamica. A N del Golfo di Orosei il basamento reagisce al raccorciamento N-S con un'estensione realizzata mediante estrusione verso E di blocchi crostali limitati a NW da faglie transpressive sinistre (di direzione NE-SW) e a S da faglie transpressive destre (di direzione E-W) (cuneo di Capo Comino, cuneo di Posada, fig. 239) (PASCI, 1997). A S del Golfo di Orosei si realizza una geometria di *tectonic escape* mediante il sistema di faglie trascorrenti destre orientate NW-SE. Coerentemente con l'assenza di un confinamento verso E, queste faglie hanno sistematicamente un'importante componente diretta.



Fig. 239 – Schema tridimensionale (non in scala), che mostra l'estrusione verso E e la deformazione compressiva dei cunei crostali limitati da faglie trascorrenti. Questo movimento è il risultato di un raccorciamento medio orientato N-S (da: Pasci, 1997, modificato).

- Block-diagram (not to scale) showing eastward extrusion and compressive deformation in crustal wedges bounded by strike-slip tectonics. Block movements result from overall N-S shortening (after PASCI, 1997, modified).



Fig. 240 - Schema geologico (a) e strutturale (b) del Supramonte (da Pasci, 1997, modificato). - Geologic (a) and tectonic (b) map of Supramonte area (after PASCI, 1997, modified).

In sintesi, la Sardegna settentrionale resta caratterizzata da una tettonica trascorrente sinistra e compressiva, in cui si sono sviluppati solo limitati bacini transtensivi orientati NE-SW. La Sardegna meridionale è invece caratterizzata da una trascorrenza destra con componenete distensiva che, tra l'altro, determina lo sviluppo di bacini sedimentari oligo-miocenici orientati NW-SE, molto più ampi e più profondi di quelli settentrionali.

La documentazione stratigrafica più completa, conservata dentro i bacini transtensivi della Sardegna centro-settentrionale (OGGIANO *et alii*, 1995), indica che le faglie trascorrenti sono state sicuramente attive nell'Oligocene superiore fino all'Aquitaniano superiore. Come verrà discusso più avanti, il limite cronologico superiore per l'attività di queste faglie è dato dall'impostarsi delle fosse del Burdigaliano superiore che tagliano i lineamenti trascorrenti ed i depositi ad essi connessi (fig. 198).

Un'interpretazione in chiave di riattivazione distensiva dei lineamenti trascorrenti può essere prospettata per la parte sud-occidentale (Iglesiente-Sulcis) della Sardegna. Quest'area è costituita da un blocco di basamento ercinico completamente isolato del resto del basamento sardo dalla fossa plio-pleistocenica del Campidano. Gli elementi strutturali principali in quest'area sono costituiti da due bassi strutturali allungati in direzione E-W, che da S verso N sono: il Bacino di Narcao e la Fossa del Cixerri. Questi bacini sono caratterizzati dalla classica successione dell'Eocene inferiore dell'Iglesiente-Sulcis ("Miliolitico", "Lignitifero" Auct.) sormontata dai depositi clastici grossolani della Formazione del Cixerri (Eocene superiore-Oligocene) e, infine, dai prodotti vulcanici (andesiti ed ignimbriti) dell'Oligocene superiore-Miocene medio. I bassi strutturali orientati E-W sopra descritti (Bacino di Narcao e Fossa del Cixerri) sono tradizionalmente considerati



Fig. 241 - Modello evolutivo schematico tettono-sedimentario ipotizzato per l'area di M. Coazza-M. Corallino. La sedimentazione avviene nelle depressioni sinclinali, dove i depositi clastici terziari vengono progressivamente piegati in strutture tipo "sinclinali di crescita", delimitate da faglie trascorrenti inverse (non rappresentate nello schema); (da: PASCI *et alii*, 1998).

- Tectono-sedimentary evolution of the M. Coazza-M. Corallino area. Deposition occur in synclines, where Tertiary clastic deposits are progressively folded in growth synclines, bounded by reverse strike-slip faults (not drawned) (after: PASCI et alii, 1998).

come graben delimitati da faglie E-W, ma rilevamenti effettuati nell'ambito della realizzazione dei nuovi fogli geologici del Servizio Geologico d'Italia a scala 1:50.000, F°556-Assemini e F°564-Carbonia, hanno evidenziato che:

a) tra i depositi eocenici affioranti lungo i bordi di queste depressioni ed il basamento ercinico non esiste alcuna importante faglia; in molte località è stato verificato che il contatto è stratigrafico con una discordanza basale (*non-conformity*);

b) le rocce sedimentarie eoceniche che affiorano con buona continuità lungo i bordi delle depressioni immergono costantemente verso l'asse del bacino;

c) i vecchi piani di coltivazione delle miniere di carbone del Sulcis mostrano che il "Lignitifero" Auct. (costituente il livello produttivo) è intensamente piegato fino a formare pieghe con fianchi rovesci. Anche le attuali coltivazioni di carbone (miniera di Nuraxi Figus) hanno evidenziato la presenza di pieghe ettometriche, con piano assiale sub-verticale, accompagnate da elementi strutturali minori coerenti con un raccorciamento sub-orizzontale. Un quadro analogo è evidente alla scala dell'affioramento nella Formazione del Cixerri, dove sono comuni faglie inverse con rigetti metrici (fig. 247) e strutture coniugate che ammettono un raccorciamento sub-orizzontale già note da tempo (COCOZZA *et alii*, 1990). Sempre alla scala dell'affioramento è altrettanto evidente che lo stesso deposito è interessato successivamente da una fase distensiva che si manifesta con faglie dirette;

d) l'analisi sedimentologica della Formazione del Cixerri non mostra facies prossimali più grossolane in prossimità dei bordi del Bacino di Narcao o della Fossa del Cixerri, come sarebbe normale in una fossa tettonica dove la sedimentazione è controllata da scarpate di faglie attive.

In sintesi, queste osservazioni sedimentologiche e strutturali porterebbero ad escludere l'interpretazione classica delle fosse del Cixerri e di Narcao come graben bordati da faglie dirette. La fossa di Funtanazza, nell'Arburese, presenta un quadro cartografico analogo, anche se attualmente i dati strutturali in quest'area sono meno completi.

I dati disponibili, al contrario, indicano che i bassi strutturali del Cixerri e di Narcao si configurano meglio come blande sinclinali con direzione assiale circa E-W, che piegano la successione dell'Eocene inferiore-medio, e hanno originato i depocentri per la sedimentazione della successione continentale della Formazione del Cixerri durante l'Eocene superiore-Oligocene (fig. 248a). Durante la deposizione le due sinclinali hanno quindi funzionato come sinclinali di crescita, per cui la deformazione e l'inclinazione degli strati deposti diminuisce progressivamente verso l'alto.

Nel Bacino di Narcao la Formazione del Cixerri è ricoperta da una successione vulcanica di età compresa tra l'Oligocene superiore ed il Miocene medio (ASSORGIA *et alii*, 1981; 1992d; 1992e; LECCA *et alii*, 1997), costituita alla base da andesiti in duomi e colate e alla sommità da unità ignimbritiche. Le ignimbriti di età Burdigaliano superiore-Langhiano non sono sicuramente deformate da questa tettonica plicativa e forniscono il limite temporale superiore per la tettonica compressiva delle fosse dell'Iglesiente-Sulcis.

Questa interpretazione dell'evoluzione tettonica paleogenica del blocco dell'Iglesiente-Sulcis e Arbu-



Fig. 242 - Contatto tettonico tra calcari giurassici (in alto) e conglomerati terziari (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores) (in basso): i rapporti angolari tra la direzione di allungamento dei clasti del conglomerato e la superficie di contatto indicano un movimento trascorrente sinistro; M. Coazza (Supramonte).

- Tectonic contact between Jurassic limestones (above) and Tertiary conglomerates (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores) (below): relationship between elongation of clasts and fault plane point out a sinistral sense of shear M. Coazza (Supramonte).



Fig. 243 - Anticlinale nei calcari marnosi del Cretacico inferiore, presso Pischina Urtaddala, Supramonte di Urzulei. La volta della grotta ricalca la geometria della piega.

- Anticline developed in Lower Cretaceous marly limestones, near Pischina Urtaddala, Supramonte di Urzulei. The cave vault show the fold geometry.

rese consente di correlarla in modo coerente con quella del resto dell'Isola. Infatti le due sinclinali E-W del Cixerri e di Narcao, sono coerenti con un raccorciamento N-S ed i loro rapporti angolari con le fosse plio-quaternarie del Campidano e, forse, del Golfo di Palmas, suggeriscono fortemente che queste fosse derivino da faglie trascorrenti destre (probabilmente oligo-aquitaniane) riattivate durante il Miocene medio ed il Plio-Quaternario (fig. 248). Questa ipotesi è supportata anche da un sondaggio (Pozzo Marcella, AGIP) effettuato nel Golfo di Cagliari in corrispondenza della prosecuzione a mare del Graben del Campidano dove, al di sotto dei depositi quaternari e della successione marina miocenica, sono stati attraversati più di 500 m di conglomerati della Formazione di Ussana e più di 600 m di andesiti oligomioceniche (LECCA *et alii*, 1986).

Il quadro geodinamico

La tettonica trascorrente oligo-aquitaniana della Sardegna è stata messa in relazione con la tettonica collisionale del margine della Corsica nord-orientale (CARMIGNANI *et alii*, 1992b; 1994a; 1995; PASCI, 1997), come suggerito dal quadro cinematico deline-

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA Tettonica trascorrente dell'Oligocene-Miocene inferiore



Fig. 244 - Veduta aerea della Valle di Lanaitto (Supramonte). Vista verso NE. - Aerial photograph of the Lanaitto valley, view toward NE.



Fig. 245 - Sezioni geologiche nel Supramonte mostranti la geometria delle strutture plicative, i loro rapporti con le faglie trascorrenti e con i depositi sintettonici (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores).

- Geological cross section in the Supramonte area, showing fold structures, their relationships with strike-slip faults and syn-tectonic sediments (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores).



Fig. 246 - Sovrascorrimento dei calcari giurassici (Gs) sui calcari nodulari del Cretacico superiore (Cs) e sul conglomerato di Cuccuru 'e Flores (Ccf). Gli indicatori cinematici lungo il contatto tettonico (F) indicano un'importante componente di trascorrenza destra; (P.ta Cusidore: Supramonte di Oliena).

- Thrusting of Jurassic limestones (Gs) onto Upper Cretaceous nodular limestones (Cs) and Cuccuru 'e Flores Conglomerate (Ccf). Shear sense indicators along the tectonic contact (F) shows a dextral strike-slip component; (P.ta Cusidore: Supramonte di Oliena).

ato dai sistemi di faglie trascorrenti della Corsica e della Sardegna e dalla distribuzione della deformazione (vedi anche la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata), infatti:

a) la direzione di raccorciamento ammessa dal sistema trascorrente è coerente con la direzione del margine collisionale della Corsica nord-orientale;

b) l'intensità della deformazione compressiva nel basamento sardo-corso diminuisce allontanandosi dal margine collisionale.

Le relazioni tra il sistema trascorrente sardo-corso ed il margine collisionale non si limitano ai soli aspetti strutturali e cinematici. Depositi clastici sintettonici con nummuliti luteziane rimaneggiate, o addirittura clasti di calcari a nummuliti della stessa età, affiorano in Corsica sia lungo le faglie trascorrenti (conglomerati di P.ta di a Chiappa, conglomerati di Vazio, Flysch di Solaro, ecc.) sia alla base dei sovrascorrimenti al fronte delle falde della Corsica alpina (Flysch di Solaro, Flysch di Polasca, ecc.) (AMAUDRIC DU CHAFFAUT, 1973; BEZERT & CABY, 1988; EGAL, 1992). Questi sedimenti sintettonci sono analoghi a quelli associati alle faglie transpressive della Sardegna orientale (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores) (fig. 249). Sedimenti del Burdigaliano superiore-Langhiano suturano sia la tettonica trascorrente in Sardegna, che i sovrascorrimenti alpini in Corsica (Francardo, St. Florent: ORSZAG-SPERBER &



Fig. 247 - Faglie inverse nella Formazione del Cixerri (post-Eocene medio-Oligocene) (per la scala dell'affioramento cfr. il martello al centro della foto) (cava di Flumentepido: Sulcis).

- Reverse fault in the Cixerri Formation (post-Middle Eocene-Oligocene)(see hammer in the centre of photograph for scale) (Flumentepi do quarry: Sulcis).

PILOT, 1976; ROSSI & ROUIRE, 1980; JOLIVET *et alii*, 1990; DANIEL *et alii*, 1996). La tettonica trascorrente del Blocco sardo-corso è post-luteziana e pre-Burdigaliano superiore; l'età dei depositi nei bacini transtensivi della Sardegna conferma inoltre che questa era attiva durante l'Oligocene superiore-Aquitaniano. La tettonica trascorrente del Blocco sardo-corso è contemporanea alla messa in posto delle unità ofiolitiche sopra al margine continentale della Corsica

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA

TETTONICA TRASCORRENTE DELL'OLIGOCENE-MIOCENE INFERIORE



Fig. 248 - Evoluzione tettono-sedimentaria della Sardegna SW nel: a) Oligocene superiore, b) Miocene medio, c) Plio-Quaternario.

- Tettono-sedimentary evolution of SW Sardinia during: a) Upper Oligocene; b) Middle Miocene; c) Pliocene-Quaternary.



Fig. 249 - Schema strutturale e relative sezioni attraverso le faglie transpressive della Sardegna (M. Albo) e i sovrascorrimenti della Corsica "alpina" (Corte).

- Tectonic map and geological cross sections across transpressive faults in Sardinia (M. Albo) and in the Alpine Corsica (Corte).

nord-orientale. Alcuni autori (PRINCIPI & TREVES, 1984; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; CARMI-GNANI et alii, 1994a; 1994c; 1995) considerano il massiccio sardo-corso come il retropaese della catena nord-appenninica (fig. 250). In questa ipotesi il sistema Corsica alpina-Appennino settentrionale ha costituito un cuneo di accrezione a doppia vergenza prodotto dalla subduzione di litosfera oceanica sotto la Corsica e la Sardegna a iniziare dal Cretacico medio-superiore. La convergenza tra la Placca apula ed il margine europeo portò alla collisione continentale in un intervallo di tempo compreso tra l'Eocene superiore e l'Aquitaniano. Ciò è testimoniato dalle età più antiche determinate per il metamorfismo del margine continentale apulo (27 Ma: KLIGFIELD, 1979) e dai notevoli apporti clastici provenienti dallo smantellamento del basamento cristallino nei flysch dell'Appennino settentrionale, che iniziano dall'Eocene superiore (Arenarie di Ranzano) e rag-



Fig. 250 - Schema del sistema corso-appenninico secondo PRINCIPI & TREVes (1984), modificato. Si notino le vergenze opposte ai due estremi del prisma d'accrezione del blocco Apulo e Corsica.

- Sketch showing the Corsica-Appennine system after PRINCIPI & TREVES (1984), modified. Note opposite vergence on the accertionary wedge of Apulia and Corsica block. giungono il massimo sviluppo nell'Oligocene (Formazione del Macigno).

L'età della messa in posto delle unità oceaniche liguri sul margine continentale apulo non è più recente dell'Aquitaniano che è l'età del tetto della Formazione del Macigno (MONTANARI & ROSSI, 1985). Anche la documentazione biostratigrafica relativa alla formazione più recente coinvolta nel metamorfismo del margine continentale apulo non supera l'Oligocene superiore ("Pseudomacigno": DALLAN-NARDI, 1977).

Questi dati indicano nel loro complesso che la collisione continentale non può essere più recente dell'Oligocene superiore-Aquitanianoe indica che la collisione nord-appenninica si è realizzata prima dell'apertura del Bacino balearicoavvenuta nel Burdigaliano(MONTIGNY et alii, 1981; REHAULT et alii, 1984). A questo proposito è interessante notare come conglomerati di età compresa tra l'Eocenesuperiore e l'Aquitaniano, analoghi a quelli sintettonici della Sardegna (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores, Formazione di Ussana e Formazione del Cixerri) e della Corsica, si ritrovano diffusi anche lungo il margine occidentale del Bacino balearico: sulla piattaforma di Minorca, lungo il margine provenzale (Golfo del Leone, Canyon di St. Tropez: MAUFFRET et alii, 1982; REHAULT et alii, 1984; GORINI et alii, 1993).

Secondo CARMIGNANI *et alii* (1994a; 1995) e PASCI (1997), contemporaneamente alla collisione continentale nel margine nord-orientale della Corsica, la Sardegna doveva essere caratterizzata ancora da subduzione oceanica nell'Oligocene-Aquitaniano (fig. 231). Questo scenario geodinamico è suffragato dalla:

(a) presenza di un importante vulcanismo calcalcalino oligo-miocenico diffuso fino nella Sardegna meridionale, senza peraltro che vi siano in Sardegna tracce di collisione continentale (assenza di deformazioni importanti con scistosità penetrativa e metamorfismo terziari);

(b) diminuzione, da NW verso SE, dell'entità del raccorciamento realizzatosi durante la messa in posto delle falde della Corsica alpina (EGAL, 1992);

(c) estrusione tettonica verso E dei cunei crostali limitati dalle faglie trascorrenti, che necessitano di un margine continentale non confinato (RATSCHBACHER *et alii*, 1991), ad esempio un margine continentale prossimo ad una zona di subduzione oceanica. Il modello di escape tectonics per la zona a S del Golfo di Orosei ben giustifica lo sviluppo nella Sardegna meridionale di più ampi e profondi bacini sedimentari oligo-aquitaniani, paralleli alle faglie trascorrenti NW-SE. L'esempio maggiore è rappresentato dal Campidano dove, come già in precedenza ricordato, sondaggi (pozzo Marcella eseguito dall'Agip nel Golfo di Cagliari, LECCA *et alii*, 1986) e indagini sismiche (LECCA *et alii*, 1986) hanno mostrato potenti spessori di depositi oligo-aquitaniani sottostanti le successioni del Miocene medio-superiore e del Plio-Quaternario.

3.6.4. - Tettonica distensiva del Miocene medio (Burdigaliano superiore-Langhiano)

Le strutture

Con il Burdigaliano superiore in tutta l'Isola si ha un radicale cambiamento del regime deformativo, che da trascorrente (con ampie zone soggette a transpressione e transtensione), diventa distensivo. Durante questo periodo sul margine occidentale dell'Isola si sviluppa un importante prisma sedimentario progradante verso W che, localmente, poggia sui depositi vulcano-sedimentari oligo-aquitaniani, ed è troncato superiormente dalla superficie di erosione messiniana (LECCA et alii, 1986). Le indagini sismiche mostrano che questo prisma sedimentario, per quanto molto articolato nel dettaglio, ha grande continuità su tutta la piattaforma occidentale dell'Isola. Sulla terraferma, depositi marini del Burdigaliano superiore-Langhiano si rinvengono nel Logudoro e nel Sassarese proseguendo in mare nel Golfo dell'Asinara; mentre nella Sardegna meridionale essi affiorano in Marmilla, Trexenta e nel Campidano fino a mare nel Golfo di Cagliari. Questi depositi sono separati dal prisma sedimentario miocenico della piattaforma occidentale dell'Isola da alti strutturali di basamento: il Iglesiente-Sulcis-Arburese; il Rialzo di Malu Entu (LECCA et alii, 1986), che culmina con l'Isola di Mal di Ventre, al largo del Golfo di Oristano, e la Nurra-Asinara. Questi alti strutturali sono altrettanti horst limitati a W dalla gradinata di faglie dirette del margine occidentale immergenti verso W, e ad E da faglie dirette immergenti verso i quadranti orientali. I depositi del Miocene medio ("2° ciclo miocenico") affioranti in Sardegna si sono sedimentati in semigraben, limitati a occidente da grandi faglie dirette immergenti verso E; mentre ad oriente questi depositi poggiano con rapporti di onlap sul basamento della Sardegna orientale e sulle sue coperture permo-mesozoiche (fig. 248b).

Nel Sassarese e nel Logudoro il *semigraben* che si sviluppa ad oriente della Nurra è complicato dall'interferenza delle faglie NNW-SSE con le faglie trascorrenti oligo-aquitaniane orientate E-W e NE-SW riattivate come faglie dirette (FUNEDDA et alii, 2000). Nella Sardegna meridionale, un profilo sismico a riflessione eseguito nel 1992 dall'AGIP mostra che, almeno su una trasversale circa E-W pochi chilometri a N di Cagliari, il bacino burdigaliano-langhiano è bordato da una faglia diretta principale orientata NW-SE, praticamente coincidente con il bordo sud-occidentale del Campidano. Come già detto, sembra probabile che questa faglia rappresenti un lineamento tettonico persistente che ha giocato come faglia trascorrente destra durante la fase oligoaquitaniana ed è stato riattivato come faglia diretta durante il Miocene medio e durante il Plio-Quaternario (fig. 248).

Nella Sardegna settentrionale, la distinzione tra le strutture trascorrenti oligo-aquitaniane ed i depositi associati ("1° ciclo") dalle strutture distensive ed i relativi sedimenti ("2° ciclo") è facilitata dal fatto che le faglie dei due eventi hanno direzioni fortemente differenti (fig. 198). Al contrario, nella Sardegna meridionale la fase oligo-aquitaniana ha prodotto principalmente trascorrenti destre orientate NW-SE e la distensione miocenica si è realizzata principalmente riattivando queste trascorrenti come faglie dirette. Questo determina una certa difficoltà nel separare le strutture ed i depositi dei due cicli. Dalla letteratura (CHERCHI & MONTADERT, 1984; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; CHERCHI, 1985c) emerge che il quadro stratigafico-strutturale del Miocene della Trexenta e della Marmilla è complesso in quanto probabilmente derivato dall'interferenza di strutture oligo-aquitaniane e burdigaliano-langhiane.

Il quadro geodinamico

La tettonica distensiva che interessa la Sardegna a partire dal Burdigaliano superiore e che controlla la deposizione dei sedimenti miocenici del "2° ciclo" (Burdigaliano superiore-Langhiano) è parte di un contesto geodinamico distensivo che interessa tutto il Mediterraneo occidentale dal margine provenzale all'Appennino settentrionale.

Questa tettonica è contemporanea all'apertura del Bacino balearico e alla rotazione del massiccio sardocorso. L'entità della rotazione è comunemente ritenuta circa 30°-35° in senso antiorario (DE JONG *et alii*, 1969; BOBIER & COULON, 1970; ALVAREZ, 1972; 1973; 1973; COULON *et alii*, 1974; MANZONI, 1974; 1975; BELLON *et alii*, 1977; EDEL & LOR-TSHER, 1977; EDEL, 1979; MONTIGNY *et alii*, 1981; CHERCHI & MONTADERT, 1982; BURRUS, 1984; 1984; REHAULT *et alii*, 1984; VIGLIOTTI & LAN-GENHEIM, 1995).

Secondo MONTIGNY *et alii* (1981) la rotazione, iniziata a circa 20,5 Ma, si sarebbe conclusa a circa 19 Ma (Burdigaliano). Per REHAULT *et alii* (1984), in base sia all'età radiometrica delle vulcaniti con anomalie magnetiche e paleodeclinazione NW, la fine della deriva e della rotazione sarebbe avvenuta nel Burdigaliano medio, mentre lavori più recenti (VIGLIOTTI & LANGENHEIM, 1995) portano la fine della rotazione al Langhiano superiore.

A partire dal Burdigaliano, si assiste ad una generale trasgressione in tutta l'area balearico-provenzale, sul margine occidentale sardo-corso e nei *semigraben* della Sardegna, con deposizione di importanti spessori di sedimenti. Anche nel margine provenzale è noto un complesso vulcanico calco-alcalino oligo-miocenico analogo a quello della Sardegna.

Nel Tirreno settentrionale i depositi più antichi di questo ciclo sedimentario sono del Burdigaliano ed affiorano nell'Isola di Pianosa (DALLAN, 1964; COLANTONI & BORSETTI, 1967; DALLAN, 1967). Le sezioni sismiche a riflessione, effettuate nel Tirreno proprio a sud dell'Isola di Pianosa, mostrano che questi sedimenti sono discordanti su di un substrato pre-neogenico (BARTOLE, 1990; BARTOLE et alii, 1991). I sedimenti affioranti nell'Isola di Pianosa appartengono ad una successione sedimentaria che aumenta di spessore verso W, fino a raggiungere valori di 3.000-4.000 m nel Bacino corso, che nel suo insieme ha la struttura di un semigraben con la faglia principale sul margine occidentale (GABIN, 1972; ZITELLINI et alii, 1986). I depositi langhiani di Aleria (Corsica orientale, ORSZAG-SPERBER & PILOT, 1976) suggeriscono che depositi di questa età siano presenti anche all'interno del Bacino corso (GABIN, 1972; ZITELLINI et alii, 1986). Questo clima distensivo è testimoniato anche dal magmatismo di carattere alcalino rappresentato dalle lamproiti di Sisco datate a 15,2 Ma (Langhiano) (CIVETTA et alii, 1978).

L'effetto più vistoso della distensione del Miocene medio è rappresentato dall'apertura del Bacino balearico e del Mar Tirreno settentrionale, ma anche nel sistema collisionale Corsica-Appennino settentrionale sono registrati importanti effetti della distensione. Nella Corsica nord-orientale il regime distensivo post-collisonale determina deformazioni duttili che portano all'esumazione delle metamorfiti in facies degli scisti verdi del *metamorphic core complex* del Tenda (JOLIVET *et alii*, 1990; 1991). Su queste metamorfiti giacciono discordanti e trasgressivi i calcari di St. Florent del Burdigaliano-Langhiano (ORSZAG-SPERBER & PILOT, 1976). Altri sedimenti del Burdigaliano poggiano sui complessi ofiolitici della Corsica alpina esumati a N di Corte (Francardo).

Nell'Appennino settentrionale l'inizio della tettonica estensionale post-collisionale era generalmente posta nel Tortoniano superiore sulla base dell'età dei più vecchi depositi che riempiono i *graben* del Miocene superiore-Pliocene della Toscana meridionale (fig. 251) (vedi anche la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata).

Recenti lavori mostrano però che l'inizio dell'estensione è molto più antica (BERTINI *et alii*, 1991). Infatti la cosiddetta "Serie ridotta" (TREVI-SAN, 1955; GIANNINI *et alii*, 1971; LAVECCHIA *et alii*, 1984; BERTINI *et alii*, 1991; DECANDIA *et alii*, 1993) della Toscana meridionale, in cui le unità più alte della pila di falde (Liguridi) frequentemente poggiano su quelle più profonde e metamorfiche, sono attualmente interpretate come un effetto di grandi faglie dirette a basso angolo che spesso riattivano i precedenti *thrust* (LAVECCHIA *et alii*, 1984; LAVEC-CHIA, 1988; KELLER & PIALLI, 1990; BERTINI *et alii*, 1991).

Le faglie ad alto angolo che bordano i graben del Miocene superiore-Pliocene tagliano sistematicamente le precedenti strutture. L'estensione prodotta dalle faglie ad alto angolo è circa il 10% (BERTINI et alii, 1991), mentre l'entità dell'estensione necessaria per produrre la "Serie ridotta" della Toscana meridionale è più del 120% (CARMIGNANI et alii, 1995).

Lo stesso evento distensivo ha determinato, nella Toscana settentrionale, lo sviluppo del *metamorphic core complex* delle Alpi Apuane. Età radiometriche comprese tra 11-14 Ma ed ottenute dalle muscoviti del complesso metamorfico apuano (GIGLIA & RADI-CATI DI BROZOLO, 1970; KLIGFIELD *et alii*, 1986) sono state interpretate come stadi di esumazione delle metamorfiti (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990). Sulle strutture della "Serie ridotta" si depositano nella Toscana meridionale sedimenti marini discordanti sulle unità Liguri. I primi depositi sono riferibili al Langhiano (Arenarie di Manciano e Capalbio: GIAN-NINI, 1957; FONTANA, 1980).

I dati esposti indicano che il cambiamento del campo di stress da compressivo a distensivo durante il Burdigaliano sarebbe simultaneo su tutta la trasversale che adesso comprende Provenza, Bacino balerarico, Blocco sardo-corso, Tirreno settentrionale, Toscana (fig. 169, fig. 231 e fig. 252). Questa distensione, probabilmente dovuta ad una riorganizzazione della cinematica delle placche fuori dal sistema in esame, determina differenti fenomeni a seconda delle

TETTONICA DISTENSIVA DEL MIOCENE MEDIO (BURDIGALIANO SUPERIORE-LANGHIANO)



Fig. 251 - Schema strutturale della Corsica e della Toscana, (da CaRMIGNANI *et alii*, 1995, modificato). - Structural sketch map of Corsica and Toscana (after CARMIGNANI et alii, 1995, modified).



Fig. 252 - Sezione schematica sinottica attraverso il Bacino balearico, il Blocco sardo-corso, il Tirreno e l'Appennino settentrionale (da CARMIGNANI et alii, 1995).

- Schematic cross section across the Balearic basin, the Corsica-Sardinia block, the Tyrrhenian sea and the northern Appennines (after CARMIGNANI et alii, 1995).

caratteristiche della crosta, ereditate dalle precedenti fasi di convergenza e collisione. Nelle zone con crosta ispessita dalla collisione continentale (Corsica alpina, Toscana) l'assottigliamento crostale determina l'esumazione di *metamorphic core complex* della crosta media, caratterizzati da deformazione distensiva duttile sin-metamorfica e da zone di taglio normali. Nelle zone con crosta non ispessita (Sardegna e Corsica sud-occidentale) l'estensione determina lo sviluppo di *semigraben*.

3.6.5. - La tettonica dal Miocene medio (Serravalliano) al Quaternario

Le strutture del Miocene medio-Messiniano

La successione miocenica che va dal Burdigaliano superiore al Messiniano è divisa in due cicli ("2° ciclo" e "3° ciclo miocenico") separati da una fase di emersione con erosione di età serravalliana. Lo hiatus sedimentario è breve e probabilmente maggiore nella Sardegna settentrionale, dove è marcato anche da una discordanza angolare (M. Santo, Logudoro, Scala di Gioca, Sassari: POMESANO CHERCHI, 1971a; OGGIANO, 1987; MARTINI et alii, 1992). Nel Sassarese sono documentate faglie dirette orientate E-W (ad es.: Faglia di Ittiri) e NNW-SSE riattivate nel Serravalliano-Tortoniano (FUNEDDA et alii, 2000). E' probabile che anche nella Sardegna meridionale le stesse faglie che hanno portato all'individuazione dei semigraben del "2° ciclo" siano state riattivate poi nel Serravalliano. Del resto i profili sismici, sia nella Sardegna meridionale (LECCA et alii, 1986) che in quella settentrionale (THOMAS & GENNESSEAUX, 1986), mostrano frequentemente che faglie di crescita del "2° ciclo" miocenico controllano anche la sedimentazione dei cicli successivi fino al Quaternario. L'attività tettonica durante il "3° ciclo" miocenico è testimoniata sia nel S che nel N dell'Isola da vistosi slumping (fig. 212), locali emersioni, frequenti faglie minori sin-sedimentarie, brecce e discordanze intraformazionali (fig. 253).

La maggiore struttura che si è sviluppata in questo periodo è l'attuale margine orientale dell'Isola, che si è impostato a partire dal Tortoniano superiore (KASTENS *et alii*, 1988; SARTORI, 1989; MASCLE & REHAULT, 1990; FABRETTI *et alii*, 1995) e la cui evoluzione è proseguita fino al Quaternario (fig. 225).

Le strutture del Plio-Quaternario

Ai depositi regressivi messiniani segue in discordanza il Pliocene inferiore marino che affiora molto sporadicamente in Sardegna. Il Plio-Quaternario è caratterizzato da un vulcanismo da alcalino a transizionale e da potenti depositi conglomeratici che testimoniano una significativa attività tettonica anche in questo periodo.

Indagini sismiche nel Campidano mostrano che l'attività della faglia che limita a NE l'horst dell'Iglesiente-Sulcis e che ha controllato la sedimentazione miocenica, continua anche nel Plio-Quaternario, sviluppando in questo periodo di tempo un rigetto di circa 600 m (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; POMESANO CHERCHI, 1971b). L'attività di questa faglia sarebbe continuata fino al Pleistocene, Mindel compreso e Tirreniano escluso. Il riempimento del semigraben plio-quaternario del Campidano è costituito da sedimenti clastici grossolani (Formazione di Samassi) che testimoniano un energico ringiovanimento del rilievo. Allo sprofondamento del Campidano corrisponde un sollevamento delle aree limitrofe. Particolarmente evidente è il sollevamento durante il Pliocene-Quaternario del basamento paleozoico compreso tra il Campidano ed il margine orientale dell'Isola. In quest'area il corso a meandri incassati del Fiume Flumendosa sembra essersi approfondito di circa 400 m a partire dall'altopiano su cui poggia il plateaux basaltico pliocenico di Orroli, testimoniando un vistoso ringiovanimento del rilievo.

Una significativa attività tettonica plio-quaternaria è stata individuata anche nel Golfo di Palmas (Sulcis), dove un sondaggio ha messo in evidenza circa 260 m di depositi continentali plio-quaternari (CRISTINI et alii, 1982). Il ringiovanimento plio-quaternario del rilievo è ben documentato anche nella Sardegna settentrionale, dove i sedimenti messiniani di M. Santo affiorano a circa 700 m di quota e dove i basalti pleistocenici mostrano vistose inversioni del rilievo, con colate che talvolta affiorano a qualche centinaio di metri più in alto degli attuali fondovalli (MARINI & MURRU, 1983). Le faglie che controllano il sollevamento di gran parte dell'Isola, quando non sembrano riattivare strutture precedenti, hanno generalmente un'orientazione meridiana parallela a quella del margine occidentale e orientale. Faglie con questo andamento sono evidenti nel Salto di Quirra, dove rigettano sensibilmente le coperture tabulari terziarie, nel Sulcis e nel Logudoro dove rigettano i calcari del Tortoniano-Messiniano.



Fig. 253 - Discordanza intraformazionale nella formazione delle Arenarie di Pirri (presso Fangario: Cagliari). - Angular unconformity in the "Arenarie di Pirri" formation (near Fangario: Cagliari).

Il quadro geodinamico

L'evento geodinamico più importante che nel Miocene superiore ha interessato la Sardegna è l'impostazione dell'attuale margine orientale dell'Isola. Questo margine infatti si forma a partire dal Tortoniano superiore (KASTENS et alii, 1988; SARTORI, 1989; MASCLE & REHAULT, 1990) ed ha continuato la sua strutturazione fino al Quaternario. Gli eventi geodinamici principali a cui riteniamo di riferire la tettonica distensiva del Miocene superiore-Quaternario ed il magmatismo intraplacca associato, sono la migrazione dell'Appennino settentrionale sull'avanfossa del margine adriatico e soprattutto l'apertura del Tirreno meridionale e la conseguente migrazione dell'Arco calabro. Questi eventi sono ben documentati anche in tutto il Tirreno settentrionale, dove si ha una ripresa della tettonica distensiva.

In Toscana, dopo la distensione post-collisionale che portò allo sviluppo delle "Serie ridotte" della Toscana meridionale e del *core complex* delle Alpi

Apuane, si manifesta un secondo evento distensivo tra il Tortoniano superiore ed il Quaternario, originando una serie di horst e graben diretti NNW-SSE e limitati da faglie ad alto angolo che determinano un'estensione molto minore (6-7%: BERTINI et alii, 1991; CARMIGNANI et alii, 1995) rispetto alla precedente fase estensionale. Il magmatismo associato a questa fase è costituito da magmatiti con età comprese tra 7,3 e 2,2 Ma, progressivamente decrescenti da W verso E. Queste magmatiti sono derivate principalmente da fusione parziale di crosta continentale (INNOCENTI et alii, 1992, e bibliografia). Nel Bacino di Corsica, i depositi del Burdigaliano affioranti a Pianosa sono sormontati da una potente successione miocenica ?superiore; inoltre, poiché anche nella Corsica orientale (Piana di Aleria) è presente una successione tortoniano-messiniana discordante sui depositi del Miocene medio, è giustificato ritenere che questo ciclo possa essere presente anche dentro il Bacino di Corsica.

234 L. CARMIGNANI, G. OGGIANO, S. BARCA, P. CONTI, A. ELTRUDIS, A. FUNEDDA, S. PASCI, I. SALVADORI

4. - DEPOSITI QUATERNARI

Il Quaternario è rappresentato in gran parte da depositi in facies continentale (fig. 254), mentre i subordinati depositi marini danno luogo ad affioramenti discontinui e di debole spessore e vengono attribuiti al Tirreniano, essendo gli unici che forniscano una sicura datazione in base al contenuto paleontologico. Per quanto riguarda l'età dei depositi continentali, questa è in genere definita solo in base ai rapporti con quelli marini tirreniani.

Il Quaternario antico (Pleistocene) è rappresentato principalmente dalle "Alluvioni antiche" Auct. (2a), diffuse in tutta l'Isola, ma in particolare nella piana del Campidano e in Nurra. Con minore estensione affiorano anche nelle pianure costiere del Turritano (Sassarese), di Orosei e Siniscola, del Sarrabus, ecc. Si tratta prevalentemente di sedimenti fluviali di conoide e di piana alluvionale, rappresentati da conglomerati, ghiaie e sabbie più o meno costipate, spesso con abbondante matrice siltoso-argillosa arrossata e variamente ferrettizzate. Particolarmente evidente è la conoide del Fiume Tirso, nel Campidano di Oristano, di cui si può ancora riconoscere l'originario cono di deiezione, attualmente terrazzato, il cui apice è stato individuato da VARDABASSO (1956) alla fuoriscita del corso d'acqua dalle gole basaltiche di Villanova Truschedu, circa 20 km nell'entroterra. In Nurra PECORINI (1961) riconosce dei depositi alluvionali antichi costituiti in prevalenza da ciottoli quarzosi, con argille e sabbie fortemente arrossate, che ricoprono i termini delle successioni paleozoica, mesozoica e cenozoica. Nel tratto finale del Fiume Flumendosa sono riconosciuti da VARDABASSO (1956) e da CALVINO (1972) depositi alluvionali antichi sabbiosi e ghiaiosi, a varie altezze rispetto all'attuale livello marino, che si raccordano lateralmente ai depositi di versante pedemontani.

In prossimità della costa i depositi alluvionali antichi sono in genere ricoperti dai depositi di spiaggia. Talvolta però, lungo la costa occidentale ed in particolare in Nurra, si interrompono in falesie sul mare, con terrazzi alti fino a 40 m (Alghero, Porto Torres, ecc.). Questi depositi alluvionali sono stati reincisi in più ordini di terrazzi a seguito delle oscillazioni eustatiche pleistoceniche.



Fig. 254 - Ubicazione degli affioramenti quaternari di ghiaie, sabbie ed argille oloceniche (1), di "Alluvioni antiche" Auct. (2a), "Panchina tirreniana" Auct. (2b) e Arenarie eoliche würmiane (2c).

Outcrops of Holocene gravels, sands and clays (1), of "Alluvioni antiche" Auct. (2a), "Panchina tirreniana" Auct. (2b) and Würm eolian sandstones (2c).

Pur mancando i dati per una documentazione cronostratigrafica adeguata delle "Alluvioni antiche" Auct., diversi Autori hanno tuttavia evidenziato alcuni aspetti e svolto considerazioni che permettono una loro collocazione stratigrafica. I rapporti con i depositi costieri del Tirreniano presso Alghero e nel Campidano di Cagliari e di Oristano indicano un'età pre-interglaciale Mindel-Riss (PECORINI, 1962; 1963a; MAXIA & PECORINI, 1968). Nel settore di Orosei tali depositi alluvionali sono discordanti sulle sabbie del Pliocene inferiore e ricoperti da colate laviche datate 3,9-2,1 Ma (BECCALUVA et alii, 1985) e quindi probabilmente appartenenti al Villafranchiano inferiore (DIENI & MASSARI, 1966b), già precedentemente descritti nel paragrafo "3.5.3. - Ciclo vulcanico ad affinità alcalina, transizionale e subalcalina del Plio-Pleistocene". Depositi alluvionali terrazzati, fortemente arrossati, a clasti di basamento metamorfico e porfido quarzifero rosso, esposti nei terrazzi costieri del Sarrabus e dei dintorni di Cagliari, sono attribuiti da CHERCHI et alii (1978a) al periodo glaciale Mindel.

Depositi d'ambiente lacustre o palustre, perloppiù carbonatici, si rinvengono discontinui sopra i depositi alluvionali antichi. In Nurra, MAXIA & PECORINI (1968) descrivono un bacino lacustre pleistocenico, costituito da marne, argille e calcari con malacofauna di acqua dolce, potenti una ventina di metri. In alcuni settori della Barbagia e del Sulcis, sopra le litologie carbonatiche mesozoiche, affiorano depositi travertinosi che i medesimi Autori attribuiscono ad una probabile età pre-tirreniana.

Nelle aree pedemontane di raccordo tra i rilievi e le pianure si estendono i depositi detritici dei glacis di accumulo, talora potenti alcune decine di metri (Sulcis, Campidano occidentale, ecc.), anch'essi reincisi e terrazzati. Si tratta di materiale clastico grossolano, con elementi spigolosi o solo debolmente smussati, di dimensioni mediamente da centimetriche a decimetriche, con abbondante matrice argilloso-ferruginosa arrossata. La loro deposizione si fa risalire all'azione del ruscellamento diffuso in condizioni climatiche fredde e umide corrispondenti ai periodi glaciali del Pleistocene. Sui pediment (o glacis di erosione) modellati per lo più sulle rocce cristalline paleozoiche, i depositi detritici da ruscellamento risultano invece assai discontinui e di esiguo spessore (da pochi decimetri a qualche metro).

A questi depositi pedemontani vanno pure associati detriti di versante di probabile origine crioclastica (fig. 255), riconducibili anch'essi ai sistemi morfo-climatici di tipo periglaciale.



Fig. 255 - Breccia crioclastica pleistocenica (P.ta Cupetti, M. Albo: Baronie).

- Pleistocene crioclastic breccia (P.ta Cupetti, M. Albo: Baronie).

Caratteristici in tutta l'Isola sono i depositi tipo "éboulis ordonées", costituiti da materiale clastico spigoloso e più o meno grossolano, spesso con abbondante matrice siltoso-argillosa in genere arrossata, con una stratificazione sottolineata da ripetute variazioni granulometriche dovute alle variazioni d'intensità e/o di frequenza del crioclastismo in ambiente periglaciale. L'inclinazione degli strati non è coerente con quella del versante su cui poggiano, e all'interno del deposito essa aumenta da pochi gradi al piede del versante, fino a circa 30° nella parte sommitale. Questi depositi periglaciali in genere riferiti al Würm si rinvengono in modo discontinuo e con spessori assai variabili un po' ovunque, soprattutto in corrispondenza dei massicci cristallini paleozoici (Gennargentu, M. Limbara, ecc.), o carbonatici mesozoici del Golfo di Orosei (Supramonte, ecc.) (OZER & ULZEGA, 1981) a quote variabili dal livello del mare, fino a 1.300 m di altitudine. Gli affiora-



Fig. 256 - Sezione di affioramento dei depositi di *éboulis ordonnées* (Cala Gonone: Golfo di Orosei) (da ULZEGA & OZER, 1980, modificato).

Stratigraphic section of an "éboulis ordonnées" deposit (Cala Gonone: Golfo di Orosei) (after ULZEGA & OZER, 1980, modified).

menti più interessanti sono osservabili a Cala Gonone, sulla costa orientale, dove poggiano sui calcari giurassici, costituiscono falesie di circa 40 m sul mare e si rinvengono con una certa continuità fino a 600 m di altitudine (fig. 256). Uno sviluppo così imponente di questi depositi viene giustificato dall'elevata gelività delle rocce carbonatiche affioranti, e dalla presenza di versanti strutturali molto inclinati e cornici verticali. In quest'area i rapporti con le colate basaltiche plio-quaternarie ed i depositi marini tirreniani indicano un'età di deposizione che va dal Pleistocene inferiore (Mindel) fino al Würm (fig. 256).

Lungo la costa occidentale (Sulcis, Iglesiente, Nurra) e più raramente su quella orientale (Orosei, Gallura), sono inoltre presenti estesi depositi di origine eolica. Si tratta in genere di dune fossili composte da arenarie rossastre con cemento calcareo, spesso con stratificazione incrociata, spianate e sottostanti la panchina tirreniana (fig. 257). Sono frequenti fossili di *Helix* e resti ossei frammentari di mammiferi. A N di Alghero affiorano depositi eolici a circa 40 m sul livello del mare, con intercalati calcari palustri di probabile ambiente interdunare, inclinati verso ovest.

Arenarie eoliche attribuite al Riss sono segnalate in regione Pedrera (Alghero) intercalate fra i depositi marini del Tirreniano II e quelli sottostanti del Tirreniano I, presso San Giovanni di Sinis, dove è stato trovato un molare di elefante nano (*Elephas lamarmorae*) (MAXIA & PECORINI, 1968; AMBROSETTI, 1972), nei pressi di Funtana Morimentu (Gonnesa) (COMA-SCHI CARIA, 1965) e a Tramariglio in Nurra (MALA-



Fig. 257 - Dune würmiane lungo la costa presso Porto Pino (Sardegna sud-occidentale). - Würm dunes along the coast at Porto Pino (south-western Sardinia).



Fig. 258 - Affioramento di "Panchina" tirreniana (Masua: Iglesiente). - Outcrop of Tirrenian "Panchina" (Masua: Iglesiente).



Fig. 259 - Esemplare di *Strombus bubonius* del Tirreniano (Calamosca : dintorni di Cagliari). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Tirrenian Strombus bubonius (Calamosca: near di Cagliari). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 260 - Esemplare di *Patella ferruginea* del Tirreniano (Sa Tonnaria). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Tirrenian Patella ferruginea (Sa Tonnaria). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 261 - Sezione stratigrafica dell'affioramento di Tirreniano di Calamosca (Cagliari) (da ULZEGA & OZER, 1980, modificato).

- Stratigraphic section of Tirrenian rocks at Calamosca (Cagliari) (after ULZEGA & OZER, 1980, modified).

TESTA, 1954). Sempre in Nurra, sui depositi alluvionali antichi poggiano dune fossili spianate, costituite alla base da arenarie giallo-rossastre e in alto da arenarie biancastre. Sempre secondo MAXIA & PECORINI (1968) si tratta di dune würmiane sovrapposte a dune rissiane.

A Capu Mannu, nel Sinis, per le potenti arenarie eoliche poggianti su un probabile Messiniano e contenenti intercalazioni di paleosuoli e, alla base, resti di vertebrati (Mandriola), viene invece prospettata un'età pliocenica medio-superiore, forse pleistocenica nei livelli più alti (PECORINI *et alii*, 1973).

Sui depositi eolici attribuiti al Riss, giacciono i depositi marini costieri del Tirreniano II, mentre localmente, alla base degli stessi, si osserva un altro livello marino con fauna banale, senza *Strombus*, affiorante circa alla quota attuale del livello marino e riferito all'interglaciale Mindel-Riss (Tirreniano I: CHERCHI *et alii*, 1978b). Lo stesso livello è segnalato nel Pozzo Oristano 1 a quota -33 m dal piano di campagna (fig. 216). Ugualmente, i sedimenti marini sia del Tirreniano II che quelli sottostanti del Tirreniano I sono stati riscontrati in un sondaggio nella piana di Alghero (PECORINI, 1963a).

Nei settori costieri dell'Isola sono presenti, sospesi in genere fino a 3-4 m sull'attuale livello del mare, i sedimenti marino-litorali del Tirreniano II (**2b**) ("Panchina tirreniana a *Strombus*" *Auct.*, fig. 258) (VARDABASSO, 1956; ULZEGA & OZER, 1982), costituiti da conglomerati e arenarie a cemento calcareo e biocalcareniti, in genere contenenti una ricca associazione fossilifera di mare caldo (simile a quella attualmente vivente lungo le coste del Senegal), data da lamellibranchi (*Arca, Glycymeris, Mytilus galloprovincialis*), gasteropodi (*Strombus bubonius, Conus testudinarius, Patella ferruginea*, ecc.) (fig. 259 e fig.

GEOLOGIA DELLA SARDEGNA



Fig. 262 - Dente di *Elephas melitensis* del Pleistocene (San Giovanni di Sinis: Oristanese). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Pleistocene Elephas melitensis tooth (S. Giovanni Sinis: Oristanese). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 263 - Cranio di *Macacus (Inuus) majori* del Pleistocene (Is Oreris, Fluminimaggiore: Fluminese). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

 Pleistocene Macacus (Inuus) majori skull (Is Oreris, Fluminimaggiore: Fluminese). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 264 - Duna fossile wurmiana lungo la costa di Villasimius (Sarrabus meridionale).

- Fossil Würm dune along the coast at Villasimius (southern Sarrabus).



Fig. 265 - "Cascata" di travertino al margine dell'altopiano eocenico, ne i pressi di M. Cardiga (Salto di Quirra).

- Travertine "waterfall" at the boundary of the Eocene limestones outcrops at M. Cardiga (Salto di Quirra).

260), celenterati (*Cladocora coespitosa*), cirripedi (*Balanus*), alghe (*Lithothamnium*). All'interno di questa successione tirreniana vengono ulteriormente distinte due facies sedimentarie, non contemporanee e separate da una superficie erosiva: una caratterizzata da un'arenaria omogenea ben stratificata a *Strombus* attribuita allo stadio "Eutirreniano", ed una seconda costituita da conglomerati grossolani ed eterogenei attribuita ad uno stadio "Neotirreniano", separate da un breve evento regressivo di minore importanza. Le analisi sulla racemizzazione degli amminoacidi e datazioni radiometriche U/Th su questi depositi danno un'età variabile tra 138.000 e 90.000 anni (ULZEGA, 1995).

Affioramenti caratteristici sono quelli di Cagliari (Calamosca), dove ISSEL (1914) istituì il "piano tirrenico" (fig. 261), di Is Arenas, Nora, Sinis, Alghero, S.Teresa di Gallura, ecc.. Questi depositi sono stati ritrovati anche per qualche chilometro nell'entroterra nelle piane costiere del Sinis, di Oristano, della foce del Flumendosa, dove spesso passano lateralmente a faune salmastre (*Cardium edule, Tapes dianae, Ostrea edulis*) o lacustri con *Planorbis* (Siniscola e nel Turritano: FEDERICI *et alii*, 1987) e ai depositi alluvionali del Riss-Würm.

Ai depositi marini del Tirreniano segue una fase regressiva rappresentata da sedimenti eolici con intercalati paleosuoli ricchi in resti di cervidi ed altri mammiferi (fig. 262 e fig. 263) in genere riferiti al Würm (ULZEGA & OZER, 1980). Dune fossili di questa età affiorano in particolare nel Sulcis occidentale (Porto Pino, Porto Paglia, S. Antioco, dintorni di Carbonia), nell'Arburese (fra Capo Pecora e Capo Frasca), nell'Oristanese (San Giovanni di Sinis) e nel Sarrabus (Capo Carbonara) (fig. 264).

L'Olocene (1) (fig. 254) è rappresentato soprattutto dai depositi ghiaioso-sabbiosi di fondovalle e delle piane alluvionali, dalle sabbie e ghiaie delle spiagge, dalle sabbie eoliche di retrospiaggia, talora con formazioni dunari che si estendono per qualche chilometro nell'entroterra, e da depositi limoso-argillosi delle lagune e stagni costieri. Sempre all'Olocene sono riferibili gli accumuli detritici spigolosi e più o meno grossolani situati al piede dei versanti più acclivi nei rilievi costituiti dalle magmatiti paleozoiche (porfiroidi, porfidi, granitoidi), dalle quarziti o dalle pareti subverticali dei "Tacchi" carbonatici mesozoici e delle "Giare" basaltiche.

Da annoverare, infine, i crostoni e depositi travertinosi che si rinvengono soprattutto ai bordi dei rilievi carbonatici del Cambriano (Iglesiente e Sulcis), del Mesozoico (Tacchi e Toneri del Sarcidano, Ogliastra, Barbagie ecc.) e dell'Eocene (Salto di Quirra) (fig. 265); parte di questi travertini possono però essere anche di età pleistocenica e forse pliocenica.

RINGRAZIAMENTI

Si desidera ringraziare tutte quelle persone che nel corso degli anni hanno contribuito ai nostri studi sulla geologia della Sardegna, con discussioni, escursioni, critiche, ecc.

Per la realizzazione di questo lavoro ringraziamo N. Cerbai per l'utile contributo fornito, Elisabetta Messina per la realizzazione delle fotografie dei fossili al Museo di Paleontologia dell'Università di Cagliari e il 7° Reparto Volo di Abbasanta per la realizzazione delle foto aeree (concessione S.M.A. nr. 24-036 del 23.06.97). I referi A. Gandin e G. Giglia per la lettura critica del manoscritto e gli utili suggerimenti e consigli.

Desideriamo, infine, ringraziare il Direttore del Servizio Geologico Nazionale per aver accolto questo lavoro nelle Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia.

BIBLIOGRAFIA

- AGUS M. & PECORINI G. (1978) Livelli a Carofite nel carbone della "prima vena" della Miniera di Serucci e nel Cixerri. Rend. Ass. Min. Sarda: **84**, 43-65, Iglesias.
- ALBANI R. (1989) Ordovician (Arenigian) Acritarchs from the Solanas Sandstone Formation, Central Sardinia, Italy. Boll. Soc. Paleont. It.: 28, 3-37, Modena.
- ALBANI R., DI MILIA A., MINZONI N. & TONGIORGI M. (1985) -Nuovi dati palinologici e considerazioni geologiche sulla età delle Arenarie di Solanas (Cambro-Ordoviciano-Sardegna Centrale). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 91, 1-20, Pisa.
- ALBERTI G. (1963) Sul Devonico inferiore e medio nella Sardegna meridionale. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat.: 34, 553-559, Roma.
- ALLEMANN J. (1978) Contribution à l'étude stratigraphique, paléontologique et sedimentologique du Crétacé de l'Ouest de la Sardaigne. Thése doct., Provence.
- ALVAREZ W. (1972) Rotation of the Corsica-Sardinia microplate. Nature: 235, 103-105, London.
- ALVAREZ W. (1973) Sardinia and Corsica: one microplate or two? Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 43, 1-3, Cagliari.
- ALVAREZ W. & COCOZZA T. (1974) The tectonics of central eastern Sardinia and the possible continuation of the Alpine Chain to the south of Corsica. In: MAXIA C. & POME-SANO CHERCHI A. (Eds.), Paleogeografia del Terziario Sardo nell'Ambito del Mediterraneo Occidentale. Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari, 43, 5-34, Cagliari.
- 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.
- AMADESI E., CANTELLI C., CARLONI G.C. & RABBI E. (1967) -Carta geologica del Foglio 208-Dorgali, 1:100.000, Libreria dello Stato, Roma.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1973) Les relations entre Schistes lustrées et Flysch autochtones dans le Sud de la Corse alpine. Géologie Alpine: 49, 5-12, Grenoble.
- AMBROSETTI L. (1972) L'Elefante fossile della Sardegna. Boll. Soc. Geol. It.: 91, 127-131, Roma.
- AMSTUZ A. (1925) Les roches éruptives des environs de Dorgali et Orosei en Sardaigne. Bull. Suisse Min.: 5, 261, Zürich.
- ANNOSCIA E. (1968) I Briozoi. Introduzione allo studio con particolare riguardo per i Briozoi italiani e mediterranei, Palaeontographia Italica special issue, pp. 397, Pisa.
- ARAÑA V., BARBERI F. & SANTACROCE R. (1974) Some data on the comenditic type area (S. Pietro and S. Antioco Islands, Sardinia). Bull. Volcanol.: 38, 725-736, Heidelberg.
- ARTHAUD F. (1963) Un exemple de tectoniques superposées dans le Paléozoique de l'Iglesiente (Sardaigne). C. R. Soc. géol. France: 9, 303-304, Paris.
- ARTHAUD F. (1970) Étude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines Hercyniens: Les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente

(Sardaigne), Publications de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc - Série Géologie Structurale, **1**, pp. 175, Montpellier.

- ARTHAUD F. & MATTE P. (1966) Contribution à l'étude de tectoniques superposées dans la chaine hercynienne: étude microtectonique des séries metamorphiques du Massif des Maures (Var.). C. R. Acad. Sci. Paris: 262, 436-439, Paris.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977) Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a rightlateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. Am. Bull.: 88, 1305-1320, Boulder.
- ARTHAUD F., OGIER M. & SEGURET M. (1981) Géologie et géophysique du Golfe du Lion et de sa bordure nord. Bull. B.R.G.M.: 2, 175-193, Orleans.
- ARTHAUD F. & SAUNIAC S. (1981) Une coupe synthétique à travers la chaîne varisque de Sardaigne. Commentaires sur l'évolution tectono-métamorphique. Bull. Soc. géol. France: 23, 535-539, Paris.
- ASSORGIA A., BALOGH K., LECCA L., IBBA A., PORCU A., SECCHI F.A. & TILOCCA G. (1995) - Volcanological characters and structural context of the Oligo-Miocene volcanic succession from Central Sardinia (Italy). In: POLINO R. & SACCHI R. (Eds.), Atti del Convegno "Rapporti Alpi Appennino", Accademia Nazionale delle Scienze, Scritti e Documenti, 14: 397-424.
- ASSORGIA A., BARCA S., BRAVIN E., CARTA M., FARRIS M., FIORI M., GRILLO S.M., MARCELLO A., PRETTI S., RIZZO R. & SPANO C. (1993) - Carta geologica e delle georisorse del distretto vulcanico Monastir-Furtei, 1:25.000, S.E.L.C.A., Firenze,
- ASSORGIA A., BARCA S., CASU L., CIPOLLARI P., COSENTINO D., GUERRERA F., SERRA M., SPANO C. & TRAMONTANA M. (1997a) - Convegno-Escursione nella Marmilla. "La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. Libro Guida e Riassunti", Villanovaforru (CA), 19-22 Giugno 1997, 44-55.
- ASSORGIA A., BARCA S., CASULA G. & SPANO C. (1988) Le successioni sedimentarie e vulcaniche del Miocene nei dintorni di Giave e Cossoine (Logudoro, Sardegna NW). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 26, 75-107, Cagliari.
- ASSORGIA A., BARCA S., COCOZZA T., DECANDIA F.A., FADDA A., GANDIN A. & OTTELLI L. (1992a) - Characters of the Cenozoic sedimentary and volcanic succession of western Sulcis (SW Sardina). In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. 5, IGCP Project No. 276, Newsletter: 17-20, Siena.
- ASSORGIA A., BARCA S., ONNIS G., SECCHI F.A. & SPANO C. (1986a) - Episodi sedimentari e vulcanici oligo-miocenici nel settore dell'Arcuentu e loro contesto geodinamico (Sardegna SW). Mem. Soc. Geol. It.: 35, 229-240, Roma.
- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1992b) Upper Oligocene-Lower Miocene sequences of the Arbus-Funtanazza coast (South-Western Sardinia, Italy). In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tom-

maso Cocozza. 5, IGCP Project No. 276, Newsletter: 21-31, Siena.

- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1992c) Upper Oligocene-Lower Miocene sequences of the Arbus-Funtanazza coast (south-western Sardinia, Italy). In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP Project No. 276, NEWSLETTER, 5, 21-31, Siena.
- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1997b) A synthesis on the Cenozoic stratigraphic, tectonic and volcanic evolution in Sardinia (Italy). Boll. Soc. Geol. It.: 116, 407-420, Roma.
- ASSORGIA A., BECCALUVA L., DERIU M., DI BATTISTINI G., GALLO F., MACCIOTTA G., PINGANI L., VENTURELLI G., VER-NIA L. & ZERBI M. (1981) - Carta geopetrografica del complesso vulcanico del Montiferro (Sardegna centrooccidentale), Grafiche STEP, Parma.
- ASSORGIA A., BECCALUVA L., DI PAOLA G.M., MACCIONI L., MACCIOTTA G., PUXEDDU M., SANTACROCE R. & VENTURELLI G. (1976) - Il complesso vulcanico di Monte Arci (Sardegna centro-occidentale); nota illustrativa alla carta geopetrografica 1 : 50.000. Boll. Soc. Geol. It.: 95, 371-401, Roma.
- ASSORGIA A., BROTZU P., CALLEGARI E., FADDA A., LONIS R., OTTELLI L., RUFFINI R. & ABRATE T. (1992d) - Carta geologica del distretto vulcanico cenozoico del Sulcis (Sardegna sud-occidentale), S.E.L.C.A., Firenze.
- ASSORGIA A., BROTZU P., LONIS R., MORBIDELLI L. & TRAVERSA G. (1986b) - Carta geologica del complesso vulcanico calcalcalino oligo-miocenico dell'Arcuentu (Sardegna centro-occidentale), S.E.L.C.A., Firenze.
- ASSORGIA A., BROTZU P., MORBIDELLI L., NICOLETTI M. & TRA-VERSA G. (1984) - Successione e cronologia (K-Ar) degli eventi vulcanici del complesso calco-alcalino oligo-miocenico dell'Arcuentu (Sardegna centro-occidentale). Period. Min.: 53, 89-102, Roma.
- ASSORGIA A., CINCOTTI F., FADDA A., GIMENO D., MORRA V., OTTELLI L. & SECCHI F.A. (1992e) - Caratteri vulcanologici e petrografici delle successioni "ignimbritiche" terziarie del Sulcis (Sardegna sud-occidentale). "Guida alle escursioni sui depositi piroclastici cenozoici sardi. Riunione Scientifica", Sardegna, 9-12 Giugno 1992, 32-60.
- ASSORGIA A., FADDA A., GIMENO D., MORRA V., OTTELLI L., PUJOLRIU L.L. & SECCHI F.A. (1992f) - Tectono-sedimentary evulution of the Upper Tertiary volcanic succession of Sulcis area (SW Sardinia, Italy). Paleontologia y Evoluciò: 24, 307-319, Barcelona.
- ASSORGIA A., FADDA A., GIMENO D., MORRA V., OTTELLI L. & SECCHI F.A. (1990a) - Le successioni ignimbritiche terziarie del Sulcis (Sardegna sud-occidentale). Mem. Soc. Geol. It.: 45, 951-963, Roma.
- ASSORGIA A., FADDA A., GIMENO D., MORRA V., OTTELLI L. & SECCHI F.A. (1990b) - Tectono-sedimentary and magmatic evolution of the Tertiary volcanic succession of Sulcis area (SW Sardinia, Italy). "IX Congress R.C.M.N.S.: Global events and Neogene Evolution of the Mediterranean", Nov. 19-24, Barcellona, 37-38.
- ASSORGIA A. & GIMENO D. (1994) Coeval genesis of pillow lava on the sea floor and under thin cover of unlithified sediments (and associated formations of peperites). Geol. Mijnbouw: 72, 363-373, Amsterdam.
- ASSORGIA A., MACCIONI L., MACCIOTTA G.P. & SAVELLI C. (1983) - Carta geopetrografica del vulcanismo pliocenico della Sardegna centro-meridionale, 1:50.000, S.E.L.C.A., Firenze.

- ATZENI (1958) I diatremi del settore sud-occidentale del bacino miocenico della Marmilla. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 28, 99-109, Cagliari.
- ATZENI A. (1967) Carta geologica del Massiccio del Gennargentu e dell'Alto e Medio Flumendosa, Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- AUBOUIN J. (1974) *La Provence*. In: DEBELMANS J. (Ed.), Géologie de la France. Doin: 346-386, Paris.
- AUTRAN A. & COGNÉ J. (1980) La zone interne de l'orogène Varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement da la chaine hercynienne, Géologie de l'Europe, 108, pp. 90-111, BRGM, Orleans.
- AZEMA J., CHABRIER G., FOURCADE E. & JAFFREZO M. (1977) -Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne. Revue de Micropaléontologie: 20, 125-139, Paris.
- BABIN C., COCKS L.R.R. & WALLISER H. (1980) Faciès, faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe. "26° Congr. Géol. Intern., Coll. 6 "Géol. de l'Europe"", Paris, 7-17 juillet 1980, 191-202.
- BADHAM J.P.N. (1982) Strike-slip orogens an explanation for the Hercynides. J. geol. Soc. London: 139, 493-504, London.
- 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. I.G.C.P. No. 5, Newsletter: 7, 8-10, Padova.
- BALIA R., FAIS S., KLINGELÉ E., MARSON I. & PORCU A. (1991) -Aeromagnetic constraints on the geostructural interpretation of the southern part of the Sardinian Rift, Italy. Tectonophysics: 195, 347-358, Amsterdam.
- BARBERI F. & CHERCHI A. (1980) Excursion sur le Mésozoïque et le Tertiaire de la Sardaigne Occidentale, 345, pp. 115, C.N.R.-Progetto Finalizzato Geodinamica, Roma.
- BARBIERI R. & D'ONOFRIO S. (1985) Benthic Foraminifera of the Fangario Formation (Cagliari, Sardinia). Boll. Soc. Paleont. It.: 23, 439-437, Modena.
- BARBIERI R., D'ONOFRIO S., MARTINI E. & MURRU M. (1985) -Middle Miocene of Fangario (Cagliari). "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 314-318.
- BARCA S. (1973) Sedimentologia e paleogeografia della formazione continentale oligocenica di Funtanazza (Sardegna sudoccidentale). Boll. Soc. Natur.: 82, 107-126, Napoli.
- BARCA S. (1981) Contributo alla stratigrafia del Siluriano-Devoniano del Sarrabus (Sardegna sud-orientale). Boll. Soc. Geol. It.: 100, 85-98, Roma.
- BARCA S. (1985) "Postgotlandiano" Auct. e Carbonifero inferiore terrigeno in Sardegna: recenti e nuovi dati stratigrafico-strutturali. Gruppi di Lavoro del C.N.R.: "Paleozoico" e "Evoluzione magmatica e metamorfica della crosta fanerozoica": 21-22, Riunione Scientifica, Siena 13-14 Dic. 1985.
- BARCA S. (1991) Phénomènes de resédimentation et flysch hercynien à faciès Culm dans le "synclinal du Sarrabus" (SE de la Sardaigne, Italie). C. R. Acad. Sci. Paris: 313, 1051-1057, Paris.
- BARCA S., CARMIGNANI L., ELTRUDIS A. & FRANCESCHELLI M. (1995a) - Origin and evolution of the Permian-Carboniferous basin of Mulargia Lake (South-Central Sardinia, Italy) related to the Late-Hercynian extensional tectonics. C. R. Acad. Sci. Paris: 321, 171-178, Paris.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M., PILLOLA G.L. & PITTAU DEMELIA P. (1987) - Datation de l'Ordovicien inférieur par

Dictyonema flabelliforme et Acritarches dans la partie supérieure de la formation "Cambrienne" de Cabitza (SW de la Sardaigne, Italie): Conséquences géodinamiques. C. R. Acad. Sci. Paris: **305**, 1109-1113, Paris.

- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981a) - Discovery of lower Ordovician Acritarchs in the "Postgotlandiano" sequence of southwestern Sardinia (Italy): Age and tectonic implications. Boll. Soc. Geol. It.: 100, 377-392, Roma.
- BARCA S., COCOZZA T. & SALVADORI I. (1984a) Storia delle ricerche geologiche nel Massiccio Sardo. Vol. Giub. I° Centenario Società Geologica Italiana. 315-352, Bologna.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997a) Compressive "Alpine" tectonics in Western Sardinia (Italy): geodynamic consequences. C. R. Acad. Sci. Paris: 325, 791-797, Paris.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997b) Il bacino eocenico del Sulcis (Sardegna SO): nuove evidenze tettoniche ed inquadramento geodinamico. "Convegno-Escursione: La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. Libro Guida e Riassunti", Villanovaforru (CA), 19-22 Giugno 1997, 70-71.
- BARCA S., COSTAMAGNA L.G. & DEL RIO M. (1995b) Affioramenti permo-carboniferi e meso triassici fra Porto Piscinas e Punta Acqua Durci (Arburese, Sardegna SW). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 1-11, Sassari.
- BARCA S., COSTAMAGNA L.G. & DEL RIO M. (1995c) La successione triassica di Scivu-Is Arenas (Sardegna sud-occidentale). Nuovi dati stratigrafici e sedimentologici. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 102, 5-19, Pisa.
- BARCA S., DEL RIO M., MINZONI N. & PITTAU DEMELIA P. (1984b) - Presenza di Tremadociano ad Acritarchi in unità tettoniche erciniche a Sud del Lago di Mulargia (Sardegna centrale). Riv. It. Paleont. Strat.: 89, 315-334, Milano.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981b) Acritarchs in the "Arenarie di San Vito" of south-east Sardinia: stratigraphical and geological implications. Boll. Soc. Geol. It.: 100, 369-375, Roma.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1988) New geological and stratigraphical data and discovery of Lower Ordovician acritarchs in the San Vito Sandstone of the Genn'Argiolas Unit (Sarrabus, Southeastern Sardinia). Riv. It. Paleont. Strat.: 94, 339-360, Milano.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU P. (1992a) Lithostratigraphy and microfloristic analysis of the fluvial-lacustrine Autunian basin in the Sulcis area (Southwestern Sardinia, Italy). In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP Project No. 276, Newsletter, 5, 45-49, Siena.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1979) La successione ordovicianosiluriana inferiore nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale). Mem. Soc. Geol. It.: 20, 189-202, Roma.
- BARCA S., FARCI G. & FORCI A. (1998) I depositi sinorogenici ercinici del Sulcis (Sardegna sud-occidentale). Boll. Soc. Geol. It.: 117, 407-419, Roma.
- BARCA S., FERRETTI A., MASSA P. & SERPAGLI E. (1992b) Minor Tectonic units within the Hercynian Arburese Nappe in Southwestern Sardinia. New structural and stratigraphic evidences. In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP Project No. 276, Newsletter, 5, 51-55, Siena.
- BARCA S., GNOLI M., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1986) New stratigraphic data and evidence of Lower and Upper Devonian

based on Conodonts in Sarrabus area. Riv. It. Paleont. Strat.: 92, 299-320, Milano.

- BARCA S. & JÄGER H. (1989) New geological and biostratigraphical data on the Silurian in SE Sardinia. Close affinity with Thuringia. Boll. Soc. Geol. It.: **108**, 565-580, Roma.
- BARCA S., MAXIA C. & PALMERINI V. (1973) Sintesi sulle attuali conoscenze relative alla Formazione del Cixerri (Sardegna sud-occidentale). Boll. Serv. Geol. d'It.: 94, 307-318, Roma.
- BARCA S. & MAXIA M. (1982) Assetto stratigrafico e tettonico del Paleozoico del Sarrabus occidentale. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 87-93, Cagliari.
- BARCA S. & OLIVIERI R. (1991) Age and source of calcareous blocks resedimented into Hercynian flysch type sediments of the Sarrabus area (southeastern Sardinia). Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena: 122, 49-66, Modena.
- BARCA S. & PALMERINI V. (1973) Contributo alla conoscenza degli ambienti di sedimentazione relativi alla "Formazione del Cixerri" (Sardegna sud-occidentale). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 12, 13-50, Cagliari.
- BARCA S. & PALMERINI V. (1974) Indagine sedimentologica e significato paleoclimatico delle facies clastiche alla base dei "Tacchi". Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 28, 1-20, Cagliari.
- BARCA S. & SALVADORI I. (1974) Nuovo contributo alla geologia del paleozoico a nord di Monte Arcuentu (Sardegna sud-occidentale). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 14, 77-88, Sassari.
- BARCA S. & SPALLETTA C. (1985) Nuove osservazioni sul conglomerato di Villasalto. Giorn. di Geol.: 46, 25-32, Bologna.
- BARD J.P., BURG J.P. & RIBEIR A. (1980) Le chaine hercynienne d'Europe Occidentale en termes de tectonique des plaques. Colloque C6, Géologie de l'Europe - 26° CGI Paris: 7-17, Paris.
- BARTOLE R. (1990) Caratteri sismostratigrafici, strutturali e paleogeografici della piattaforma continentale tosco-laziale; suoi rapporti con l'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It.: **109**, 599-622, Roma.
- BARTOLE R., TORELLI L., MATTEI G., PEIS D. & BRANCOLINI G. (1991) - Assetto stratigrafico-strutturale del Tirreno settentrionale: stato dell'arte. In: PIALLI G., BARCHI M. & MENICHETTI M. (Eds.), Studi Preliminari all'Acquisizione Dati del Profilo CROP 03 Punta Ala-Gabicce. Studi Geologici Camerti, volume speciale 1991/1, 115-140, Camerino.
- BARTUSH M. (1985) Geologie des Monte S.ta Giusta (Nurra, NW-Sardinien). PhD thesis, Universität Frankfurt.
- BAYER R. & MATTE P. (1979) Is the mafic/ultramafic massif of Cabo-Ortegal (Northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction? A new gravity interpretation. Tectonophysics: 57, T9-T18, Amsterdam.
- BECCALUVA L., BROTZU P., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1987) - Caenozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the sardo-tyrrhenian area. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.), The lithosphere in Italy - Advances in earth science research. Accademia Nazionale dei Lincei: 229-248, Roma.
- BECCALUVA L., CAMPREDON R., FERAUD G. & MACCIOTTA G. (1983) - Étude des relations entre volcanisme plio-quaternaire et tectonique en Sardaigne à l'aide de l'analyse structurale des dykes. Bulletin Volcanologique: 46, 365-379, Heidelberg.
- BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G.P. & RICCI C.A. (1985) - Geochronology in Sardinia: results and problems. Rend. Soc. It. Min. Petr.: 40, 57-72, Milano.

- BECCALUVA L., COLTORTI M., GALASSI B., MACCIOTTA G. & SIENA F. (1994) - The Caenozoic calcalkaline magmatism of the western Mediterranean and its geodynamic significance. Boll. Geof. Teor. Appl.: 36, 293-308, Trieste.
- BECCALUVA L., DERIU M., SAVELLI C. & VENTURELLI G. (1977) -Geochronology and magmatic character of the Pliocene-Pleistocene volcanism in Sardinia. Bull. Volcanol.: 40, 1-16, Heidelberg.
- BECCALUVA L., LEONE F., MACCIONI L. & MACCIOTTA G. (1981) -Petrology and tectonic setting of the paleozoic basic rocks from Iglesiente-Sulcis (Sardinia-Italy). N. Jb. Miner. Abh.: 140, 184-201, Stuttgart.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G., SIENA F. & ZEDA O. (1989) Harzburgite-lherzolite xenoliths and clinopyroxene megacrysts of alkaline basic lavas from Sardinia (Italy). Chemical geology: 77, 331-345, Amsterdam.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G. & VENTURELLI G. (1974) Nuovi dati e considerazioni petro-genetiche sulle serie vulcanicheplio-quaternarie del Montiferro (Sardegna centro-occidentale). Mem. Soc. Geol. It.: 13, 539-547, Roma.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G. & VENTURELLI G. (1975) Dati geochimici e petrografici sulle vulcaniti "Plio-quaternairie" della Sardegna centro-occidentale. Boll. Soc. Geol. It.: 94, 1437-1457, Roma.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G. & VENTURELLI G. (1976) Le vulcaniti plio-quaternarie del Logudoro (Sardegna nord-occidentale). Boll. Soc. Geol. It.: 95, 339-350, Roma.
- BECHSTÄDT T. & BONI M. (1994a) Controls on the evolution of the Cambrian carbonate platform. In: BECHSTADT T. & BONI M. (Eds.), Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochtonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 48, 107-108, Roma.
- BECHSTÄDT T. & BONI M. (1994b) Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 48, pp. 434, Roma.
- BECHSTÄDT T., BONI M. & FROHLER M. (1994) Facies development in early and middle Cambrian time. In: BECHSTADT T. & BONI M. (Eds.), Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochtonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 48, 47-106, Roma.
- BECHSTÄDT T., BONI M. & SELG M. (1988) Rise and fall of an isolated, instable carbonate platform: The Cambrian of southwestern Sardinia. Geol. Rundsch.: 77, 389-416, Stuttgart.
- BEHR H.-J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P. & WEBER K. (1984) - The Variscan Belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. Tectonophysics: 109, 15-40, Amsterdam.
- BELLON H. (1981) Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma. In: WEZEL F.C. (Ed.), Sedimentary Basins of the Mediterranean margin. Tecnoprint: 341-360, Bologna.
- BELLON H., COULON C. & EDEL J.B. (1977) Le deplacement de la Sardaigne. Syntèse des donnés géochronologiques, magmatiques et paleomagnetiques. Bull. Soc. géol. France: 19, 825-831, Paris.
- BELLUOMINI G., DISCENDENTI A., MALIPIERI W. & NICOLETTI M. (1970) - Studi sulle ossidiane italiane. Il contenuto in 40 Argon radiogenico e possibilità di datazione. Period. Min.: 34, 469-479, Roma.

- BERNARD-GRIFFITH J. & CORNICHET J. (1985) Origin of eclogites from South Brittany (France): a Sm-Nd isotopic and REE study. Chemical Geology: 52, 185-201, Amsterdam.
- BERTINI G., COSTANTINI A., CAMELI G.M., DI FILIPPO M., DECAN-DIA F.A., ELTER F.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - Struttura geologica dei Monti di Campiglia a Rapolano Terme (Toscana meridionale): stato delle conoscenze e problematiche. Studi Geologici Camerti: 1, 155-178, Camerino.
- BERTOLIO S. (1895) Sur le massif volcanique de Siliqua (Sardaigne meridionale). Bull. Soc. géol. France: 23, Paris.
- BEZERT P. & CABY R. (1988) Sur l'âge post-batonien des événements tectono-metamorphiques alpins en bordure orientale de la Corse cristalline. Bull. Soc. géol. France: 4, 965-971, Paris.
- BIGAZZI G., BONADONNA F.P., BELLUOMINI G. & MALIPIERI L. (1971) - Studi sulle ossidiane italiane. IV. Datazione con il metodo delle tracce di fissione. Boll. Soc. Geol. It.: 90, 469-480, Roma.
- BIGAZZI G., BONADONNA F.P., MACCIONI L. & PECORINI G. (1976) - Research on Monte Arci (Sardinia) subaerial volcanic complex using the fission-track method. Boll. Soc. Geol. It.: 95, 1555-1570, Roma.
- BOBIER C. & COULON C. (1970) Résultats préliminaires d'une étude paléomagnétique des formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Logudoro (Sardaigne septentrionale). C. R. Acad. Sci. Paris: 270, 1434-1437, Paris.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1974) Il microcontinente sardo-corso come un arco residuo di un sistema arco-fossa miocenico. In: MAXIA C. & POMESANO CHERCHI A. (Eds.), Paleogeografia del Terziario Sardo nell'Ambito del Mediterraneo Occidentale. Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari, 43, 57-68, Cagliari.
- BODINIER J.L., BURG J.P., LEYRELOUP A. & VIDAL H. (1988) -Reliques d'un bassin d'arrière-arc subducté, puis obducté dans la région de Marvejols (Massif Central). Bull. Soc. géol. France: 8, 21-33, Paris.
- BODINIER J.L., GIRAUD A., DUPUY C., LEYRELOUP A. & DOSTAL J. (1986) - Caractérisation géochimique des métabasites associées à la suture hercynienne. Massif Central Français et Chamrouse (Alpes). Bull. Soc. géol. France: 1, 115-123, Paris.
- BONADUCE G. & RUSSO A. (1985) The Miocene Ostracoda of Sardinia. Boll. Soc. Paleont. It.: 23, 421-437, Modena.
- BONHOMMET N. & PERROUD E. (1986) Apport du paléomagnétisme à la compréhension del'orogénèse hercynienne en Europe occidentale. Bull. Soc. géol. France: 8, 35-42, Paris.
- BONI M. (1994) Ores in southwestern Sardinia. In: BECHSTADT T. & BONI M. (Eds.), Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochtonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia. Memorie descrittive della Carta Geologica D'Italia, 48, 155-184, Roma.
- BONI M. & COCOZZA T. (1978) Depositi mineralizzati di canale di marea nella Formazione di Gonnesa del Cambrico inferiore della Sardegna. Giorn. di Geol.: 43, 1-20, Bologna.
- BONI M., COCOZZA T., GANDIN A. & PERNA G. (1981) Tettonica, sedimentazione e mineralizzazioni delle brecce al bordo sudorientale della piattaforma carbonatica cambrica (Sulcis, Sardegna). Mem. Soc. Geol. It.: 22, 111-122, Roma.
- BONI M. & GANDIN A. (1979) Analisi sedimentologica e giacimentologica del passaggio Formazione di Gonnesa-Formazione di Cabitza del Cambriano sardo. Mem. Soc. Geol. It.: 20, 453-459, Roma.
- BONIN B. (1980) Les complexes alcalins acides anorogéniques: l'exemple de la Corse. PhD thesis, Univ. Paris VI.

- BORRADAILE G.J., BAYLY M.B. & POWELL C.M. (1982) Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics, pp. 551, Springer Verlag, Berlin.
- BORROUILH R. (1973) Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du nord-est de Majorque (Baléares). La terminaison nord-orientale des Cordillères Bétiques en Méditerranée occidentale. Thèse, Paris.
- Bosco C. (1902) Il "Lophiodon sardus" (n. sp.) delle ligniti di Terras de Collu (Sardegna). Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.: 11, 178-182, Roma.
- BOSELLINI A. & OGNIBEN G. (1968) Ricoprimenti ercinici nella Sardegna centrale. Ann. Univ. Ferrara: 1, 1-15, Ferrara.
- BOUCHARDON J.L., SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P. & PIPOULE M. (1989) - Eclogite in the French Paleozoic Orogen: geodinamic significance. Tectonophysics: 169, 317-332, Amsterdam.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) -Aspetti genetici del batolite sardo-corso. Rend. Soc. It. Min. Petr.: 38, 701-764, Milano.
- BROTZU P., DI SABATINO B. & MORBIDELLI L. (1970) Ricerche e considerazioni petrologiche sulle concentrazioni nodulari ultrafemiche di alcune lave post-mioceniche della Sardegna. Period. Min.: 39, 291-322, Roma.
- BROTZU P., MORBIDELLI L. & TRAVERSA G. (1978) Caratteri petrografici e chimici delle sieniti del Sarrabus meridionale. Period. Min.: 47, 83-98, Roma.
- BROUWER H. (1987) The Sardic tectonic phase in SW Sardinia: a concept rejected. IGCP Project No. 5 Newsletter: 7, 134-138, Padova.
- BRUIJN H. & RUMKE C.G. (1974) On a peculiar mammalian association from the Miocene of Oschiri (Sardinia). Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen: B-77, 44-79, Amsterdam.
- BRUSCA C. & DESSAU G. (1968) I giacimenti piombo-zinciferi di S. Giovanni (Iglesias) nel quadro della geologia del Cambrico sardo. L'industria Mineraria: 19, 470-494, 533-556, 597-609, Roma.
- BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J. & MATTE P. (1984) -Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan belt: an example in the French Massif Central. In: HUTTON D.H.W. & SANDERSON D.J. (Eds.), Variscan tectonics of the North-Atlantic region. Geological Society of London Special Publications, 14, 47-61, London.
- BURG J.P. & MATTE P. (1978) A cross section through the French Massif Central and the scope of its variscan evolution. Z. dt. geol. Ges.: 129, 429-440, Stuttgart.
- BURRET C.F. (1972) Late tectonics and the Hercynian continental orogeny. Nature: 239, 155-156, London.
- BURRUS J. (1984) Contribution to the geodinamic synthesis of the Provençal Basin (northwesternMediterranean). Marine Geology: 55, 247-270, Amsterdam.
- BUSULINI A., DIENI I., MASSARI F., PEJOVIC D. & WIEDMANN J. (1984) - Nouvelles données sur le Crétacé supérieur de la Sardaigne orientale. Cret. Res.: 5, 243-258, London.
- BUSULINI A., DIENI I., MASSARI F. & PREMOLI SILVA I. (1987) Le Crétacé de Lanaitto (Oliena). "Groupe français du Crétacé", Sardaigne, 24-29 Mai, 1987, 160-179.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y. & TREUIL M. (1982) -Étude géochimique (majeurs et traces) des spilites ed dolérites de Bolazet. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien inférieur in Bretagne centre-ouest. Bull. B.R.G.M.: 2, 47-61, Orleans.

- CADISCH J. (1938) Zur Geologie des Insel sardinien mit Beobachtung über ihre Erzlagerstätten. Geol. Rundsch.: 29, 52-71, Stuttgart.
- CALVINO F. (1956) Studio geologico petrografico sulla regione di Piano Lasina (Sardegna meridionale). Ric. Sci.: 26, 114-130, Roma.
- CALVINO F. (1959) Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale). Boll. Serv. Geol. d'It.: 81, 489-556, Roma.
- CALVINO F. (1963) Carta Geologica d'Italia, Foglio 227-Muravera, 1:100.000, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CALVINO F. (1965) I basalti di Riu Girone (Villaputzu): nuova manifestazione di magmatismo recente presso la costa orientale sarda. Ric. Sci.: 35, 1218-1243, Roma.
- CALVINO F. (1972) Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 227-Muravera, pp. 60, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CALVINO F., DIENI I., FERASIN F. & PICCOLI G. (1959) *Rileva*mento geologico della parte meridionale del Foglio n. 195 Orosei (Sardegna). Boll. Soc. Geol. It.: **78**, 57-79, Roma.
- CALVINO F., DIENI I., FERASIN F. & PICCOLI G. (1972) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 195-Orosei, pp. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CAMPREDON R. & BOUCART M. (1975) Alpes Maritimes, Maures, Esterel. Guides Géologiques Régionaux, pp. 175, Masson & C., Paris.
- CAPPELLI B. (1991) LP-HT metamorphic core complexes in the nappe zone of the Hercynian Chain in Sardinia (Italy). "Geologia del Basamento Italiano", Siena 21-22 Marzo 1991, 118-121.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1992) - A Hercynian suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence. Geodinamica Acta: 5, 101-118, Paris.
- CAPPETTA H. & THALER L. (1973) Présence de poissons Characidae caractéristiques de l'Eocène inférieur Éuropéen dans la formation lignitifère de Sardaigne. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 43, 69-72, Cagliari.
- CARANNANTE G., CHERCHI A., SCHROEDER R. & SIMONE L. (1995) - Punta Malreposa: Lower Cretaceous transgressif neritic limestones. "6th Paleobenthos International Symposium", Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, Cagliari, Suppl. 65: 144-147.
- CARANNANTE G., COCOZZA T. & D'ARGENIO B. (1981) Tectonosedimentary trends and paleogeography of Sardinia during late Pre-Cambrian and Cambrian. "IAS, 2nd Eur. MTG.", Bologna, Abstract: 227-230.
- CARANNANTE G., COCOZZA T. & D'ARGENIO B. (1984) Late Precambrian-Cambrian geodynamic setting and tectono-sedimentary evolution of Sardinia (Italy). Boll. Soc. Geol. It.: 103, 121-128, Roma.
- CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) -Catalogo delle unità formazionali italiane. Boll. Serv. Geol. d'It.: 101, 343-542, Roma.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992a) - A tentative geodynamic model for the Hercynian basement of Sardinia. In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP Project No. 276, Newsletter, 5, 61-82, Siena.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1994a) - *Tertiary compression*

and extension in the Sardinian basement. Boll. Geof. Teor. Appl.: **36**, 45-62, Trieste.

- CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1994b) - *The Hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta: 7, 31-47, Paris.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DISPERATI L., FUNEDDA A., MUSUMECI G., PASCI S. & PERTUSATI P.C. (1992b) - Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy. In: CARMI-GNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP No. 276, Newsletter, 5, 83-96, Siena.
- CARMIGNANI L., CHERCHI A. & RICCI C.A. (1989) Basement structure and Mesozoic-Cenozoic evolution of Sardinia. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.), The Lithosphere in Italy. Atti dei Convegni Lincei, 80, 63-92, Roma.
- CARMIGNANI L., CHERCHI G.P., DEL MORO A., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1987a) -*The mylonitic granitoids and tectonics units of the Mount Grighini complex, (W-Sardinia): a preliminary note.* In: SASSI F.P. & BOURROUILH R. (Eds.), Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belt. 7, IGCP Project No. 5, Newsletter: 25-26, Padova.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P.C. (1982a) - Lineamenti della geologia dell'Iglesiente-Sulcis. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali. Società Geologica Italiana: 65-77, Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P.C. (1986a) - The Geology of Iglesiente. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guide book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia. IGCP project N.5, Newsletter special issue: 31-49, Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982b) - Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo, Guide Geologiche Regionali, Società Geologica Italiana, pp. 215, Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982c) - Lineamenti del basamento sardo. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 11-23, Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1986b) - *Guide-book to the Excursion on the Paleozioc Basement of Sardinia*, IGCP Project N. 5, Newsletter, special issue, pp. 102, Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1986c) - Outlines of the Hercynian basement of Sardinia. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PER-TUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guide book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia. IGCP project N.5, Newsletter special issue: 11-21, Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1987b) - Structural Model of the Hercynian Basement of Sardinia, 1:500.000, Stabilimento L. Salomone, Roma.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1978a) - Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a Nord-Est del Campidano. Mem. Soc. Geol. It.: 19, 501-510, Roma.

- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1981) - Structural and palaeogeographic lineaments of the Variscan cycle in Sardinia. Geol. Mijnbouw: **60**, 171-181, Amsterdam.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1979a) - E' la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna? Mem. Soc. Geol. It.: 20, 47-55, Roma.
- CARMIGNANI L., CONTI P., BARCA S., CERBAI N., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PATTA E.D. (2000) - Note Illustrative della Carta geologica d'Italia 1:50.000 "Foglio 549 -Muravera", (in stampa), pp. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CARMIGNANI L., CORTECCI G., DESSAU G., DUCHI G., OGGIANO G., PERTUSATI P. & SAITTA M. (1978b) - The antimony and tungsten deposit of Villasalto in South-Eastern Sardinia and its relationship with Hercynian tectonics. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.: 58, 163-188, Zürich.
- CARMIGNANI L., CORTECCI G., DESSAU G., OGGIANO G., PERTU-SATI P.C. & SAITTA M. (1978c) - The antimony and tungsten deposits of Villasalto in South-Eastern Sardinia and its relationship with hercynian tectonics. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.: 58, 163-188, Zürich.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) - Relationship between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines. Terra Nova: 7, 128-137, Oxford.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994c) - Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy). Tectonophysics: 238, 295-315, Amsterdam.
- CARMIGNANI L., DEL MORO A., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C. & PERTUSATI P.C. (1985) - Sistematica Rb-Sr dei graniti sincinematici del M.te Grighini, Sardegna centrale. "Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano", Siena, 61-63.
- CARMIGNANI L., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (1997) - Tertiary rudites in eastern Corsica-Sardinia microplate: an example of hinterland intracratonic syn-tectonic deposition related to the Northern Appennines continental collision. "The Elba Island: a key puzzle linking the Corso-Sardinian Massif and Adria", Portoferraio (Li), 43-45.
- CARMIGNANI L., FRANCESCHELLI M., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1979b) - Evoluzione tettonico-metamorfica del basamento ercinico della Nurra (Sardegna NW). Mem. Soc. Geol. It.: 20, 57-84, Roma.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) Crustal extension in the Northern Apennines: the transiction from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. Tectonics: 9, 1275-1303, Washington.
- CARMIGNANI L. & PERTUSATI P.C. (1977) Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna sudorientale). Boll. Soc. Geol. It.: 96, 339-364, Roma.
- CARMIGNANI L., PERTUSATI P.C., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G. & OGGIANO G. (1992c) -Struttura della Catena Ercinica in Sardegna. Guida all'Escursione, pp. 177, Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Siena.
- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1990) Le Unità di Castello Medusa e Monte Grighini (Sardegna centro-meridionale) nell'evoluzione tettonica del basamento ercinico. Boll. Soc. Geol. It.: 109, 643-654, Roma.

- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1991) Differences in the structural evolution of tectonics units in central-southern Sardinia. Boll. Soc. Geol. It.: **110**, 543-551, Roma.
- CAROSI R., MUSUMECI G., PERTUSATI P.C. & CARMIGNANI L. (1992) - The Hercynian backthrusts of eastern Iglesiente (SW Sardinia): an example of inversion tectonics. In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. IGCP No. 276, Newsletter, 5, 97-105, Siena.
- CAROSI R., PERILLO M., PERTUSATI P.C. & GATTIGLIO M. (1995) -Risultati preliminari dello studio strutturale del complesso del Sulcis meridionale (Sardegna SW). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 102, 105-116, Pisa.
- CAROSI R. & PERTUSATI P.C. (1990) Evoluzione strutturale delle unità tettoniche erciniche nella Sardegna centro-meridionale. Boll. Soc. Geol. It.: 109, 325-335, Roma.
- CARTISANO D., PALUMBO E. & SOTGIA T. (1922) Bibliografia geologica mineraria della Sardegna. Rend. Ass. Min. Sarda: 1-31, Iglesias.
- CASSANO E., MARCELLO A., NANNINI R., PRETTI S., RANIERI G., SALVADORI R. & SALVADORI I. (1979) - Rilievo aeromagnetico della Sardegna e del mare circostante. Boll. Serv. Geol. d'It.: 100, 7-30, Roma.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., RONCHI A. & VAL-LONI R. (1996) - Stratigraphic and petrographic investigations into the Permian-Triassic continental sequences of Nurra (NW Sardinia). Cuadernos Geol. Iber.: 21, 149-169, Madrid.
- CASSINIS G., TOUTIN-MORIN N. & VIRGILI C. (1995) A general outline of the Permian continental basins in Southwestern Europe. In: SCHOLLE P.A., PERYT T.M. & ULMER-SCOLLE D.S. (Eds.), The Permian of Northern Pangea. Volume 2: Sedimentary basins and economic Resources. Springer-Verlag: 137-157, Berlin.
- CASTERAS M. (1974) *Les Pyrénées*. In: DEBELMANS J. (Ed.), Géologie de la France. Doin: 296-345, Paris.
- CASTORINA F., BARBIERI M., OTTONELLO G. & PETRINI R. (1988)
 New geochemical constraints on the age of the sardinian batholith. Rend. Soc. It. Min. Petr.: 7, 54, Milano.
- CASTORINA F., CESARACCIO G., DI PISA A. & OGGIANO G. (1996) - The amphibolitic stratified complex of Punta Scorno (Asinara Island, Sardinia, Italy): petrogenesis and tectonic interpretation. Plinius: 16, 74-76, Milano.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1989) Radiometric geochronology: some constraints to the isochron method by on iterative leastsquare approach. Geochemical Journal: 23, 100-101, Nagoya.
- CAVINATO A. (1933) Contributo alla conoscenza stratigrafica delle quarziti del Sarrabus. Atti R. Acc. Naz. Lincei: 17, 236-241, Roma.
- CAVINATO A. (1935) Studi Petrografici nella Sardegna Sud-Orientale, pp. 284, Società Cooperativa Tipografica, Padova.
- CAVINATO A. (1938) Il Permiano nel territorio di Orroli (Sardegna). Rend. Regia Acc. Naz. Lincei: 27, 586-587, Roma.
- CHABRIER G. (1967) Le synclinal crétacé de Gorropu (Sardaigne). C. R. Soc. géol. France: 7, 321-322, Paris.
- CHABRIER G. (1969) Sur la stratigraphie et la tectonique des monts d'Oliena (Sardaigne). C. R. Soc. géol. France: 6, 218-220, Paris.
- CHABRIER G. (1970) Tectonique de socle d'âge alpin en Sardaigne centro-orientale. C. R. Acad. Sci. Paris: 271, 1252-1255, Paris.
- CHABRIER G. & FOURCADE E. (1975a) Sur le Crétacé du Nord-Ouest de la Sardaigne (présence de Valanginien à faciès

pyrénéo-provençal). C. R. Acad. Sci. Paris: 280, 563-566, Paris.

- CHABRIER G. & FOURCADE E. (1975b) Sur le Jurassique du Nord-Ouest de la Sardaigne. C. R. Acad. Sci. Paris: **280**, 493-496, Paris.
- CHABRIER G., FOURCADE E. & JAFFREZO M. (1975) Sur le Crétacé du Sud-Ouest de la Sardaigne. C. R. Soc. géol. France: 15, 131-134, Paris.
- CHABRIER G. & MASCLE G. (1975) Comparaison des évolutions géologiques de la Provence et de la Sardaigne à partir d'exemples de la region toulonnaise et de la Nurra sarde. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.: 17, 121-136, Paris.
- CHARRIER G. & MAXIA C. (1970) Nuovi reperti di foresta pietrificata a Zuri-Soddì entro la formazione dei tufi eo-miocenici (Lago del Tirso, Sardegna centrale). Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano: 110, 224-250, Milano.
- CHAUVET A. & SERANNE M. (1989) Microtectonic evidence of Devonian extensional westward shearing in Southwest Norway. In: GAYER R. & TOWSEND C. (Eds.), The Caledonian and Related Geology of Scandinavia. Graham and Trotman: 245-254, London.
- CHERCHI A. (1971) Appunti biostratigrafici sul Miocene della Sardegna (Italia). "V Congr. Néogène Médit.", Mém. B.R.G.M., Orleans, 78: 433-445.
- CHERCHI A. (1973) Appunti biostratigrafici sul Pliocene della Sardegna. Boll. Soc. Geol. It.: 93, 891-902, Roma.
- CHERCHI A. (1974) Appunti biostratigrafici sul Miocene della Sardegna (Italia). Inter. Nèogène Medit., Lyon-1971, Mem. B.R.G.M.: 78, 433-445, Orleans.
- CHERCHI A. (1979) Microfaune aptiano- (?) albiane dei ciottoli urgoniani della Formazione del Cixerri (Sardegna SW) e loro interesse paleogeografico. Riv. It. Paleont.: 85, 353-410, Modena.
- CHERCHI A. (1983) Presenza di Ilerdiano a Alveolinidae ed Orbitolitidae nel bacino paleogenico del Sulcis (Sardegna sudovest). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 22, 107-119, Sassari.
- CHERCHI A. (1985a) Introduction to the Geology of Sardinia. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 9-30.
- CHERCHI A. (1985b) Micropaleontological Researches in Sardinia. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 1-338.
- CHERCHI A. (1985c) Oligo-Miocene Basin. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 87-101.
- CHERCHI A. & BARBERI F. (1980) Excursion sur le Mésozoiques et le Tertiaire de la Sardaigne occidentale. CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica: 345, 1-127, Cagliari.
- CHERCHI A., CORRADINI D., D'ONOFRIO S., IACCARINO S., MAR-TINI E., MURRU M. & RUSSO A. (1985a) - Burdigalian-Langhian of Tuili-Giara di Gesturi. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 262-277.
- CHERCHI A., D'ONOFRIO S., MARTINI E., MATTEUCCI R., MURRU M. & RUSSO A. (1985b) - Lower Pliocene of Capo San Marco. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 302-313.
- CHERCHI A., D'ONOFRIO S., MARTINI E. & MURRU M. (1985c) -Tortonian of S. Giovanni Sinis. "19th European Micropaleontological coolquium", Agip, Sardinia, 285-288.
- CHERCHI A., D'ONOFRIO S., MARTINI E., MURRU M., ROBBA E. & RUSSO A. (1985d) - Messinian of Capo S. Marco section. "19th

European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 289-301.

- CHERCHI A., MARINI A., MURRU M. & ROBBA E. (1978a) Stratigrafia e paleoecologia del Miocene superiore della penisola del Sinis (Sardegna occidentale). Riv. It. Paleont. Strat.: 84, 973-1036, Milano.
- CHERCHI A., MARINI A., MURRU M. & ULZEGA A. (1978b) Movimenti neotettonici nella Sardegna meridionale. Mem. Soc. Geol. It.: 19, 581-587, Roma.
- CHERCHI A. & MARTINI E. (1981) Calcareus nannoplankton and planktonic foraminifera of the Messinian and basal Pliocene from Capo S. Marco (W Sardinia). Géol. Médit.: 8, 109-120, Aix-en-Provence.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) The oligo-miocene rift of Sardinia and the early history of the western Mediterranean basin. Nature: 298, 736-739, London.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1984) Il sistema di rifting oligomiocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo. Mem. Soc. Geol. It.: 24, 387-400, Roma.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1973) Sur la biogéographie de l'association à "Valserina" du Barrémien et la rotation de la Sardaigne. C. R. Acad. Sci. Paris: 277, 829-832, Paris.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1976a) Présence de galets du Vraconien supérieur-Cénomanien basal de provenance ibérique dans le Paléogène continental du Sud-Ouest de la Sardaigne. Bull. Soc. géol. France: 18, 1217-1219, Paris.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1976b) Rinvenimento di Cenomaniano superiore a "Alveolinidae" in Sardegna e sue affinità paleobiogeografiche. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.: 59, 800-807, Roma.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1985a) Mesozoic of Northwestern Sardinia - Stratigraphy. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 44-56.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1985b) Neritic Miocene of Funtana del Fico. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 183-187.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1985c) "Purbeckian" -Lower Aptian of Cala D'Inferno-Torre del Bulo. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 156-168.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1987) Biostratigraphie du Crétacé de la Nurra. "Groupe Français du Crétacé", Sardinia, 24-29 Mai, 1987, 26-60.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1995) Stratigraphy of the Mesozoic of the Nurra Region. "6th Paleobenthos International Symposium", Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, Sardinia, October, 25-31, 1995, Suppl. Vol. 65: 119-133.
- CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES P. (1984) Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoique et au Cénozoique de la Sardaigne et leur implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen. C. R. Acad. Sci. Paris: 298, 889-894, Paris.
- CHERCHI G.P. & MUSUMECI G. (1987) Il leucogranito del M. Grighini (Sardegna centro-occidentale), un esempio di granito deformato all'interno di una fascia di taglio duttile: caratteristiche meso e microstrutturali. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 93, 13-29, Pisa.
- CINCOTTI F., BALOGH K. & ASSORGIA A. (1994) Strongly explosive products, collaps column related, from Sulcis Area (SW Sardinia). Volcanological and K-Ar geochronological data and implications for structural evolution. "International Association of Sedimentologists 15th Regional Meeting", Ischia, Italy, 1-6.

- CIONI R., CLOCCHIATTI R., DI PAOLA G.M., SANTACROCE R. & TONARINI S. (1982) - Miocene calc-alkaline heritage in the Pliocene post-collisional volcanism of Monte Arci (Sardinia, Italy). In: BROUSSE R. & LAMEYRE J. (Eds.), Magmatology. Elsevier: 133-167, Amsterdam.
- CIPOLLARI P. (1997a) Biostratigrafia dei nannofossili calcarei delle "Argille di Fanagario". "La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. Libro Guida e Riassunti", Villanovaforru (CA), 19-22 Giugno 1997, 74.
- CIPOLLARI P. (1997b) Nuovi dati sulla biostratigrafia del Miocene superiore della Penisola del Sinis (Sardegna occidentale). "La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. Libro Guida e Riassunti", Villanovaforru (CA), 19-22 Giugno 1997, 76.
- CITA B.M. (1973) Mediterranean evaporite: paleontological arguments for a deep-basin desiccation model. Messinian events in the Mediterranean. 206-228, Amsterdam.
- CIVETTA L., ORSI G. & SCANDONE P. (1978) E-wards migration of the Tuscan anatectic magmatism due to the anticlockwise rotation of the Apennines. Nature: 276, 204-206, London.
- COCCO G. & URAS I. (1949) I minerali dei noduli di Scano Montiferro. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 18, 103-112, Cagliari.
- COCHERIE A. (1978) Géochimique des terres rares dans les granodiorites. Thèse 3.me cycle, Univ. Rennes.
- COCHERIE A. (1985) Interation manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calcoalcalines, costraintes geochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène), Doc. B.R.G.M., 90, pp. 246, 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. It. Min. Petr.: 43, 705-714, Milano.
- COCOZZA T. (1967a) I rapporti cambro-ordoviciani nella zona di Acquaresi (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale). Res. Ass. Min. Sarda: 72, 3-37, Iglesias.
- COCOZZA T. (1967b) Il Permo-Carbonifero del Bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna Sud Occidentale). Mem. Soc. Geol. It.: 6, 607-642, Roma.
- COCOZZA T. (1979) *The Cambrian of Sardinia*. Mem. Soc. Geol. It.: **20**, 163-187, Roma.
- COCOZZA T., CONTI L., COZZUPOLI D., LOMBARDI G., SCHARBERT S. & TRAVERSA G. (1977) - *Rb/Sr age and geopetrologic evolution of crystalline rocks in southern Sulcis (Sardinia)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: **1977**, 95-102, Stuttgart.
- COCOZZA T., DECANDIA F.A. & GANDIN A. (1990) Studio geologico e paleogeografico del bacino carbonifero del Sulcis, nel programma di ricerche minerarie di base, pp. 88, Convenzione Società Carbosulcis-Università di Siena, Relazione inedita, Siena.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1976) Età e significato ambientale delle facies detritico-carbonatiche dell'altopiano di Campumari (Sardegna sud-occidentale). Boll. Soc. Geol. It.: 95, 1521-1540, Roma.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1990) Carbonate deposition during early rifting: the Cambrian of Sardinia and the Triassic-Jurassic of Tuscany, Italy. Spec. Publs. int. Ass. Sediment.: 9, 9-37, Tulsa.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R. & SALVADORI I. (1974) -Schema stratigrafico-strutturale del Massiccio Sardo-Corso e minerogenesi della Sardegna. Mem. Soc. Geol. It.: 13, 85-186, Roma.

- COCOZZA T. & LEONE F. (1977) Sintesi della successione stratigrafica paleozoica della Sardegna sud-occidentale. Escursione in Sardegna 1977: risultati e commenti (a c. di G.B. Vai. GLP, 2 - 1977, Suppl.). 15-23, Cagliari.
- COCOZZA T. & VALERA R. (1966) Nuove osservazioni sulla "discordanza cambro-ordoviciana" nella zona di Nebida (Sardegna sud-occidentale). Res. Ass. Min. Sarda: 71, 58-71, Iglesias.
- COHEN C.R., SCHWEICKERT R.A. & ODOM A.L. (1981) Age of emplacement of the Schistes Lustrés Nappe, Alpine Corsica. Tectonophysics: 73, 267-283, Amsterdam.
- COLANTONI P. & BORSETTI A.L. (1967) Geologia e stratigrafia dell'isola di Pianosa (Arcipelago toscano, Mar Tirreno). Giorn. di Geol.: 39, 287-302, Bologna.
- COLIN J.P., FEIST M., GRAMBAST-FESSARD N., CHERCHI A. & SCHOEDER R. (1985) - Charophytes and Ostracods from the Berriasian (Purbeckian facies) of Cala D'Inferno (Nurra region, NW Sardinia). Boll. Soc. Paleont. It.: 23, 345-354, Modena.
- COMASCHI CARIA I. (1958) I microfossili del Miocene di Fangario (Cagliari). Boll. Soc. Geol. It.: 77, 1-32, Roma.
- COMASCHI CARIA I. (1959) Le piante fossili della Sardegna. Riv. It. Paleont. Strat., Mem.: 7, 1-122, Milano.
- COMASCHI CARIA I. (1965) L'Elefante nano del Quaternario di Gonnesa (Sardegna sud-occidentale). Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 35, 1-11, Cagliari.
- COMBES P.J., OGGIANO G. & TEMUSSI I. (1993) Géodynamique des bauxites sardes, typologie, genèse et controle paléotectonique. C. R. Acad. Sci. Paris: 313, 403-409., Paris.
- COMBES P.J. & PEYBERNES B. (1989) Tectonique albienne dans les gisements de bauxite des Pyrénées ariégeoises (France) en relation avec l'évolution géodynamique de la marge passive européenne. C. R. Acad. Sci. Paris: 308, 953-959, Paris.
- CONEY P.J. (1973) Plate tectonics of marginal foreland thrustfold belts. Geology: 1, 131-134, Boulder.
- CONTE A.M. (1990) Studio petrografico, mineralogico e geochimico delle rocce magmatiche calcoalcaline dei distretti di Sarroch (Sardegna meridionale) e di Sant'Antioco (Sardegna sudoccidentale). Plinius: 1, 91-92, Milano.
- CONTE A.M. (1997) Petrology and geochemistry of tertiary calcalkaline magmatic rocks from the Sarroch district (Sardinia, Italy). Period. Min.: 66, 63-100, Roma.
- CONTI P., FUNEDDA A. & CERBAI N. (1998) Mylonite development in the Hercynian basement of Sardinia (Italy). J. Struct. Geol.: 20, 121-133, Oxford.
- CONTI P. & PATTA E.D. (1998) Large scale W-directed tectonics in southeastern Sardinia. Geodinamica Acta: 11, 217-231, Paris.
- CONTI P., CARMIGNANI L., OGGIANO G., FUNEDDA A. & ELTRUDIS A. (1999) - From thickening to extension in the Variscan belt kinematic evidence from Sardinia (Italy). Terra Nova: 11, 93-99, Oxford.
- CONTI S. (1990) Upper Ordovician Bryozoa from Sardinia. Palaentol. Ital.: 77, 85-165, Pisa.
- CORDY J.M. & GINESU S. (1994) Fiume Santo (Sassari, Sardaigne, Italie); un nouveau gisement à Oreopithèque (Oreopithecidae, Primates, Mammalia). C. R. Acad. Sci. Paris: 318, 697-703, Paris.
- CORRADINI C. (1998a) Conodonti del Devoniano superiore nei "Calcari a Clymeniae" di Villasalto (Sardegna sud-orientale): tassonomia e biostratigrafia. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università di Modena.

- CORRADINI C. (1998b) Famennian conodonts from two section near Villasalto. In: SERPAGLI E. (Ed.), Sardinia Field-trip Guide-Book, ECOS VII. Giornale di Geologia, 60, Special Issue, 122-135, Bologna.
- CORRADINI C. (1998c) New Devonian (Famennian) taxa of Polygnathids and Icriodids (Conodonts) from Sardinia. In: SERPA-GLI E. (Ed.), Sardinia Field-trip Guide-Book, ECOS VII. Giornale di Geologia, 60, Special Issue, 89-92, Bologna.
- CORRADINI C., FERRETTI A. & SERPAGLI E. (1998) The Silurian and Devonian sequence in SE Sardinia. In: SERPAGLI E. (Ed.), Sardinia Field-trip Guide-Book, ECOS VII. Giornale di Geologia, 60, Special Issue, 71-74, Bologna.
- CORRADINI D., D'ONOFRIO S., IACCARINO S., MARTINI E., MURRU M. & RUSSO A. (1985) - Middle Miocene of Sestu Quarry. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 305-338.
- COSTA S. & MALUSKI H. (1988) Ar-Ar dating for terrane boundary definition. The example of the French Massif Central. "International Conference", IGCP Proj. 233, Montpellier,
- COULON C. (1977) Le volcanisme calco-alcalin cénozoique de la Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genése des laves andésitique et des ignimbrites. Signification géodinamique. Thèse Doct. 3 Cycle, Université d'Aix- Marseille.
- COULON C., DEMANT A. & BELLON H. (1971) Premières datations par la méthode K/Ar de quelques laves cenozoiques et quaternaires de la Sardaigne nord-orientale. Tectonophysics: 22, 41-57, Amsterdam.
- COULON C., DEMANT A. & BOBIER C. (1974) Contribution du paléomagnétisme a l'étude des series volcaniques cenozoiques et quaternaires de la Sardaigne nord-occidentale. Tectonophysics: 22, 59-82, Amsterdam.
- COULON C. & DUPUY C. (1975) Évolution spatiale des caractères chimiques du volcanisme andésitique de la Sardaigne (Italie). Earth Planet. Sci. Lett.: **25**, 170-176, Amsterdam.
- COZZUPOLI D., DISCENDENTI A., LOMBARDI G. & NICOLETTI M. (1971) - Cronologia K-Ar delle manifestazioni eruttive nel settore di Seui-Seulo (Barbagia-Sardegna). Period. Min.: 40, 113-124, Roma.
- COZZUPOLI D., GERBASI G., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI G. (1984) - Età K-Ar delle ignimbriti permiane di Galtellì (Orosei-Sardegna orientale). Rend. Soc. It. Min. Petr.: 39, 471-476, Milano.
- CRAVATTE J., DUFAURE P., PRIM M. & ROUAIX S. (1974) Les sondages du golfe du Lion. Stratigraphie, sédimentologie. Notes et Memoires Compagnie Française Pétroleum: 11, 209-274,
- CRISTINI A., FERRARA C. & MURRU M. (1982) Studio sedimentologico e stratigrafico di un sondaggio nell'Istmo di S. Antioco (Sardegna sud-occidentale). Geogr. Fis. Dinam. Quat.: 5, 163-173, Torino.
- D'AMICO C. (1960) La massa dioritico-quarzifera di Bitti-Onanì (Sardegna). Acta Geol. Alpina: 9, 129-180, Bologna.
- D'ARGENIO B., SIMONE L. & CARANNANTE G. (1985) Sedimentary evolution of the Northwestern Sardinia Jurassic and Cretaceous Carbonates. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 57-65.
- D'ARGENIO B., SIMONE L. & CARANNANTE G. (1987) Évolution sedimentaire du Crétacé de la Nurra. "Groupe Français du Crétacé", Sardaigne, 24-29 Mai, 1987, 61-71.
- DAL PIAZ G.B. (1930) Atalanodon, nuovo genere di Perissodattilo dell'Eocene di Gonnesa. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova: 8, 3-9, Padova.

- DALLAN L. (1964) I foraminiferi miocenici dell'isola di Pianosa. Boll. Soc. Geol. It.: 83, 167-182, Roma.
- DALLAN L. (1967) I foraminifrei miocenici di Marina della Marchesa (Isola di Pianosa). Palaentol. Ital.: 62, 79-141, Pisa.
- DALLAN-NARDI L. (1977) Segnalazione di Lepidocycline nella parte basale dello "pseudomacigno" delle Alpi Apuane. Boll. Soc. Geol. It.: 95, 459-477, Roma.
- DAMIANI A.V. (1979) Osservazioni geologiche e paleostrutturali sulla regione Villanovalulo-Orroli-Sadali (Sardegna centrale). Boll. Serv. Geol. d'It.: C, 265-286, Roma.
- DAMIANI A.V. & GANDIN A. (1973a) Geologia e ambiente di sedimentazione della successione triassica di Monte Maiore (Sardegna centrale). Boll. Soc. Geol. It.: 92, 41-83, Roma.
- DAMIANI A.V. & GANDIN A. (1973b) Il Muschelkalk della Sardegna centro-meridionale. Boll. Serv. Geol. d'It.: 94, 81-116, Roma.
- DANIEL J.-M., JOLIVET L., GOFFE B. & POINSSOT C. (1996) Crustal-scale strain partitioning: footwall deformation below the Alpine Oligo-Miocene detachment of Corsica. J. Struct. Geol.: 18, 41-59, Oxford.
- DE ALBUQUERQUE C.A.R., CAPEDRI S. & DOSTAL J. (1977) Mineralogy of spinel peridotite inclusions of alkali basalts from Sardinia. Geol. Soc. Am. Bull.: 88, 1493-1496, Boulder.
- DE CASTRO C. (1890) Descrizione geologico-mineraria della zona argentifera del Sarrabus (Sardegna), Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 5, pp. 68, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- DE JONG K.A., MANZONI M., STAVENGA T., VAN DIJK F., VAN DER VOO R. & ZIJDERVELD J.D.A. (1973) - Paleomagnetic evidence for rotation of Sardinia during the Early Miocene. Nature: 243, 281-283, London.
- DE JONG K.A., MANZONI M. & ZIJDERVELD J.D.A. (1969) Paleomagnetism of the Alghero trachyandesites. Nature: 244, 67-69, London.
- DEBRENNE F. (1964) Archaeocyatha: contribution à l'etude des faunes cambriennes du Maroc, de Sardaigne et de France. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc: **179**, 1-265, Rabat.
- DEBRENNE F. (1972) Nouvelle Faune d'Archéocyathes de Sardaigne. Annales de Paléontologie (Invertébrés): 58, 12-22,
- DEBRENNE F. & GANDIN A. (1985) La Formation de Gonnesa (Cambrien, SW Sardaigne): biostratigraphie, paléogéographie, paléoécologie des Archéocyathes. Bull. Soc. géol. France: 8, 531-540, Paris.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & DEBRENNE M. (1993) Composition faunique des calcaires du Membre de Matoppa (Formation de Nebida), cambrian inferieur du Sud-ouest de la Sardaigne (Italie). Annales de Paleontologie: 79, 77-118, Paris.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & PILLOLA G.L. (1985) La sezione tipo del Membro di Punta Manna (Formazione di Nebida, Cambriano inferiore, Sardegna SW). In: COCOZZA T. & RICCI C.A. (Eds.), Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano. Extended abstract. 33-34, Riunione scientifica, Siena 13-14 Dicembre.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & SIMONE L. (1979) Studio sedimentologico comparato di tre "lenti" calcaree ad archeociati dell'Iglesiente e Sulcis (Sardegna sud-occidentale). Mem. Soc. Geol. It.: 20, 379-393, Roma.
- DEBRENNE F. & NAUD G. (1981) Méduses et traces fossiles supposées précambriennes dans la formation de San Vito, Sarrabus, Sud-Est de la Sardaigne. Bull. Soc. géol. France: 23, 23-31, Paris.

- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1993) La "Serie ridotta" nel quadro dell'evoluzione geologica della Toscana meridionale. Mem. Soc. Geol. It.: **49**, 181-191, Roma.
- DEL BONO G.L. (1965) Relazione generale su una nuova possibile interpretazione della serie cambrico-ordoviciana dell'Iglesiente. Res. Ass. Min. Sarda: 70, 5-80, Iglesias.
- DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & VILLA I.M. (1991) Isotopic ages of two contrasting tectonomorphic episodes in the Variscan chain in N Sardinia. "Geologia del basamento italiano", Siena, 21-22 Marzo 1991, 33-35.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO C. & RITA F. (1972) Lineamenti geopetrologici del cristallino sardo. Età radiometrica delle plutoniti del settore Ogliastra-Gallura. Mineralogica et Petrographica Acta: 18, 245-254, Bologna.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F. & SABATINI G. (1975) - Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian Batholith. N. Jb. Miner. Abh.: 126, 28-44, Stuttgart.
- DEL RIO M. (1973) Palinologia di un livello «Permo-Carbonifero» del bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale). Boll. Soc. Geol. It.: 92, 485-494, Roma.
- DEL RIO M. (1977) Analisi palinologica del Giurese della Sardegna centrale. Boll. Soc. Geol. It.: 95, 619-631, Roma.
- DEL RIO M. (1985) Palynology of Middle Jurassic black organic shales of "Tacco di Laconi", Central Sardinia, Italy. Boll. Soc. Paleont. It.: 23, 325-342, Modena.
- DEL RIO M., LEONE F. & PITTAU DEMELIA P. (1979) Acritarchi siluriani della successione paleozoica di Domusnovas (Sardegna sud-occidentale). Mem. Soc. Geol. It.: 20, 289-299, Roma.
- DELAPERRIÈRE E. & LANCELOT J. (1989) Datation U-Pb sur Zircons de l'orthogneiss du Capo Spartivento (Sardaigne, Italie), nouveau témoin d'un magmatisme alcalin ordovicien dans le Sud de l'Europe. C. R. Acad. Sci. Paris: 309, 835-842, Paris.
- DEPLANO A. (1985) Contributo alla conoscenza delle coperture permo-carbonifere e mesozoiche del territorio di Seui. Tesi di Laurea, Università di Cagliari.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P. & BIJU-DUVAL B. (1986) - Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics: 123, 241-315, Amsterdam.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJAQUET C., SBORSHCHIKOV I.M., BOULIN J., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BIJY-DUVAL B., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., WESTPHAL M. & LAUER J.O. (1985) - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1:20.000.000 et s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'actuel. Bull. Soc. géol. France: 8, 637-652, Paris.
- DERIU M. (1952) Su alcuni inclusi autigeni, a struttura granulare, nel basalto analcitico di Scano Montiferro (Sardegna centrooccidentale). Period. Min.: 2-3, 177-199, Roma.
- DERIU M. (1959) Noduli olivinico-pirossenici in alcuni basalti del Montiferro, della Planargia e di Prano 'e Murtas (Sardegna centro-occidentale). Rend. Soc. Mineral. It.: 15, 381, Milano.
- DERIU M., BATTISTINI D., GALLO F., GIAMMETTI F., VERNIA L. & ZERBI M. (1974) - Caratteri geopetrografici del Montiferro centrale (Sardegna). "Atti del congresso: L'Italia nell'ambito dell'evoluzione del Mediterraneo", Società Geologica Italiana, Roma,

- DERIU M. & SPINELLI L. (1964) Il metamorfismo nella serie paleozoica di Ozieri nel Lugodoro (Sassari). Ateneo Parmense Acta Naturalia: 35, 1-36, Parma.
- DESSAU G., DUCHI G., MORETTI A. & OGGIANO G. (1982) Geologia della zona del Valico di Correboi (Sardegna centro-orientale). Rilevamento, tettonica e giacimenti minerari. Boll. Soc. Geol. It.: 101, 497-522, Roma.
- DI MILIA A. (1991) Upper Cambrian Acritarchs from the Solanas sandstone Formation, Central sardinia, Italy. Boll. Soc. Paleont. It.: 30, 127-152, Modena.
- DI MILIA A. & TONGIORGI M. (1992) Reworked palynomorphs in the Solanas sandstone (central Sardinia). In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements. IGCP No. 276, Newsletter, 5, 461-463, Siena.
- DI MILIA A., TONGIORGI M. & ALBANI R. (1993) Acritarch findings in early paleozoic low-grade metasediments of Sardinia (Italy): A review. Revista Espanola de Paleontologia: 8, 170-176, Madrid.
- DI PAOLA G.M., PUXEDDU M. & SANTACROCE R. (1975) K-Ar ages of Monte Arci volcanic complex (central-western Sardinia). Rend. Soc. It. Min. Petr.: 31, 181-190, Milano.
- DI PISA A., GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1992) Pre-Hercynian magmatic activity in the Nappe Zone (internal and external) of Sardinia: evidence of two Within Plate basaltic cycles. In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP Project No. 276, Newsletter, 5, 33-44, Siena.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1984) Segnalazione di un orizzonte carbonatico nella Nurra paleozoica e suo significato stratigrafico nelle successioni dell'Ercinico sardo. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 91, 141-154, Pisa.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1985) Graniti peralluminiferi scistosi sin-orogenici della Bassa Gallura (Sardegna). "Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano", Siena, 97-98.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1987) Low-pressure and high temperature metamorphic rocks in Anglona region (Northern Sardinia). Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Special issue on "Granites and their surroundings": 89-90, Milano.
- DI PISA A., OGGIANO G. & TALARICO F. (1993) Post-collisional tectono-metamorphic evolution in the axial zone of the hercynian belt in Sardinia: the example from the Asinara island. Bull. B.R.G.M.: 219, 216-217, Orleans.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZ-ZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974a) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico della Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr.: **30**, 979-1068, Milano.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZ-ZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974b) - Notes on the Paleozoic magmatism and metamorphism of Sardinia. Mem. Soc. Geol. It.: 13, 161-164, Roma.
- DI VINCENZO G., ANDRIESSEN P.A.M. & GHEZZO C. (1996) Evidence of two different components in a Hercynian peraluminous cordierite-bearing granite: the San Basilio intrusion (central Sardinia, Italy). J. Petrol.: 37, 1175-1206, Oxford.
- DI VINCENZO G. & GHEZZO C. (1996) Geochemistry and Rb/Sr geochronology of the Hercynian peraluminous Sos Canales pluton (central Sardinia, Italy). C. R. Acad. Sci. Paris: 319, 783-790, Paris.

- DIENI I. (1968) Gli otoliti del Pliocene inferiore nei dintorni di Orosei. Atti Mem. Acc. Patavina Sci. Lett. Arti: 80, 243-284, Padova.
- DIENI I., FISCHER J.C., MASSARI F., SALARD-CHEBOLDAEFF M. & VOZENIN-SERRA C. (1983) - La succession de Genna Selole (Baunei) dans le cadre de la paléogéographie mésojurassique de la Sardaigne orientale. Mem. Soc. Geol. It.: 36, 117-148, Roma.
- DIENI I. & MASSARI F. (1963) Il Cretaceo nei dintorni di Orosei (Sardegna). Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat.: 35, 575-580, Roma.
- DIENI I. & MASSARI F. (1965a) Le Crétacé inférieur d'Orosei (Sardaigne) et les analogies avec celui du Sud-est de la France. Mémoire B.R.G.M.: **34**, 795-799, Orleans.
- DIENI I. & MASSARI F. (1965b) Precisazioni sull'età di alcuni conglomerati affioranti presso Siniscola, Orosei e Dorgali (Sardegna orientale). Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.: 40, 205-211, Roma.
- DIENI I. & MASSARI F. (1966a) I Foraminiferi del Valanginiano superiore di Orosei (Sardegna). Palaentol. Ital.: 61, 75-186, Pisa.
- DIENI I. & MASSARI F. (1966b) Il Neogene e il Quaternario nei dintorni di Orosei. Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano: 15, 91-141, Milano.
- DIENI I. & MASSARI F. (1973) La formazione fluvio-lacustre di Nuraghe Casteddu. Mem. Soc. Geol. It.: 12, 377-409, Roma.
- DIENI I. & MASSARI F. (1982) Présence de glaucophane détritique dans le Maastrichtien inférieur de Sardaigne orientale. C. R. Acad. Sci. Paris: 295, 679-682, Paris.
- DIENI I. & MASSARI F. (1985a) Marine Paleocene of Eastern Sardinia. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 79.
- DIENI I. & MASSARI F. (1985b) Mesozoic of Eastern Sardinia. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 66-78.
- DIENI I. & MASSARI F. (1985c) Mesozoic of Lanaitto Valley. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 221-232.
- DIENI I. & MASSARI F. (1987) Le Mésozoique de la Sardaigne orientale. "Groupe Français du Crétacé", Sardaigne, 24-29 Mai, 1987, 125-134.
- DIENI I., MASSARI F. & BUSULINI A. (1987a) Le Crétacé d'Orosei. "Groupe Français du Crétacé", Sardaigne, 24-29 Mai, 1987, 150-160.
- DIENI I., MASSARI F. & MONTANARI L. (1966) Il Paleogene dei dintorni di Orosei (Sardegna). Memorie della Societa Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano: 14, 137-184, Milano.
- DIENI I., MASSARI F. & PROTO DECIMA F. (1987b) Excursion dans le Crétacé de la Sardaigne orientale. Mt. Albo: Carrière de S'Ozzastru (Siniscola). "Groupe Français du Crétacé", Sardaigne, 24-29 Mai, 1987, 145-149.
- DIENI I. & OMENETTO P. (1960) Studio di una macrofauna del Pliocene inferiore di Orosei. Riv. It. Paleont. Strat.: 66, 605-618, Milano.
- DOBLAS M., OYARZUN R., SOPEÑA A., LÓPEZ RUIZ J., CAPOTE R., HERNANDEZ ENRILE J.L., HOYOS M., LUNAR R. & SÁNCHEZ MOYA Y. (1994) - Variscan-late Variscan-early Alpine progressive extensional collapse of central Spain. Geodinamica Acta: 7, 1-14, Paris.
- DUBUISSON G., HIRN A., GIRARDEAU J., MERCER J.C.C. & VEI-NANTE J.L. (1988) - Multiple Variscan nappes in Limousin, Western Massif Central, France: Geophysical constraint on the

geological model and geodynamic implication. Tectonics: 147, 19-31, Washington.

- DUCROT J., LANCELOT J.R. & MARCHAND J. (1983) Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite anté-hercynienne de l'Europe occidentale. Earth Planet. Sci. Lett.: 62, 385-394, Amsterdam.
- DUNNET D. (1969) Deformation in Paleozoic rocks of Iglesiente, SW Sardinia. PhD Thesis, University of London.
- DUNNET D. & MOORE J.M.M. (1969) Inhomogeneous strain and the remobilization of ores and minerals. "Meeting on Remobilization of Ore and Minerals", Cagliari, 81-100.
- DURAND-DELGA M. (1978) Corse Guides Géologiques Régionaux, pp. 208, Masson éd., Paris.
- ECHTLER H. & MALAVIEILLE J. (1990) Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). Tectonophysics: 177, 125-138, Amsterdam.
- EDEL J.B. (1979) Palemagnetic study of the Tertiary volcanics of Sardinia. J. Geophys.: 45, 259-280, Oxford.
- EDEL J.B. & LORTSHER A. (1977) Paléomagnétisme du volcanisme tertiaire de la Sardaigne. Nouveaux résultats et synthèse. Bull. Soc. géol. France: 29, 815-824, Paris.
- EDEL J.B., MONTIGNY R. & THUIZAT R. (1981) Late Paleozoic rotations of Corsica and Sardinia: new evidence from Paleomagnetic and K-Ar studies. Tectonophysics: 79, 201-233, Amsterdam.
- EGAL E. (1992) Structures and tectonic evolution of the external zone of Alpine Corsica. J. Struct. Geol.: 14, 1215-1228, Oxford.
- ELTER F.M. (1987) La fascia blastomilonitica della valle del Posada (Sardegna nord-orientale). Tesi di Dottorato, Univ. Siena.
- ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C.A. (1986) - *The geology of northern Sardinia*. In: CARMI-GNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guide book to the Excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia. IGCP project n. 5, Newsletter, special issue. 87-102, Cagliari.
- ELTER F.M. & GHEZZO C. (1995) La"Golfo Aranci shear zone" (Sardegna NE): una zona di taglio polifasica, tardo-ercinica. Boll. Soc. Geol. It.: **114**, 147-154, Roma.
- ELTER F.M., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1990) Late Hercynian shear zones in Sardinia. Tectonophysics: 176, 387-404, Amsterdam.
- ELTER F.M. & SARRIA E. (1989) Assetto strutturale del Basamento Ercinico e relazioni fra i vari complessi tettonici nel nord est della Sardegna. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 96, 81-105, Pisa.
- ESCARD R. (1986) Modèles sédimentaires et réservoirs sableux potentiels associés aux blocs basculés du rift oligo-miocene sarde (Blocs de Grighine, d'Isili et de Donori), pp. Institut Français du Pétrole, Rapport 35054, Paris.
- ESU D. & KOTSAKIS T. (1985) Les vertebrés et les mollusques continentaux du Tertiarie de la Sardaigne: Paléobiogéographie et Biostratigraphie. Geologica Romana: 22, 177-206, Roma.
- FABRETTI P., SARTORI R., TORELLI L., ZITELLINI N. & BRANCO-LINI G. (1995) - La struttura profonda del margine orientale della Sardegna dall'interpretazione di sismica a riflessione ed a rifrazione. Studi Geologici Camerti: Vol. Spec. 1995/2, 239-246, Camerino.
- FANNI S., GANDIN A., GRILLO S.M., LIPPI F., MARRAS G., SALVA-DORI A. & TOCCO S. (1981) - La piattaforma carbonatica cam-

brica della Sardegna sud-occidentale: sedimentazione e deposizione metallifera. Mem. Soc. Geol. It.: **22**, 123-137, Roma.

- FANNI S., MURRU M., SALVADORI I. & SARRIA E. (1982) Nuovi dati strutturali sul bacino del Sulcis. L'Industria Mineraria: 4, 25-31, Roma.
- FANUCCI F., FIERRO G., ULZEGA A., GENNESSEAUX M., REHAULT J.P. & VIARIS DE LESEGNO L. (1976) - The continental shelf of Sardinia: Structure and sedimentary characteristics. Boll. Soc. Geol. It.: 95, 1201-1217, Roma.
- FAURE P. & PEYBERNES B. (1983) Le Lias de la Nurra (Sardaigne nord-occidentale). Implications paléogéographiques. C. R. Acad. Sci. Paris: 296, 1799-1802, Paris.
- FAZZINI P., GASPERI G. & GELMINI R. (1974) Ricerche sul verrucano. 2. Le successioni basali dei "Tacchi" tra Escalaplano e Jerzu (Sardegna sud-orientale). Boll. Soc. Geol. It.: 93, 221-243, Roma.
- FEDERICI P., GINESU S. & OGGIANO G. (1987) Evoluzione della Piana costiera turritana. Geogr. Fis. Dinam. Quat.: 10, 103-121, Torino.
- FERRARA C., MELIS R.T. & MURRU M. (1992) Presence of continental deposits underlying the sardinian Eocene marine sequence. In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP No. 276, NEWSLETTER, 5, 123-126, Siena.
- 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.
- FERRETTI A., CORRADINI C. & SERPAGLI E. (1998) The Silurian and Devonian sequence in SW Sardinia. In: SERPAGLI E. (Ed.), Sardinia Field-trip Guide-Book, ECOS VII. Giornale di Geologia, 60, Special Issue, 96-101, Bologna.
- FERRETTI A. & SERPAGLI E. (1991) First record of Ordovician conodonts from Southwestern Sardinia. Riv. It. Paleont. Strat.: 91, 27-34, Milano.
- FERRETTI A. & SERPAGLI E. (1996) Geological outline, community sequence and paleoecology of the Silurian of Sardinia. Riv. It. Paleont. Strat.: 102, 353-362, Milano.
- FERRO R. (1963) Nuovi dati micropaleontologici sul Pliocene di Orosei. Atti Ist. Geol. Paleont. Università Cagliari: 2, 1-39, Cagliari.
- FILIGHEDDU R. & OGGIANO G. (1984) Contributo alla stratigrafia delle bauxiti e del Cretaceo della Nurra mediante lo studio di un livello pollinico. Atti Soc. Sarda Sc. Nat.: 91, 1-8, Sassari.
- FIORENTINI L. (1922) Rilevamento geologico della regione antracitifera della Barbagia compresa tra Seui e Seulo. Boll. R. Uff. Geol. d'It.: 49, 1-21, Roma.
- FLOYD P.A. (1984) Geochemical carachteristics and comparison of the basic rocks of the Lizard Complex and the basaltic lavas within the Hercynian troughs of SW England. J. geol. Soc. London: 141, 61-70, London.
- FOLCO L. (1991) Studio geologico e petrografico del basamento cristallino dell'area di Monte Biancu (Sardegna nord-orientale). Tesi di laurea, Univ. Siena.
- FONDI R. (1979) Orme di Microsauri nel Carbonifero superiore della Sardegna. Mem. Soc. Geol. It.: 20, 347-356, Roma.
- FONTANA D. (1980) Caratteri petrografici e sedimentologici delle Arenarie di Manciano nella Toscana meridionale. Mineralogica et Petrographica Acta: 24, 78-94, Bologna.
- FONTANA D., GELMINI R. & LOMBARDI G. (1982) Le successioni sedimentarie e vulcaniche carbonifere e permotriassiche della Sardegna. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PER-

TUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Società Geologica Italiana - Guide Geologiche Regionali: 183-192, Cagliari.

- FOURCADE E., AZÉMA J., CHABRIER G., CHAUVE P., FOUCAULT A. & RANGHEARD Y. (1977) - Liaisons paléogéographiques au Mésozoique entre les zones externes bétiques, baléares, corsosarde et alpines. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.: 19, 377-388, Paris.
- FRANCAVILLA F., CASSINIS G., COCOZZA T., GANDIN A., GASPERI G., RAU A., TONGIORGI M. & VAI G.B. (1977) - Macroflora e datazione di alcuni affioramenti (tardo) - post-ercinici presso il Lago del Mulargia (Sardegna sud-orientale). Bollettino del Gruppo di Lavoro sul Paleozoico: 2, 31-33, Cagliari.
- FRANCESCHELLI M., ELTRUDIS A., MEMMI I., PALMIERI R. & CAR-CANGIU G. (1998) - Multi-stage metamorphic re-equilibration in eclogitic rocks from the Hercynian basement of NE Sardinia (Italy). Mineral. Petrol.: 167-193,
- FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PANNUTI F. & FADDA S. (1992) - Illite crystallinity in pelitic rocks from the external and nappe zone of the Hercynian chain of Sardinia (Italy). In: CAR-MIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP No. 276, Newsletter, 5, 127-135, Siena.
- FRANCESCHELLI M., LEONI L., MEMMI M. & PUXEDDU M. (1986) -Regional distribution of Al-silicates and metamorphic zonation in the low-grade Verrucano metasediments from the Northern Apennines, Italy. J. metamorphic Geol.: 4, 309-321, Oxford.
- FRANCESCHELLI M., MELLINI M., MEMMI I. & RICCI C.A. (1989a) - Sudoite, a rock-forming mineral in Verrucano of the Northern Apennines (Italy) and the sudoite-chloritoid-pyrophyllite assemblage in prograde metamorphism. Contr. Min. Petr.: 101, 274-279, Berlin.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I., PANNUTI F. & RICCI C.A. (1989b) -Diachronous metamorphic equilibria in the hercynian basement of northern Sardinia. In: DALY J.S., CLIFF R.A. & YARD-LEY B.W.D. (Eds.), Evolution of Metamorphic Belts, Geological Society of London Special Publications: 43, 371-375.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I. & RICCI C.A. (1982) Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 137-149, Cagliari.
- FRANCESCHELLI M., PANNUTI F. & PUXEDDU M. (1990) Texture development and PT time path of psammitic schist from the Hercynian chain of NW Sardinia (Italy). Eur. J. Mineral.: 2, 385-398, Stuttgart.
- FRANCOLINI L. & MAZZEI R. (1991) Inquadramento bio-cronostratigrafico delle tufiti marine del Miocene inferiore affioranti nell'area di Castelsardo (Sardegna settentrionale). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 98, 327-338, Pisa.
- FRANKE W. (1989) Variscan plate tectonics in central Europe current ideas and open questions. Tectonophysics: 169, 221-228, Amsterdam.
- FUNEDDA A. (1996) Studio geologico-strutturale dell'Antiforme ercinica del Flumendosa (Sardegna SE). Settore tra M. Cardiga e Capo S. Lorenzo. Tesi di dottorato, Università di Cagliari.
- 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, 31-38, Roma.
- GABIN R. (1972) Resultats d'une étude de sismique à reflection dans le canale de Corse, et de sondeur de vase dans le bassin toscan. Marine Geology: 13, 267-287, Amsterdam.

- GALASSI R. & GANDIN A. (1992) New structural data and their bearing on the Cambrian stratigraphy of the Iglesiente region (SW Sardinia, Italy). C. R. Acad. Sci. Paris: 314, 93-100, Paris.
- GALLO F., GIAMMETTI F. & VERNIA L. (1974) Studio geo-petrografico delle vulcaniti post-mioceniche del Montiferro nordorientale (Sardegna). Ateneo Parmense Acta Naturalia: 10, 121-182, Parma.
- GANDIN A. (1978) Il Trias medio di Punta del Lavatoio (Alghero, Sardegna NW). Mem. Soc. Geol. It.: 18, 3-13, Roma.
- GANDIN A. (1987) Depositional and paleogeographic evolution of the Cambrian in South-West Sardinia. I.G.C.P. No. 5 Newsletter: 7, 151-165, Padova.
- GANDIN A. & DEBRENNE F. (1984) Lower Cambrian bioconstructions in southwestern Sardinia (Italy). Geobios. Mém. Spécial: 8, 231-240, Lyon.
- GANDIN A., MINZONI N. & COURJAULT-RADÉ P. (1987) Shelf to basin transition in the Cambrian-Lower Ordovician of Sardinia (Italy). Geol. Rundsch.: 76, 827-836, Stuttgart.
- GANDIN A., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1973) Un esempio di deposizione stratiforme di barite nella "dolomia rigata" del Cambrico della Sardegna occidentale. Tentativo di correlazione tra l'ambiente di sedimentazione e la precipitazione del solfato di bario. Boll. Soc. Geol. It.: 92, 329-354, Roma.
- GANDIN A., PADALINO G. & VIOLO M. (1974) Correlation between sedimentation and ore prospecting. Sedimentological and ore-genesis studies of Cambrian "arenarie" and "dolomia rigata" formations (Sardinia, Italy): deposition and concentration of barite in a evaporitic environment. Rend. Soc. It. Min. Petr.: 30, 251-303, Milano.
- GANDIN A. & PILLOLA G.L. (1985) Biostratigrafia e sedimentologia della Formazione di Cabitza nell'Iglesiente. "Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano", Riunione scientifica, Siena 13-14 Dicembre, 30-31.
- GANDIN A. & TURI B. (1985) Analisi sedimentologica e isotopica dei carbonati del Cambriano sardo. "Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano", Riunione scientifica, Siena 13-14 Dicembre, 32.
- GANDOLFI R. & PORCU A. (1967) Contributo alla conoscenza delle microfacies mioceniche delle colline di Cagliari (Sardegna). Riv. It. Paleont. Strat.: 73, 313-348, Milano.
- GARBARINO C., MACCIONI L., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1981) - Le mineralizzazioni stratiformi di solfuri misti della Sardegna centrale quale prodotto di un vulcanismo di margine continentale di età ordoviciana: proposta di un modello geodinamico e genetico. Mem. Soc. Geol. It.: 22, 145-150, Roma.
- GARBARINO C., MACCIONI L. & SALVADORI I. (1985) Carta geopetrografica dell'Isola di S. Pietro (Sardegna), S.E.L.C.A., Firenze.
- GASPARINI C., IANNACCONE G., SCANDONE P. & SCARPA R. (1982) - *Seismotectonics of the Calabrian Arc.* Tectonophysics: **84**, 267-286, Amsterdam.
- GASPERI G. & GELMINI R. (1977) I bacini permo-carboniferi della Sardegna. Bollettino del Gruppo di Lavoro sul Paleozoico: 2, 39-40, Cagliari.
- GASPERI G. & GELMINI R. (1979) *Ricerche sul Verrucano. 4. Il Verrucano della Nurra.* Mem. Soc. Geol. It.: **20**, 215-231, Roma.
- GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1990) L'unità tettonica di Bruncu Nieddu e i suoi rapporti con le unità della Sardegna sud-orientale. Boll. Soc. Geol. It.: 109, 547-555, Roma.

- GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1992) Stratigraphical and structural outline of the Riu Gruppa tectonic unit (Southeastern Sardinia). In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP No. 276, Newsletter, 5, 143-146, Siena.
- GESSA S. (1993) Nouvelles donneés sur les Tentaculites du Devonien inférieur de la Sardaigne meridionale (Italie). C. R. Acad. Sci. Paris: 117, 241-253, Paris.
- GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1973) Relazioni fra rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna centro-settentrionale. Nota III: Le intrusioni della zona Orotelli-Bolotana-Bultei; rilevamento con studio modale. Mineralogica et Petrographica Acta: 19, 155-186, Bologna.
- GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C.A. (1979) Un evento granulitico nella 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: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 165-182, Cagliari.
- GIANNINI E. (1957) I fossili dell'arenaria di Manciano (Grosseto). Palaentol. Ital.: 51, 97-103, Pisa.
- GIANNINI E., LAZZAROTTO A. & SIGNORINI R. (1971) Lineamenti di stratigrafia e tettonica. Rend. Soc. It. Min. Petr.: 27, 33-168, Milano.
- 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.
- GIGLIA G. & RADICATI DI BROZOLO F. (1970) K/ Ar age of metamorphism in the Apuane Alps (Northern Tuscany). Boll. Soc. Geol. It.: 89, 485-497, Roma.
- GIMENO D. (1990) "Le Quarziti del Sarrabus"; caratterizzazioni di rocce paleozoiche come prodotti vulcanici vetrosi tramite studio della giacitura, strutture macro- e mesoscopiche, petrografia e geochimica. Mem. Soc. Geol. It.: 45, 965-970, Roma.
- GIOVANNONI M.A. & ZANFRÀ S. (1978) Studio di Brachiopodi ordoviciani della Sardegna meridionale. Boll. Serv. Geol. d'It.: 99, 85-232, Roma.
- GIRAUD J., BELLON H. & TURCO G. (1979) L'intrusion microdioritique tertiaire d'Alghero (Sardaigne). Age K/Ar et relation avec le magmatisme calco-alcalin sarde. Analogies avec les estérellites de l'Esterel (Var). C. R. Acad. Sci. Paris: 288, 9-12, Paris.
- GNOLI M. (1985) Paleontological content, constituent analysis and microbiofacies of Early Devonian pelagic limestone from Fluminimaggiore area (SW Sardinia). Boll. Soc. Paleont. It.: 23, 221-238, Modena.
- GNOLI M. (1993) Occurrence of middle-late Silurian nautiloids from San Basilio area (Gerrei, SE Sardinia). Boll. Mus. Reg. Piemonte: 10, 265-269, Torino.
- GNOLI M., JAANUSSON V., LEONE F. & SERPAGLI E. (1981) A lower Devonian stromatactis-bearing carbonate mud-mound from southern Sardinia. N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: H.6, 339-345, Stuttgart.
- GNOLI M., KRIZ F., LEONE F., OLIVIERI R., SERPAGLI E. & STORCH P. (1989) - Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the Silurian and Early Devonian of Southwest Sardinia. Boll. Soc. Paleont. It.: 29, 11-23, Modena.

- GNOLI M., LEONE F., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1988) The Mason Porcus section as reference section for Uppermost Silurian-Lower Devonian in SW Sardinia. Boll. Soc. Paleont. It.: 27, 323-334, Modena.
- GNOLI M., MASTANDREA A. & E. S. (1985) Lower Devonian of Fluminimaggiore. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 124-129.
- GNOLI M., PAREA G.C., RUSSO F. & SERPAGLI E. (1979) Paleoecological remarks on the "Orthoceras Limestone" of southwestern Sardinia (Middle-Upper Silurian). Mem. Soc. Geol. It.: 20, 405-423, Roma.
- GORINI C., LE MARREC A. & MAUFRET A. (1993) Contribution to the structural and sedimentary history of the gulf of Lyons (western Mediterranean), fron the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. Bull. Soc. géol. France: 164, 353-363, Paris.
- GORTANI M. (1923a) Faune paleozoiche della Sardegna. Parte I. Le Graptoliti di Goni. Palaentol. Ital.: 28, 51-67, Pisa.
- GORTANI M. (1923b) Faune paleozoiche della Sardegna. Parte II. Graptoliti della Sardegna orientale. Palaentol. Ital.: 28, 85-112, Pisa.
- GORTANI M. (1923c) Osservazioni sul Paleozoico della Sardegna. Boll. Soc. Geol. It.: **41**, 362-371, Roma.
- GUIRAUD M., BURG J.P. & POWELL R. (1987) Evidence for a Variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Cené. J. metamorphic Geol.: 5, 225-237, Oxford.
- HAMMAN W. & LEONE F. (1997) Trilobites of the post-Sardic (Upper Ordovician) sequence of southern Sardinia. Part I. Beringeria: 20, 218, Wurzburg.
- 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.
- HAVLICEK V., KRIZ J. & SERPAGLI E. (1986) Upper Ordovician brachiopod assemblages of the Carnic Alps, middle Carinthia and Sardinia. Boll. Soc. Paleont. It.: **25**, 277-311, Modena.
- HAVRE H. (1932) *Tectonique de l'Iglesiente*. Res. Ass. Min. Sarda: **37**, 4-12, Iglesias.
- HEIDMANN J.C. (1982) Étude du rift oligo-miocène de Sardaigne (région de Nureci-Genoni-Gesturi-Villanovatulo). Thèse, Ecol. Nat. Sup. Pétrol. Mot.
- HELMCKE D. (1973) Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. II. Bericht: Zur Stratigraphie des Silur und Unterdevon der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei. N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 1973, 529-544, Stuttgart.
- HELMCKE D. & KOCH G. (1974) Schichtgebundene NE-Metallund F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. III. Bericht: Zur Altersstellung der Porphyroide in der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei. Z. dt. geol. Ges.: 125, 92-97, Stuttgart.
- IACCARINO S., D'ONOFRIO S. & MURRU M. (1985) Miocene foraminifera of several sections of the Marmilla area (Central Western Sardinia). Boll. Soc. Paleont. It.: 23, 395-412, Modena.
- INNOCENTI I., SERRI G., FERRARA G., MANETTI P. & TONARINI S. (1992) - Genesis and classification of the rocks of the Tuscan Magmatic Province: thirty years after Marinelli's model. Acta Vulcanologica: 2, 247-265, Pisa.
- INNOCENTI L. (1990) Studio geologico, geochimico e petrografico delle plutoniti dell'area di Barrabisa (Sardegna settentrionale). Tesi di Laurea inedita, Siena.
- JÄGER H. (1976) Das Silur und Unterdevon von thüringischen Thypus in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung. Nova Acta Leopoldina: 45, 263-299, Leipzig.
- JÄGER H. (1977) The Silurian boundary in Turingia and Sardinia. In: MARTINSSON A. (Ed.) The Silurian-Devonian boundary, Int. Union Geol. Sci., Series A: 5, 117-125.
- JÄGER H. (1991) Neue Standard-Graptolithenzonenfolge nach der "Grossen Krise" an der Wenlock/Ludlow-Grenze (Silur). N. Jb. Geol. Paläont. Abh.: 1991, 305-354, Stuttgart.
- JOHANNES W. (1988) What controls partial melting in migmatites? J. metamorphic Geol.: 6, 451-465, Oxford.
- JOLIVET L., DANIEL J.M. & FOURNIER M. (1991) Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica. Earth Planet. Sci. Lett.: 104, 278-291, Amsterdam.
- JOLIVET L., DUBOIUS R., FOURNIER M., GOFFÉ B., MICHARD A. & JOURDAN C. (1990) - Ductile extension in Alpine Corsica. Geology: 18, 1007-1010, Boulder.
- JULIVERT M. (1971) Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of Nortwestern Spain. Am. J. Sci.: 270, 1-29,
- JUNKER B. & SCHNEIDER H.H. (1979) L'infracambriano della Sardegna sud-occidentale. Mem. Soc. Geol. It.: 20, 461, Roma.
- JUNKER B. & SCHNEIDER H.H. (1983) The Infracambrian Bithia Formation - Its facies development in Southwest Sardinia. N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 24, 369-384, Stuttgart.
- KASTENS K., MASCLE J. & OTHERS (1988) ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution. Geol. Soc. Am. Bull.: 100, 1140-1156, Boulder.
- KELLER J.V.A. & PIALLI G. (1990) Tectonics of the Island of Elba: a reappraisal. Boll. Soc. Geol. It.: 109, 413-425, Roma.
- KERRICK D.M. (1990) The Al2SiO5 polymorphs, Reviews in Mineralogy, 22, pp. 406, Mineralogy Society of America, Washington.
- KIRBY G.A. (1979) The Lizard Complex as an ophiolite. Nature: 282, 58-61, London.
- KLIGFIELD R. (1979) The Northern Apennines as a collision orogen. Am. J. Sci.: 279, 676-691, New Haven.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R.D. & SCHAMEL S. (1986) - Dating of deformation phases using K-Ar and 40Ar/ 39Ar techniques; results from the Northern Apennines. J. Struct. Geol.: 8, 781-798, Oxford.
- KREBS W. & WACHENDORF H. (1973) Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of central Europe. Geol. Soc. Am. Bull.: 84, 2611-2630, Boulder.
- KRETZ R. (1983) Symbols for rock forming minerals. Am. Mineral.: 68, 277-279, Washington.
- LAMARMORA A. (1858) Voyage en Sardaigne: Troisième Partie. Description Géologique et Paléontologique, pp. 707 & 782, Bocca Impr. Royale, 2 voll., Torino.
- LAMEYRE J. & BOWDEN P. (1982) Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. Journal of Volcanological and Geothermal Research: 14, 169-186, Amsterdam.
- LASKE R., BECHSTADT T. & BONI M. (1994) The post-Sardic Ordovician series. In: BECHSTADT T. & BONI M. (Eds.), Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochtonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia. Memorie descrittive della Carta Geologica D'Italia, 48, 115-146, Roma.
- LAUFELD S. (1973) Ordovician Chitinozoen from Portixeddu, Sardinia. Boll. Soc. Paleont. It.: 12, 3-7, Modena.

- LAURENT R. (1972) The Hercynides of South Europe. a model. "Inter. Geol. Congr, 24th", Montréal, 363-370.
- LAURENZI M.A., DEL MORO A., MUSUMECI G. & PARDINI G. (1991) - *Rb/Sr and Ar/Ar chronology of Monte Grighini intrusive complex, Sardinia, Italy.* Terra Abstracts: **3**, 501-502, Oxford.
- LAURO C. (1970) Il giacimento di antracite di Seui (Barbagia-Sardegna). Period. Min.: **39**, 209-242, Roma.
- LAURO C., NEGRETTI G.C. & SBARACCANI M.L. (1963) Contributo alla conoscenza delle formazioni permiane di Seui (Barbagia-Sardegna). Giorn. di Geol.: 2, 31, Bologna.
- LAVECCHIA G. (1988) The Tyrrenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis. Tectonophysics: 147, 263-296, Amsterdam.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) L'Appennino umbro-marchigiano: tettonia distensiva ed ipotesi di sismogenesi. Boll. Soc. Geol. It.: 103, 467-476, Roma.
- LECCA L., CARBONI S., SCARTEDDU R., SECHI F. & TILOCCA G. (1986) - Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna. Mem. Soc. Geol. It.: 36, 31-40, Roma.
- LECCA L., LONIS R., LUXORO S., MELIS E., SECCHI F. & BROTZU P. (1997) - Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review. Period. Min.: 66, 7-61, Roma.
- LEHMANN B. (1975) Stratabound polymetallic and F-Ba-deposits of the Sarrabus-Gerrei region, SE-Sardinia. IV Report: Initial Variscan magmatism in SE- Sardinia. N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 1975, 460-470, Stuttgart.
- LEONE F. (1973) La serie Paleozoica del settore di Orbai-Monte Maiori (Valle del Cixerri, Sardegna sud-occidentale). Boll. Soc. Geol. It.: **92**, 621-633, Roma.
- LEONE F., HAMMAN W., LASKE R., SERPAGLI E. & VILLAS E. (1991) - Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the post-sardic Ordovician sequence in south-west Sardinia. Boll. Soc. Paleont. It.: **30**, 201-235, Modena.
- LEONE F., LOI A. & PILLOLA G.L. (1995) *The post-sardic Ordovician sequence in south-western Sardinia*. In: CHERCHI A. (Ed.), 6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book. Cagliari, October 25-31, 1995. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari (suppl. vol. 65): 81-106, Cagliari.
- LEONE F., MENGHI L., SERPAGLI E. & STORCH P. (1994) Late Ordovician Graptolites from Sardinia: a preliminary record. Boll. Soc. Paleont. It.: **32**, 411-414, Modena.
- LEONE F., PONTILLO C. & SPANO C. (1992) Benthic paleocommunities of the middle-upper Miocene litostratigraphic units from the Cagliari hills (Southern Sardinia, Italy). In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP Project No. 276, Newsletter, 5, 151-158, Siena.
- LEONE F., SANNA M.L. & SPANO C. (1984) Successioni stratigrafiche del Miocene inferiore a nord della Giara di Gesturi (Sardegna centrale). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 23, 21-44, Sassari.
- LIPPARINI T. (1938) Il Potamides tricarinatus Lmk. e la trasgressione mesonummulitica nel Sarrabus. Boll. Soc. Geol. It.: 57, 287-292, Roma.
- LOI A., BARCA S., CHAUVEL J.J., DABARD M.P. & LEONE F. (1992a) - Analyse de la sédimentation post-phase sarde: les dépôts initiaux à placers du SE de la Sardaigne. C. R. Acad. Sci. Paris: 315, 1357-1364, Paris.
- LOI A., BARCA S., CHAUVEL J.J., DABARD M.P. & LEONE F. (1992b) - Storm deposits (placers and rhythmites) in the Caradocian transgressive sediments of the Sarrabus area (SE Sardi-

nia - Italy). In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP No. 276, Newsletter, **5**, 159-161, Siena.

- LOI A. & DABARD M.P. (1997) Zircon typology and geochemistry in the palaeogeographic reconstruction of the Late Ordovician of Sardinia (Italy). Sedimentary Geology: 112, 263-279, Amsterdam.
- LOMBARDI G., COZZUPOLI D. & NICOLETTI M. (1974) Notizie geopetrografiche e dati sulla cronologia K-Ar del vulcanismo tardo-paleozoico sardo. Period. Min.: 43, 221-312, Roma.
- LORENZ & NICHOLLS (1984) Plate and intraplate in Hercynian Europe during Late-paleozoic. Tectonophysics: 107, 25-56, Amsterdam.
- LOVISATO D. (1894) *Il Devoniano nel Gerrei (Sardegna)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat.: **3**, 131-135, Roma.
- LUDWIG K.R. & TURI B. (1989) Paleozoic age of Capo Spartivento orthogneiss, Sardinia. Chemical Geology: **79**, 147-153, Amsterdam.
- MACCAGNO A.M. (1965) Contributo alla conoscenza della fauna ordoviciana della Sardegna. Gli echinodermi di Portixeddu. Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli: **5**, 149-195, Napoli.
- MACCIONI L. (1965) Arcose nel Cambriano di S. Angelo (Sardegna sud-occidentale). Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 35, 1-6, Cagliari.
- MACCIONI L. (1969) *Ialoclastiti e "pillow"-lave nel Miocene della Marmilla*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: **39**, 207-220, Roma.
- MACCIONI L. (1974) Nuovi rinvenimenti di lave a cuscino nel Miocene della Marmilla (Sardegna centro-occidentale). Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 43, 277-282, Cagliari.
- MACCIONI L., MARCHI M. & ASSORGIA A. (1990a) Carta Geopetrografica dell'Isola di Sant'Antioco (Sardegna), 1:25.000, SELCA, Firenze.
- MACCIONI L., MARCHI M. & SALVADORI A. (1990b) Eocene alkaline lamprophyre in south-western Sardinia (Italy) (new occurrence). Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: **60**, 217-231, Cagliari.
- MACCIOTTA G. & SAVELLI C. (1984) Petrology and K/Ar ages of Pliocene-Quaternary volcanics from North-Western Sardinia, pp. 45, Grafiche STEP, Parma.
- MACERA P., CONTICELLI S., DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & SQUADRONE A. (1989) - Geochemistry and Rb-Sr age of syn-tectonic peraluminous granites of Western Gallura, Northern Sardinia: constraints on their genesis. Period. Min.: 58, 25-43, Roma.
- MAJOR C.J.F. (1891) Resti di Lophiodon nelle ligniti di Terras de Collu in Sardegna. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 7, 200-209, Pisa.
- MALATESTA A. (1954) Primo dente di elefante rinvenuto in Sardegna. Quaternaria: 1, 97-103, Roma.
- MALAVIEILLE J. (1993) Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the Late Paleozoic Variscan belt. Tectonics: 12, 1115-1130, Washington.
- MALAVIEILLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.M. & GAR-DIEN V. (1990) - Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. Tectonophysics: 177, 139-149, Amsterdam.
- MANZONI M. (1974) Un'interpretazione dei dati paleomagnetici del Terziario della Sardegna ed alcuni nuovi risultati. In: MAXIA C. & POMESANO CHERCHI A. (Eds.), Paleogeografia

del Terziario Sardo nell'Ambito del Mediterraneo Occidentale. Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari, **43**, 283-295, Cagliari.

- MANZONI M. (1975) Paleomagnetic data from Tertiary volcanics of the Campidano and associated graben, sardinia. Earth Planet. Sci. Lett.: 27, 275-282, Amsterdam.
- MARCELLO A. (1968) Bibliografia geo-mineraria del Cambrico-Ordoviciano inferiore della Sardegna, pp. 252, Stab. Edit. Fossataro, Cagliari.
- MARINI A. & MURRU M. (1981) Sull'età della Formazione di Nuraghe Casteddu (Dorgali - Sardegna orientale). Rend. Soc. Geol. It.: 4, 11-12, Roma.
- MARINI A. & MURRU M. (1983) Movimenti tettonici in Sardegna fra il Miocene superiore e il Pleistocene. Geogr. Fis. Dinam. Quat.: 6, 39-42, Torino.
- MARINI C. (1984) Le concentrazioni residuali post-erciniche di Fe dell'Ogliastra (Sardegna orientale): contesto geologico e dati mineralogici. Rend. Soc. It. Min. Petr.: 39, 229-238, Milano.
- MARTINI I.P., OGGIANO G. & MAZZEI R. (1992) Siliciclastic-carbonate sequences of Miocene grabens of Northern Sardinia, Western Mediterranean Sea. Sedimentary Geology: 76, 63-78, Amsterdam.
- MARTINI I.P., TONGIORGI M., OGGIANO G. & COCOZZA T. (1991) -Ordovician alluvial fan to marine shelf transition in SW Sardinia, Western Mediterranean Sea: tectonically ("Sardic phase") influenced clastic sedimentation. Sedimentary Geology: 72, 97-115, Amsterdam.
- MASCLE J. & REHAULT J.P. (1990) A revised stratigraphy of the Tyrrhenian sea: implications for the basin evolution. In: KASTENS K.A. & MASCLE J. (Eds.), Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 107, 617-636, College Station, TX.
- MASSARI F. (1968) Aspetti sedimentologici in una serie calcarea titonico-berriasiana di bassa profondità della Sardegna orientale. Mem. Sci. Geol.: 26, 1-56, Padova.
- MASSARI F. & DIENI I. (1973) La formazione fluvio-lacustre di Nuraghe Casteddu ed i suoi rapporti con i basalti di Orosei-Dorgali (Sardegna). Mem. Soc. Geol. It.: 12, 377-410, Roma.
- MASSE J.P. & ALLEMANN J. (1982) Relation entre les séries carbonatées de plate-forme provençale et sarde au Crétacé inférieur. Cret. Res.: 3, 19-33, London.
- MASSOLI NOVELLI R. (1965) Studio geopetrografico della zona di Sarroch. Nota I - Le andesiti. Ric. Sci.: **8**, 1577-1596, Roma.
- MASSOLI NOVELLI R. (1967) Studio geo-petrografico dell'area vulcanica di Sarroch - Nota 2: I conglomerati vulcanici. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: **37**, 125-141, Cagliari.
- MASSOLI NOVELLI R. (1968) Studio geo-petrografico dell'area vulcanica di Sarroch-Pula (Cagliari) - Nota 3: Su un filone dacitico. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: **38**, 203-212, Cagliari.
- MASTANDREA A. (1984) Biostratigraphic remarks on Early Devonian Conodonts from Corti Baccas III section (SW Sardinia). Boll. Soc. Paleont. It.: 23, 259-267, Modena.
- MATTAUER M. & ETCHECOPAR A. (1976) Argument en faveur des chevauchements de type hymalayen dans la chaine hercynienne du Massif Central Français. Coll. Int.: 268, Rennes.
- MATTE P. (1983) Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of western Europe. In: RAST N. & DELANY F. (Eds.), Profiles of Orogenic Belts, American Geophysical Union, Geodyn. Ser.: 10, 53-81.
- MATTE P. (1986) La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des

grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. géol. France: **8**, 9-24, Paris.

- MATTE P. (1991) Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics: 196, 309-337, Amsterdam.
- MATTE P. & BURG J.P. (1981) Sutures, thrusts and nappes in the variscan arc of western Europe. Plate tectonics interpretation. In: MCCLAY K. & PRICE N.J. (Eds.), Thrust and Nappe Tectonics. Geological Society of London Special Publications, 9, 353-358, London.
- MATTEUCCI R. (1985a) Ilerdian of Monte Cardiga (Perdasdefogu). "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 195-199.
- MATTEUCCI R. (1985b) Marine Eocene of Sardinia. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 80-85.
- MAUFFRET A., LABARBARIE M. & MONTADERT L. (1982) Les affleurements des séries sédimentaires pre-pliocènes dans le basin méditerranéen nord-occidental. Marine Geology: 45, 159-175, Amsterdam.
- MAXIA C. (1938) Alcune osservazioni sulla flora autuniana di Perdasdefogu e sul Paleozoico recente della Sardegna. Riv. It. Paleont.: 44, 107-126, Milano.
- MAXIA C. (1941) *Bibliografia Mineraria della Sardegna*, pp. 248, Istituto per gli Studi Sardi, Cagliari.
- MAXIA C. (1959) Malacofauna oligotipica di età paleogenica della Valle del Cixerri (Iglesiente). Pubblico Istituto Geologico Paleontologico Università di Roma: 95, 1-18, Roma.
- MAXIA C. (1963a) Due recenti sondaggi nel Mesozoico dell'Isola di Sant'Antioco (Sardegna sud-occidentale). Giorn. di Geol.: 31, 1-8, Bologna.
- MAXIA C. (1963b) Giura e Creta nella regione di Maladroxia (Isola di S. Antioco) Sardegna sud-occidentale. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Cagliari: 13, 1-35, Cagliari.
- MAXIA C. & PECORINI G. (1963) Sul limite Giurese-Cretaceo nella Nurra (Sardegna nord-occidentale). Pubbl. Ist. Geol. Univ. Cagliari: 9, 1-13, Cagliari.
- MAXIA C. & PECORINI G. (1968) Il Quaternario della Sardegna. "Atti del X° Congr. Internaz. di Studi Sardi (Simposio sul Quaternario della Sardegna)", Cagliari, 59-69.
- MAXIA C. & PECORINI G. (1969) La zona di Castelsardo: la meno incompleta serie miocenica della Sardegna. Giorn. di Geol.: 35, 345-357, Bologna.
- MAXIA M. (1983) Segnalazione di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale. Rend. Soc. Geol. It.: 6, 21-24, Roma.
- MAZZARINI F. & PERTUSATI P.C. (1991) Structural evolution of Northern Arburese (SW Sardinia). Boll. Soc. Geol. It.: 110, 747-755, Roma.
- MAZZEI R. & OGGIANO G. (1990) Messa in evidenza di due cicli sedimentari nel Miocene dell'area di Florinas (Sardegna settentrionale). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 97, 119-147, Pisa.
- MCCLAY H.R., NORTON M.G., CONEY P. & DAVIS G.H. (1986) -Collapse of the Caledonian orogen and the Old Red sandstone. Nature: 323, 147-149, London.
- MCCLAY K.R. (1992) Glossary of thrust tectonics terms. In: MCCLAY K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman & Hall: 419-433, London.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1983) - Further geo-

chemical data on the Pre-Hercynian igneous activities of Sardinia and on their geodinamic significance. I.G.C.P. No. 5 Newsletter: 5, 87-91, Padova.

- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., FRANCE-SCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982) - *Il magmatismo preercinico della Sardegna*. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali. Società Geologica Italiana: 157-164, Cagliari.
- MENARD G. & MOLNAR P. (1988) Collapse of Hercynian Tibetan plateau into a Paleozoic European basin and range province. Nature: 334, 235-237, London.
- MENEGHINI G. (1880) Nuovi fossili Siluriani della Sardegna. Mem. Reale Acc. Lincei: **3**, 216-229, Roma.
- MENEGHINI S. (1857) Paléontologie de l'Ile de Sardaigne ou déscription des fossiles recueillis dans cette contrée par le Général Albert de la Marmora pour faire suite à la troisième partie du Voyage en Sardaigne. In: LAMARMORA A. (Ed.), Voyage en Sardaigne. Bocca Impr. Royale: 584, Torino.
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., SCARENSI D. & PIBOULE M. (1988) -496 My age of palgiogranites in the Chamrousse Ophiolitie complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization. Earth Planet. Sci. Lett.: 88, 82-92, Amsterdam.
- MILLER L., SASSI F.P. & ARMARI G. (1976) On the occurrence of altered eclogite rocks in north-eastern Sardinia and their implications. N. Jb. Miner. Abh.: 11, 683-689, Stuttgart.
- MINUCCI E. (1935) *La regione vulcanica del Cixerri in Sardegna*. Boll. R. Uff. Geol. d'It.: **60**, 1-124, Roma.
- MINZONI N. (1975) La serie delle formazioni paleozoiche a Sud del Gennargentu. Boll. Soc. Geol. It.: 94, 347-365, Roma.
- MINZONI N. (1981) Il Precambriano del Sulcis meridionale (Sardegna). Mineralogica et Petrographica Acta: 24, 51-56, Bologna.
- MISAR Z. (1984) Ophiolites and related rocks of Czechoslovakia and their correlation. Krystalinikum: 17, 7-11, Praga.
- MONTANARI & ROSSI (1985) Evoluzione delle Unità stratigrafico-strutturali del Nord-Appennino. 2 - Macino s.s. e "Pseudomacigno". Mem. Soc. Geol. It.: 25, 185-217, Roma.
- MONTANINI A., BARBIERI M. & CASTORINA F. (1994) The role of fractional crystallisation, crustal melting and magma mixing in the petrogenesis of rhyolites and mafic inclusion-bearing dacites from the Monte Arci volcanic complex (Sardinia, Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research: 61, 95-120, Amsterdam.
- MONTERIN U. (1923) Nuove osservazioni sul Lophiodon di Gonnesa (Sardegna). Palaentol. Ital.: 29, 32-39, Pisa.
- MONTIGNY R., EDEL J.B. & THUIZAT R. (1981) Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. Earth Planet. Sci. Lett.: 54, 261-271, Amsterdam.
- MORRA V., SECCHI F.A. & ASSORGIA A. (1994) Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Caenozoic calc-alkaline volcanism from SW Sardinia, Italy. Chemical Geology: 118, 109-142, Amsterdam.
- MURRU M. (1975) Primi risultati biostratigrafici sul Siluriano-Devoniano del M. Lora (Sardegna sud-orientale). Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 45, 325-331, Cagliari.
- MURRU M. (1979) Nuovi lembi eocenici nella Sardegna sudorientale. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 49, 625-631, Cagliari.

- MURRU M. (1983) Presenza di Pliocene inferiore nel sottosuolo di Quartu Sant'Elena (Cagliari). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 22, 93-98, Sassari.
- MURRU M. & SALVADORI A. (1987) Ricerche stratigrafiche sul bacino paleogenico del Sulcis (Sardegna sud-occidentale). Geologica Romana: 26, 149-165, Roma.
- MUSUMECI G. (1991) Tettonica trascorrente, magmatismo e metamorfismo nel basamento ercinico sardo: il complesso del M. Grighini (Sardegna centro-occidentale). Tesi di Dottorato, Univ. Pisa.
- MUSUMECI G. (1992) Ductile wrench tectonics and exhumation of Hercynian metamorphic basement in Sardinia: Monte Grighini Complex. Geodinamica Acta: 5, 119-133, Paris.
- NAUD G. (1979a) Les shales de Rio Canoni, formation-repère fossilifère dans l'Ordovicien supérieur de Sardaigne orientale. Conséquences stratigraphiques et structurales. Bull. Soc. géol. France: 21, 155-159, Paris.
- NAUD G. (1979b) Tentative de synthèse sur l'évolution géodinamique de la Sardaigne anté-permienne. Mem. Soc. Geol. It.: 20, 85-96, Roma.
- NAUD G. (1981) Confirmation de l'existence de la discordance angulaire anté-ordovicienne dans le Sarrabus (Sardaigne sudorientale): conséquences géodynamiques. C. R. Acad. Sci. Paris: 292, 1153-1156, Paris.
- NAUD G. (1982) Schema stratigrafico strutturale del paleozoico di S. Basilio (Sardegna sud-orientale). In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 109-115, Cagliari.
- NAUD G. & PITTAU DEMELIA P. (1987) Première decouverte d'acritarches du Cambrien moyen à superieur basal et du Tremadoc-Arenigien dans la basse vallée du Flumendosa: mise en evidence d'un nouveau temoin de la Phase Sarde en Sardaigne orientale. I.G.C.P. No. 5 Newsletter: 7, 85-86, Padova.
- NEGRETTI B., PHILIPPE M., SOUDET H.J., THOMASSIN B.A. & OGGIANO G. (1990) - Echinometra miocenica Loriol, echinide miocène synonyme d'Echinometra matthaei (Blainville), actuel: biogéographie et paléoecologie. Geobios: 23, 445-459, Lyon.
- NEGRETTI G.C. (1966) Ricerche petrografiche sul complesso granitoide del settore di Busachi (Sardegna centrale). Boll. Serv. Geol. d'It.: 87, 145-247, Roma.
- NICOLAS A. (1972) Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? Nature: 236, 221-223, London.
- NICOSIA M.L. (1968) *Bibliografia del Paleozoico italiano*, pp. 210, CNR, Roma.
- NORTON M.G. (1986) Late Caledonide extension in Western Norway: A response to extreme crustal thickening. Tectonophysics: 173, 195-204, Amsterdam.
- NOVARESE V. (1914) Il rilevamento geologico delle tavolette Iglesias e Nebida. Boll. R. Com. Geol. Italiano: 44, 29-59, Roma.
- NOVARESE V., PILLOTTI C., FIORENTINI L. & PULLÈ G. (1919a) -Carta Geologica d'Italia, Tav. 233 IV NW-Iglesias, 1:25.000, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- NOVARESE V., PILLOTTI C., FIORENTINI L. & PULLÈ G. (1919b) -Carta Geologica d'Italia, Tav. I NE-Isola di San Pietro-Capo Spartivento, 1:25.000, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- NOVARESE V., PILLOTTI C., FIORENTINI L., PULLÈ G., TESTA L., TARICCO M., CATALISANO S. & MINUCCI E. (1938) - Carta Geologica d'Italia, Foglio 233-Iglesias, 1:100.000, Servizio Geologico d'Italia, Roma.

- NOVARESE V. & TARICCO M. (1923) Cenni sommari sul Paleozoico dell'Iglesiente. Boll. Soc. Geol. It.: 4, 316-325, Roma.
- NOVARESE V., TARICCO M. & PULLÈ G. (1933) Carta Geologica d'Italia, Foglio 232-232bis-Isola di San Pietro-Capo Sperone, 1:100.000, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- ODIN G.S. (1994) *Geological Time scale (1994)*. C. R. Acad. Sci. Paris: **318, série II**, 59-71, Paris.
- ODIN G.S., ASSORGIA A., BARCA S., PORCU A., SPANO C., HER-NANDEZ J. & COSCA M. (1994) - Ar/Ar geochronology of a Burdigalian tuff from central-northern Sardinia. Giorn. di Geol.: 56/1, 185-197, Bologna.
- OGGIANO G. (1987) La pianura costiera turritana (Sardegna settentrionale), 1:50.000, S.E.L.C.A., Firenze.
- OGGIANO G. (1994) Lineamenti stratigrafico-strutturali del basamento del Goceano (Sardegna centro-settentrionale). Boll. Soc. Geol. It.: 113, 105-115, Roma.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988) I graniti peralluminiferi sin-tettonici nell'area di Aggius-Trinità D'Agultu e loro rapporti con le 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-Zona assiale. In: CARMIGNANI L., PERTUSATI P.C., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G. & OGGIANO G. (Eds.), Struttura della Catena Ercinica in Sardegna. Guida all'Escursione. Gruppo Informale di Geologia Strutturale: 147-167, Siena.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1998) L'andalusite e la sillimanite nelle metamorfiti dell'Asinara. Significato geologico nel quadro dell'orogenesi ercinica. In: GUTIERREZ M., MATTONE A. & VALSECCHI F. (Eds.), L'isola dell'Asinara: l'ambiente, la storia, il parco. Ed. Poliedro: 139-144, Nuoro.
- OGGIANO G., PASCI S. & FUNEDDA A. (1995) Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura trastensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. Boll. Soc. Geol. It.: 114, 465-475, Roma.
- OGGIANO G., SANNA G. & TEMUSSI I. (1987) Caractères géologiques, gitologiques et géochemiques de la bauxite de la region de la Nurra. "Groupe Français du Crétacé", Sardinia, 24-29 Mai, 1987, 72-124.
- OLIVIERI R. (1965) L'aspetto della fauna a Conodonti nel Devoniano superiore del Gerrei (Sardegna). Boll. Soc. Paleont. It.: 4, 28-63, Modena.
- OLIVIERI R. (1969) Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna). Boll. Soc. Paleont. It.: 8, 63-152, Modena.
- OLIVIERI R. (1984) Middle and late Devonian conodonts from southwestern Sardinia. Boll. Soc. Paleont. It.: 23, 269-310,
- OLIVIERI R., MASTANDREA A. & SERPAGLI E. (1980) Riconoscimento di alcune zone a conodonti del Devoniano inferiore nei calcari di Monte Padenteddu nella Sardegna meridionale. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena: 11, 15-26, Modena.
- OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1990) Late Silurian-Early Devonian conodonts from Mason Porcus section near Fluminimaggiore in Southwest Sardinia. Boll. Soc. Paleont. It.: 29, 59-76, Modena.
- OOSTERBAN A.M. (1936) Étude géologique et paléontologique de la Nurra (Sardaigne). PhD thesis, Univ. Utrecht.
- ORSINI J.-B. (1980) Le batholite Corso-Sarde: anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne Varisque française. PhD thesis, Univ. Aix-Marseille.

- ORSZAG-SPERBER F. & PILOT M.D. (1976) Grand traits du Neogène de Corse. Bull. Soc. géol. France: 7, 1183-1187, Paris.
- OZER A. & ULZEGA A. (1981) Sur la repartition des éboulis ordonnés en Sardaigne. "Compte rendu du symposium Periglaciaire et Paléogéographie du Quaternaire", Belgique-Pays-Bas 1978, 259-265.
- PALMERI R. (1992) Petrography and geochemistry of some migmatites from northeastern Sardinia (Italy). In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements. IGCP No. 276, NEWSLETTER, 5, 183-186, Siena.
- PALMERINI V. & PALMERINI SITZIA R. (1978) Le facies pelitiche della Formazione di Nebida (Cambriano inf. sardo). Boll. Soc. Geol. It.: 97, 57-71, Roma.
- PALMERINI V., PALMERINI SITZIA R. & PILO L. (1979) Le facies pelitiche degli "argilloscisti di Cabitza" (Cambriano medio della Sardegna). Mem. Soc. Geol. It.: 20, 365-377, Roma.
- PAQUETTE J.L. (1987) Comportement des systèmes isotopiques U/ Pb et Sm/Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Mem. Doc. Cent. Armoricain Etud. Struct. Socles: 14, 1-130, Rennes.
- PAQUETTE J.L., BALÉ, BALLEVRE M. & GEORGET Y. (1987) Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon: nouvelles contraintes su l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif Armoricain. Bull. Min.: 110, 683-696, Paris.
- PAQUETTE J.L., PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J. & MAR-CHAND J. (1985) - Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. Chemical Geology: 52, 213-216, Amsterdam.
- PARIS F. (1990) The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana domain. Rev. Paleob. Palynol.: 66, 181-209, Amsterdam.
- PARIS F. & ROBARDET M. (1990) Early Paleozoic paleobiogeography of the Variscan regions. Tectonophysics: 177, 193-213, Amsterdam.
- PASCI S. (1997) Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia. Bull. Soc. géol. France: 168, 301-312, Paris.
- PASCI S., OGGIANO G. & FUNEDDA A. (1998) Rapporti tra tettonica e sedimentazione lungo le fasce trascorrenti cenozoiche della Sardegna centro-settentrionale. Boll. Soc. Geol. It.: 117, 443-453, Roma.
- PECORINI G. (1961) Su un deposito lacustre oligocenico della Nurra di Alghero. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat.: 30, 67-73, Roma.
- PECORINI G. (1962) Nuove osservazioni sul Permico della Nurra (Sardegna Nord-Occidentale). Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat.: 32, 377-380, Roma.
- PECORINI G. (1963a) Contributo alla stratigrafia post-miocenica della Nurra di Alghero. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 33, 1-11, Cagliari.
- PECORINI G. (1963b) Segnalazione di Eocene fossilifero nella Trexenta (Sardegna meridionale). Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 33, 22-26, Cagliari.
- PECORINI G. (1965) Stratigrafia e distribuzione delle bauxiti nella Nurra (Sardegna nord-occidentale). Symp. Ass. Min. Sarda: 1, 1-15, Iglesias.
- PECORINI G. (1969) Le Clavatoracee del "Purbeckiano" di Cala d'Inferno nella Nurra di Alghero (Sardegna nord-occidentale). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 5, 1-14, Sassari.
- PECORINI G. (1972a) La trasgressione pliocenica nel Capo S. Marco (Oristano, Sardegna occidentale). Boll. Soc. Geol. It.: 91, 365-372, Roma.

- PECORINI G. (1972b) Microflora "Purbeckiana" nella Nurra (Sardegna). Boll. Soc. Geol. It.: **91**, 373-385, Roma.
- PECORINI G. (1974a) Nuove osservazioni sul Permo-Trias di Escalaplano (Sardegna sud-orientale). Boll. Soc. Geol. It.: 93, 991-999, Roma.
- PECORINI G. (1974b) Sui tufi pomicei langhiani della Sardegna meridionale. Boll. Soc. Geol. It.: 93, 1001-1012, Roma.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna). Mem. Soc. Geol. It.: 8, 421-451, Roma.
- PECORINI G., RAGE J.-C. & THALER L. (1973) La formation continentale de Capo Mannu, sa faune de vertebrés pliocènes et la question du Messinien en Sardaigne. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 43, 305-320, Cagliari.
- PERNO U. (1976) Carta Geologica d'Italia, Foglio 218-Isili, 1:100.000, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- PERROUD H. & BONHOMMET (1981) Paleomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe. Nature: **292**, 445-447, London.
- PERROUD H., VAN DER VOO R. & BONHOMMET N. (1984) Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. Geology: 12, 579-582, Boulder (Colorado).
- PEUCAT J. & COGNÉ J. (1977) Geochronology of some blueschists from Ile de Groix (France). Nature: 28, 131-132, London.
- PEUCAT J., VIDAL P., GODARD G. & POSTAIRE B. (1982) Precambrian U-Pb zircon ages of eclogites and garnet pyroxenites from S Brittany (France): an old oceanic crust in the W European Hercynian Belt. Earth Planet. Sci. Lett.: 60, 70-78, Amsterdam.
- PEUCAT J.J. (1986) RB-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix. Geol Soc. Am. Mem.: 164, 229-238, Boulder.
- PHILIP J. & ALLEMANN J. (1982) Comparison entre les platesformes du Crétacé supérieur de Provence et de Sardaigne. Cret. Res.: 3, 35-45, London.
- PILI P. & SABA O. (1975) Presenza di Devoniano a Conodonti nelle assise carbonatiche di Correboi (Sardegna centro-orientale). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 15, 1-8, Sassari.
- PILLOLA G.L. (1986) Biostratigraphy of the Campo Pisano Formation: preliminary report. IGCP Project No. 5, Final meeting, Sardinia, May 25-31, 67-68, Cagliari.
- PILLOLA G.L. (1990) Lithologie et trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne (Italie): implications paléobiogéographiques. C. R. Acad. Sci. Paris: 310, 321-328, Paris.
- PILLOLA G.L. (1991) *Trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne, Italie.* Palaentol. Ital.: **78**, 1-173, Pisa.
- PILLOLA G.L. & GROSS U. (1982) Stratigrafia del Membro di Matoppa della Formazione di Nebida (Cambrico inferiore) nell'area M.te S. Giovanni-M.te Uda. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 79-82, Cagliari.
- PILLOLA G.L., LEONE F. & LOI A. (1995) The Lower Cambrian Nebida Group of Sardinia. In: CHERCHI A. (Ed.), 6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book. Cagliari, October 25-31, 1995. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari (suppl. vol. 65, 1995): 27-62, Cagliari.
- PILOTTI C. (1912) Relazione preliminare sulla campagna geologica del 1911 (Sardegna). Boll. R. Com. Geol. Italiano: 43, 69-71, Roma.
- PIN C. (1990) Variscan oceans: Ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. Tectonophysics: 177, 215-227, Amsterdam.

- PIN C. & CARME F. (1987) A SM-Nd isotopic study of 500 Ms old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). Contr. Min. Petr.: 96, 406-413, Berlin.
- PIN C. & LANCELOT J. (1982) U-Pb dating for an early Paleozoical bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. Contr. Min. Petr.: 79, 1-12, Berlin.
- PIN C. & PEUCAT J.J. (1986) Ages des épisodes de méthamorphisme paléozoique dans le Massif central et le Massif armoricain. Bull. Soc. géol. France: 11, 461-469, Paris.
- PITTAU DEMELIA P. (1979) Palinologia e datazione della sezione di Tanca Aru nella Valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale). Boll. Soc. Paleont. It.: 18, 303-314, Modena.
- PITTAU DEMELIA P. & DEL RIO M. (1980) Pollini e spore del Trias medio e del Trias superiore negli affioramenti di Campumari e di Ghisciera Mala (Sardegna). Boll. Soc. Paleont. It.: 19, 241-249, Modena.
- PITTAU DEMELIA P. & DEL RIO M. (1982) Acritarchi e loro significato stratigrafico nelle successioni paleozoiche della Sardegna. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali. Società Geologica Italiana: 33-35, Cagliari.
- PITTAU DEMELIA P. & FLAVIANI A. (1982) Aspects of the palynostratigraphy of the Triassic Sardinian sequences. Rev. Paleob. Palynol.: 37, 329-343, Amsterdam.
- PITTAU DEMELIA P. & FLAVIANI A. (1983) Palinostratigrafia della serie triassica di Punta del Lavatoio (Sardegna nordoccidentale). Riv. It. Paleont.: **88**, 401-416, Modena.
- PITTAU P. (1977) Palynological investigation of the lower Tertiary Sardinia coal layers. Boll. Soc. Paleont. It.: 16, 3-14, Roma.
- PLATT J.P. (1986) Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. Geol. Soc. Am. Bull.: 97, 1037-1053, Boulder.
- POLI G., GHEZZO C. & CONTICELLI S. (1989) Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: Implication for magma genesis. Lithos: 23, 247-266, Amsterdam.
- POLI G. & TOMMASINI S. (1991) A geochemical approach to the evolution of granitic plutons: a case study, the acid intrusion of Punta Falcone (northern Sardinia, Italy). Chemical Geology: 92, 87-105, Amsterdam.
- POLL J.J.K. (1966) The geology of the Rosas-Terreseo area, Sulcis, South Sardinia. Leidse Geol. Med.: 35, 117-208, Leyden.
- POLL J.J.K. & ZWART H.J. (1964) On the tectonics of the Sulcis area, S Sardinia. Geol. Mijnbouw: 43, 144-146, Amsterdam.
- POMESANO CHERCHI A. (1962) Discordanze e dislocazioni dell'Eocene nel Gerrei (Sardegna sud-orientale). Mem. Soc. Geol. It.: 3, 707-716, Roma.
- POMESANO CHERCHI A. (1963) I primi conodonti della Sardegna nei calcari neodevonici del Gerrei. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Cagliari: 7, 1-11, Cagliari.
- POMESANO CHERCHI A. (1968a) Studio biostratigrafico del Sondaggio Cugiareddu nel Trias e Permico della Nurra nord-occidentale (Sardegna settentrionale). Pubbl. Ist. Geol. Univ. Cagliari: 61, 1-51, Cagliari.
- POMESANO CHERCHI A. (1968b) Studio stratigrafico e micropaleontologico del Pozzo "Oristano 1" (Sardegna), Atti dell'Istitito di Geologia e Paleontologia dell'Università degli Studi di Cagliari, 61, pp. 63, Cagliari.

- POMESANO CHERCHI A. (1971a) Microfaune planctoniche di alcune serie mioceniche del Logudoro (Sardegna). "Proceed 2nd Planktonic Conf.", Roma, 1003-1016.
- POMESANO CHERCHI A. (1971b) Studio stratigrafico e micropaleontologico del Pozzo Oristano 1 (Sardegna). Mem. Soc. Geol. It.: 10, 1-16, Roma.
- PORCU A. (1972) Geologia della Media Valle del Tirso (Sardegna centrale). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 10, 43-63, Sassari.
- PORCU A. (1983) Geologia del Graben di Ottana (Sardegna centrale). Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari: 53, 1-32, Cagliari.
- PORCU A., ASSORGIA A., BARCA S., SPANO C., CABIDDU E. & CARTA S. (1997) - Inquadramento stratigrafico-strutturale del Bacino terziario della Media Valle del Tirso (Sardegna centrale). "Convegno-escursione: La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. Libro Guida e Riassunti", Villanovaforru (CA), 19-22 Giugno 1997, 148-149.
- POSTAIRE B. (1983) Systématique Pb commun et U/Pb sur zircons. Application aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande). Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne: 15,
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini. Mem. Soc. Geol. It.: 28, 549-576, Roma.
- PUIGDEFABREGAS C. & SOUQUET P. (1986) Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. Tectonophysics: 129, 173-203, Amsterdam.
- QUADT A. & GEBAUER D. (1988) Sm/Nd, U/Pb and Rb/Sr dating of high pressure ultramafic to felsic rocks from the Moldanubian area of NE Bavaria (FRG) and Saxonian Granulite Massif (GDR). "Comf. Bohemian Massif", Praga, 71.
- QUESNEY FOREST C. & QUESNEY FOREST F. (1984) Étude sedimentologique et structurale de la bordure orientale du fossé oligo-miocène sarde, pp. Ecol. Nat. Sup. Petrol. Mot. I.P.F., Paris.
- RAMSAY J.G. (1967) Folding and Fracturing of Rocks, pp. 568, McGraw-Hill, New York.
- RASETTI F. (1972) Cambrian Trilobite faunas of Sardinia. Atti Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat.: 11, 1-100, Roma.
- RATSCHBACHER L., MERLE O., DAVY P. & COBBOLD P. (1991) -Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gavity. Tectonics: 10, 245-256, Washington.
- RAY S.K. (1991) Significance of forelimb folds in the Shumar allochton, Lesser Himalaya, Eastern Bhutan. J. Struct. Geol.: 13, 411-418, Oxford.
- REDINI R. (1940) Sul wolframio connesso a minerali manganesiferi e sull'età di talune formazioni terziarie della Sardegna settentrionale. Boll. R. Uff. Geol. d'It.: 65, 3-43, Roma.
- REHAULT J.-P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) The Western Mediterranean basin geological evolution. Marine Geology: 55, 447-477, Amsterdam.
- RIBEIRO A., CRAMEZ C. & ALMEIDA REBELO J. (1964) Sur la structure de Tras-os-Montes (Nord-Est du Portugal). C. R. Acad. Sci. Paris: **258**, 263-265, Paris.
- RICCI C.A. (1972) Geo-petrological features of the Sardinian crystalline basement. The metamorphic formation. Mineralogica et Petrographica Acta: 18, 235-244, Bologna.
- RICCI C.A. (1992) From crustal thickening to exhumation: petrological, structural and geochronological records in the crystal-

line basement of northern Sardinia. In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP No. 276, Newsletter, **5**, 187-197, Siena.

- RICCI C.A. & SABATINI G. (1978) Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence. N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 1978, 23-38, Stuttgart.
- RIDING R. (1974) Model of the Hercynian fold belt. Earth Planet. Sci. Lett.: 24, 125-135, Amsterdam.
- RIES C.A. & SHACKLETON R.M. (1971) Catazonal complexes of north-west Spain and Portugal remnants of a Hercynian thrust plane. Nature: 234, 65-68, London.
- ROBBA E. & SPANO C. (1978) Gasteropodi pelagici nel Miocene medio del Campidano meridionale (Sardegna). Riv. It. Paleont. Strat.: 84, 751-796, Milano.
- RONCHI L.A. (1997) I prodotti sedimentari e vulcanici dei bacini permiani di Escalaplano e Perdasdefogu nella Sardegna sudorientale: stratigrafia e loro inquadramento nell'evoluzione tardo-paleozoica del settore sudeuropeo. Tesi di Dottorato, Univ. Parma.
- ROSSI P. & COCHERIE A. (1991) Genesis of a Variscan batholith: field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia Batholith. Tectonophysics: 195, 319-346, Amsterdam.
- ROSSI P. & ROUIRE J. (1980) Carte Géologique de la France a 1/ 250 000 - Corse, BRGM, Orleans.
- ROUSSET C. (1969) Le bombement varois: relation entre la bauxitisation au Crétacé moyen en Provence et l'évolution régionale de région en régime karstique. C. R. Acad. Sci. Paris: 268, 2331-2334, Paris.
- RUTTER M.J. (1987) The nature of the lithosphere beneath the Sardinian continentl block: mantle and deep crustal inclusions in mafic alkaline lavas. Lithos: 20, 225-234, Amsterdam.
- RYKKELID E. & FOSSEN H. (1992) Composite fabrics in mid-crustal gneisses: observation from the Øygarden Complex, West Norway Caledonides. J. Struct. Geol.: 14, 1-9, Amsterdam.
- SALVADORI A. (1980) Nuovi contributi alla conoscenza del bacino carbonifero del Sulcis. La parte settentrionale. Tesi di Laurea, Dip. Sci. Terra, Univ. di Cagliari.
- SARRIA E. & SERRI R. (1986) Tettonica compressiva tardopaleozoica nel bacino antracitifero di Seui (Sardegna Centrale). Rend. Soc. Geol. It.: 9, 7-10, Roma.
- SARTORI R. (1989) Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti. Giorn. di Geol.: 51, 1-39, Bologna.
- SASSI F.P. (1990) Caratterizzazione petrografica delle Formazioni di Nebida e di Bithia nel Sulcis, con particolare riguardo alla fascia limite, pp. 38, Ente Minerario Sardo, Relazione inedita, Cagliari.
- SASSI F.P., MAZZOLI C., SASSI R. & VISONÀ D. (1990) The Capo Spartivento-M. Filau puzzle and structure of SW Sardinia. Plinius: 3, Milano.
- SASSI F.P. & VISONÀ D. (1989) Gli gneiss di Monte Filau ed i loro rapporti con le rocce circostanti, pp. 38, Progemisa S.p.A. (relazione inedita), Cagliari.
- SAVELLI C. (1975) Datazioni preliminari col metodo K-Ar di vulcaniti della Sardegna sud-occidentale. Rend. Soc. It. Min. Petr.: 31, 191-198, Milano.
- SAVELLI C., BECCALUVA L., DERIU M., MACCIOTTA G.P. & MAC-CIONI L. (1979) - K/Ar Geochronology and evolution of the tertiary calco-alkaline volcanism of Sardinia (Italy). Journal of

Volcanological and Geothermal Research: 5, 257-269, Amsterdam.

- SAWYER E.R. & BARNES S.J. (1988) Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from Quetico metasedimentary belt, Canada. J. metamorphic Geol.: 6, 437-450, Oxford.
- SCHARBERT S. (1978) Supplementary remarks on Rb/Sr age and geopetrologic evolution of crystalline rocks in Southern Sulcis (Sardinia). N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 1978, 59-64, Stuttgart.
- SCHNEIDER H.H. (1974) Revision des Altpaläozoikums Sardiniens insbesondere des sardischen Konglomerates. N. Jb. Geol. Paläont. Abh.: 146, 78-103, Stuttgart.
- SCHNEIDER H.H. (1978) A Jurassic coal seam at the Genna su Ludu (E-Sardinia); its stratigraphic and palaeogeographic significance. N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 12, 734-740, Stuttgart.
- SCHOLZ C.H., BARAZANGI M. & SBAR M.C. (1971) Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic interarc basin. Geol. Soc. Am. Bull.: 82, 2979-2990, Boulder.
- SCHWARTZBACH M. (1939) La serie normale del Cambriano della Sardegna secondo osservazioni concernenti la giacitura normale e rovesciata della stratificazione. Res. Ass. Min. Sarda: 44, 37-54, Iglesias.
- SECCHI F.A., BROTZU P. & CALLEGARI E. (1991) The Arburese igneous complex (SW Sardinia-Italy) - an example of dominant igneous fractionation leading to peraluminous cordierite-bearing leucogranite as residual melt. Chemical Geology: 92, 213-249, Amsterdam.
- SEGRE A.G. (1964) Bibliografia Geologica d'Italia: Sardegna, 15, pp. 387, CNR, Roma.
- SÉGURET M., SÉRANNE M., CHAUVET A. & BRUNEL M. (1989) -Collapse basin: a new type of extensional sedimentary basin from the Devonian of Norway. Geology: 17, 127-130, Boulder.
- SÉRANNE M. & SÉGURET M. (1987) The Devonian basins of western Norway: tectonics and kinematics of an extending crust. In: COWARD M.P., DEWEY J.F. & HANCOCK P.L. (Eds.), Continental Extensional Tectonics. Geological Society of London Special Publications, 28, 537-548, London.
- SERPAGLI E. (1967) Prima segnalazione di Conodonti nel Siluriano della Sardegna e relative osservazioni stratigrafiche. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat.: 42, 856-858, Roma.
- SERPAGLI E. (1970) Ordovician Conularids of Sardinia. Boll. Soc. Paleont. It.: 8, 1-8, Modena.
- SERPAGLI E. (1971) Uppermost Wenlockian-Upper Ludlovian (Silurian) Conodonts from Western Sardinia. Boll. Soc. Paleont. It.: 9, 76-96, Modena.
- SERPAGLI E., GNOLI M., MASTANDREA A. & OLIVIERI R. (1978) -Paleontological evidence of the Gedinnian (Lower Devonian) in southwestern Sardinia. Riv. It. Paleont. Strat.: 84, 304-312, Milano.
- SGAVETTI M. (1982) Analisi preliminare degli elementi morfostrutturali lineari della Sardegna. In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 37-54, Cagliari.
- SOWERBUTTS A., PRINGLE M., ASSORGIA A., BARCA S., PORCU A., RIZZO R. & SPANO C. (1997) - New Ar/Ar radiometric dates on some cenozoic pyroclastic flows from Sardinia. "Convegnoescursione: La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. Libro Guida e Riassunti", Villanovaforru (CA), 19-22 Giugno 1997, 156-157.

- SPALLETTA C. & VAI G.B. (1982) Contatto Devoniano pelagicoflysch ercinico a Villasalto (Gerrei). In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 117-118, Cagliari.
- SPANO C. (1983) I Cavolinidae del Miocene inferiore di Castelsardo (Sardegna settentrionale). Riv. It. Paleont. Strat.: 89, 327-338, Milano.
- SPANO C. (1989a) I Molluschi del Langhiano superiore-Serravalliano inferiore del Cagliaritano (Sardegna meridionale). 1°- I Bivalvi. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 96, 333-397, Pisa.
- SPANO C. (1989b) Macrofauna circalitorale del Pliocene inferiore di Capo S. Marco (Sardegna occidentale). Riv. It. Paleont. Strat.: 95, 137-172, Milano.
- SPANO C. (1990) I Molluschi del Langhiano superiore-Serravalliano inferiore del Cagliaritano (Sardegna meridionale). 2°- I Gasteropodi. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 27, 25-76, Sassari.
- SPANO C. & ASUNIS M.I. (1984) Ricerche biostratigrafiche nel settore di Castelsardo (Sardegna settentrionale). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 23, 45-74, Sassari.
- SPANO C. & FURINA G. (1988) Osservazioni paleoecologiche sulle paleocomunità del Tortoniano di Capo S. Marco (Sardegna centro-occidentale). "4º Simposio di Ecologia e Paleoecologia", Museo Reg. Sci. Nat. Torino, Torino, 275-296.
- SPANO C. & MELONI D. (1992) Macrofauna and paleoenvironment of the Langhian-Serravallian deposits from the Cagliari Area (South Sardinia, Italy). In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP Project No. 276, Newsletter, 5, 199-214, Siena.
- STAUBLI A. (1989) Polyphase metamorphism and the development of the Main Central Thrust. J. metamorphic Geol.: 7, 73-93, Oxford.
- STILLE H. (1939) Bemerkungen betreffend die "Sardische" Faultung und den Ausdruck "Ophiolitisch". Z. dt. geol. Ges.: 91, 771-773, Stuttgart.
- STORCH P. & SERPAGLI E. (1993) Lower Silurian Graptolites from Southwestern Sardinia. Boll. Soc. Paleont. It.: 32, 3-57, Modena.
- TARICCO M. (1913) Il Gothlandiano in Sardegna. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.: 22, 109-115, Roma.
- TARICCO M. (1922) Sul Paleozoico del Fluminese. Boll. R. Com. Geol. It.: 48, 1-22, Roma.
- TARICCO M. (1927) Carta Geologica d'Italia, Tav. 225 III SW-Miniera di San Benedetto, 1:25.000, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- TARICCO M. (1928) Il Cambriano del Sulcis (Sardegna). Res. Ass. Min. Sarda: 33, 10-29, Iglesias.
- TARICCO M. & SOTGIA T. (1922) Bibliografia geologica, paleontologica, mineralogica e mineraria della Sardegna. Boll. Soc. Geol. It.: 41, 373-437, Roma.
- TEICHMÜLLER R. (1931) Zur Geologie des Thyrrhenisgebietes. Teil 1: Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Nachrichten: 3, 857-950, Göttingen.
- THOMAS B. & GENNESSEAUX M. (1986) A two stage rifting in the basin of the Corsica-Sardinia strait. Marine Geology: 72, 225-239, Amsterdam.
- TILIA ZUCCARI A. (1969) Relazione stratigrafica sul Pozzo Oristano 2 (Riola Sardo), Sardegna occidentale. Boll. Soc. Geol. It.: 88, 183-215, Roma.

- TOMMASINI S., POLI G. & HALLIDAY A.N. (1995) The role of sediment subduction and crustal growth in Hercynian plutonism: isotopic and trace element evidence from the Sardinia-Corsica batholith. J. Petrol.: 36, 1305-1332, Oxford.
- TONGIORGI M., ALBANI R. & DI MILIA A. (1984) The Solanas Sandstones of Central Sardinia: New paleontological data (Acritarchs) and an attempt of geological interpretation (a "post-sardinian" molasse?). Bull. Soc. géol. France: 26, 665-680, Paris.
- TONGIORGI M., BELLAGOTTI E., DI MILIA A. & TRASCIATTI M. (1982) - Prima datazione su basi paleontologiche (Acritarchi) della Formazione di Solanas (Tremadociano-Arenigiano) (Meana Sardo, Sardegna Centrale). In: CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 127-128, Cagliari.
- TRAVERSA G. (1969) Sulla giacitura ed età di alcuni filoni basici nelle vulcaniti ignimbritiche permiane della Gallura (Sardegna settentrionale). Rend. Soc. It. Min. Petr.: 25, 149-155, Milano.
- TRAVERSO S. (1890) Nota sulla geologia e sui giacimenti argentiferi del Sarrabus, pp. 59, Editore F.lli Casanova, Torino.
- TRÉMOLIÈRES P. (1988) Tectonique en Distension et Sédimentation Assocciée. Le Rift Oligo-Miocène Sarde, pp. 90, Centre d'Étude Supérieurs d'Exploration, Rueil-Malmaisson.
- TREVISAN L. (1955) Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 1-30, Pisa.
- TUCCI P. (1983) Le metamorfiti dinamometamorfiche di Capo Malfatano (Sulcis, Sardegna). Period. Min.: 52, 149-176, Roma.
- ULZEGA A. (1995) Geomorphology and stratigraphy of Late Quaternary. In: CHERCHI A. (Ed.), 6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book. Cagliari, October 25-31, 1995. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari (suppl. vol. 65, 1995): 11-24, Cagliari.
- ULZEGA A. & OZER A. (1980) Excursion-Table Ronde sur le Tyrrhénien de Sardaigne. "INQUA - Commission des Lignes de Rivage", Cagliari 21-28 Avril 1980, 87.
- ULZEGA A. & OZER A. (1982) Comptes-Rendus de l'Excursion-Table Ronde sur le Tyrrhénien de Sardaigne. INQUA: 1-87, (Cagliari, Avril 1980).
- UYEDA S. (1981) Subduction zones and back arc basins a review. Geol. Rundsch.: **70**, 552-569, Stuttgart.
- VACCARO C., ATZORI P., DEL MORO A., ODDONE M., TRAVERSA G. & VILLA I. (1991) - Geochronology and Sr isotope geochemistry of late-hercynian dykes from Sardinia. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.: 71, 221-230, Zürich.
- VAI G.B. (1976) Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi. Mem. Soc. Geol. It.: 13, 7-37, Roma.
- VAI G.B. (1982) Fasi di "rifting", nuovi dati stratigrafici e conseguenze paleogeografiche nel Paleozoico inferiore. In: CARMI-GNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (Eds.), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 193-195, Cagliari.
- VAI G.B. (1991) Palaeozoic strike-slip rift pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean Tethyan realm. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.: 87, 223-252, Amsterdam.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1974) Il "Postgotlandiano" sardo, unità sinorogenica ercinica. Boll. Soc. Geol. It.: 93, 61-72, Roma.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1986) Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. Bull. Soc. géol. France: 8, 95-114, Paris.

- VALERA R. (1967) Contributo alla conoscenza dell'evoluzione tettonica della Sardegna. Res. Ass. Min. Sarda: 72, 3-95, Iglesias.
- VAN DER VOO R., BRIDEN J.C. & DUF A. (1980) Late Precambrian and Paleozoic paleomagnetism of the Atlantic-bordering continents. In: COGNÉ J. & SLANSKY M. (Eds.), Géologie de l'Europe. Mem. BRGM, 108, 203-212, Orléans.
- VARDABASSO S. (1937) Contributo alla conoscenza del vulcanismo recente in Sardegna. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat.: 26, 14-18, Roma.
- VARDABASSO S. (1939) Origine ed evoluzione del massiccio Sardo-Corso. "XII Congresso Soc. Geogr. It.", Cagliari, 123-158.
- VARDABASSO S. (1940) Qual'è il profilo normale del Cambrico sardo? Res. Ass. Min. Sarda: 45, 100-110, Iglesias.
- VARDABASSO S. (1956) Il Quaternario della Sardegna. Atti IV Congr. Int. Quaternario. 995-1018, Roma-Pisa 1953.
- VARDABASSO S. (1959) Il Mesozoico epicontinentale della Sardegna. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat.: 27, 178-184, Roma.
- VARDABASSO S. (1962) Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico della Sardegna. Mem. Soc. Geol. It.: 3, 655-673, Roma.
- VARDABASSO S. (1966) Il Verrucano Sardo. Atti Symposium sul Verrucano - Pisa Settembre 1965. Società Toscana Scienze Naturali: 293-310, Pisa.
- VARDABASSO S. & ATZENI A. (1962) *Il bacino oligocenico di Oschiri-Berchidda*. Mem. Soc. Geol. It.: **3**, Roma.
- VELLUTINI P.J. (1977) Le magmatisme permien de la Corse du Nord Ouest: son extension en Méditérranée occidentale. PhD thesis, Univ. Aix-Marseille III.
- VERNIA L., GIAMMETTI F. & GALLO F. (1977) Osservazioni vulcanologiche e geologico-strutturali sulla zona circostante Monte S. Antonio. Ateneo Parmense Acta Naturalia: 13, 405-432, Parma.
- VIGLIOTTI L. & LANGENHEIM V.E. (1995) When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results. Terra Nova: 7, 424-435, Oxford.
- VINASSA DE REGNY (1927a) Fossili ordoviciani sardi. Parte I. Mem. Reale Acc. Lincei: 6, 437-496, Roma.
- VINASSA DE REGNY (1927b) Fossili ordoviciani sardi. Parte II. Mem. Acc. d'Italia: 12, 1025-1055, Roma.
- WASHINGTON H.S. (1914) I basalti analcitici della Sardegna con sommario della classificazione quantitativa. Boll. Soc. Geol. It.: 33, 147-167, Roma.

- WASHINGTON H.S. (1915) Contribution to sardinian petrography. Am. J. Sci.: 39, 513-129, Chicago.
- WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P., PECHERSKY D.M. & SIBUET J. (1986) - Paleomagnetic implications on the evolution of the Thethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic. Tectonophysics: 123, 37-82, Amsterdam.
- WESTPHAL M., ORSINI J.B. & VELLUTINI P. (1976) Le micro-continent corso-sarde, sa position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques. Tectonophysics: 30, 141-157, Amsterdam.
- WIEDMANN I. & DIENI I. (1968) *Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden*. Palaentol. Ital.: **64**, 1-171, Pisa.
- WIESER T. (1978) Glaucophane schists and associated rocks of Kopina Mt. (Lasocki Range, Sudeten). Mineral. Polon.: 9, 17-40,
- ZERBI M., VERNIA L., GIAMMETTI F. & GALLO F. (1978) Petrografia degli inclusi femici ed ultrafemici delle basaniti analcitiche del Montiferro, Sardegna. Ateneo Parmense Acta Naturalia: 14, 311-337, Parma.
- ZIEGLER P.A. (1980) Northwestern Europe: subsidence patterns of post-variscan basins. Mémoire du Bureau de Recherches Geologiques et Minieres, 108, Orleans.
- ZIEGLER P.A. (1982) Geological Atlas of Western and Central Europe, pp. 130, Elsevier, Amsterdam.
- ZIEGLER P.A. (1984) Caledonian and Hercynian consolidation of western and central Europe, a working hypothesis. Geol. Mijnbouw: 63, 93-108, Amsterdam.
- ZITELLINI N., TRINCARDI F., MARANI M. & FABBRI A. (1986) -Neogene tectonics of the Northern Tyrrhenian sea. Giorn. di Geol.: 48, 25-40, Bologna.
- ZORPI M.J., COULON C., ORSINI J.B. & COCIRTA C. (1989) -Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoids plutons. Tectonophysics: 157, 315-329, Amsterdam.
- ZUFFARDI P. (1953) Primi appunti su un sondaggio eseguito in Regione Funtanazza (Sardegna sud-occidentale. Res. Ass. Min. Sarda: 57, 5-17, Iglesias.
- ZUFFARDI P. (1954) Sull'andamento del rilievo geologico del IV quadrante del F. 225 della Carta d'Italia (Guspini, Sardegna). Il nota preliminare. Boll. Serv. Geol. d'It.: 74, 543-564, Roma.
- ZUFFARDI P. (1965) Conoscenze e ipotesi attuali sulla minerogenesi sarda. Bollettino dell'Associazione Mineraria Subalpina: 2, 197-238, Torino.
- ZWART H.J. (1967) *The duality of orogenic belts*. Geol. Mijnbouw: **46**, 283-309, Amsterdam.

264 L. Carmignani, G. Oggiano, S. Barca, P. Conti, A. Eltrudis, A. Funedda, S. Pasci, I. Salvadori

A

Aaleniano 153 Abbasanta 202, 205 Acadiano 84 Accavallamento di Villasalto 106, 109, 110, 111 Acquafredda 175 Acquaresi 31, 51, 93 Africa 54 Aggius 137 Aglientu 79 Alà dei Sardi 78 Albiano 142, 155, 157, 158, 213, 214 Aleria 230, 233 Ales 186 Alghero 144, 153, 169, 171, 235, 236, 237, 238, 239 Allai 173, 177 Alpi 22, 40, 85, 136, 147, 230 Alpi Apuane 233 Anglona 19, 70, 87, 123, 124, 125, 127, 129, 131, 158, 161, 166, 172, 173, 181, 182, 183, 184, 186, 188, 193, 194, 213 Anisico 146 Annularia 138 Anticlinale di Gonnesa 89 Antiforme del Flumendosa 86, 97, 99, 100, 101, 103, 107, 112, 115, 116, 117, 118, 120, 122, 123 Antiforme del Gennargentu 103, 112 Appennino settentrionale 135, 136, 187, 228, 229, 230, 231, 233 Aptiano 142, 155, 157, 158, 213 Aquitaniano 19, 166, 169, 173, 175, 177, 179, 182, 183, 184, 185, 186, 210, 216, 222, 226, 228 Arbatax 137 Arburese 18, 36, 44, 45, 55, 76, 97, 100, 101, 105, 108, 138, 139, 145, 172, 173, 176, 182, 183, 184, 185, 186, 197, 206, 207, 217, 223, 224, 229, 240 vedi anche Unità dell'Arburese Arca 238 Arco calabro 187, 233 Arco ibero-armoricano 22 Arcu 'e Mauru 64 Arcu 'e Pesu 37, 43 Arcu Correboi 66 vedi anche Marmi di Arcu Correboi Arcu de su Bentu 43, 44, 61, 100, 103 Arcu s'Arricelu 60, 63 Ardenne 22 Arenarie di Dualchi 188 Arenarie di Gesturi 183, 184, 186 Arenarie di Pirri 195, 200, 233

Arenarie di Ranzano 228 Arenarie di S. Vito 18, 36, 37, 39, 43, 44, 45, 97, 108, 109 Arenarie di Sedilo 173 Arenig 35, 38, 39, 40, 45 Argentella 123 Argille di Fangario 192, 193, 195 Argilloscisti di Rio Canoni 60, 61 Aritzo 116, 121 Armorica 25, 85 Armungia 64 Arzachena 79 Ashgill 52, 53, 54, 58, 59 Asinara vedi Isola dell'Asinara, Golfo dell'Asinara, Linea Posada-Asinara Assemini 223 Asuni 63, 101 Atalonodon 162 Atdabaniano 31 Atzara 77 Autuniano 74, 87, 137, 139

B

Baccu Arrodas 108 Baccu Locci 38, 112, 113, 164 Baccu Ollasto 59 Baccu Scottis 62 Baccu Scovas 43, 103 Bacino balearico 15, 19, 135, 136, 169, 179, 186, 187, 209, 210, 228, 229, 230, 231 Bacino del Reno 179 Bacino di Chilivani-Berchidda 191, 216 Bacino di Corsica 233 Bacino di Narcao 222, 223 Bacino di S. Giorgio 87, 138 Bacino di Seui 87 Bacu Abis 162 Badde Pentumas 152 Badesi 77 Bajociano 141, 147 Balanus 239 Ballao 37, 48, 62, 63, 116, 164, 165 Banari 171, 172 Barbagia 36, 39, 40, 42, 45, 46, 66, 77, 78, 88, 97, 106, 116, 120, 137, 138, 146, 147, 213, 236 vedi anche Sinforme della Barbagia Barigadu 77, 194 Barisardo 77 Baronie 39, 40, 66, 69, 72, 79, 81, 97, 123, 127, 137, 146, 147, 148, 206, 213, 215

Barrabisa 75 Barremiano 152, 157 Bathoniano 141, 146, 147, 150 Baunei 137, 147, 152 bauxite 141, 158, 160, 212, 213 Benetutti 166, 181 Berchidda 135, 166, 181, 182, 183, 191, 196, 201, 215, 216 Berriasiano 141, 147, 148, 153, 155, 157 Bindua 94 Bingia Fargeri 199 Bithia vedi Formazione di Bithia Bitti 77 Blocco sardo-corso 19, 22, 136, 169, 187, 209, 226, 230, 231 Boemia 22, 84 Bonaria vedi Calcare di Bonaria Bono 75 Bonorva 195 Borrosca 157, 158 Bortigiadas 75, 77 Bosa 171, 183, 193, 195 Botomiano 31, 32, 34 Brecca 61, 62, 103 Bruncu Adamu 60, 61 Bruncu Berritta 64 Bruncu Bullai 110 Bruncu Is Istrias vedi Faglia di Bruncu Is Istrias Bruncu Molentino vedi Faglia di Bruncu Molentino Bruncu Muflone Langius 106 Bruncu Nieddu 62, 106 Bruncu Santu Miali 178 Bruncu su Pitzu vedi Formazione di Bruncu su Pitzu Bruncu su Sparau 45 Bruncu su Tuveraxiu 64 Brunestica 160 Buddusò 75, 76, 78 Buggerru 93 Buntsandstein 138, 139, 141 Burcei 119 Burdigaliano 22, 135, 166, 169, 171, 173, 175, 176, 182, 183, 185, 186, 187, 188, 189, 190, 191, 192, 193, 195, 210, 222, 223, 226, 228, 229, 230, 232, 233 Busachi 77, 173

С

Cabitza vedi Formazione di Cabitza, Scisti di Cabitza Cadeas 195 Cagliari 15, 18, 193, 195, 197, 199, 200, 201, 210, 217, 233, 236, 239 vedi anche Golfo di Cagliari, Calcari di Cagliari Cala d'Inferno 150, 157 Cala della Calcina 157 Cala della Puntetta 150 Cala Domestica 31, 33 Cala Fuili 203 Cala Gonone 204, 237 Cala Viola 139, 141 Calamites 138 Calamosca 238, 239 Calangianus 79 Calasetta 174 Calcare a lumachelle 162 Calcare ceroide 33, 34, 35, 49 Calcare di Bonaria 200 Calcare nodulare 34, 35 Calcari a clymenie 63 Calcari a nummuliti 161, 165, 181, 226 Calcari ad Orthoceras 55 Calcari di Cagliari 199, 200 Calcari di Isili 183, 185 Calcari di S'Adde 146, 148 Calcari di Torre del Sevo 201 Calcari di Villagreca 185 Calcari di Villasalto 63, 64, 65, 66 Calcari inferiori 193, 194 Calcari laminati del Sinis 201 Calcari superiori 198, 199 Caledoniano 84 Calloviano 146, 148 Camargue 176 Cambriano 18, 23, 25, 27, 31, 32, 34, 35, 36, 38, 39, 41, 49, 88, 90, 97, 101, 103, 105, 108, 240 Campaniano 142 Campeda 171, 188, 195, 197, 202, 205 Campidano 18, 22, 61, 100, 108, 135, 176, 177, 178, 183, 187, 190, 195, 207, 208, 210, 215, 222, 224, 229, 232, 236 vedi anche Graben del Campidano Campo Pisano vedi Formazione di Campo Pisano Campumari 145 Canalgrande 31, 32, 89 Capitana 179 Capo Altano 177 Capo Caccia 149, 150, 152, 157, 158, 160 Capo Carbonara 240 Capo Comino 221 Capo Ferrato 81, 202 Capo Figari 146, 216 Capo Frasca 108, 183, 195, 197, 206, 207, 240 Capo Marargiu 171 Capo Pecora 240 Capo S. Elia 200 Capo San Lorenzo 37, 43, 115 Capo San Marco 199, 206, 207 vedi anche Formazione di Capo San Marco Capo Spartivento 28, 40, 42, 86, 95, 96 vedi anche Ortogneiss di Capo Spartivento Capoterra 55 Capu Mannu 238 Caradoc 39, 40, 45, 49, 51, 52, 53, 58, 59 Carbonia 162, 174, 176, 223 Carbonifero 15, 22, 23, 25, 39, 47, 48, 49, 58, 63, 66, 67, 73, 81, 84, 86, 87, 97, 101, 108, 117, 119, 135, 136, 137, 138, 209, 213

Carcharodon 197 Cardiola 55 Cardium 240 Cargeghe 194 Carnico 145 Carofite 163 Casa del Vento 183 Castellaccio 129 Castello di Acquafredda 175 Castello di Quirra 63, 97, 100, 101 Castello Medusa 63, 101, 122, 213 vedi anche Unità di Castello Medusa Castelsardo 19, 172, 184, 186, 194 Catalogna 22 Cedrino 205 vedi anche Faglia del Cedrino Cenomaniano 142, 157, 158, 161, 214 Cenozoico 19, 209 Chancelloria 30, 35 Characeae 163, 209 Characidae 162 Chattiano 175, 179 Chiaramonti 173, 194 Chilivani 135, 181, 189, 191, 196, 215, 216 Ciclo vulcanico ad affinità alcalina, transizionale e subalcalina del Plio-Pleistocene 136, 202 Ciclo vulcanico calcalalino oligo-miocenico 136, 169 Cixerri 54, 175, 222, 223, 224 vedi anche Formazione del Cixerri Cladocora 239 Clypeaster 197 Codinattu 182 Codula di Luna 150 Codula Sisine 216 Colle di San Michele 200 Collinas 185 Complesso di Sa Lilla 105 Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica 25, 67, 68, 85, 123, 126, 128, 129, 131 Complesso migmatitico ercinico 25, 68, 71, 125, 126, 128, 133 Conca Arrubia 54 Conglomerato di Cuccuru 'e Flores 142, 154, 158, 165, 180, 181, 215, 216, 220, 225, 226, 228 Conglomerato di Rio Ceraxa 36, 39, 41, 42, 44, 45, 46 Coniaciano 142, 158, 160, 161 Conus 238 Cornovaglia 84 Corsica 22, 73, 77, 85, 86, 123, 135, 138, 141, 142, 147, 166, 169, 176, 181, 187, 188, 209, 210, 213, 215, 216, 217, 224, 226, 228, 230, 232, 233 Corte 230 Coscinocyathus 32 Cossoine 194 Costa de Istrias 64 Costatoria 143 Cretacico 135, 141, 142, 143, 148, 153, 155, 156, 157, 158, 159, 160, 161, 209, 213, 214, 228 Cruziana 35 Cuccuru 'e Flores vedi Conglomerato di Cuccuru 'e Flores

Cugiareddu 143, 144, 145 Cuile Piringoni 42 Cuile su Ramasinu 220 Cuili Beranu 64 Cuisiano 161, 162, 163, 164, 165, 214 Culm 18, 39, 48, 56, 86

D

Devoniano 25, 48, 55, 56, 62, 63, 64, 66, 84, 103, 121 Dictvonema 35 Discordanza sarda 35, 36, 49, 51 Discordanza sarrabese 36, 43, 44, 97 Dogger 141, 145, 146, 147, 150, 153, 154 Dolerolenus 32 Dolianova 177, 178, 179, 185 Dolomia grigia 33 Dolomia rigata 32, 33, 34 Dominio brianzonese 141 Dominio delfinese 141 Dominio piemontese 141 Dominio pirenaico 19, 153, 155, 158, 176, 209, 213 Dominio pirenaico-provenzale 19, 153, 155, 158, 209, 213 Domusnovas 53, 54, 56, 89, 93 vedi anche Formazione di Domusnovas Donau-Gunz 206 Donori 177 Dorgali 78, 202, 205 vedi anche Formazione di Dorgali Doronè 154 Dualchi vedi Arenarie di Dualchi Duranziano 214

E

éboulis ordonées 236
eclogiti 19, 25, 68, 70, 72, 84, 85, 126 *Elephas* 237, 239
Eocene 15, 135, 136, 142, 143, 161, 162, 163, 164, 165, 169, 175, 176, 177, 182, 207, 209, 214, 222, 223, 228, 240
Erula 158, 161
Escalaplano 107, 138, 139, 145, 146, 164
Eutirreniano 239

F

facies anfibolitica 23, 25, 42, 67, 68, 69, 72, 85, 86, 97, 100, 101, 117, 118, 122, 123, 125, 126, 128, 129, 131, 134 facies degli scisti verdi 25, 68, 78, 95, 96, 97, 105, 112, 117, 122 facies di Portixeddu 48 facies eclogitica 85 facies purbeckiana 141, 148, 152, 154, 155, 157 facies urgoniana 155, 157, 159 Faglia del Cedrino 216 Faglia del Marghine 203 Faglia di Bruncu Is Istrias 119 Faglia di Bruncu Molentino 119 Faglia di Gonnesa 89 Faglia di Nuoro 215, 216 Faglia di Olbia 215 Faglia di Posada 216 Faglia di San Giovanni 216 Faglia di Tavolara 215 Faglia di Villasalto 18 Famenniano 64, 66 Fangario 192, 233 vedi anche Argille di Fangario Fase austriaca 135, 142, 155, 157, 209, 213 Fase eoercinica 84 Fase laramica 135, 142, 143, 209, 214 Fase pirenaica 209 Fase sarda 40, 41, 88, 89, 99 Favona 182 Ferro dei Tacchi 147 Fertilia 158 Ficus 192 filoni basici 81 filoni di porfidi 81 filoni di quarzo 81, 83, 179 Fiorentini vedi Unità di Fiorentini Florinas 194, 196, 199 Flumendosa 18, 42, 43, 44, 60, 61, 62, 63, 97, 100, 103, 115, 119, 213, 232, 235, 240 vedi anche Antiforme del Flumendosa Flumentepido 177, 226 Fluminese 52, 54, 58, 239 Fluminimaggiore 55, 58 vedi anche Formazione di Fluminimaggiore Flysch di Polasca 226 Flysch di Solaro 181, 226 Fontana Bona vedi Unità di Fontana Bona Fordongianus 173 Formazione del Cixerri 166, 169, 174, 175, 176, 177, 214, 222, 223, 226, 228 Formazione del Macigno 228 Formazione della Marmilla 184, 185, 186 Formazione delle Filladi del Gennargentu 116 Formazione di Bithia 27, 28, 30, 42, 94, 95, 96 Formazione di Bruncu su Pitzu 62 Formazione di Cabitza 28, 34, 35, 49, 52, 89, 93 Formazione di Campo Pisano 35 Formazione di Capo San Marco 201 Formazione di Domusnovas 52, 54 Formazione di Dorgali 146, 147, 148, 150, 151 Formazione di Fluminimaggiore 55, 57, 58 Formazione di Genna Muxerru 55 Formazione di Genna Selole 146, 147, 151 Formazione di Gonnesa 27, 28, 33, 34, 49, 93, 95 Formazione di Guardia Sa Barracca 152 Formazione di M. Argentu 49, 51, 52, 88, 95 Formazione di M. Bardia 148, 150, 152, 154 Formazione di M. Corte Cerbos 40, 43, 46 Formazione di M. Orri 51, 52 Formazione di M. Tului 146, 148, 150 Formazione di Manixeddu 46, 47 Formazione di Mason Porcus 55 Formazione di Medau Mereu 153

Formazione di Nebida 27, 28, 30, 31, 32, 33, 49, 89, 94 Formazione di Nuraghe Casteddu 206, 208 Formazione di Orroeledu 61 Formazione di P.ta Lu Caparoni 139, 140 Formazione di P.ta Serpedd 45 Formazione di P.ta Serpeddì 59, 60 Formazione di Pala Manna 56, 59, 63, 65 Formazione di Portixeddu 52, 53, 54 Formazione di Rio San Marco 53, 54 Formazione di S. Barbara 33 Formazione di Samassi 208, 209, 232 Formazione di San Giovanni 33 Formazione di Serra Tonnai 40, 43, 46, 47 Formazione di Solanas 36, 39, 97 Formazione di Tuviois 59, 61, 64 Formazione di Ussana 166, 171, 173, 176, 177, 178, 179, 181, 182, 183, 185, 186, 224, 228 Formazioni del Cixerri 183 Fossa sarda 135, 209, 210 Francardo 226, 230 Francia 15, 19, 54, 177, 213 Frasniano 66 Funtana Bona 66 Funtana Morimentu 237 Funtanazza 166, 172, 176, 182, 183, 184, 185, 186, 223 Furtei 163

G

Gabbri e masse gabbro-tonalitiche 76 Gadoni 121 Gallura 23, 67, 68, 70, 72, 73, 74, 75, 77, 79, 80, 81, 86, 123, 125, 127, 133, 137, 138, 193, 194, 212, 215, 237, 239 Galtellì 137 Gavoi 78 Genn'Argiolas 36, 62, 100, 105, 108, 109, 119 vedi anche Unità di Genn'Argiolas Genna Arramene 147 Genna Mesa vedi Metarcose di Genna Mesa Genna Muxerru vedi Formazione di Genna Muxerru Genna Quadroxiu 55 Genna Selole vedi Formazione di Genna Selole Genna su Ludu 120 Genna Tres Montis 61 Gennargentu 38, 39, 40, 43, 47, 66, 97, 103, 112, 118, 121, 210, 236 vedi anche Formazione delle Filladi del Gennargentu Genoni 185, 187, 191 Gerrei 18, 36, 37, 38, 40, 42, 43, 44, 45, 48, 59, 60, 62, 63, 65, 66, 97, 99, 100, 101, 103, 104, 105, 106, 108, 109, 112, 117, 118, 119, 122, 138, 142, 163, 164, 165, 179, 184 vedi anche Unità del Gerrei Gesturi 183, 186, 190, 192, 193, 205, 209 vedi anche Arenarie di Gesturi Ghiscera Mala 144 Giara di Gesturi 193, 205, 209

Giba 174 Gigantopecten 192 Giurassico 141, 149, 151, 153, 214 glaucofane 213 Globigerinoides 191, 193 Globorotalia 207, 209 Glycymeris 184, 238 Gneiss occhiadini 69 Goceano 36, 38, 39, 45, 61, 63, 75, 76, 97, 100, 103, 121, 171 Golfo del Leone 176, 228 Golfo dell'Asinara 186, 188, 229 Golfo di Cagliari 135, 186, 188, 191, 217, 224, 229 Golfo di Oristano 135, 229 Golfo di Orosei 78, 146, 150, 203, 204, 211, 215, 217, 221, 228, 236 Golfo di Palmas 161, 210, 224, 232 Golfo di Sassari 135 Gollei 205 Gondwana 25, 48, 54, 63, 68, 85 Goniatites 63 Gonnesa 32, 49, 89, 161, 176, 214, 237 vedi anche Formazione di Gonnesa, Gruppo di Gonnesa, Anticlinale di Gonnesa, Faglia di Gonnesa Gorropu 154, 155, 157, 158, 159, 216 Graben del Campidano 136, 203, 209, 217, 224 Granitoidi a cordierite 75, 76 Granitoidi foliati 75 Granodioriti equigranulari 77, 78 Granodioriti inequigranulari 77, 78 Granodioriti tonalitiche 78 Graxioleddu 158, 160 Gruppo di Gonnesa 33 Gruppo di Iglesias 35 Gruppo di Nebida 30 Guardia Pisano 139, 140, 211 Guardia Sa Barracca vedi Formazione di Guardia Sa Barracca Guspini 176 Gutturu Eus 56 Gutturu Flumini 172

Η

Hauteriviano 155 Helix 209, 237 Helmitopsis 35 Hettangiano 145, 150 Hindeodella 144 Hippurites 160

I

Iglesiente 15, 18, 19, 21, 27, 30, 31, 33, 34, 40, 48, 49, 51, 52, 53, 55, 56, 58, 81, 88, 89, 90, 93, 94, 95, 106, 108, 138, 139, 162, 163, 175, 211, 217, 222, 223, 229, 232, 237, 240 Ilerdiano 161, 163, 164 Illorai 63 Irgoli 79 Is Arenas 145, 239 Is Oreris 239 Isili 185, 186 vedi anche Calcari di Isili Isola dell'Asinara 68, 70, 72, 74, 123, 124, 125, 129, 130, 131, 134 Isola di Mal di Ventre 229 Isola di Pianosa 230 Isola di S. Antioco 174 Isola di San Pietro 174 Isola di Tavolara 220 Isola Foradada 150 Ittiri 199, 232

J

Juglas 162

K

Keuper 141, 144, 145, 149, 152 Kimmeridgiano 146, 147, 148, 150, 158 *Kockelella* 55

L

Laconi 103, 145, 150, 179 Lacustre superiore 172 Ladinico 146 Lago del Coghinas 70 Lago di Baratz 138 Lago di Mulargia 138, 139, 211, 212 Lago Omodeo 173, 183, 194 Lanaitto 142, 152, 154, 157, 158, 180, 213, 225 vedi anche Sinclinale di Lanaitto Langhiano 188, 191, 193, 195, 223, 226, 229, 230 Lanusei 77 Leucograniti 117 leucograniti 75 Leucograniti a granato 79 Leucograniti equigranulari 79 Lias 141, 145, 147, 153 Lignitifero 161, 163, 214, 222, 223 Linea Posada-Asinara 19, 25, 27, 67, 68, 69, 71, 85, 86, 127, 128, 212, 217 Lithothamnium 186, 191, 194, 195, 201, 239 Llandovery 55, 62 Lochkoviano 55, 62 Lodè 69 vedi anche Ortogneiss di Lodè Logudoro 171, 175, 182, 183, 188, 189, 190, 191, 192, 193, 194, 195, 196, 197, 199, 202, 205, 206, 229, 232 Lophiodon 162 Ludlow 62 Lula 77, 147 Luras 79 Luteziano 143, 161, 162, 163, 165, 176, 177, 181, 182, 214

Μ

M. Albo 135, 142, 146, 147, 154, 176, 181, 210, 215, 220, 228, 236
M. Arci 202, 203, 204, 205, 206
M. Arcuentu 173

M. Argentu vedi Formazione di M. Argentu M. Armario 66 M. Bardia 146, 148, 153 vedi Formazione di M. Bardia M. Calcinaio 48 M. Canniu 163 M. Cardiga 164, 165, 214, 239 M. Castanza 191, 194 M. Coazza 180 M. Corte Cerbos vedi Formazione di M. Corte Cerbos M. Cortoghiana Becciu 55 M. Doglia 150, 158 M. Exi 175 M. Fanari 175 M. Ferru 103, 137 M. Fogheras 146 M. Genis 119, 120, 179 M. Gioiosa Guardia 175 M. Grighini 38, 74, 86, 97, 99, 100, 101, 117, 118, 119, 122, 185, 212 vedi anche Unità di M. Grighini M. Gurturgios 147 M. Isalle 76 M. Lachesos 196 M. Lerno 79 M. Limbara 79, 236 M. Linas 55 M. Lora 62, 63, 65, 100, 103, 119 M. Maiore 145, 146 M. Maraconis 165 M. Murone 160 M. Nai 34 M. Narba 108, 110 M. Nurra 158, 160 M. Onixeddu 34 M. Orbai 93, 95 M. Oro 147 M. Orri 61 vedi Formazione di M. Orri M. Oseli 216 M. Ozzastru 172 M. Padenteddu 56 M. Palla 201 M. Parreddis 37 M. Pelao 196, 199, 205 M. Perdedu 137 M. Perdosu 103, 158 M. Pulchiana 80 M. Ruju 206 M. S. Antonio 203 M. San Giuseppe 93 M. Santa Giusta 138, 143, 144 M. Santa Vittoria 47 M. Santo 196, 199, 232 M. Sassu 133 M. Scorra 93 M. Senes 76 M. Settiballas vedi Scisti di M. Settiballas

M. Timidone 144 M. Trempu 122 M. Truxionis 175 M. Tului vedi Formazione di M. Tului M. Tuttavista 135, 146, 147, 154, 155, 157, 158, 165, 181, 213, 216 M. Uddè 157 Maastrichtiano 142, 157, 161, 213 Macacus 239 Macigno vedi Formazione del Macigno Macomer 171 Maladroxia 157 Malm 150, 153 Mandas 63, 185, 192 Mandriola 238 Mandrolisai 77 Manixeddu 43, 46, 47 Mar Tirreno vedi Tirreno Marganai 52, 93 Marghine 171, 215 vedi anche Faglia del Marghine margine sud-europeo 141, 169, 176, 187, 213, 215 Marmi di Arcu Correboi 66 Marmilla 166, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 190, 191, 193, 202, 203, 205, 229 vedi anche Formazione della Marmilla Marne di Ales 183, 186 Marne di Gesturi 186, 190, 192, 193 Massiccio armoricano 84, 85 Massiccio centrale 22, 40, 84, 85, 211, 212, 213 Masua 89, 93 Matoppa vedi Membro di Matoppa Mauri 40, 85 Meana Sardo 97, 103, 120 vedi anche Unità di Meana Sardo Medau Murtas vedi Membro di Medau Murtas Mediterraneo 19, 136, 169, 176, 197, 201, 209, 229 Mejlogu 193, 194, 202, 206 Membro di Cuccuruneddu 54 Membro di Matoppa 30, 31, 32 Membro di Medau Murtas 51 Membro di P.ta Manna 30, 31, 32 Membro di P.ta Sa Broccia 49 Membro di Riu is Arrus 49, 52 Mesozoico 15, 19, 135, 143, 209, 240 Messiniano 136, 187, 197, 200, 201, 207, 209, 232, 238 Metallifero 33 metamorfismo barroviano 68, 85, 128 metamorphic core complex 86, 96, 123, 230, 232 Metapolygnathus 144 Metarcose di Genna Mesa 60 Microcodium 142 Miliolitico 161, 162, 163, 222 Mindel 236, 238 Minderrì 64, 100, 105, 108, 119 Minorca 228

Miocene 22, 83, 135, 136, 165, 169, 172, 175, 176, 186, 190, 194, 195, 196, 197, 201, 204, 207, 208, 209, 214, 215, 217, 222, 223, 224, 229, 230, 232, 233 Mogola Perdigones 37 Mogoro 186, 205 Monastir 176, 177, 179, 195 Monoclimacis 55 Monograptus 55 Montagna Nera 18, 211 Monteleone 172 Montevecchio 176 Montiferro 202, 203, 205, 206 Montigiu de Su Cossu 160 Montigju Nieddu 133 monzograniti 117 Monzograniti equigranulari 78 Monzograniti inequigranulari 79 Mores 171, 172, 188, 189, 192, 196 Movimenti bedouliani 135, 213 Muravera 18, 37, 46, 62, 105, 106, 108, 115 Muschelkalk 141, 143, 145 Mytilus 238

N

N.ghe Casteddu vedi Formazione di Nuraghe Casteddu N.ghe Punnacci 152 N.ghe Sioco 163 Namuriano 99 Narcao 173, 174, 176, 222, 223, 224 Nebida 27, 30, 32, 33, 49, 51, 52, 89, 94, 95 vedi anche Formazione di Nebida, Gruppo di Nebida Neoautoctono toscano 187 Neolitico 204 Neotirreniano 239 Nerinea 152 Neuropteris 140 noduli di mantello 205 noduli peridotitici 205 Nowakia 55 Nuorese 38, 76, 77, 121 Nuoro vedi Faglia di Nuoro Nurallao 151, 177 Nuraxi Figus 163, 174, 223 Nureci 146, 173, 174, 177, 185, 186 Nurra 38, 39, 40, 47, 66, 97, 121, 123, 138, 139, 140, 141, 142, 143, 144, 145, 148, 149, 153, 155, 156, 157, 158, 160, 161, 172, 183, 201, 211, 213, 214, 229, 235, 236, 237, 238 Nurri 176

0

Oceano ligure-piemontese 141, 142, 209, 213, 214 Ockerkalk 62 Oddoene 216 Ogliastra 77, 137, 146, 147, 240 Olbia 79 *vedi anche* Faglia di Olbia *Olenopsis* 18 Oliena 157, 216, 226 Oligocene 22, 83, 165, 169, 173, 175, 177, 182, 183, 185, 186, 214, 216, 222, 223, 226, 228 Olmedo 157, 158, 160, 212, 213 Olocene 240 Olzai 78, 79 Orani 66 Orbulina 191, 195 Ordoviciano 25, 27, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 46, 47, 48, 49, 51, 52, 53, 54, 58, 59, 60, 61, 62, 66, 88, 89, 97, 99, 101, 104, 106, 108, 120, 121 Oreophitecus 201 Orgosolo 157 Oristano 97, 186, 191, 195, 201, 207, 208, 209, 210, 235, 236, 238, 239 vedi anche Golfo di Oristano Orizzonte di Orudè 154, 155 Orosei 76, 142, 146, 156, 161, 164, 165, 190, 203, 205, 206, 207, 208, 215, 216, 217, 221, 228, 235, 236, 237 vedi anche Golfo di Orosei Orroeledu vedi Formazione di Orroeledu Orroli 145, 164, 205, 232 Ortacesus 163 Ortogneiss di Capo Spartivento 28, 30, 39, 41, 42, 94 Ortogneiss di Lodè 39, 40, 69 Ortueri 77 Orudè 155 vedi anche Orizzonte di Orudè Oschiri 79, 166, 183, 191 Osidda 77 Ostrea 240 Ottana 77, 135, 166, 171, 173, 181, 216 Oxfordiano 146, 150, 158 Ozarkodina 55, 144 Ozieri 63 vedi anche Unità di Ozieri

Р

P.ta Argentiera 121 P.ta Calada Bianca 182 P.ta Calcina 210, 216 P.ta Cristallo 152, 157 P.ta Cuguttada 171, 172 P.ta Cupetti 236 P.ta Cusidore 154, 155, 226 P.ta de li Tulchi 72 P.ta del Lavatoio 143, 144 P.ta del Rumani 150 P.ta di a Chiappa 176, 181, 226 P.ta Falcone 77 P.ta Giraditi 147 P.ta is Pinettas 62 P.ta Lu Caparoni 140, 211 vedi anche Formazione di P.ta Lu Caparoni P ta Manna vedi Membro di P.ta Manna P.ta Muffrareccia 182 P.ta Negra 160 P.ta Ruggeri 100, 105

P.ta S'Achivoni 183 P.ta Sa Broccia vedi Membro di P.ta Sa Broccia P.ta sa Cresia 55 P.ta Scorno 72, 134 P.ta Serpeddì 48 vedi anche Formazione di P.ta Serpeddì P.ta su Ferru 175 P.ta Tepilora 79 P.ta Tiglio 153 Pala Manna 48, 63, 64, 119 vedi anche Formazione di Pala Manna Palau 125 Paleocene 135, 161, 214 Paleozoico 15, 22, 25, 52, 72, 84, 85, 136, 138, 141, 176, 207 Palmas vedi Golfo di Palmas Panchina tirreniana 238 Pangea 209 Paradoxides 18, 35 Parakidograptus 55 Paranowakia 55 Patella 238 Paulilatino 173, 194 Pedrera 237 Perda Liana 147, 210 Perdasdefogu 108, 138, 151, 212 Perfugas 166, 172, 183 Permiano 15, 67, 73, 81, 86, 87, 88, 99, 119, 135, 136, 137, 138, 139, 209, 211, 213, 214 Piano d'Ozìo 216 Pianosa 230, 233 Pietra Cantone 199, 200, 201 Pietra Forte 199, 200, 201 Piolanas 163 Pirenei 40, 135, 138, 169, 211 Pirri vedi Arenarie di Pirri Placca apula 187, 215, 228 Placca armoricana 25 Placca del Gondwana 25 Planargia 171, 172, 202, 205 Planolites 35 Planorbis 177, 209, 240 Planu Mannu 205 Pleistocene 119, 136, 202, 232, 235, 236, 237 Pliocene 135, 136, 187, 197, 201, 202, 204, 206, 207, 208, 209, 230, 232, 236 Ploaghe 188 Polasca vedi Flysch di Polasca Porfidi grigi 45, 46, 59, 64 Porfiroidi 40, 43, 44, 45, 47, 60, 101, 103, 106, 113 Portixeddu 52, 61 vedi anche Formazione di Portixeddu Portlandiano 141, 147, 152 Porto Conte 166, 183 Porto Corallo 108, 109 Porto Ottiolu 72 Porto Paglia 240

Porto Pino 145, 148, 152, 154, 214, 240 Porto Pollo 75 Porto Pozzo 79 Porto Torres 160, 235 Posada 19, 70, 124, 127, 148, 216, 221 vedi anche Linea Posada-Asinara, Faglia del Posada Postgotlandiano 38, 48, 97, 120, 121 Pozzomaggiore 197, 205 Precambriano 15, 25, 27, 28, 30, 66, 84 Preorbulina 193 Priaboniano 182 Pridoli 62 Produttivo 162, 163 Provenza 19, 22, 136, 138, 142, 160, 169, 211, 213, 214, 230 Psammechinus 194 Pterospathodus 55 Ptilophyllum 150 Puddinga 35, 36, 40, 49, 51, 52, 88, 89, 90, 93, 95 Pula 57, 175, 176, 177 Putzu Idu 201

Q

Quartu 195, 207 Quarziti del Sarrabus 59, 60 Quaternario 83, 118, 209, 215, 217, 224, 229, 232, 233, 235

R

Radiolites 160 Rhabdinopora 35 Rhyzocorallium 144, 145, 146 Rift sardo 135 rifting eoalpino 211 Rio Canoni vedi Argilloscisti di Rio Canoni Rio Ceraxa vedi Conglomerato di Rio Ceraxa Rio Ollastu 61 Rio San Marco vedi Formazione di Rio San Marco Riss 236, 237, 238, 240 Riu Antas 43 Riu Correboi vedi Unità di Riu Correboi Riu Flumineddu 60 Riu Gruppa 37, 38, 63, 101, 104, 105, 106, 118 vedi anche Unità di Riu Gruppa Riu is Arrus vedi Membro di Riu is Arrus Riu Minderrì 64 Riu Parreddis 37 Riu Piras 43 Riu S'Acqua Callenti 114 Riu su Sinzulu 64 Rocca de Nuxi 43 Ruinas 173

S

S. Andrea Frius 165, 184

S. Antioco 149, 155, 157, 158, 161, 174, 213, 240 S. Barbara vedi Formazione di S. Barbara S. Caterina di Pittinuri 194 S. Maria 176 S. Teresa 79 Sa Conchedda 188 Sa Lilla vedi Complesso di Sa Lilla Sa Mandrachina 160 Sa Manenzia vedi Unità di Sa Manenzia Sa Oche 152 Sa Tonnaria 238 Sabbie inferiori 172, 188, 192 Sabbie superiori 196 Salto di Quirra 36, 38, 45, 59, 61, 62, 63, 97, 101, 103, 108, 113, 117, 119, 120, 138, 147, 161, 163, 164, 165, 214, 232, 239, 240 Samassi vedi Formazione di Samassi San Basilio 44, 61 San Gemiliano 195 San Giovanni vedi Formazione di San Giovanni, Faglia di San Giovanni San Giovanni di Sinis 237, 239, 240 San Nicolò Gerrei 62, 63 San Pantaleo 79 San Pietro vedi Isola di San Pietro San Vito 80 vedi anche Arenarie di San Vito Santoniano 158, 160, 161 Sarcidano 36, 38, 40, 44, 45, 47, 59, 61, 63, 97, 101, 119, 120, 122, 146, 147, 150, 151, 166, 173, 177, 183, 186, 188, 190, 210, 240 Sardara 163, 177, 179, 186, 205 Sardocidaris 185 Sarrabus 18, 27, 36, 37, 38, 39, 40, 42, 44, 45, 46, 48, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 66, 77, 79, 80, 81, 83, 97, 99, 100, 105, 107, 108, 109, 114, 115, 119, 120, 163, 164, 179, 202, 206, 235, 236, 239, 240 vedi anche Unità del sarrabus Sarroch 175 Sassarese 193, 194, 195, 197, 229, 232, 235 Sassari 15, 194, 198 Scala di Giocca 198 Schvphocrinites 55, 62 Scisti a graptoliti 55, 62, 63, 109 Scisti a tentaculiti 63, 105, 114, 115 Scisti di Cabitza 34, 35 vedi anche Formazione di Cabitza Scisti di M. Settiballas 28, 42, 94 Scivu 145 Sedda Moddizzis 32 Sedda Sas Mesas 154 Sedilo 189 vedi anche Arenarie di Sedilo Semestene 194, 195 Serbariu 162 Serie andesitica 171, 174

Serie ignimbritica 169, 171, 174, 183 Serra is Luas 64 Serra Maiori 63 Serra s'Angassua 61 Serra Tonnai vedi Formazione di Serra Tonnai Serravalliano 186, 187, 188, 192, 193, 195, 196, 197, 199, 232 Serrenti 176 Sestu 195 Seui 137, 138, 139, 212, 213 Seulo 88, 138, 139, 213 Sicilidi 187 Siddi 205 sieniti sodiche 78, 79 Silanus 63 Siligo 194 Siliqua 177 Silius 61, 119, 164, 165 Siluriano 21, 25, 48, 54, 55, 56, 62, 64, 66, 84, 97, 121 Sinclinale di Iglesias 89, 96 Sinclinale di Lanaitto 216 Sinforme della Barbagia 112, 120 Sinis 197, 199, 201, 206, 235, 237, 238, 239, 240 vedi anche Calcari Laminati del Sinis Siris 186 Solanaceae 209 Solanas vedi Formazione di Solanas Solaro vedi Flysch di Solaro Sos Canales 76 Sovana 216 Spagna 22, 54, 84, 160, 161 St. Florent 226, 230 St. Tropez 228 Stefaniano 23, 86, 87, 88, 137, 138, 139, 211 Strombus 238 Styliolina 55 Su Muzzioni 43 Su Nuragi 56 Su Scoffoni 36, 37 Su Spadularzu 199 Su Suergiu 63 Sulcis 15, 18, 21, 27, 28, 30, 31, 33, 34, 36, 40, 42, 48, 49, 51, 52, 53, 55, 56, 57, 58, 59, 81, 88, 89, 94, 95, 96, 106, 108, 138, 139, 141, 142, 145, 148, 161, 162, 163, 173, 174, 176, 188, 214, 217, 222, 223, 229, 232, 236, 237, 240 Supramonte 135, 142, 146, 147, 150, 152, 154, 155, 157, 158, 159, 176, 180, 181, 213, 216, 222, 225, 226, 236

Т

Tacchi 146, 147, 176, 215, 216, 240 Tanaunella 72 Tanca Altara 154 Tanca Aru 163 *Tapes* 240 Tavolara 146, 210, 216 *vedi anche* Faglia di Tavolara

274

Telti 79 Tempio Pausania 73, 79 Tertenia 121 Terziario 68, 118, 119, 135 Thanetiano 161, 163 Tirreniano 232, 235, 236, 237, 238, 240 Tirreno 15, 119, 135, 136, 186, 187, 202, 209, 210, 230, 231, 233 Tirso 175, 188, 189, 193, 194, 195, 235 Tiscali 216 Toarciano 150 Tomistoma 199, 200 Tonaliti 76 tonaliti 76, 117 Toneri 146, 240 Torre dei Corsari 45 Torre del Bulo 157, 158 Torre del Flumentorgiu 183 Torre del Sevo 201 vedi anche Calcari di Torre del Sevo Torre della Pegna 150, 152, 157 Torre Sa Grucca 160 Tortoniano 187, 197, 198, 200, 208, 230, 232, 233 Toscana 187, 230, 233 Tournaisiano 63 Toyoniano 34 Tramariglio 237 Tramezzario 200, 201 Trasgressione caradociana 48, 58, 60 Tremadoc 35, 38, 41 Trexenta 63, 138, 161, 163, 183, 190, 192, 211, 229 Triassico 81, 87, 135, 136, 138, 139, 140, 141, 143, 145, 149, 158, 209, 211, 213 Trinità d'Agultu 77, 137, 166, 216 tronchi silicizzati 183 Tuili 191 Tula 124 Turoniano 142, 157, 160, 161 Tuviois vedi Formazione di Tuviois

U

Unità del Gerrei 38, 40, 43, 44, 60, 63, 97, 99, 100, 101, 103, 104, 106, 108, 109, 112, 117
Unità del Sarrabus 62, 97, 99, 100, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 115
Unità dell'Arburese 18, 99, 100, 105, 108
Unità di Allai 173
Unità di Castello Medusa 63, 97, 100, 101, 122, 213
Unità di Fiorentini 121
Unità di Fontana Bona 121
Unità di Genn'Argiolas 105
Unità di M. Grighini 38, 97, 99, 100, 101, 117, 122

Unità di Meana Sardo 63, 97, 99, 100, 103, 105, 106, 108, 120
Unità di Ozieri 36
Unità di Riu Correboi 121
Unità di Riu Gruppa 38, 63, 99, 100, 101, 103, 104, 105, 112, 118, 122
Unità di Sa Manenzia 171, 173
Uri 157, 158, 160, 194
Urzulei 157, 216
Ussana 171, 173, 177, 179, 181, 182, 183, 185, 186, 224 *vedi anche* Formazione di Ussana

V

Vaginella 185 Valanginiano 148, 154, 155, 157 Vazio 226 Verrucano sardo 139 Villafranchiano 206, 209, 236 Villagreca 186 vedi anche Calcari di Villagreca Villamassargia 93, 177 Villanova Strisaili 137 Villanova Truschedu 235 Villanovaforru 186 Villanovatulo 47, 176, 177 Villaputzu 62, 206 Villasalto 63, 66, 106, 109, 111, 114, 164 vedi anche Accavallamento di Villasalto, Calcari di Villasalto Villasimius 83, 179, 239 Villasor 208 Viseano 99

W

Walchia 140 Wenlock 55, 62 Westfaliano 23, 25, 86, 87, 88, 138, 140 Würm 236, 240

Y

Ypresiano 165

Z

Zinnigas 177 Zona a falde 18, 23, 25, 39, 48, 86, 88, 97, 118, 122, 123 Zona assiale 25, 123 Zona esterna 18, 23, 27, 40, 41, 48, 49, 54, 55, 66, 68, 88, 94, 96, 106, 108 Zona interna 18, 67, 86 Zuri 183