

Geological Field Trips



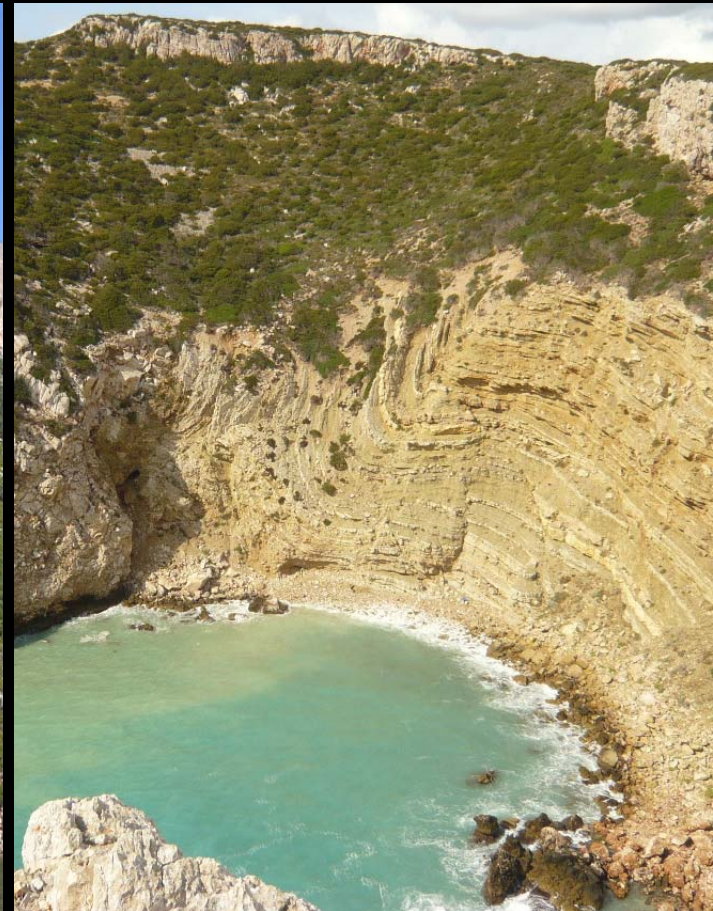
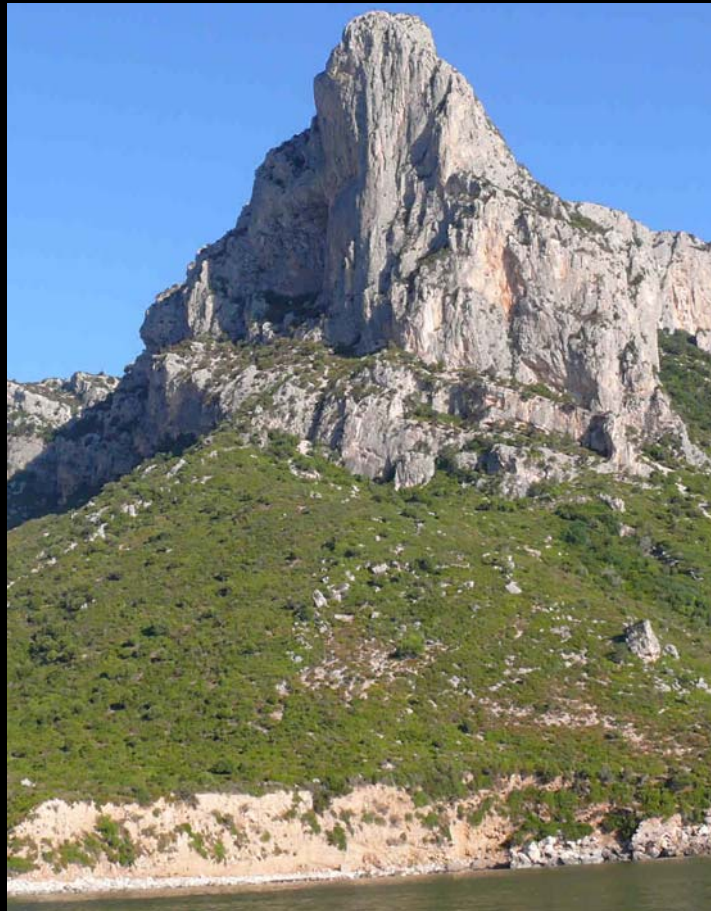
*Società Geologica
Italiana*



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge N°88 del 2-2-1960)
Dipartimento Difesa del Suolo



2010
Vol. 2 (2.1)

ISSN: 2038-4947

**I sistemi carbonatici giurassici della Sardegna orientale (Golfo di Orosei) ed
eventi deposizionali nel sistema carbonatico giurassico-cretacico della Nurra
(Sardegna nord-occidentale)**

84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana - Sassari, 2008 - Escursione E05

DOI: 10.3301/GFT.2010.02 Parte prima - 10.3301/GFT.2010.03 Parte seconda

GFT - *Geological Field Trips*

Periodico semestrale del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA e della Società Geologica Italiana
Geol.F.Trips, Vol.2 No.2.1 (2010), pp. 122, 55 figs., (DOI 10.3301/GFT.2010.02 Parte prima - 10.3301/GFT.2010.03 Parte seconda)

I sistemi carbonatici giurassici della Sardegna orientale (Golfo di Orosei) ed eventi deposizionali nel sistema carbonatico giurassico-cretacico della Nurra (Sardegna nord-occidentale)

84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana - Sassari, 2008 - Escursione E05

Parte prima: **Flavio Jadoul***, **Alessandro Lanfranchi***, **Fabrizio Berra***,
Elisabetta Erba*, **Cristina Emanuela Casellato***

Parte seconda: **Antonietta Cherchi****, **Lucia Simone°**, **Rolf Schroeder°°**,
Gabriele Carannante°, **Angelo Ibba****

*Università degli Studi di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra "A. Desio", via Mangiagalli 34, 20133 Milano, Italy

**Università di Cagliari, Dipartimento di Scienze della Terra, Via Trentino 51, 09127 Cagliari, Italy

°Università di Napoli "Federico II", Dipartimento di Scienze della Terra, Largo San Marcellino 10, 80138 Napoli, Italy

°°Forschungsinstitut Senckenberg, Senckenberg Anlage 25, 60325 Frankfurt a. M., Germany

Responsible Director
Leonello Serva (ISPRA-Roma)

Editor in Chief
Gloria Ciarapica (SGI-Perugia)

Editorial Responsible
Maria Letizia Pampaloni (ISPRA-Roma)

Editorial Manager
Mauro Roma (ISPRA-Roma)

Convention Responsible
Anna Rosa Scalise (ISPRA-Roma)
Alessandro Zuccari (SGI-Roma)

Editorial Board

*M. Balini, G. Barrocu, C. Bartolini, D. Bernoulli,
F. Calamita, B. Capaccioni, W. Cavazza, F.L. Chiocci,
R. Compagnoni, D. Cosentino, S. Critelli, G.V. Dal Piaz,
C. D'Ambrogi, P. Di Stefano, C. Doglioni, E. Erba,
R. Fantoni, P. Gianolla, L. Guerrieri, M. Mellini, S. Milli,
M. Pantaloni, V. Pascucci, L. Passeri, A. Peccerillo,
L. Pomar, P. Ronchi (Eni), B.C. Schreiber, L. Simone,
I. Spalla, L.H. Tanner, C. Venturini, G. Zuffa.*

ISSN: 2038-4947 [online]

http://www.isprambiente.it/site/it-IT/Pubblicazioni/Periodici_tecnici/Geological_Field_Trips

The Geological Survey of Italy, the Società Geologica Italiana and the Editorial group are not responsible for the ideas, opinions and contents of the guides published; the Authors of each paper are responsible for the ideas, opinions and contents published.

Il Servizio Geologico d'Italia, la Società Geologica Italiana e il Gruppo editoriale non sono responsabili delle opinioni espresse e delle affermazioni pubblicate nella guida; l'Autore/i è/sono il/i solo/i responsabile/i.

INDEX

Information

Riassunto	4
Abstract	4

Parte prima

Itinerario 1: Da Olbia a Baunei

Informazioni generali sull'itinerario	6
Cartografia consigliata.....	7

Itinerario 2: Da Santa Maria Navarrese ad Orosei

Informazioni generali sull'itinerario	8
---	---

Parte seconda

Itinerario 3: Da Sassari ad Alghero

Informazioni generali sull'itinerario	56
Cartografia consigliata.....	59

Excursion notes

Parte prima

Premessa	9
Inquadramento stratigrafico della successione mesozoica del Golfo di Orosei	10
Considerazioni paleobatimetriche sui bacini del Titoniano	22
Considerazioni sull'evoluzione paleogeografica del Golfo di Orosei	23
Tettonica	24
Tettonica trascorrente terziaria	24
Tettonica distensiva plio-pleistocenica	25
Tettonica gravitativa recente	26

Parte seconda

Inquadramento Geologico	60
Controllo biostratigrafico della successione giurassico-cretacica della Nurra	65
Evoluzione sedimentaria dei sistemi carbonatici giurassico-cretacici della Nurra	79
Relazioni paleobiogeografiche nel dominio catalano-sardo-provenzale nell'intervallo Giurassico-Cretacico	86
Tettonica	88

Itinerary

Itinerario 1: Da Olbia a Baunei

Stratigrafia e paleogeografia del Giurassico della Sardegna orientale: dalla trasgressione sul basamento ercinico all'evoluzione calloviana-titoniana del bacino di Baunei	27
--	----

Itinerario 2: Da Santa Maria Navarrese ad Orosei

La successione giurassico sommitale del paleoalto carbonatico centrale e dei bacini settentrionali: la formazione di Urzulei, le facies di <i>reef</i> e di piattaforma interna della formazione di M.te Bardia (Titoniano-Berriasiano)	41
---	----

Itinerario 3: Da Sassari ad Alghero

Il Giurassico e il Cretacico della Sardegna nord-occidentale: evoluzione stratigrafica ed eventi deposizionali nel sistema carbonatico della Nurra	90
--	----

References

Parte prima	51
Parte seconda	116

Riassunto

L'escursione offre una panoramica delle associazioni di facies e dell'evoluzione stratigrafico-sedimentologica di sistemi deposizionali carbonatici di età giurassico-cretacica, affioranti nella Sardegna orientale (Golfo di Orosei) e nella Nurra (Sardegna nord-occidentale). La successione della Nurra si è deposta in un contesto di mare epicontinentale a partire dal Giurassico sino a buona parte del Cretacico, i depositi della Sardegna orientale (Bajociano-Berriasiano) evidenziano un ambiente più aperto e strutturato per la presenza di bacini intra-piattaforma, verosimilmente prospiciente la Tetide alpina. La presenza di successioni parzialmente coeve nei due settori permette una prima comparazione fra i diversi sistemi deposizionali in esame, integrata da un confronto con eventi riconosciuti a scala regionale e globale. Infatti, sebbene le successioni in esame mostrino notevoli affinità con le serie coeve del dominio pirenaico-provenzale (Nurra), sono presenti sensibili differenze fra le successioni in esame sia in termini di facies sia per numero ed estensione temporale di lacune stratigrafiche (Golfo di Orosei). Queste differenze sono principalmente ascrivibili ad un diverso contesto paleogeografico e deposizionale tra i diversi settori.

Parole chiave: *Sistemi deposizionali carbonatici, Giurassico-Cretacico, Sardegna*

Abstract

This field trip gives a panoramic of the facies association and sedimentological-stratigraphic evolution of Jurassic-Cretaceous depositional systems of eastern (Golfo di Orosei) and western (Nurra) Sardinia. Carbonate deposition in western Sardinia occurred in an epeiric sea during Jurassic and Cretaceous whereas carbonates of the eastern Sardinia figure out a complex depositional settings with intraplatfomral basins facing the Alpine Tethys from a basal transgression in the Bajocian to Berriasian. The presence of partly coeval succession allows a comparison between these two depositional systems and highlights relation with global and regional events. The Jurassic-Cretaceous carbonate succession of Sardinia shows similarities with coeval succession of the Provencal-Pyreanean domain (Nurra), nevertheless differences, both in terms of facies characters and distribution and range of stratigraphic gaps, occur between the successions of eastern Sardinia. These differences can be ascribed to different paleogeographic and depositional settings.

Key words: *Carbonate depositional systems, Jurassic-Cretaceous, Sardinia*

Parte prima

I sistemi carbonatici giurassici della Sardegna orientale (Golfo di Orosei)

A cura di: *F. Jadoul, A. Lanfranchi, C.E. Casellato, F. Berra & E. Erba*

Con contributi biostratigrafici di: *S. Coppola, A. Cherchi, M.T. Galli & R. Schroeder*



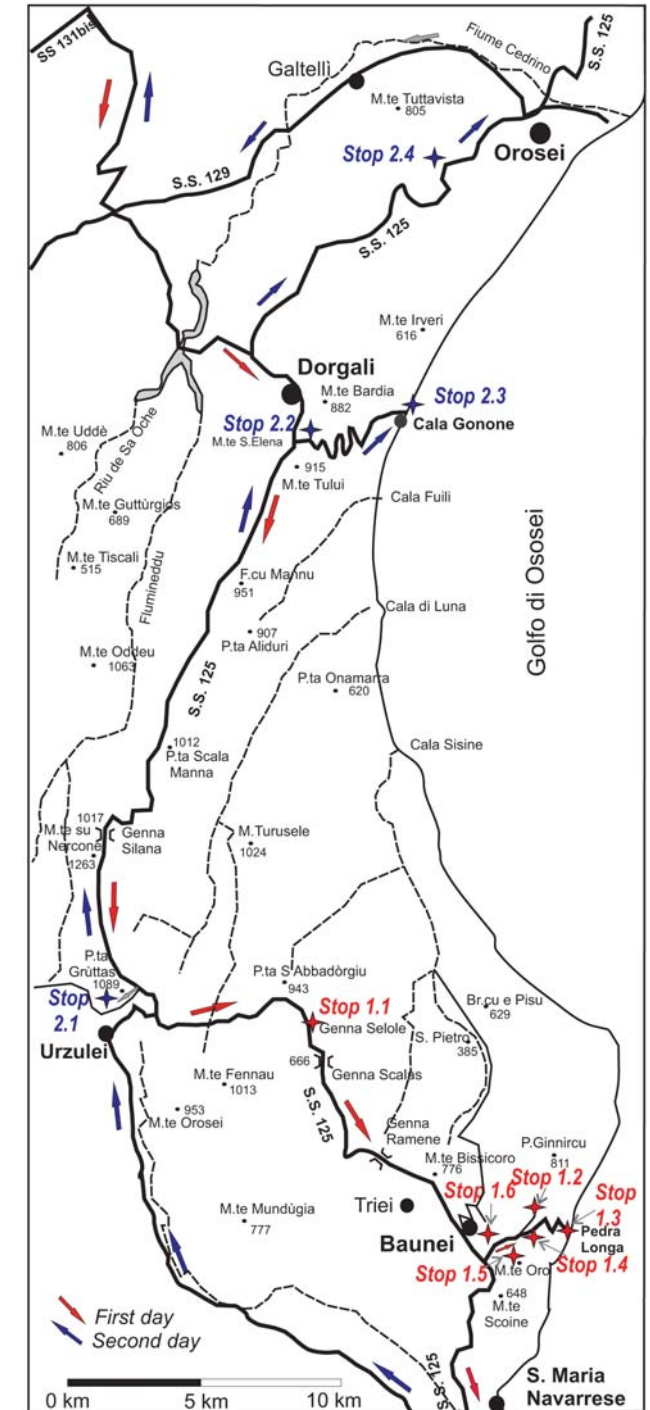
Itinerario 1: Da Olbia a Baunei

Stratigrafia e paleogeografia del Giurassico della Sardegna orientale: dalla trasgressione sul basamento ercinico all'evoluzione calloviana-titoniana del bacino di Baunei.

A cura di: *F. Jadoul, A. Lanfranchi, C.E. Casellato & F. Berra*

Informazioni generali sull'itinerario

Da Olbia fino a Lula l'itinerario si svolge lungo la superstrada 131 (dir. centr.) e prosegue poi fino a Dorgali lungo strade provinciali offrendo una panoramica dei massicci carbonatici della Sardegna orientale dall'Isola di Tavolara, alla catena di Monte Albo e più a sud il massiccio carbonatico di Oliena, M. Tuttavista ed infine la catena costiera di Dorgali-Baunei obiettivo dell'escursione. Raggiunto Dorgali, l'itinerario prosegue sulla statale 125 Orientale Sarda che sale alla Genna Silana costeggiando l'intero massiccio carbonatico sino a Baunei-S. Maria Navarrese quasi sempre in prossimità del contatto tra il basamento ercinico e la copertura giurassica. Spettacolari panorami (M. Corراسi, Gole di Gorropu, pareti di Cala di Luna) permetteranno di familiarizzare con le tipiche morfologie pianeggianti dei supramonti e le pareti acclivi delle unità carbonatiche che costituiscono la successione in esame e gli effetti della tettonica trascorrente terziaria. La *non-conformity* fra basamento ercinico e copertura giurassica è l'oggetto del primo stop presso la Genna Silana. L'itinerario prosegue ancora verso sud fino a raggiungere il territorio di Baunei dove saranno mostrati vari dettagli dell'intera successione carbonatica del Giurassico Superiore con particolare riguardo alle relazioni fra le facies della piattaforma carbonatica marginale e le successioni bacinali.



Cartografia Consigliata

Carte topografiche

Carta Tecnica Regionale 1:10.000;

Carta IGM 1:25.000.

Carte geologiche

Foglio 182-Olbia 1:100.000 (Andreolli et al., 1974);

Foglio 195-Orosei 1:100.000 (Calvino et al., 1972);

Foglio 208-Dorgali 1:100.000 (Amadesi et al., 1967)

Itinerario 2: Da Santa Maria Navarrese ad Orosei

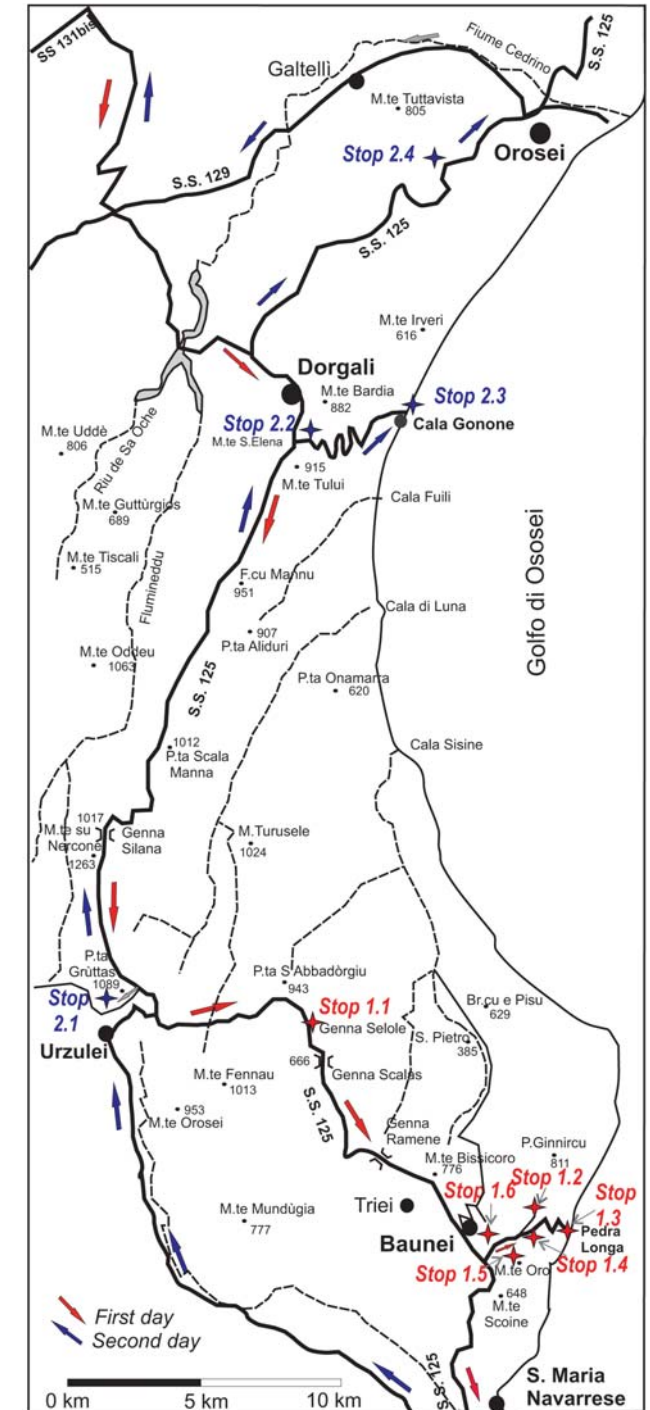
La successione giurassico sommitale del paleoalto carbonatico centrale e dei bacini settentrionali: la formazione di Urzulei, le facies di reef e di piattaforma interna della formazione di M.te Bardia (Titoniano-Berriasiano)

A cura di: *F. Jadoul, A. Lanfranchi, C.E. Casellato & F. Berra*

Informazioni generali sull'itinerario

Il secondo giorno si riparte da Santa Maria Navarrese per raggiungere il supramonte di Urzulei dove, dopo una breve passeggiata, saranno presentate le facies regressive a tetto della seconda sequenza deposizionale per raggiungere poi un punto di osservazione panoramico sulla cresta nord di Punta Gruttas da cui si gode una vista completa del Golfo di Orosei e dei lineamenti tettonici che lo contraddistinguono.

Successivamente si raggiunge il versante occidentale della monoclinale costiera presso Cala Gonone, la frazione marittima di Dorgali, dove saranno presentate in panoramica le principali tematiche stratigrafiche dei bacini settentrionali. Raggiunto il porto turistico della medesima località focalizzeremo l'attenzione sulle facies di reef della piattaforma titoniana sommitale (f. di M.te Bardia) e sui rapporti fra la successione carbonatica e le effusioni basaltiche del Plio-Pleistocene. L'escursione termina alle cave di Orosei poste alle pendici orientali di M.te Tuttavista; qui la coltivazione a filo diamantato del "marmo di Orosei" ha creato spettacolari affioramenti che permettono di osservare numerose strutture sedimentarie e diagenetiche precoci nella f. di M.te Bardia.





Premessa

Questa escursione offre una sintesi dei principali eventi stratigrafico-sedimentologici e ricostruzioni paleogeografiche delle successioni giurassico-cretaciche della Sardegna centro-settentrionale unitamente a informazioni geologico regionali sulle aree visitate. Inoltre è un'importante occasione di incontro e collaborazione fra diversi gruppi di ricerca italiani che da diversi anni si occupano di varie problematiche inerenti i carbonati di mare basso affioranti nell'isola. In particolare il gruppo dell'Università di Milano illustrerà l'organizzazione stratigrafica dei sistemi deposizionali piattaforma-bacino del Golfo di Orosei (Giurassico medio-Berriasiano) mentre il gruppo di ricerca delle Università di Cagliari e Napoli presenterà i peculiari aspetti biostratigrafico-sedimentologici del Giurassico-Cretacico della Nurra nel tentativo comune di evidenziare affinità e divergenze nell'evoluzione dei sistemi carbonatici sviluppati sul margine orientale e occidentale della Sardegna e le loro eventuali relazioni con eventi a scala regionale e/o globale. Saranno inoltre evidenziate variazioni dei caratteri di facies all'interno delle successioni carbonatiche di mare basso che mettono in risalto come, oltre ai processi di tipo eustatico e tettonico, i mutamenti dei fattori ecologici, da cui dipendono i delicati equilibri biologici delle comunità bentoniche produttrici primarie del sedimento, concorrano allo sviluppo di sistemi carbonatici le cui caratteristiche (p.e.: geometrie dei corpi deposizionali, natura e potenziale diagenetico delle componenti del sedimento, risposta di progradazione/retrogradazione alle variazioni relative del livello del mare) sono variate ripetutamente nel tempo (Carannante et al., 1999, 2008).

Le successioni carbonatiche in esame mostrano notevoli affinità sia di litofacies che biofacies con le coeve serie europee del dominio pirenaico-provenzale (Azéma et al., 1977) sia per quanto riguarda il Giurassico (Fauré & Peybernès, 1983; Monleau, 1986) che per il Cretacico (Cherchi & Schroeder, 1973; Fourcade et al., 1977, Philip & Allemann, 1982; Cherchi, 1989). Tuttavia esistono importanti differenze fra le serie giurassiche della Nurra (più complete) e quelle della Sardegna orientale (lacunose della parte inferiore), imputabili ad un differente contesto paleogeografico che riflette anche la presenza di un alto strutturale a prevalente sviluppo meridiano persistente per buona parte del Mesozoico (Vardabasso, 1959). In particolare le successioni della Sardegna nord occidentale evidenziano un contesto deposizionale di mare epicontinentale più protetto ed interno rispetto a quello della Sardegna orientale dove sono registrati vari eventi stratigrafico-paleogeografici caratterizzanti l'evoluzione calloviano-titoniana tipica del margine passivo sud europeo prospiciente la Tetide alpina (Fig. 1a; Dercourt et al., 1985, 1993, 2000; Jaquin et al., 1998; Costamagna et al., 2007).



Inquadramento stratigrafico della successione mesozoica del Golfo di Orosei

La successione carbonatica del Giurassico medio - Berriasiano affiora, seppur in modo discontinuo, in tutta quella porzione di Sardegna ad oriente del Campidano che va da Capo Figari (Golfo Aranci) a nord fino alla regione dei "Tacchi" a sud e nel settore della Nurra (Alghero - Porto Torres). Questi depositi carbonatici sono particolarmente diffusi sulla costa orientale dell'isola e costituiscono l'ossatura dell'isola di Tavolara, della catena di Monte Albo e dei rilievi che bordano il Golfo di Orosei e costituiscono più ad ovest il Supramonte di Oliena - Orgosolo - Urzulei. L'area oggetto di quest'escursione è circoscritta alle monoclinali carbonatiche, affioranti fra Monte Tuttavista (Orosei) e Baunei, che costituiscono il massiccio costiero del Golfo di Orosei.

La successione mesozoica, depostasi sul margine passivo nord Tetideo (vedi fig. 1), poggia in non-conformità sopra un basamento cristallino Paleozoico costituito in prevalenza da rocce metamorfiche erciniche e corpi intrusivi tardo - ercinici. Localmente (Galtellì, Baunei, area dei "Tacchi") il sottostante basamento è costituito corpi effusivi e ammassi subvulcanici a composizione riolitica del Permiano inferiore (Cozzupoli et al., 1971).

Localmente, in Sardegna centrale (Seulo, Perdasefogu), la successione giurassica poggia sopra sottili e discontinui orizzonti di depositi continentali, calcari e calcari dolomitici del Triassico medio. Nella regione dei "Tacchi", lungo le falde occidentali del Supramonte di Orgosolo-Urzulei e in affioramenti di limitata estensione lungo il tracciato della S.S. 125 presso Genna Selole e Cantoniera Noce Secca (Amadesi et al., 1961) è presente, interposta fra il basamento ercinico e la successione carbonatica, un'unità costituita in prevalenza da conglomerati con intercalazioni arenacee ed argillose d'ambiente continentale e marino-transizionale (fluvio-deltizio; Barca & Palmerini, 1974). La presenza di piante superiori e sporomorfi nelle argille di colore scuro, ricche in materia organica, permette di datare questi depositi al Bajociano - Bathoniano (Amadesi et al., 1961; Del Rio, 1976; Del Rio, 1985; Dieni et al., 1983). Questa unità (formazione di Genna Selole; Dieni & Massari, 1985a) presenta uno spessore variabile fra alcuni metri ed un massimo di circa 27 m presso Perdasefogu (Costamagna & Barca, 2004). Il rinvenimento d'associazioni a gasteropodi (Dainelli, 1903; Fucini, 1911; Amadesi et al., 1961) e ad ammoniti (Dieni et al., 1966) permette di attribuire il passaggio da sedimentazione mista costiera, marino-transizionale a carbonatica marina al Bathoniano, condizione che persisterà fino al Berriasiano senza evidenze d'importanti discontinuità stratigrafiche.

Una prima suddivisione litostratigrafica dei depositi in esamerisale al Foglio 208 - Dorgali (Amadesi et al., 1967) ove furono istituite e descritte le principali unità litostratigrafiche che costituiscono la successione del

Giurassico medio - Berriasiano della Sardegna orientale. Gli Autori del foglio distinguono tre unità: una formazione basale costituita da corpi dolomitici, formazione di Dorgali (Bathoniano - "Malm inferiore"); superiormente e lateralmente è presente un'unità costituita da calcari fini stratificati e calcareniti oolitiche (formazione di Monte Tului, "Malm inferiore"). Completano la successione calcareniti e calciruditi d'ambiente perirecifale e piattaforma interna della formazione di Monte Bardia ("Malm superiore" - Cretacico basale).

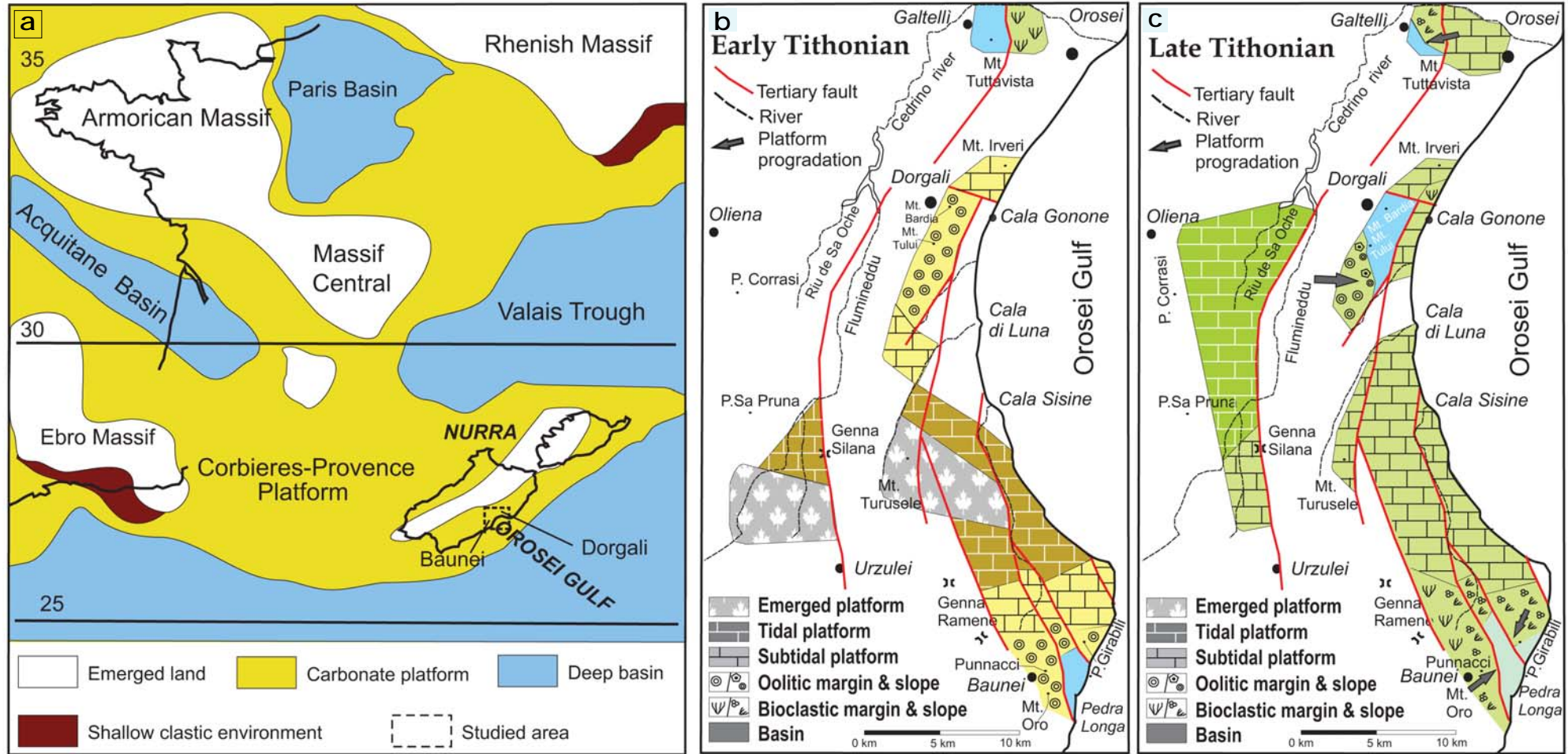


Fig. 1 - Carta paleogeografica della placca europea durante il Titoniano (a); le aree interessate da questa escursione sono indicate da rettangoli tratteggiati. (Modificato da Fourcade et al., 1993). Carte paleogeografiche proposte per il Titoniano inferiore e superiore del Golfo di Orosei (b, c).



Successivamente Dieni & Massari (1985b) inquadrano i carbonatici giurassici in un contesto stratigrafico - sequenziale ed evidenziano tre "megacicli trasgressivo - regressivi". Questi cicli sono separati da superfici di *hard-ground* o superfici di emersione a scala regionale. I cicli descritti hanno età 1) Bathoniano - Calloviano Inferiore, 2) Oxfordiano - Kimmeridgiano e 3) Titoniano - Berriasiano. Gli stessi Autori introducono una nuova unità (calcari di S'Adde) costituita da calcari fini, stratificati, d'ambiente marino distale precedentemente non distinti dalla formazione di Monte Tului.

Più recentemente Costamagna et al., (2007) unificano i primi due megacicli di Dieni e Massari in un unico ciclo che comprende tutti i depositi d'età Bajociano - Kimmeridgiano, inclusa la successione marino - transizionale della formazione di Genna Selole. Contestualmente gli Autori propongono di utilizzare il termine formazione di Genna Silana per tutte le litofacies carbonatiche di piattaforma marginale del Bajociano - Kimmeridgiano.

Con il presente lavoro vengono presentati i risultati di un'analisi stratigrafico - sedimentologica compiuta dal gruppo di ricerca dell'Università di Milano negli ultimi dieci anni, integrata con rilevamenti geologici eseguiti lungo i massicci carbonatici che bordano il Golfo di Orosei. I dati raccolti hanno permesso di dettagliare l'evoluzione delle piattaforme carbonatiche durante il Giurassico superiore, inquadrandole nello studio dell'evoluzione del margine passivo meridionale della placca europea (fig. 1b,c).

La raccolta di nuovi dati biostratigrafici nelle successioni più bacinali, ha permesso di rivedere l'assetto cronostratigrafico consentendo di precisare l'età degli eventi trasgressivo - regressivi che hanno controllato lo sviluppo dei tre sistemi carbonatici riconosciuti. La distribuzione delle facies ha poi consentito di ricostruire l'evoluzione paleogeografica del Golfo di Orosei nell'intervallo considerato, evidenziando la presenza di un alto relativo situato nella porzione centrale del Golfo (da Codula di Luna fino a Genna Ramene) bordato da due aree depresse, relativamente poco profonde, poste rispettivamente a nord (bacino/i di Dorgali-Tuttavista) e a sud (bacino di Baunei)(fig.2). La revisione stratigrafica ha consentito di identificare tre nuove formazioni: la formazione di Baunei e la formazione di Pedra Longa che raccolgono i depositi bacinali di diversa età prospicienti le facies di piattaforma nel bacino di Baunei; la formazione di Urzulei che è invece caratterizzata da carbonati stratificati di piattaforma interna e brecce carbonatiche connesse ad emersioni subaeree datate al Kimmeridgiano - Titoniano inferiore che affiorano diffusamente sul paleoalto centrale. La formazione dei calcari di S'Adde designa invece i depositi emipelagici dei bacini settentrionali (bacino di Dorgali-Tuttavista).

I tre classici termini formazionali di Amadesi et al., (1961) sono stati mantenuti ma ridefiniti in seguito all'introduzione di nuove unità, privilegiando il significato paleoambientale delle litofacies rispetto alle caratteristiche litologiche, come ad esempio la distribuzione della dolomitizzazione per delimitare la formazione di Dorgali (vedi fig. 2).

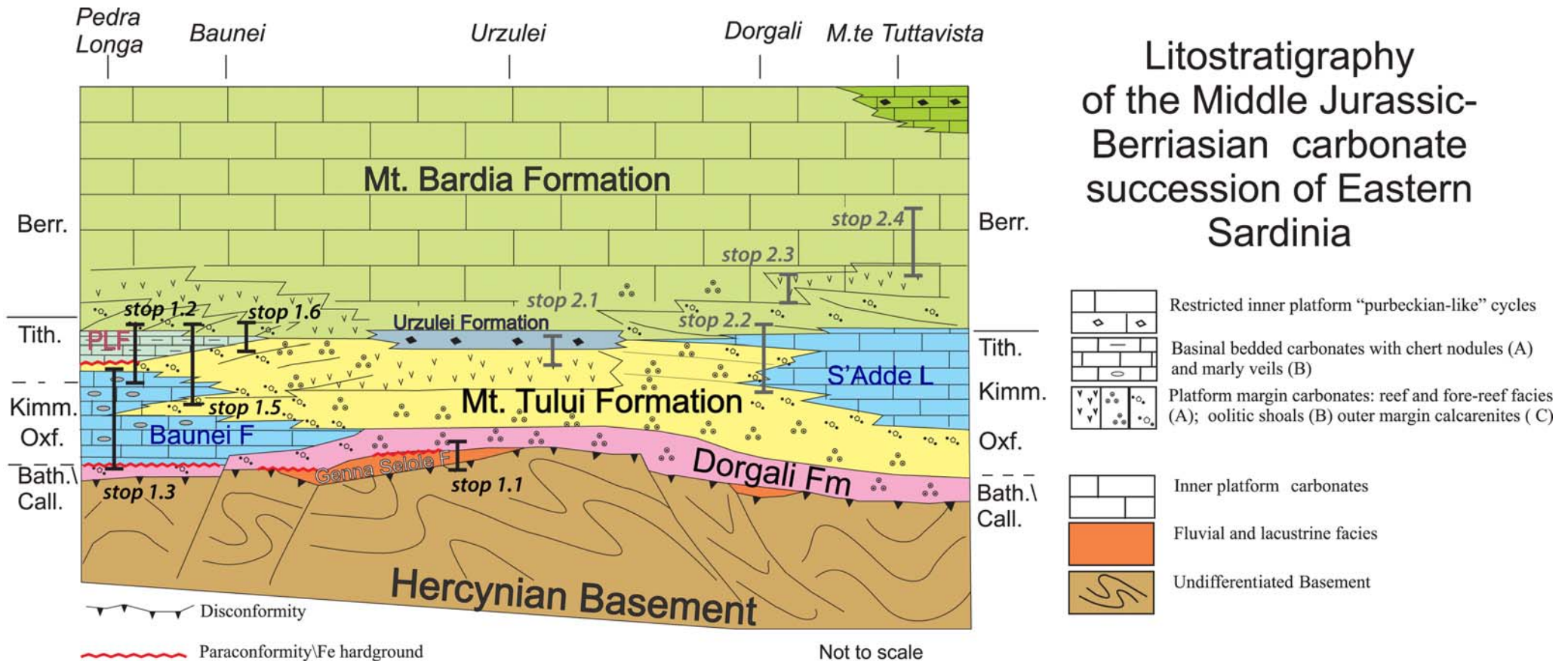


Fig. 2 - Schema dei rapporti litostratigrafici per la successione del Giurassico medio - Berriasiano della Sardegna orientale. I segmenti verticali indicano le porzioni di successione oggetto dei diversi stop (BF, calcari di Baunei; PLF, formazione di Pedra Longa).



I tre cicli sedimentari riconosciuti risultano così organizzati:

- Primo ciclo (*Bathoniano?-Calloviano?*): formazione di Genna Selole - formazione di Dorgali

I depositi del primo ciclo sedimentario poggiano in non-conformità sul basamento cristallino. Localmente (Genna Selole, Cantoniera Noce Secca), alla base sono preservati corpi lenticolari, discontinui di spessore fino a decametrico di sedimenti continentali e marino-marginali della formazione di Genna Selole, dai quali sono separati da facies miste costituite da litareniti ooidali, marne siltose e da una o più superfici di Fe *hard-ground* (Stop 1.1). Questi depositi possono essere considerati come la base di lungo ciclo deposizionale Bajociano-Kimmeridgiano (Costamagna et al., 2007), tuttavia essi si possono considerare a se stante e interpretare come una prima sequenza deposizionale marina pre-Oxfordiano (localmente assente o con spessori ridotti) in virtù della discontinuità (*hard grounds* con Fe, Stop 1.3) che delimitano a tetto i carbonati oolitici della formazione di Dorgali. Gli iatus deposizionali in corrispondenza di queste paraconformità (base e tetto della f. di Dorgali) potrebbero complessivamente documentare ampie lacune durante il Calloviano. Lo scarso controllo biostratigrafico non permette una precisa collocazione cronostratigrafica della trasgressione marina che controlla l'inizio della sedimentazione carbonatica nell'area studiata. La base della successione carbonatica è costituita da alcuni metri di dolomie arenacee e subordinatamente microconglomerati dolomitici a granuli di quarzo, sovente con laminazione incrociata. Questi passano verso l'alto a dolomie e calcari dolomitici pseudoolitici massivi o in banchi di spessore metrico; localmente questi possono presentare laminazione piano parallela evidenziata dall'isorientazione di crinoidi. Il limite con il sovrastante sistema deposizionale dell'Oxfordiano - Titoniano Inferiore è poco osservabile nella successione dell'alto carbonatico centrale, ai suoi margini nord e sud è posto in corrispondenza di un brusco cambiamento litologico, localmente sottolineato dalla presenza di *hard-ground* (Genna Scalas, Genna Ramene, Pedra Longa) (Stop.1.3).

Lo spessore dei depositi di questo ciclo varia notevolmente: presso M.te Tuttavista e Dorgali è di circa 45-50 m, verso meridione si riduce a meno di 10 m presso Baunei. Localmente (Genna Ramene, P.ta Girabili) questo ciclo risulta assente, probabilmente per scollamento tettonico recente (elisione in prossimità di *flower structure*, Stop 1.4 e per *deep seated gravitational slope movements sul versante sud del M. Scoine*). Questi scollamenti mascherano tuttavia una situazione di alto strutturale medio-giurassico in corrispondenza del settore più vicino all'attuale linea di costa.



- Secondo ciclo (Oxfordiano-Titoniano inferiore p.p.): formazione di M.te Tului; formazione di Urzulei p.p.; formazione di Baunei e calcari di S'Adde p.p.

Il secondo ciclo è caratterizzato da una *factory* carbonatica (formazione di Monte Tului) che evolve da produttività prevalentemente oolitica (Oxfordiano-Kimmeridgiano) a oolitico-bioclastica con ampio sviluppo di margini biocostruiti a coralli e stromatoporoidi (Kimmeridgiano superiore - Titoniano inferiore p.p.) in molti settori dell'area studiata. L'interpretazione di queste facies ha evidenziato la presenza di una rampa carbonatica impostata a partire dall'Oxfordiano sull'alto carbonatico centrale che degrada sia verso nord che verso sud a piccoli bacini con facies fini stratificate di rampa medio-distale (BF e SLF).

Lo sviluppo di questo sistema deposizionale piattaforma-bacino è caratterizzato da un brusco cambiamento litologico legato localmente alla comparsa di dolomie a grana fine in strati da 15-20 cm (M.te Tuttavista, Dorgali) localmente con aspetto pseudonodulare (Genna Scalas, Baunei) e intercalazioni fino ad un metro di calcari marnosi ocracei. Alla base della successione si rinvengono anche sequenze *deepening-upward* interpretabili come *drowning succession*. Questo evento trasgressivo, d'età oxfordiana come indicato dalle associazioni a palinomorfi rinvenute alla base della formazione di Baunei (Fig.11), porta ad una prima marcata differenziazione degli ambienti di deposizione all'interno del Golfo di Orosei. Nell'area meridionale (bacino di Baunei) si deposita la formazione di Baunei. La litofacies basale di questa unità è costituita da calcilutiti, in strati decimetrici con piccole belemniti, con qualche intercalazione, di spessore sino a metrico, di calcari marnosi localmente dolomitici e bioturbati. Lo spessore massimo di 25 m presso Genna Scalas si riduce a poco più di 5 m presso la Pedra Longa. A tetto dell'ultima intercalazione marnosa si osserva la comparsa di calcilutiti sottilmente stratificate e amalgamate con noduli di selce che rappresentano la litofacies peculiare della formazione di Baunei (Stop 1.3). Presso Genna Ramene e Genna Scalas questa unità è dolomitizzata, la selce risulta ridotta e le litofacies mostrano maggiore prossimità all'alto carbonatico centrale. Il passaggio ai soprastanti depositi della formazione di Monte Tului è abbastanza netto e caratterizzato dalla comparsa di facies calcarenitiche, risedimentate, ad ooidi e crinoidi. Nelle aree più distali del bacino di Baunei (Cava Litografica, Pedra Longa, fig. 3, Stop 1.2, 1.3) un'intercalazione di calcareniti oo-bioclastiche risedimentate, potente da 7 a 15 m (attribuita alla f. di M.te Tului) evidenzia due litozone: l'inferiore è parzialmente dolomitizzata e caratterizzata da noduli di selce ricchi in Fe, quella superiore si presenta in strati più fini con noduli di selce da grigia scura a nera (porzione superiore f. di Baunei). Lo spessore complessivo della formazione di Baunei varia fra 30 e 100 m (fig.3).

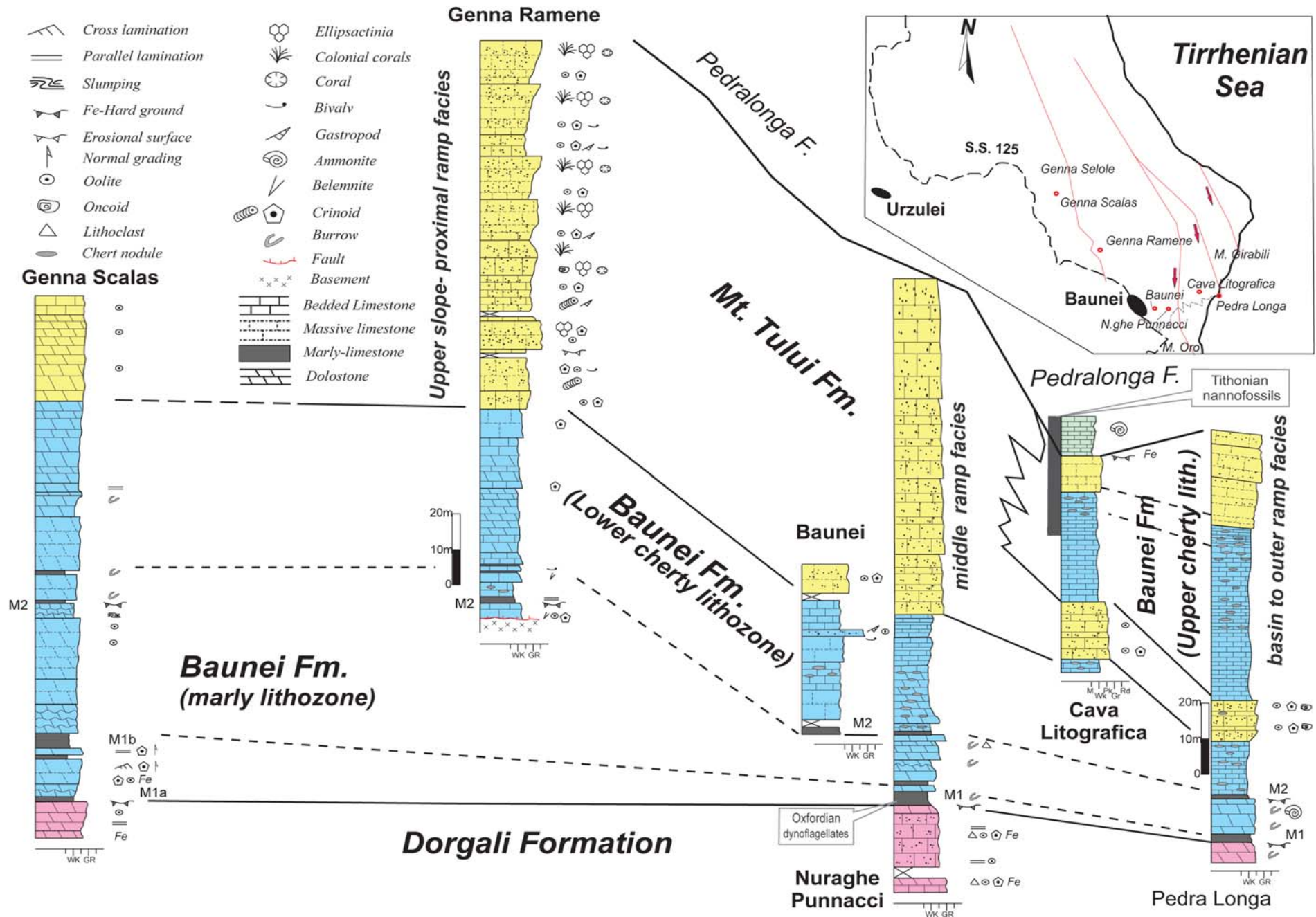


Fig. 3 - Schema di correlazione fra i depositi bacinali (f. di Baunei) e di piattaforma (f. di Tului) della seconda sequenza nel bacino di Baunei.



Nella porzione settentrionale del Golfo di Orosei, da Codula di Luna fino a M.te Tuttavista, la formazione di Monte Tului poggia direttamente sulla formazione di Dorgali. Il limite è evidenziato da un orizzonte di dolomitici stratificate (M.te Tuttavista, Dorgali) dello spessore di 5-7 metri. Spesso la base della formazione di M.te Tului è dolomitizzata e risulta difficile distinguerla dalle facies oolitiche dolomitizzate della sottostante formazione di Dorgali. Lateralmente ed a tetto delle facies oolitiche si rinvengono calcareniti fini e calcilutiti stratificate con crinoidi, subordinati ooidi e rare belemniti. Queste facies registrano un generale approfondimento dell'area settentrionale e sono interpretate come depositi di rampa medio-distale (calcarei di S'Adde).

Sul paleoalto, presso Urzulei e fra Codula Fuili e Genna Ramene, le facies basali oolitiche evolvono a facies massive di reef (formazione di M.te Tului); lateralmente (Genna Ramene) queste facies passano a calcareniti e calciruditi a frammenti di coralli e stromatoporoidi (*Ellipsactinia* sp. e chetetidi) dispersi in una matrice calcarenitica con ooidi. Nelle porzioni più orientali del paleoalto centrale (Codula Sisine, Goloritzè) la potente successione di piattaforma marginale che rappresenta la porzione superiore della f. di M.te Tului è priva delle tipiche biocostruzioni a coralli e stromatoporoidi presenti invece nei settori più occidentali della catena costiera e nel Tului del Supramonte di Urzulei. L'ardita torre e i pinnacoli di Goloritzè sono costituiti prevalentemente da calcareniti e calciruditi massive biancastre, granoclassate di prevalenti *grainstones* ad ooliti, grani rivestiti, aggregati, piccoli oncoidi, molti foraminiferi bentonici e diversificati bioclasti. Queste associazioni di litofacies, potenti fino a 150 m, sono state interpretate come barre sabbiose amalgamate prossimali e/o costituenti un margine verosimilmente sviluppatosi sottovento.

Un evento regressivo, riscontrato a scala regionale, chiude il secondo ciclo sedimentario. A tetto delle facies di reef a margine sabbioso della f. di Tului si riconoscono, in tutto il settore centrale di alto carbonatico, episodi d'emersione documentati da conglomerati a supporto clastico costituiti da clasti sino a decimetrici di carbonatici poligenici e, molto raramente, clasti di basamento (Turusele, Su Contu, Supramonte di Urzulei) (Fig. 1b.), alternati ciclicamente a facies carbonatiche fini e peritidali con *fenestrae*, *mud-cracks* e livelli stromatolitici (Stop 2.1). In associazione alle facies d'emersione si rinvengono depositi di laguna protetta con influenza di acque dolci, come testimoniato dal ritrovamento di oogoni ed internodia di alghe characee unitamente ad associazioni oligotipiche a gasteropodi ed ostracodi (formazione di Urzulei).

Nelle aree più subsidenti e bacinali la regressione è invece evidenziata dalla progradazione di facies di pendio piattaforma-rampa-bacino, tuttavia le facies calcarenitiche di rampa medio-prossimale non interessano l'area depocentrale dei bacini (Cava Litografica a sud, M.te Tuttavista a nord) dove persiste la sedimentazione di pre-



valenti fanghi carbonatici (Fig.3). La datazione (biostratigrafia a nannofossili) di questi calcari bacinali (tetto della f. di Baunei) e delle soprastanti calcilutiti trasgressive (f. di Pedra Longa) (Stop.1.2) che costituiscono la base del terzo ciclo sedimentario ha permesso di attribuire questo evento regressivo al Titoniano inferiore (Jadoul et al., 2007), quindi più giovane di quanto precedentemente supposto (Kimmeridgiano sommitale, Dieni & Massari, 1985b; Costamagna et al., 2007). Un simile evento regressivo è inoltre registrato nelle successioni del Titoniano nel bacino Iberico (Aurell et al., 2003), nel dominio boreale (Jaquin et al., 1998) e nella Tetide meridionale (Appennino Campano, Randisi et al., 2008).

Verosimilmente i *trend* regressivi e trasgressivi registrati nel Titoniano sono in parte da riferire, come suggerito da Hallam (2001), ad eventi tettonici. Infatti tutta l'area occidentale della placca europea è stata interessata da fenomeni distensivi (*block faulting, tilting...*) legati principalmente ad episodi di *rifting* che hanno interessato il Golfo di Biscaglia (Martín-Chilivet et al., 2002) ed il bacino Iberico (Salas et al., 2001).

- Terzo ciclo (Titoniano inferiore p.p. - Berriasiano): formazione di Urzulei p.p.,; formazione di Pedra Longa; calcari di S'Adde p.p., formazione di M.te Bardia.

Un nuovo evento trasgressivo segnala l'inizio del terzo sistema deposizionale piattaforma-bacino (fig.1c). L'analisi delle associazioni ad alghe coccolitoforidi ha permesso di datare la base della trasgressione alla porzione sommitale del Titoniano inferiore. I nuovi dati biostratigrafici (nannofossili) raccolti al passaggio tra le facies bacinali e quelle di piattaforma-marginale (bacini di Baunei e Orosei), le correlazioni fisiche tra le successioni bacinali della Cava Litografica (Stop 1.2) e il membro basale clinostratificato della f. di M.te Bardia del M. Punnacci (Stop.1.6) hanno permesso di evidenziare come l'inizio della sedimentazione della terza piattaforma carbonatica sia un evento regionalmente diacrono dal Titoniano superiore al Berriasiano basale. Tali dati indicano che la piattaforma carbonatica titoniana enuclea nella zona del paleoalto centrale già nel Titoniano medio e solo successivamente raggiunge le aree bacinali: il bacino di Baunei (Pedra Longa) nel Titoniano sommitale, il bacino di M.te Tuttavista anche nel Berriasiano basale (fig.2).

Nella zona più distale del bacino di Baunei un corpo di 20-25 m di calcilutiti sottilmente stratificate, localmente con giunti interstrato calcareo-marnosi (f. di Pedra Longa, PLF, fig.4) costituisce la base del terzo ciclo sedimentario (Stop 1.2). Queste litofacies poggiano sulla litozona superiore della formazione di Baunei e sono separate localmente da una superficie di *hard-ground* (log della Cava Litografica, fig.9).



Legend:

- Cross lamination
- Parallel lamination
- Slump
- Hard ground
- Erosional surface
- Fault
- Oolite
- Oncoide
- Lithoclast
- Black pebble
- Hidrozoan
- Colonial corals
- Coral
- Bival
- Gastropod
- Ammonite
- Crinoid
- Crinoid stem
- Burrow
- Mud chip

Stratigraphic Columns:

- Pun 01-05:** Columns showing varying degrees of erosion and fossil content.
- M.te Oro 1-3:** Columns with distinct lamination patterns.
- Rio Olcoe:** Column showing a specific lithological sequence.
- Pedralonga 1 (Cava Litografica):** Column with a prominent fault line.
- Pedralonga 2:** Column showing a different lithological profile.
- Monte Tului Limestone:** A large area with a fault line running through it.
- Gir 01-07:** Columns representing different levels of the Monte Bardia Limestone.
- Monte Bardia Limestone:** The uppermost part of the formation, showing characteristic lamination.

Inset Map: Shows the location of the study area in the Baunei region, near the S.S. 125 road and the Turrhenian Sea. Key locations marked include Capo di M.te Santo, Pedra Longa, and Baunei.

Fig. 4 - Schema di correlazione per i depositi della formazione di Pedra Longa nell'area di Baunei.

Nelle aree più prossimali queste facies finemente stratificate si rinvengono in continuità con le calcareniti oobioclastiche della formazione di M.te Tului e mostrano uno spessore molto variabile (fig. 4). Presso Baunei (N.ghe Punnacci, P.ta Girabili, M.te Ginnirco) (Stop 1.6) sono potenti fra 5 e 10 m e presentano intercalazioni lenticolari canalizzate di ruditi intraformazionali a *mud-chip* e bioclasti di crinoidi e coralli. Presso M.te Oro (Stop 1.5) la formazione di Pedra Longa è costituita da prevalenti megabrecce caotiche in prevalenza intraformazionali con blocchi di dimensioni da decimetriche a metriche, probabilmente frutto di franamenti sottomarini e *slump-scar*. Più a nord, sul paleoalto centrale (Urzulei, codole Sisine di Luna, Fuili) le facies di questa formazione sono ridotte a due intercalazioni decimetriche a tetto del membro di Urzulei.

Nei bacini settentrionali, presso Cala Gonone, la trasgressione del Titoniano medio è registrata da circa 35-40 m di calcilutiti e calcareniti fini, peloidali, ben stratificate (attribuite a una litozona superiore dei calcari di S'Adde di Dieni & Massari, 1985b). Più a settentrione, l'area di Monte Tuttavista non è stata raggiunta dalla progradazione delle calcareniti a tetto della formazione di Monte Tului (tetto del 2° ciclo). I depositi del 2° e 3° ciclo sono perciò in continuità e non è possibile distinguere i due cicli su base litostratigrafica (fig1c).

I coevi depositi di piattaforma (f. di M.te Bardia) rappresentano circa due terzi dello spessore dell'intera successione carbonatica giurassico - berriasiana della Sardegna orientale raggiungendo uno spessore di circa 500 m presso il Monte Tuttavista. La base di quest'unità è ben differenziata in quanto nelle aree più subsidenti si osservano facies clinostratificate di transizione piattaforma/bacino sulle quali progradano facies di margine, sia biocostruito che oolitico-sabbioso.

Il complesso progradante meridionale (membro di Nuraghe Punnacci, Baunei, Stop 1.6) è costituito in prevalenza da calcareniti e calciruditi bioclastiche a coralli, stromatoporoidi e organismi incrostanti (i.e. *Tubiphytes morronensis*, *Lithocodium* sp.). Il contatto con la sottostante f. di Pedra Longa è fortemente erosivo come testimoniano le strutture canalizzate anch'esse con direzione ENE. Queste litofacies sono organizzate in corpi a geometria sigmoidale con inclinazione variabile fra 5° e 15°, a loro volta i sigmoidi possono essere raggruppati in set di sigmoidi che progradano in direzione ENE (Lanfranchi et al., 2008). Le dimensioni del complesso progradante e le relazioni geometriche fra i diversi set di sigmoidi sono del tutto paragonabili a quelle osservate da Eberli & Ginsburg (1989) per la sequenza progradante di depositi oligo-miocenici che riempiono il paleo-stretto di Andros. Una sezione del complesso progradante settentrionale, che mostra caratteristiche geometriche e composizionali differenti rispetto al caso appena illustrato, affiora presso Cala Gonone (Stop 2.2). A settentrione, lungo il versante occidentale di Monte Tului si rinvengono delle calcareniti fini ad ooliti ed oncoliti con subordinati crinoidi e rari foraminiferi organizzati in corpi clinostratificati a basso angolo in strati decimetrici. Il limite con i sotto-



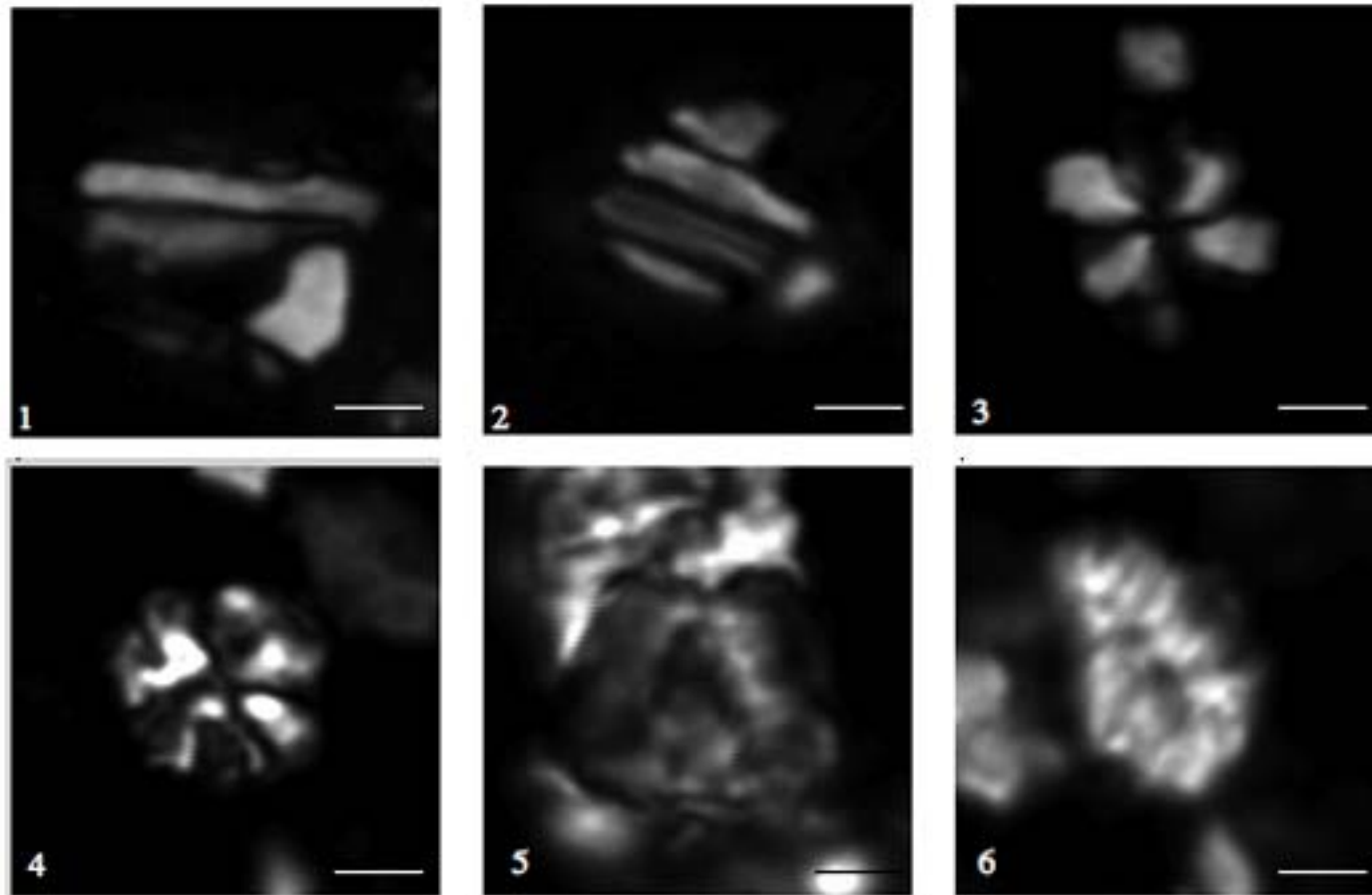
stanti calcari di S'Adde è transizionale, evidenziato da un *trend coarsening* e *thickening upward* delle facies. Verosimilmente le facies progradanti sono in parte coeve alla f. di Urzulei che nelle sue porzioni sommitali è costituita da calcilutiti e calcareniti fini a piccoli ooidi e rari bioclasti in cicli metrici *deepening upward* associati a calcareniti di piattaforma interna ad ooliti, oncoliti, alghe calcaree e foraminiferi bentonici. Le facies sommitali della f. di Urzulei sono rappresentate da un orizzonte da metrico a plurimetrico di dolomie e calcari dolomitici sui quali poggiano sottili livelli di calcilutiti marnose della formazione di Pedra Longa. Localmente nel supramonte di Urzulei questi depositi sono associati a brecce caotiche deposte come filoni sedimentari. Una volta conquistate le aree bacinali si registra una generale uniformazione degli ambienti deposizionali con facies bioclastiche di piattaforma carbonatica. Le associazioni a foraminiferi bentonici e alghe calcaree indicano l'alternanza di condizioni più aperte a condizioni ristrette dell'ambiente di sedimentazione. Localmente sono presenti isolati *patch-reef* a coralli e stromatoporoidi (Monte Tuttavista, Cala Gonone e Supramonte di Baunei) spesso associati a facies stromatolitiche; inoltre sono presenti piccole bioerme a chetetidi e più raramente accumuli di diceratidi (Stop 2.3).

Presso le cave di Orosei (Stop 2.4), i depositi della formazione di M.te Bardia presentano una serie di serie di fratture strato concordanti (definibili come *mega sheet-cracks*), a sviluppo metrico ed ampiezza pluricentimetrica. Questi sono concentrati in alcuni livelli raccordati l'un l'altro tramite fratture verticali che attraversano la successione per alcuni metri delineando strutture a *tepee*. Queste fratture sono riempite da più generazioni di sedimenti e cementi, indicanti un'evoluzione polifasica delle fratture e dei suoi riempimenti. La prima generazione di riempimenti è spesso data da sedimenti interni di natura molto varia (ooidi, *packstone* peloidali ad *Aeolisaccus*, *wackestone* a coproliti, etc.) che testimoniano la presenza di diastemi nella successione analizzata. Localmente i sedimenti interni sono preceduti da una generazione di croste microbialitiche che si sviluppa sulle pareti delle fratture (endostromatoliti, Monty, 1982). Le successive generazioni di riempimenti sono caratterizzate da generazioni di croste isopache di cementi calcitici da microcristallini a fibroso-radiali, localmente con eventi di dissoluzione. Dove i cementi non occludono la porosità si osservano la deposizione di *crystal silt* o fango carbonatico sia bianco che verde/marrone che chiude le fratture. L'assenza di chiari indizi d'emersione portano a supporre che tali fratture si sviluppino in condizione subtidali (*subtidal tepee* di Kendall & Warren, 1987). Nell'area in esame il tetto della f. di M.te Bardia affiora esclusivamente presso M.te Tuttavista. Qui si rinven-gono una serie di sedimenti con *fenestrae* e livelli stromatolitici che indicano deposizioni in ambiente inter-sopratidale con frequenti fenomeni di emersione e rimaneggiamento dei depositi come testimoniano i livelli di conglomerati e brecce carbonatiche a *black-pebble* che si rinven-gono a tetto della successione.



Considerazioni paleobatimetriche sui bacini del Titoniano

Le analisi biostratigrafiche effettuate hanno permesso di attribuire la formazione di Pedra Longa alla porzione superiore del Titoniano inferiore - Titoniano superiore come dimostrato dalla seppur rara presenza di *C. mexicana*, *P. beckmannii* e di *N. wintereri* e *N. steinmannii minor* (Bralower et al., 1989; fig.5). Inoltre le caratteristiche ecologiche dei nannoliti rinvenuti (*Conusphaera* sp., *Polycostella* sp., *Nannoconus* sp.) permette di effettuare considerazioni paleobatimetriche: basandosi sul modello che mette in relazione dimensione e peso dei singoli nannoliti alla profondità, si ipotizza che i nannoliti a canale stretto vivano nella zona fotica inferiore, posta a circa 100-150m di profondità (Erba, 2004); viceversa le alghe coccolitoforidi, più piccole e leggere, vivrebbero nella zona fotica superiore.



La presenza di nannoliti e nannoconidi nella formazione di Pedra Longa e nei calcari di S'Adde permettono di ipotizzare un ambiente marino aperto emipelagico o mesipelagico, caratterizzato da batimetria almeno di 100 metri.

Fig. 5 - Tavola con le principali forme di nanofossili rinvenute nei depositi bacinali della terza sequenza: 1-2. *C. mexicana mexicana* (Pedra Istampata); 3-4. *P. beckmannii* (Ex Cava Litografica; N.ghe Punnacci); 5. *N. wintereri* (Pedra Istampata); 6. *N. steinmannii minor* forma primitiva (Pedra Istampata). Scala = 2µm.



Considerazioni sull'evoluzione paleogeografica del Golfo di Orosei

E' ormai assodato che l'apertura dell'Oceano ligure-piemontese, Giurassico medio, abbia determinato l'inizio della sedimentazione carbonatica in Sardegna orientale (Carmignani et al., 1989) e che la successiva l'evoluzione del margine passivo nord tetideo abbia influenzato fortemente lo sviluppo degli ambienti deposizionali nel Mesozoico. Durante il Bajociano (e parte del Bathoniano?) gran parte dell'area del Golfo di Orosei si comporta come una zona d'alto relativo ove si depositano i sedimenti della formazione di Genna Selole. Successivamente (Bathoniano (?) - Calloviano), l'inizio della sedimentazione carbonatica coincide con la formazione di un vasto *shelf* caratterizzato da facies oolitiche. Solamente con la trasgressione datata all'Oxfordiano si osserva una diversificazione degli ambienti deposizionali carbonatici con la formazione di bacini intrapiattaforma a settentrione e meridione dell'area centrale del Golfo di Orosei ove persistono condizioni d'alto carbonatico. Questo evento potrebbe essere in relazione alla riorganizzazione paleogeografica dell'Oxfordiano che avvenne in risposta al collasso della Pangea (Dercourt et al., 1994) ed alla formazione di nuovi bracci di mare che collegarono il Pacifico alla Tetide occidentale (Ziegler, 1988; Scotese, 2001) determinando un sostanziale cambiamento della circolazione oceanica e del clima (Louis-Schmid et al., 2007; Rais et al., 2007).

Le ricostruzioni stratigrafiche effettuate evidenziano come le variazioni relative del livello marino abbiano controllato lo sviluppo e la distribuzione delle facies carbonatiche durante il Giurassico controllando la progradazione e l'ingressione delle facies di piattaforma entro le aree bacinali.

Tuttavia la presenza nel Titoniano inferiore presso Urzulei (membro di Urzulei) di potenti corpi di brecce carbonatiche, poligeniche e caotiche in filoni sedimentari orientati NNE-SSW parallelamente ai lineamenti terziari unitamente ai coevi corpi canalizzati (Baunei, P.ta Girabili) ed alle brecce intraformazionali (M.te Oro) della formazione di Pedra Longa lasciano supporre l'interazione fra tettonica sinsedimentaria ed eustatismo durante la deposizione della sequenza deposizionale del Titoniano Inferiore p.p. - Berriasiano. Inoltre è verosimile che l'attività tettonica sinsedimentaria sia uno dei fattori determinanti la diversificazione delle facies basali clinostatificate della formazione di M.te Bardia con lo sviluppo di facies blandamente clinostatificate a settentrione contrapposte ad un complesso progradante di tipo *distally steepened ramp* posto a meridione dove gli effetti della tettonica sinsedimentaria sono più evidenti.



Tettonica








L'odierna fisiografia dei massicci carbonatici del Golfo di Orosei e della Sardegna orientale più in generale, è stata determinata dagli eventi geodinamici susseguiti alla deposizione delle piattaforme mesozoiche. Principalmente questi eventi sono responsabili di due/tre grandi fasi deformative (il numero varia a seconda degli Autori) che vengono di seguito brevemente trattate.

Tettonica trascorrente terziaria

Gli effetti della tettonica trascorrente terziaria hanno determinato la morfologia e la distribuzione dei massicci carbonatici della Sardegna Orientale nonché del Golfo di Orosei (vedi fig.6). Si riconoscono tre principali sistemi di faglie trascorrenti:

- Sistema orientato NE-SW: faglie di Oddoene, di Tiscali, di Sovana, di Gorropu, di Fennau, del M.te Oseli, di P.ta Mufrone e di Nostra Signora del Rimedio.
- Sistema orientato E-W: faglie del Cedrino, di San Giovanni, di Posada.
- Sistema orientato da N-S (porzione settentrionale) a NW-SE (porzione meridionale): faglie di Urzulei, di Pian D'Ozio e di Codula Sisine.

Legenda

-  Depositi post-aquitani e coperture quaternarie
-  Depositi sintettonici dell'Oligocene-Aquitaniiano
-  Successione carbonatica (Giurassico-Eocene)
-  Basamento paleozoico metamorfico e granitoidi ercinici
-  Faglia trascorrente
-  Faglia trastensiva
-  Faglia traspressiva

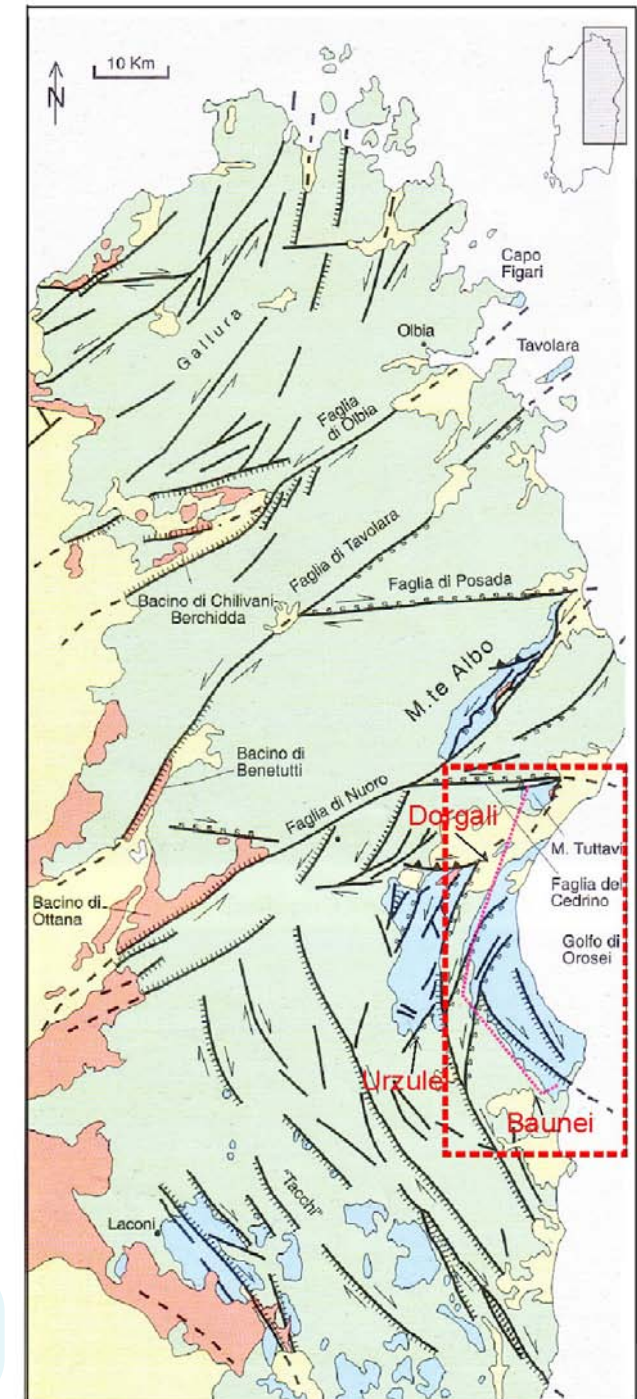


Fig. 6 - Schema geologico-strutturale della Sardegna orientale (da Pasci, 1997).



I sistemi di faglie trascorrenti del Golfo di Orosei s'inquadrano in un sistema a più grande scala che caratterizza tutta la Sardegna orientale dai "Tacchi" fino all'isola di Tavolara. Questi lineamenti, che possono avere rigetti orizzontali anche di alcuni chilometri (Cassano et al., 1979), mostrano un sostanziale parallelismo sia con i filoni intrusivi tardo-ercinici (Carmignani et al., 2001) sia con le strutture giurassiche. Nella porzione settentrionale del Golfo (M.te Tuttavista, M.te Albo, P.ta Cusidore, Lanaitto) i sistemi di faglie hanno una marcata componente inversa e sono connessi a strutture plicative (Carmignani et al., 1992; Paschi, 1997; Paschi et al., 1998). Parallelamente a questi lineamenti si ritrova una serie di ruditi note in letteratura come conglomerato di Cucurru 'e Flores la cui deposizione è legata intrinsecamente all'evoluzione dei lineamenti tettonici terziari come testimoniato da strutture tipo "sinclinali di crescita" (Paschi, 1997). Nell'area di Baunei invece le faglie trascorrenti hanno componente normale e non sono presenti depositi sintettonici.

Secondo alcuni Autori (Carmignani et al., 1992; Paschi, 1997; Paschi et al., 1998) i lineamenti trascorrenti della Sardegna orientale andrebbero ascritti ad un'unica fase di "tettonica di fuga" avvenuta durante l'Oligocene e l'Aquitano in risposta alla collisione della Corsica settentrionale. Recentemente un'accurata analisi biostratigrafica del conglomerato di Cucurru 'e Flores ha permesso di attribuire tale formazione all'Eocene e di individuare due distinte fasi tettoniche: una prima fase compressiva eocenica connessa sia all'orogenesi alpina sia pirenaica e una seconda fase distensiva oligo-aquitana connessa alla rotazione del blocco sardo-corso (Dieni et al., 2008).

Evitando di entrare in questo dibattito segnaliamo tuttavia la presenza nella porzione meridionale del massiccio costiero del Golfo di Orosei di alcune "strutture a fiore" negative associate a scollamenti della successione giurassica rispetto al basamento cristallino (Genna Ramene, P.ta Girabili, etc.) che si realizzano in corrispondenza delle intercalazioni calcareo - marnose alla base della formazione di Baunei (Stop 1.3, Stop 1.4).

Tettonica distensiva plio-pleistocenica

Durante il Plio-Pleistocene la Sardegna orientale è stata luogo di effusioni basaltiche connesse all'apertura del Mar Tirreno (Beccaluva et al., 1985). Questi corpi sono il risultato di vulcanismo intraplacca di composizione da alcalino ad alcalino-transizionale e subalcalino. Morfologicamente questi depositi hanno dato luogo alla formazione di vasti plateau e localmente piccoli vulcani a scudo come l'edificio di Conca de Janas (Calvino et al., 1959).



L'attività effusiva è stata localmente esplosiva come testimoniato ad esempio dal cono di scorie che costituisce Monte Sant'Elene presso Dorgali (Amadesi et al., 1961). Nell'area fra Cala Gonone (Stop 2.2) e Codula di Luna sono presenti numerosi espandimenti basaltici il cui allineamento SSW-NNE ricalca la direzione dei lineamenti trascorrenti terziari indicando come l'alimentazione dei basalti derivi dall'apertura - riattivazione di precedenti strutture tettoniche in un differente contesto geodinamico.

Tettonica gravitativa recente

Fenomeni di tettonica gravitativa di versante sono presenti soprattutto nella porzione occidentale dei massicci carbonatici della Sardegna orientale che presenta geometria degli strati a franapoggio. Nell'area di Baunei, a monte dell'abitato (Stop 1.6), sono presenti due trincee naturali sviluppate per alcune centinaia di metri parallelamente al pendio che indicano l'azione di deformazioni gravitative profonde del versante (DGPV; Onida, 2001). Fenomeni simili e più evoluti si ritrovano in molte altre zone come ad esempio si riscontra presso l'abitato di Dorgali o lungo il versante ovest del Supramonte di Oliena-Orgosolo ove fenomeni di DGPV hanno ribassato intere porzioni di successione mesozoica.



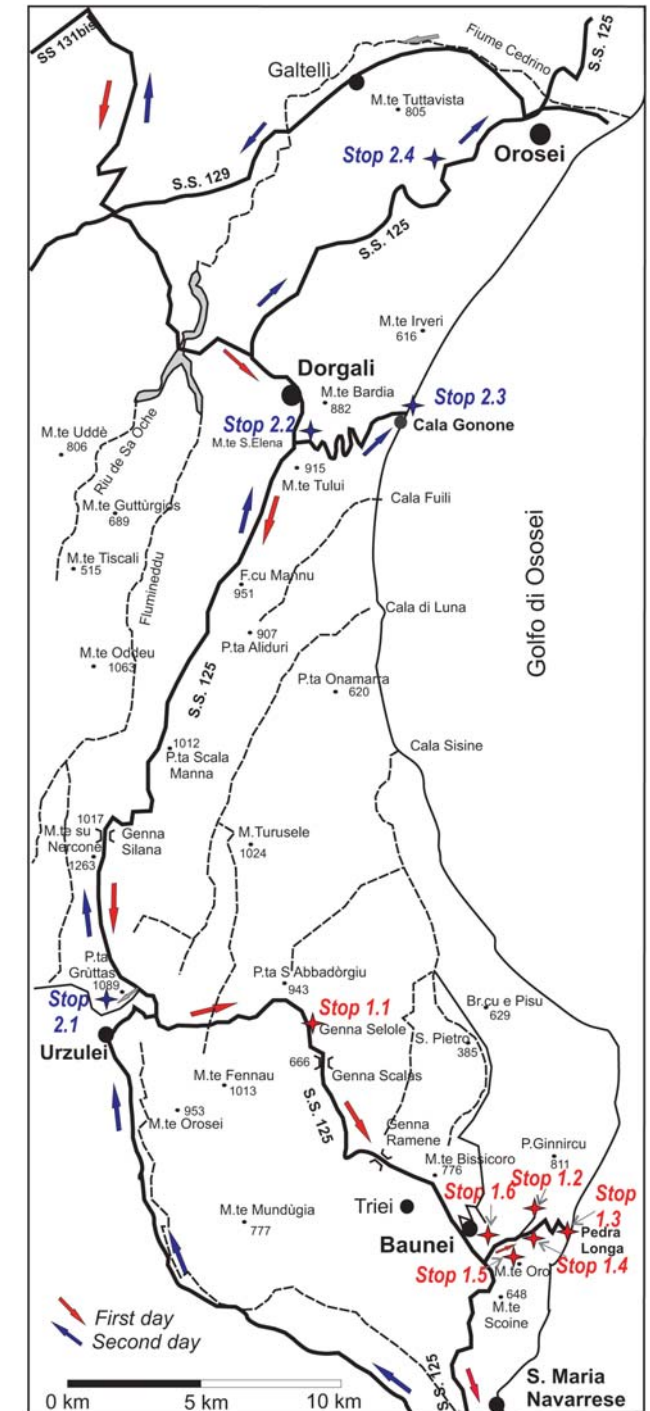
Itinerario 1: Da Olbia a Baunei

Stratigrafia e paleogeografia del Giurassico della Sardegna orientale: dalla trasgressione sul basamento ercinico all'evoluzione calloviana-titoniana del bacino di Baunei.

Stop 1.1 - La successione di depositi continentali e marino-marginali del Bajociano-Bathoniano di Genna Selole.

In località Genna Selole, attorno al Km 166 della statale 125, si imbecca una strada forestale che scende verso valle. Al primo tornante è possibile osservare il contatto stratigrafico tra il basamento ercinico e le facies clastiche della formazione di Genna Selole. Questo limite è marcatamente erosionale con alla base conglomerati grossolani male organizzati e classati seguiti da orizzonti irregolari sino a metrici di conglomerati meglio organizzati, con lenti deformate di arenarie grossolane, microconglomerati localmente con frustoli carboniosi, separati da superfici erosionali che delimitano corpi canalizzati (fig. 8A,B). L'orientamento di queste strutture varia da N-S alla base sino a E-W verso il tetto; alla base rare embricature dei clasti sembrano indicare un trasporto da correnti fluviali variamente orientate. I clasti alla base possono raggiungere i 40-50 cm di lunghezza; sono da angolosi a subarrotondati e in prevalenza provengono dal basamento metamorfico. Superiormente prevalgono invece clasti spigolosi di vulcaniti policrome associate a clasti subarrotondati di quarzo ialino. La composizione petrografica di questi corpi lentiformi clastici, in passa-

Fig. 7 - Carta sintetica stradale-geografica degli itinerari e degli stop di questa escursione nel Golfo di Orosei.



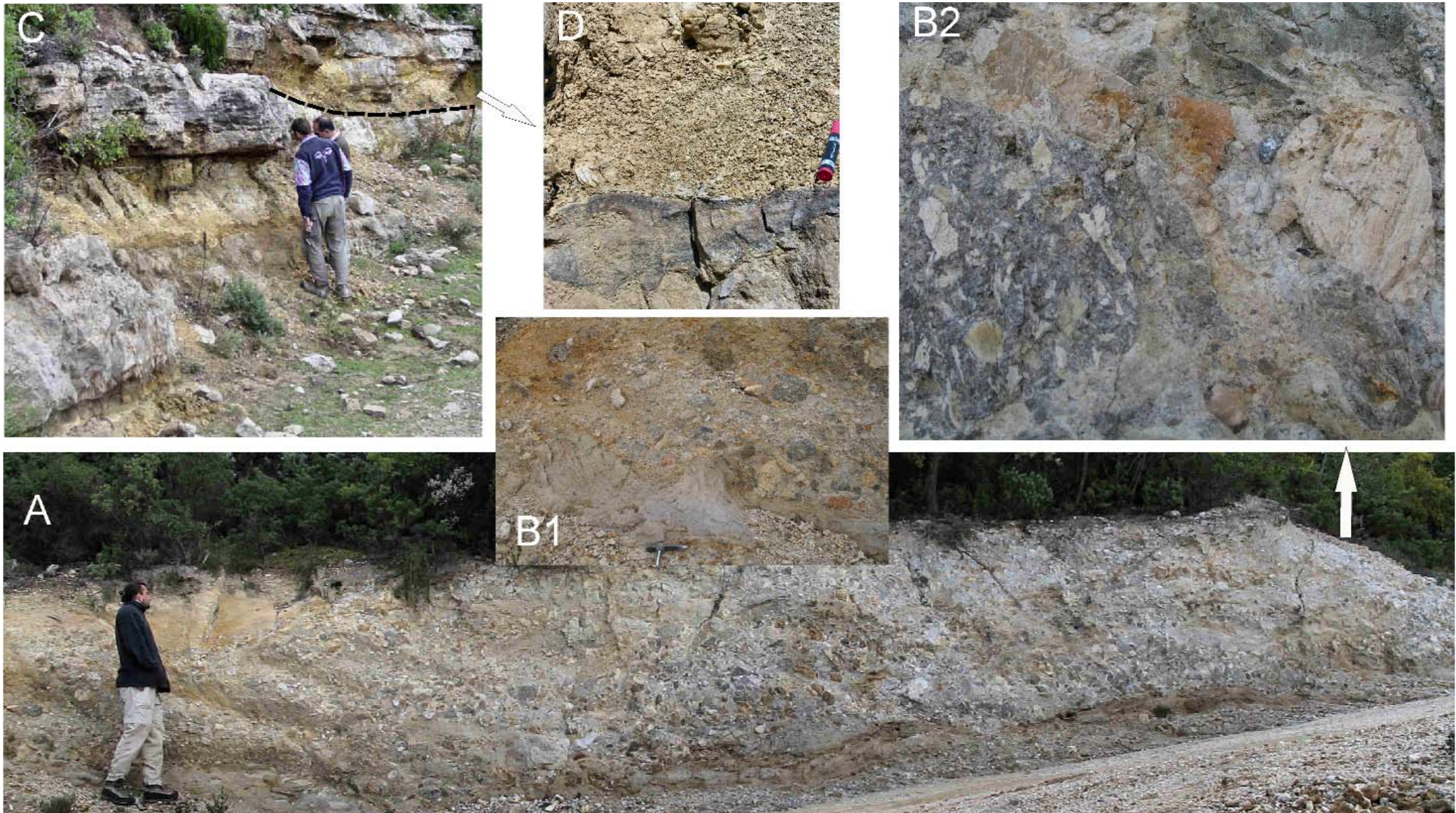


Fig. 8 - Conglomerati basali poligenici a supporto di matrice della formazione di Genna Selole (A) e particolare di un'intercalazione arenacea ove si possono osservare strutture deformative (B1) e di conglomerati con clasti di vulcaniti (B2). Panoramica della transizione tra le formazioni di Genna Selole e Dorgali (C) caratterizzata da alternanza di marne ocracee siltose e calcareniti ibride con al tetto presenza croste di Fe (*firm/hard ground* (linea tratteggiata)). Particolare di una crosta con arricchimenti in Fe, interpretata come *hard ground* (D).



to (Foglio 208 Dorgali, 1967) dubitativamente attribuiti anche al Triassico, rispecchia solo limitatamente la natura del circostante basamento ercinico costituito da scisti con diffuse intrusioni granitiche, porfidi e filoni porfirici presenti soprattutto nelle zone costiere e più settentrionali). Le associazioni delle litofacies dell'affioramento di Genna Selole evidenziano la presenza di ambienti deposizionali connessi allo sviluppo di un piccolo sistema fluviale passante superiormente a conoide alluvionale e ambienti costieri transizionali (Barca & Palmerini, 1974, Dieni et al., 1985a) alimentato verosimilmente dai paleorilievi presenti nella zona centrale della Sardegna (Vardabasso, 1959).

A lato della galleria paramassi affiora la porzione sommitale della f. Genna Selole ed il contatto con la piattaforma oolitica dolomitizzata della f. di Dorgali (Fig. 8C). Il limite stratigrafico è transizionale, caratterizzato da marne dolomitiche grigio, verdi/ocra con intercalazioni lenticolari di calcareniti oolitiche ricche in extraclasti di quarzo; nella parte più alta dell'affioramento le intercalazioni di calcareniti ibride bioclastiche (lamellibranchi e gasteropodi) diventano via via più frequenti e costituiscono la litofacies dominante della porzione basale della f. di Dorgali. Nella parte inferiore e media della successione di transizione sono presenti, al tetto di orizzonti carbonatici, due/tre sottili orizzonti bruni, ricchi in Fe che vengono interpretati *Fe-rich firm/hard ground* (Fig. 8D). La parte inferiore della successione attualmente non è più osservabile perchè coperta dalle opere murarie della galleria artificiale paramassi, in questa posizione stratigrafica affiorava il livello di argille scure, ricche in palinomorfi e piante superiori descritto in dettaglio da Dieni et al., (1983), che ha permesso di attribuire la formazione di Genna Selole al Bajociano-Bathoniano.

Stop 1.2 - La sezione stratigrafica di riferimento della successione bacinale del Titoniano medio-superiore di Baunei ed il limite con la piattaforma titoniana (f. di M.te Bardia).

Abbandonata la statale 125 a valle di Baunei si svolta a sinistra e si prosegue in direzione della guglia di "Pedra Longa" scendendo la valle omonima. A metà della discesa (tornante a quota 300 m) si imbecca una stretta strada carrareccia che conduce, mantenendosi in quota, sul piazzale sottostante una cava abbandonata (q. 290 m, "cava litografica"). Percorrendo un sentiero che sale alla cengia superiore (circa q. 350 m) è osservabile gran parte della successione carbonatica bacinale di Baunei: i calcari selciosi della litozona superiore della f. di Baunei alla base e superiormente le calcilutiti sottilmente stratificate della f. di Pedra



Longa nella sua sezione di riferimento. Più precisamente lo stop permetterà di osservare dal basso stratigrafico (fig.9):

1. Calcari grigi in prevalenza medio fini in banchi amalgamati con intercalazioni calcarenitiche, spessore 10 m (f. di M.te Tului, membro inferiore).
2. Calcilutiti nocciola chiaro in strati amalgamati sino a decimetrici con selce bruno scura, in noduli da centimetrici a decimetrici, relativamente abbondante in alcuni strati, spessore 24 m (f. di Baunei, membro superiore).
3. Calcari nocciola chiaro, micritici in strati amalgamati sino a metrici. Al tetto è presente un orizzonte arrossato per diffusione di ossidi di Fe, localmente con una crosta sottile (*hard ground?*), spessore: 9 metri. Questa litofacies rappresenta l'equivalente distale dei corpi calcarenitici presenti al tetto della f. di M.te Tului.
4. Calcilutiti grigio-nocciola in strati di 5-8 cm con giunti interstrato marnosi debolmente ondulati con rare impronte di ammoniti. Spessore: 5 metri. (base della f. di Pedra Longa, PLF).
5. Calcari nocciola in strati di 5-15 cm amalgamati, caratterizzati da giunti interstrato marnosi sottilissimi e piano paralleli. Nella parte alta i giunti marnosi sono più spessi. Presso il limite superiore sono presenti lateralmente tasche di breccie intraformazionali e strutture deformative da carico. Spessore: 18 metri (facies tipica di PLF).
6. Calcareniti e calciruditi fini massive o in banchi amalgamati con ooliti, intraclasti e bioclasti. Il contatto con la PLF è debolmente erosionale (base della f. di M.te Bardia, fig. 10).

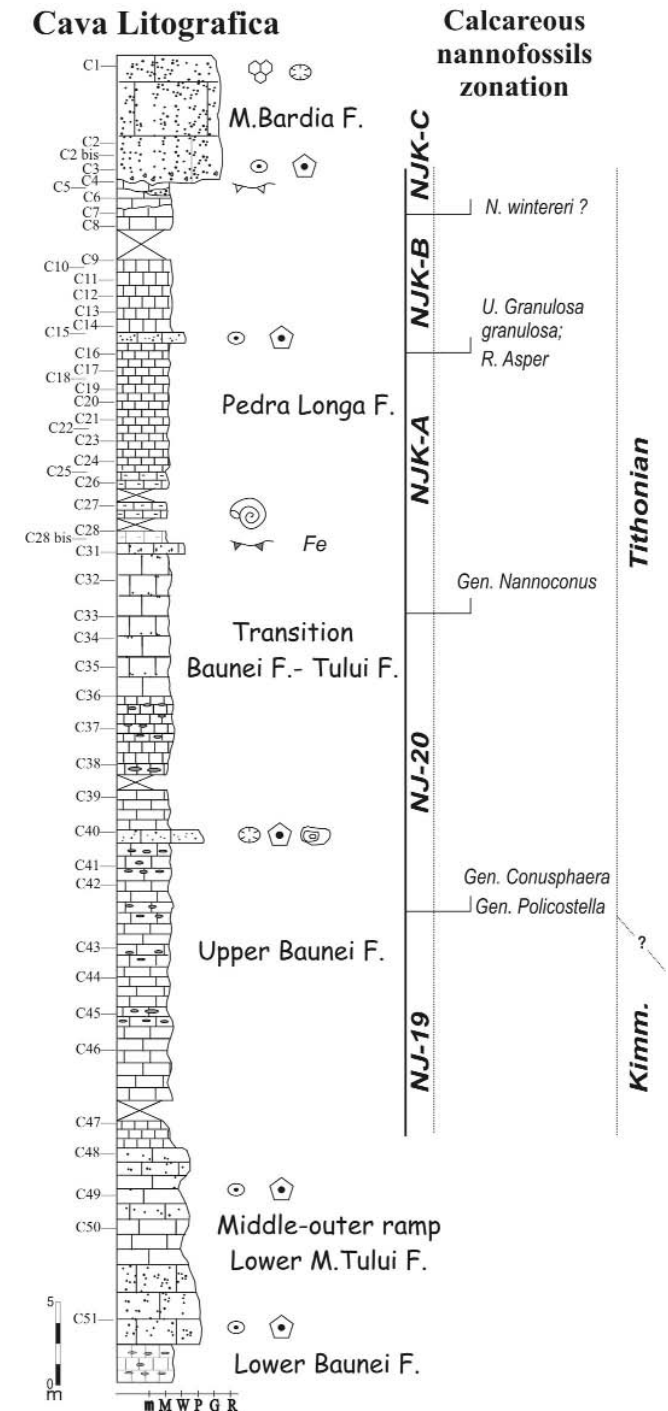


Fig. 9 - Log stratigrafico e biostratigrafia a nannofossili calcarei della sezione della cava litografica (legenda dei simboli in fig. 4).



Fig. 10 - Particolare del contatto erosionale delle calcareniti-ruditi fini oo-intra-bioclastiche della formazione di M.te Bardia (MBF) sulle calcilutiti ben stratificate della f. di Pedra Longa (PLF).

Stop 1.3 - La successione bacinale completa della guglia di Pedra-Longa

Abbandonate le auto al piazzale antistante la guglia si può osservare in panoramica l'intera successione (potente oltre 100 m) di carbonati in prevalenza fini, bacinali, di età compresa tra il Calloviano (?) e il Titoniano inferiore, che rappresentano il settore depocentrale del bacino di Baunei.



Alla base della guglia si osservano alcuni metri di dolomie stratificate attribuibili alla f. di Dorgali con rare impronte di ammoniti sulle superfici di strato, due intercalazioni calcareo-marnose, in parte dolomitizzate, ocracee con bioturbazioni. Alla base degli orizzonti calcareo marnosi (*marker* stratigrafico regionale) affiorano sugli scogli da una a due sottili croste ferruginose interpretate come *hard-grounds*. Esse evidenziano la *drowning unconformity*, che separa i depositi del primo sistema deposizionale (f. di Dorgali) dai soprastanti calcari ben stratificati, micritici e con noduli di selce, della f. di Baunei. Questi calcari bacinali rappresentano la quasi totalità della successione della guglia di Pedra Longa. La parte superiore di questa successione è stata datata, nell'adiacente sezione stratigrafica della cava litografica (Stop. 1.2), al Titoniano basale.

La datazione del limite inferiore dei calcari con selce è stata ottenuta nella vicina sezione stratigrafica di Nuraghe Punnacci (Baunei, fig. 3) dove l'analisi palinologica delle intercalazioni calcareo-marnose (due livelli *marker* basali) ha permesso di attribuire tale evento trasgressivo all'Oxfordiano in base al rinvenimento di cisti di dinoflagellate (*Systematophora aureolata*, *Cteninodinium ornatum*, *Adnatosphaeridium caullery*, *Paredinia ceratopora*, fig. 11).

La formazione di Baunei nell'area di Pedra Longa è suddivisa in due parti da un orizzonte meno selcioso e con varie intercalazioni di calcareniti oo-bioclastiche con piccoli oncoidi (facies distali della f. di M.te Tului, vedi fig.

12). La litozona inferiore è spesso parzialmente dolomitizzata e caratterizzata da noduli di selce bruna-rugginosa per concentrazioni di Fe, mentre la superiore si presenta in strati più evidenti, sottili di calcilutitici con maggiore addensamento di noduli di selce nera. L'apice della guglia è anch'esso costituito da prevalenti calcilutiti e da calcareniti finissime in banchi amalgamati con scarsa selce, queste litofacies sommitali potrebbero rappresentare la successione di transizione tra le facies distali della f. di M.te Tului e i carbonati bacinali della f. di Baunei. Essa dovrebbe, in analogia con la sezione stratigrafica della cava litografica, essere immediatamente sottostante alla trasgressione del terzo sistema deposizionale (f. di Pedra Longa).

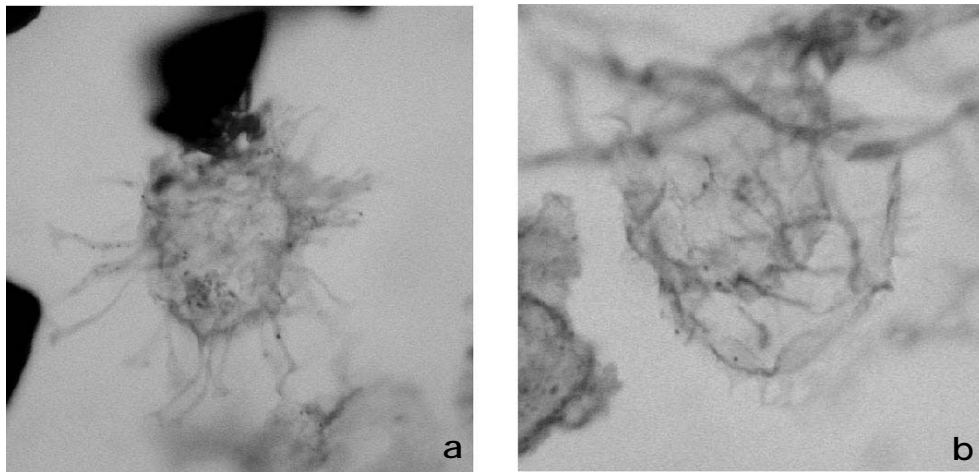


Fig. 11 - Esemplici di dinoflagellate appartenenti alle specie *Systematophora aureolata* (a) e *Cteninodinium ornatum* (b) rinvenute nei livelli calcareo-marnosi e dolomitico-marnosi alla base della formazione di Baunei.



Dal piazzale antistante la guglia si può osservare, verso nord, l'ardita parete del M.te Girabili che rappresenta le due piattaforme carbonatiche dei sistemi deposizionale Tului e Bardia separate dai calcari bacinali (affioranti in cengia) della f. di Pedra Longa. Inoltre si può osservare come la successione inferiore sia ridotta nello spessore a seguito di scollamenti tettonici in corrispondenza del sistema di faglie trascorrenti di P.ta Girabili.

Stop 1.4 - Effetti della tettonica trascorrente terziaria

Questo breve stop panoramico, effettuato lungo la strada (tornante q 290 m) che riporta nella parte superiore del vallone di Pedra Longa, permette di osservare nuovamente gli effetti della tettonica terziaria sulla successione carbonatica e sull'assetto del Golfo di Orosei. La visione panoramica del versante sinistro in prossimità di Cucurru Mannu permette di osservare un importante lineamento transtensivo, orientato circa N-S, che caratterizza la porzione meridionale del Golfo di Orosei. Questa faglia ribassa il blocco occidentale di circa 150 m mettendo lateral-

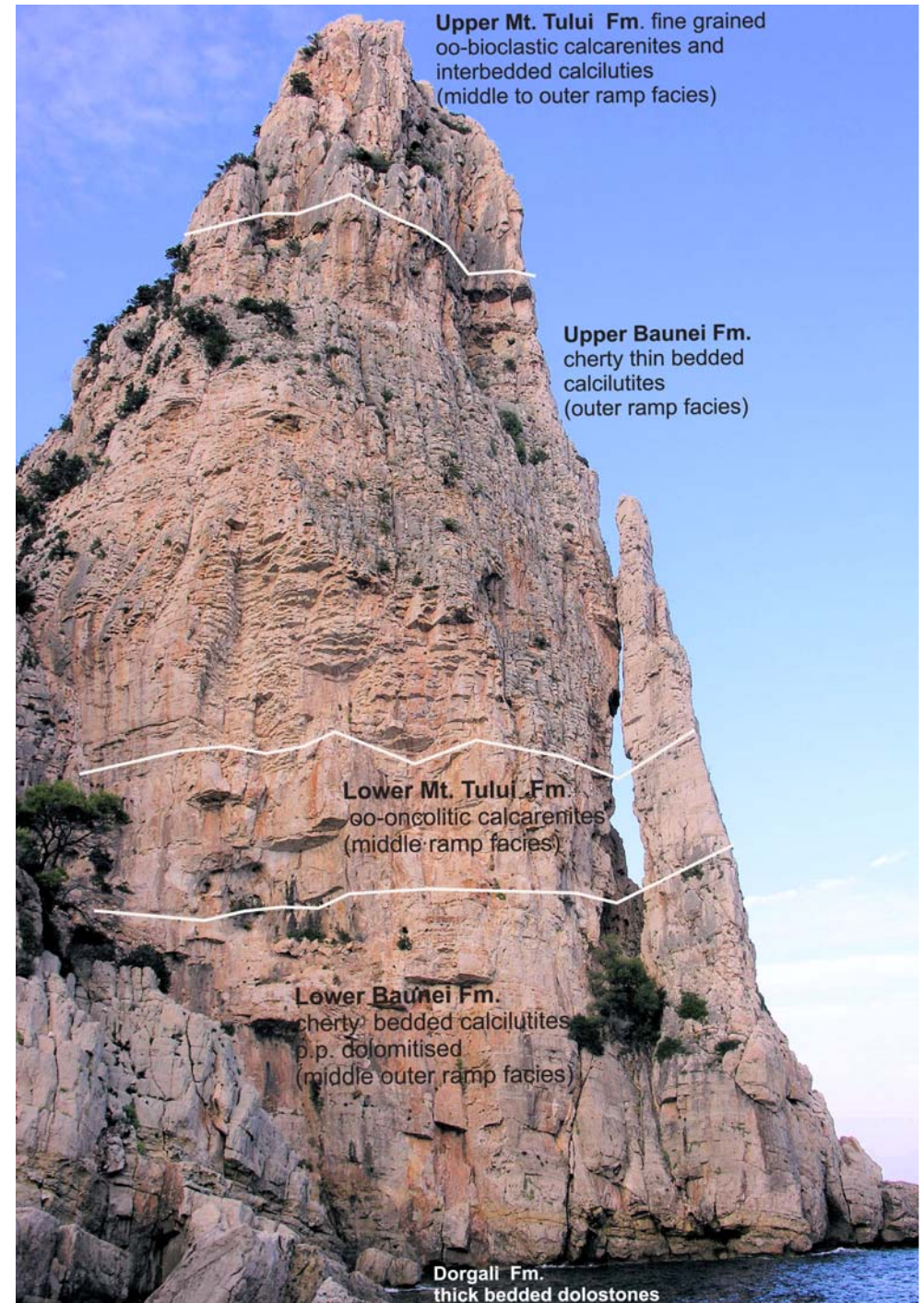


Fig. 12 - (a destra) La parete sud della guglia di Pedra Longa con la sezione stratigrafica bacinale più completa di età Calloviano(?)-Titoniano inferiore.



mente a contatto i calcari giurassici (ovest) con il basamento cristallino (est). Inoltre si può osservare la presenza di faglie vicarianti con rigetti decametrici che formano una struttura a fiore a piccola scala (fig. 13). In corrispondenza di questi lineamenti la successione carbonatica risulta ridotta di spessore a causa dello scollamento tettonico di continuità laterale non superiore a qualche centinaia di metri.

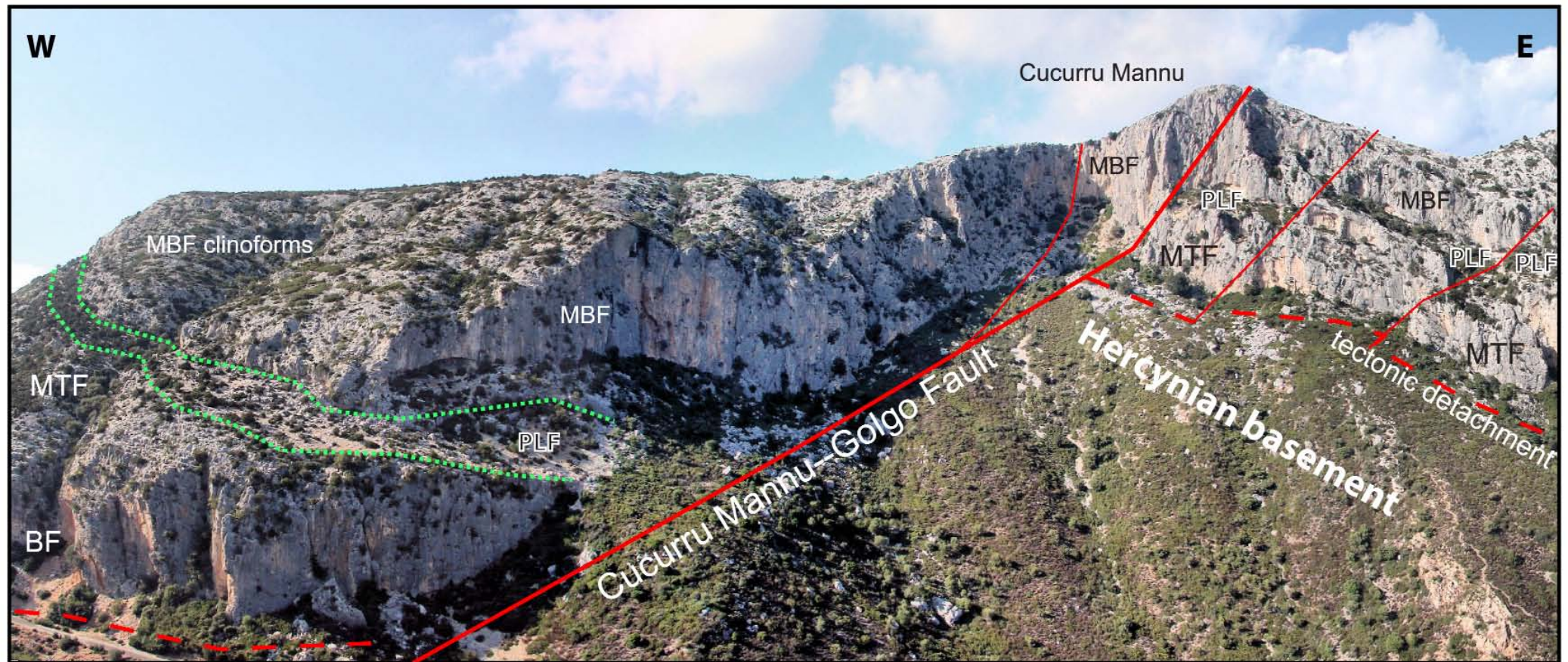


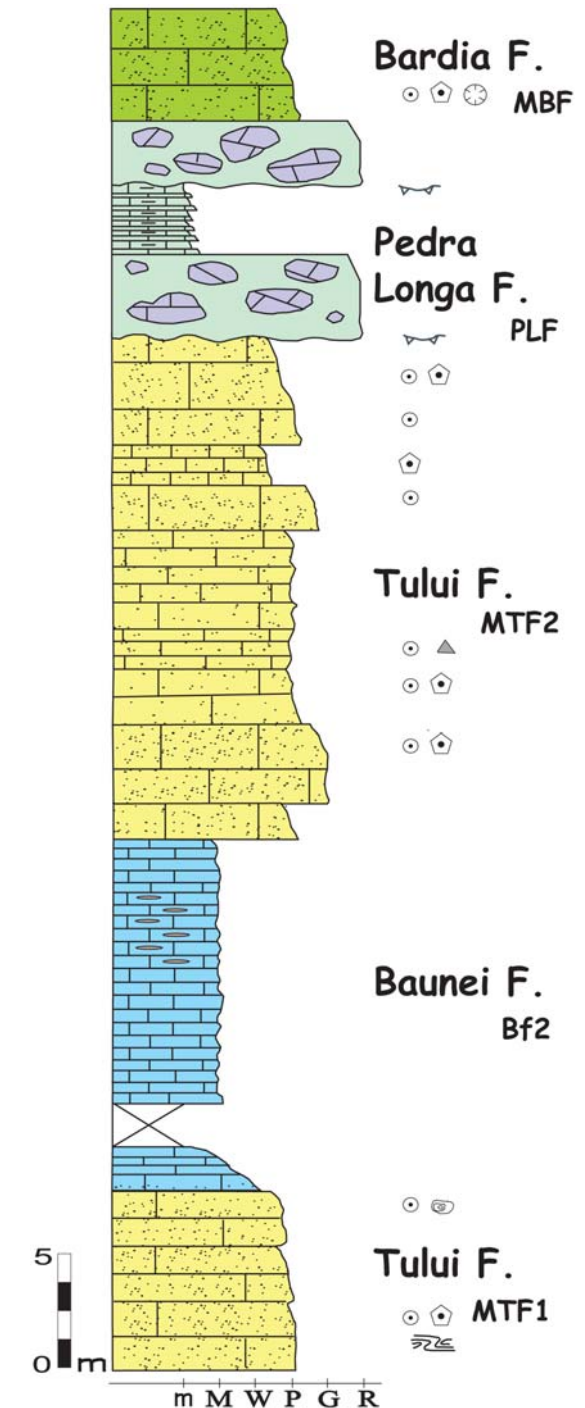
Fig. 13 - Panoramica del versante sinistro della valle di Pedra Longa che evidenzia gli effetti della tettonica trascorrente terziaria sulla successione mesozoica. (Faglia normale, linea continua; superficie di scollamento, linea tratteggiata).



Stop 1.5 – I rapporti stratigrafici piattaforma-bacino e loro geometrie: la seconda e la terza sequenza (Oxfordiano-Titoniano) del M.te Oro e di Nuraghe Punnacci

Alla testata del vallone di Pedra Longa si prende la strada sterrata diretta verso sud che porta all'abitato di S. Maria Navarrese. Al primo bivio si prosegue sulla carrareccia che sale in direzione del M.te Scoine, al tornante di q. 500 m si imbecca il sentiero che risale il versante nord del M.te Oro, lungo una valletta sino alla quota 600 m. Durante la salita si possono osservare i rapporti di interdigitazione fra facies di piattaforma carbonatica (f. di M.te Tului, MTF) e le facies calcilutitiche bacinali (f. di Baunei, BCF) (fig. 14). Alla base della successione (imboccatura del vallone) affiorano calcareniti fini massive ad ooliti, oncoliti e crinoidi; nella porzione inferiore sono presenti sottili intercalazioni calcilutitiche deformate da un possibile *slumping*. Queste litofacies sono interpretate come depositi di rampa da media a prossimale (11 metri, MTF). Seguono le calcilutiti fini in strati da 10 a 35 cm; verso il tetto sono presenti noduli centimetrici di selce color grigio (facies di rampa distale, 15 metri, BCF). Spostandosi sul fianco destro del vallone si può osservare la progradazione di calcareniti di piattaforma (MTF) al tetto del secondo sistema deposizionale (transizione rampa media-distale). In dettaglio queste associazioni di litofacies sono costituite da alternanze di calcareniti massive ad ooidi risedimentati e crinoidi di spessore metrico e calcareniti fini peloidali in strati da 10 a 30 cm, localmente amalgamati (24 metri, MTF).

Fig. 14 - Log stratigrafico della successione di età Oxfordiano-Titoniano del M.te Oro con le interdigitazioni fra litofacies calcarenitiche di piattaforma marginale e calcilutiti stratificate di bacino-rampa distale. A tetto è presente una particolare associazione di facies della f. di Pedra Longa caratterizzata da più intercalazioni lenticolari di breccie intraformazionali-megabreccie con superfici erosionali verosimilmente dovute a trasporti in massa e franamenti lungo il pendio (*slump scar*) durante la deposizione della f. di Pedra Longa (legenda dei simboli in fig. 4).





Giunti presso la sommità del pendio si attraversano particolari associazioni di litofacies alla base del terzo sistema deposizionale (PLF). Qui affiorano due livelli lenticolari di brecce intraformazionali caotiche, con blocchi da decimetrici a metrici, imballati in una matrice calcareo-marnosa ocracea (fig. 15). Questi orizzonti di brecce, con spessore massimo di 3 m, sono separati da calcilutiti e calcareniti fini a crinoidi con sottili intercalazioni di calcari marnosi (3 m). A tetto della f. di Pedra Longa affiorano calcareniti oo-bioclastiche in banchi metrici della base della f. di M.te Bardia (MBF).

In panoramica si può osservare il versante opposto (Nuraghe Punnacci) dove affiora l'intera successione giurassica (fig. 16). Alla base, in non-conformità sul basamento cristallino, affiora la serie poco potente di calcareniti stratificate, localmente dolomitiche, del primo sistema deposizionale (f. di Dorgali). La trasgressione oxfordiana porta alla deposizione dei calcari selciosi sottilmente stratificati (porzione inferiore della f. di Baunei) nella parte inferiore della scarpata morfologica costituita dalle calcareniti oo-bioclastiche della f. di M.te Tului.

L'inizio della terza sequenza (Titoniano "medio"-Berriasiano) è messo in evidenza dalla sottile cenigia ove affiorano le calcilutiti della f. di Pedra Longa (PLF) sopra le quali si imposta il complesso progradante clinostratificato del membro di Nuraghe Punnacci (f. di M.te Bardia).



Fig. 15 - Particolare delle brecce intraformazionali a supporto di matrice della f. di Pedra Longa.



Fig. 16 - Panoramica della successione giurassica di Nuraghe Punnacci vista da M.te Oro.

Stop 1.6 - La tettonica gravitativa recente di versante; il contatto erosionale e le facies progradanti della piattaforma carbonatica titoniana (f. di M.te Bardia)

Tornati a Baunei si attraversa l'abitato e si prosegue per la località San Pietro-Golgo. La strada risale il pendio occidentale del massiccio carbonatico e conduce al Supramonte di Baunei. Nel tragitto si possono osservare le opere di messa in sicurezza del versante (reti in aderenza localmente armate con funi) che interessano intere porzioni della scarpata intensamente fratturata e costituita dalle tipiche, bianche, calcareniti oo-bioclastiche



della litozona superiore della f. di M.te Tului. Giunti sul supramonte si imbecca lo sterrato che volge a meridione in direzione della località di Nuraghe Punnacci. Abbandonati i veicoli si prosegue a piedi per cinquecento metri all'interno di una trincea naturale N-S che si sviluppa parallelamente al versante. Questa e altre trincee associate (fig. 17) indicano la presenza di deformazioni gravitative profonde del versante legate probabilmente ad espandimenti laterali (DGPV; Onida, 2001).

Raggiunta la cresta si osserva il contatto erosionale fra le calcareniti-ruditi della f. di M.te Bardia e i calcari marnosi e calcilutiti della sottostante f. di Pedra Longa.

La f. di Pedra Longa (PLF) è qui costituita da calcilutiti sottilmente stratificate con intercalazioni lenticolari a base erosionale, corpi canalizzati, da calciruditi a clasti centimetrici di litoclasti carbonatici e bioclasti di lamellibranchi e coralli (fig. 18). Le geometrie di questa unità sono spesso lenticolari con spessori che possono variare fra 9 e 4 metri.

Il contatto con i sovrastanti depositi della piattaforma carbonatica marginale (f. di M.te Bardia) è erosionale (fig. 18), le facies basali (MBF) sono costituite da calcareniti e calciruditi massive bioclastiche a coralli, idrozoi, lamellibranchi unitamente a clasti molli di calcilutiti e calcari marnosi provenienti dalle sottostanti facies bacinali. Localmente questi corpi basali inglobano, a testimonianza dell'energia della progradazione, brandelli di strati di PLF di dimensioni sino metriche.

L'interpretazione delle strutture sedimentarie al contatto tra i due sistemi deposizionali (Pedra Longa e M. Bardia), a nostro parere è connessa alla presenza di un substrato solo parzialmente litificato e reologicamente diverso (calcilutiti marnose della Pedra Longa) che risponde al carico litostatico imposto dalla rapida progradazione della piattaforma marginale-rampa prossimale, deformandosi plasticamente e localmente generando degli *slump scar* sottomarini spesso associati a corpi canalizzati. Inoltre una concausa importante per la formazione delle suddette breccie poligeniche e intraformazionali è attribuibile alla tettonica sinsedimentaria particolarmente attiva nell'area studiata durante il Titoniano superiore (vedi anche i grandi filoni sedimentari con riempimenti di breccie presenti nella coeva successione dell'alto carbonatico affioranti nel Supramonte di Urzulei).

Il panorama verso sud permette di osservare sia la successione di M.te Oro (stop precedente), sia i vistosi fenomeni di deformazioni gravitative di versante che hanno interessato i calcari massivi del M.te Scoine (porzione basale della f. di M.te Bardia oppure facies marginali della f. di M.te Tului ?) scollati e ora sovrastanti direttamente il basamento metamorfico di Santa Maria Navarrese.



Fig. 17 - Panoramica dell'altopiano di Baunei che evidenzia trincee e fratture recenti (linee tratteggiate). Queste testimoniano l'evoluzione neogenica delle porzioni occidentali del supramonte di Baunei in risposta a fenomeni gravitativi di versante.



Erosional calcarenites-rudites (M. Bardia F.)

Lenticular calcarenites-rudites (channel)

Calcifutites and marly limestones of Pedra Longa F. with intraformational breccia

Fig. 18 - Particolare del contatto erosionale del membro di Nuraghe Punnacci sulle facies fini e stratificate della f. di Pedra Longa che presenta intercalazioni lenticolari di breccie.



Itinerario 2: Da Santa Maria Navarrese ad Orosei

La successione giurassico sommitale del paleoalto carbonatico centrale e dei bacini settentrionali: la formazione di Urzulei, le facies di reef e di piattaforma interna della formazione di M.te Bardia (Titoniano-Berriasiano)

Stop 2.1 - L'evento regressivo del Titoniano Inferiore e l'inizio della terza sequenza deposizionale (f. di M.te Tului, f. di Urzulei)

Dalla frazione di Santa Maria Navarrese si ritorna nel settore settentrionale seguendo la strada per Urzulei. Superato l'abitato, si rientra sulla statale 125 in direzione nord sino poco oltre il km 177, qui si svolta a sinistra su una strada comunale che conduce al Supramonte di Urzulei. La strada fiancheggia inizialmente l'aspra parete orientale del massiccio carbonatico interno e poi attraversa la successione calcarenitico-oolitica della f. di M.te Tului per raggiungere l'altopiano di Urzulei che si imposta su una blanda sinclinale. Raggiunto l'altopiano, al primo bivio si tiene la destra fino ad una casa isolata (quota 979 m) ove, parcheggiati i veicoli, si raggiunge a piedi l'adiacente piccola cava inattiva oggetto di questo stop. In cava si possono osservare le facies basali della formazione di Urzulei (fig.19), una nuova unità litostratigrafica da noi proposta di facile riconoscimento e delimitazione, che affiora estesamente sul paleoalto centrale del Golfo di Orosei sovente a tetto delle facies biocostruite della f. di M.te Tului. Il piccolo spaccato di cava consente di osservare solo la porzione basale, regressiva, della f. di Urzulei che è caratterizzata da due intercalazioni metriche di conglomerati a clasti subarrotondati che testimoniano diverse facies carbonatiche sia grigio chiare che scure (*black pebble*, Leinfelder, 1987 con relative referenze bibliografiche). Questi depositi sono intercalati a litofacies di piana inter-sopratidale testimoniate da livelli a

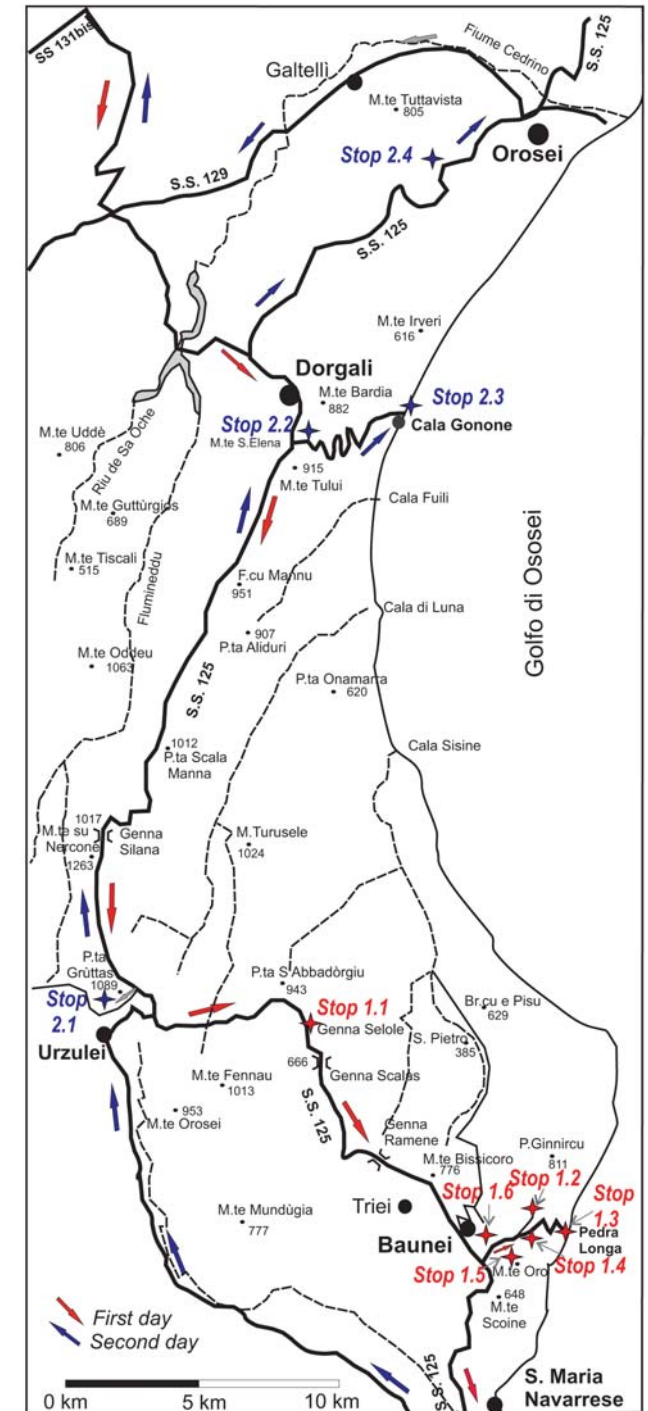
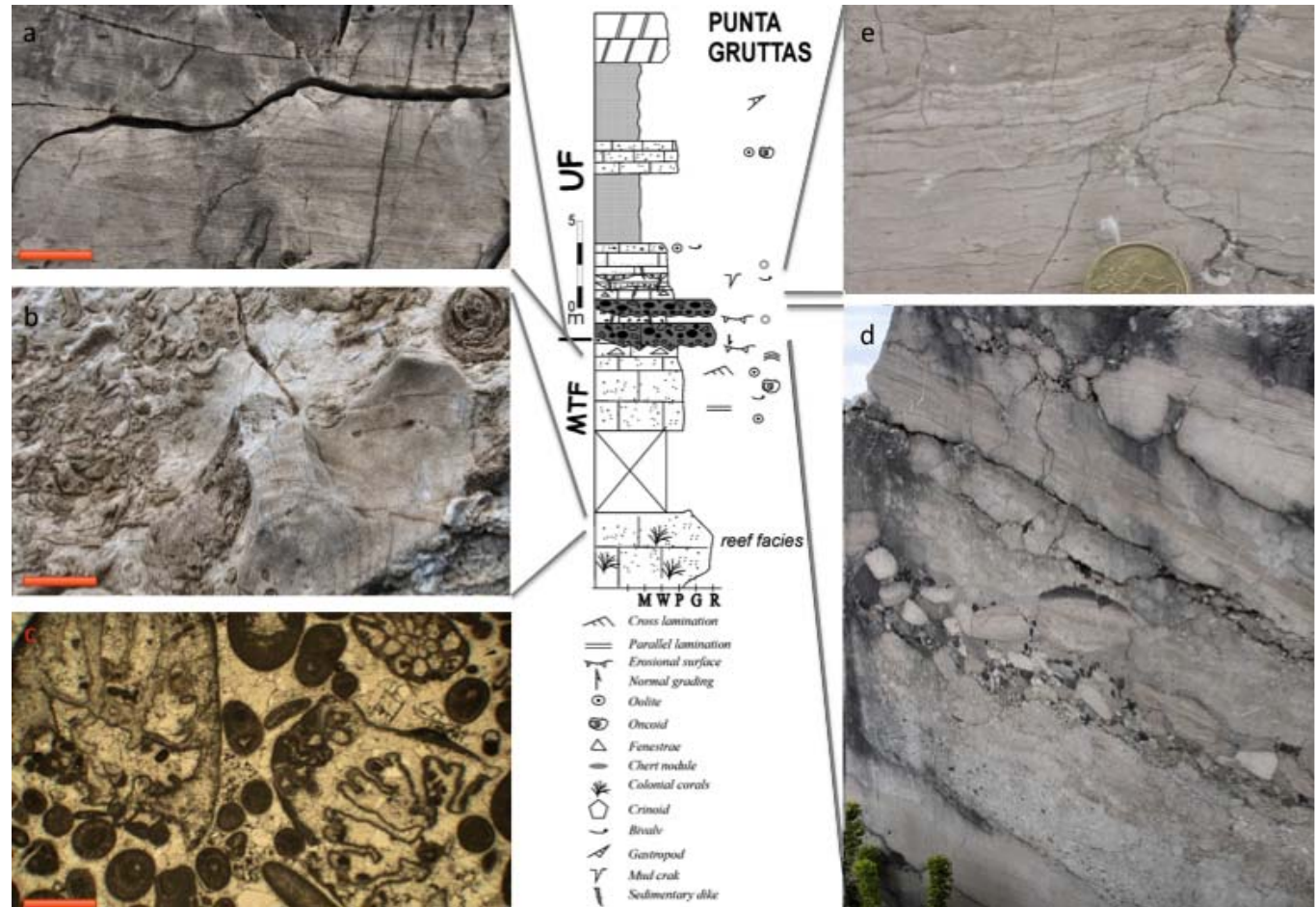




Fig. 19 - Log stratigrafico delle facies basali, regressive, della formazione di Urzulei affioranti presso la piccola cava inattiva alle pendici di P.ta Gruttas (supramonte di Urzulei; MTF, formazione di M.te Tului; UF, formazione di Urzulei). La successione regressiva poggia su depositi bioclastici sia bicostruiti che detritici (b, scala=1cm). Questa facies sommitale della formazione di M.te Tului (MTF) presenta intercalazioni lenticolari di calcareniti e calciruditi oo-bioclatiche (c, scala=5cm) sovente con laminazione incrociata (a, scala=2mm) interpretabili come *inlet*. Le facies regressive presenti alla base della formazione di Urzulei (UF) sono caratterizzate da brecce loferitiche a clasti neri (d) e piccoli *tepee* embrionali (e).



fenestrae, laminazioni stromatolitiche, fratture di contrazione e piccoli *tepee*. Inoltre la presenza di calcari nocciola fini e ricchi in oogoni di characee riflette il periodico influsso di acque dolci-salmastre. Queste facies risultano precedenti alla trasgressione del Titoniano medio che sul paleoalto è localmente rappresentata da un orizzonte di carbonati stratificati in cicli *deepening upward* direttamente a tetto dei conglomerati; per questo motivo riteniamo che l'evento regressivo sia più giovane (Titoniano inferiore) di quanto finora supposto (Dieni & Massari, 1985; Costamagna et al., 2007).

Dalla cava si prosegue a piedi lungo il versante occidentale di P.ta Gruttas fino a raggiungere un punto di osservazione in cresta a circa 1080 m di quota. Da qui è possibile osservare l'intero Golfo di Orosei dal M.te Tuttavista fino a Baunei e riconoscere alcuni dei principali lineamenti tettonici che caratterizzano il Golfo di



Orosei: verso sud si può osservare la faglia di Piano d'Ozio (NNW-SSE) che prosegue fino a Baunei, mentre verso nord si riconoscono la faglia di M.te Oseli e la faglia di P.ta Mufrone, entrambe dirette NNE-SSW; parallelamente a questi lineamenti si sviluppano la Codula di Luna e la Codula Fuili.

Stop 2.2 - I depositi del bacino settentrionale di Dorgali (f. di S'Adde; f. di M.te Tului; f. di M.te Bardia)

Per raggiungere il secondo stop si torna sulla statale 125 e si prosegue in direzione Dorgali fino al bivio per Cala Gonone dove, attraversata la galleria, si lasciano i veicoli in un ampio parcheggio posto a quota 440 m. Da qui si procede a piedi lungo la strada sterrata che sale al M.te Tului fino a raggiungere un vicino punto di osservazione panoramico. Lungo il tragitto si osservano le calcareniti biancastre ad ooliti e crinoidi della formazione di M.te Tului che fanno transizione superiormente alle facies calcilutitiche grigie alla base dei calcari di S'Adde. Verso sud, il panorama mostra la successione del bacino di Dorgali affiorante lungo il versante orientale di M.te Tului (riconoscibile dalle antenne poste sulla cima). A tetto delle calcilutiti stratificate dei calcari di S'Adde progradano banchi di calcareniti ad ooidi e bioclasti centimetrici di crinoidi con locali intercalazioni decimetriche di calcareniti fini che costituiscono il complesso progradante basale della f. di M.te Bardia (fig.20). Dall'osservazione panoramica appare evidente la geometria a *down-lap* a basso angolo di questi corpi sulle sottostanti facies bacinali.

A nord invece si può vedere il massiccio calcareo di M.te Irveri con le effusioni basaltiche che da P.ta Codula Manna scendono lungo il versante fino al porto turistico di Cala Gonone, oggetto del prossimo stop.

Stop 2.3 - Le facies di reef della porzione inferiore della f. di M.te Bardia e le effusioni basaltiche plio-pleistoceniche

Per raggiungere il porto si percorre una strada tortuosa ricavata su una conoide di brecce carbonatiche, granoclassate con matrice siltosa in parte coeve alle effusioni basaltiche; Ozer & Ulzega (1981) ritengono che la messa in posto di tali depositi di versante sia avvenuta in contesti periglaciali. Dal porto si prosegue brevemente a piedi verso nord lungo gli scogli che conducono alla Grotta di Biddiriscottai. Il sentiero procede alle pendici occidentali del massiccio di M.te Irveri che qui presenta varie colate sovrainposte di basalti. Le differenti strutture riconoscibili nelle colate inferiori mostrano il caratteristico aspetto dovuto al loro raffreddamento e degassazione (es. colonne di sezione esagonale fig. 21). Proseguendo oltre il sentiero si raggiungono, alla base dei basalti, alcuni

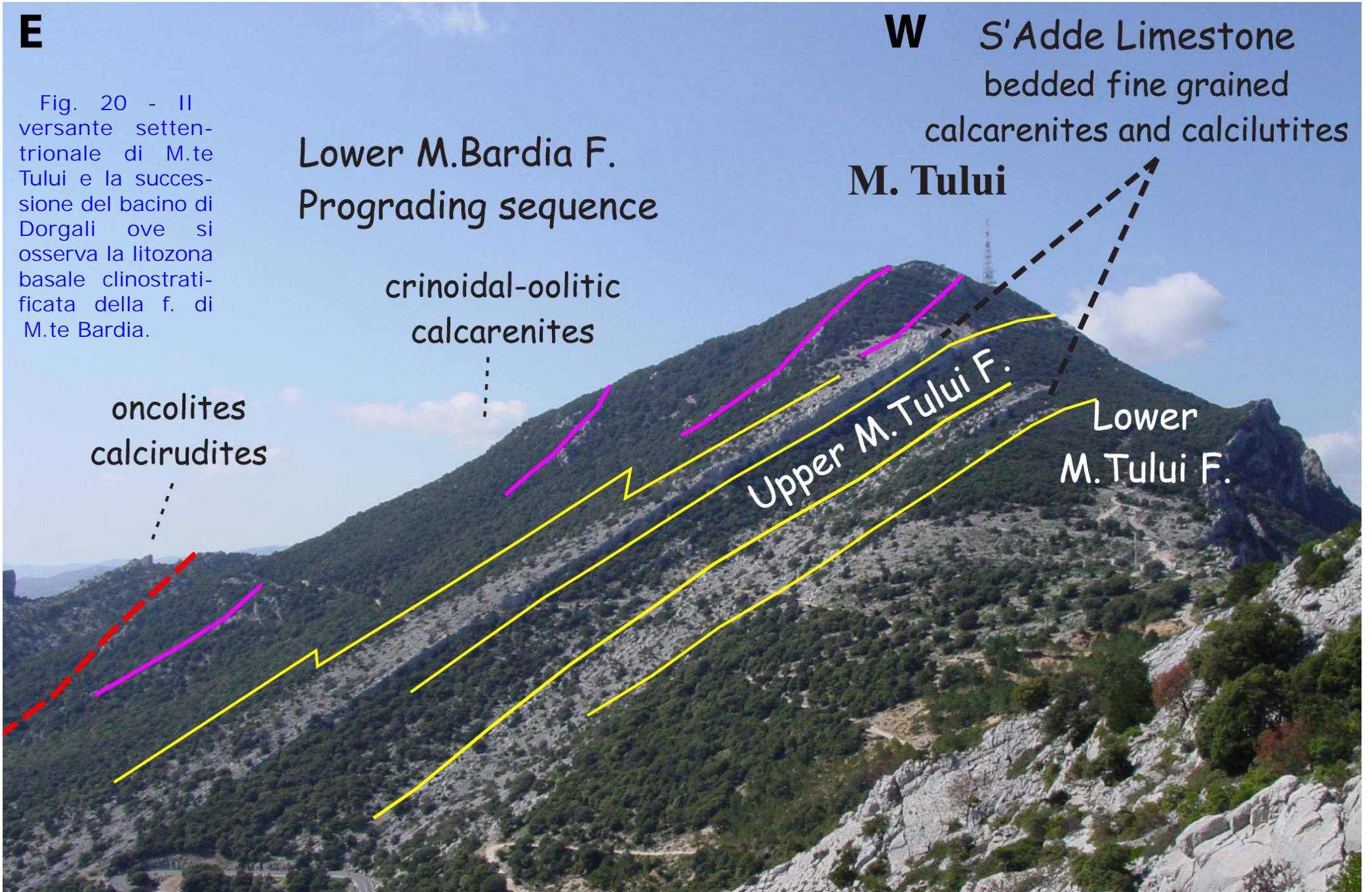




Fig. 21 - Particolare della fratturazione poligonale nei basalti plio-pleistocenici affioranti presso il porto turistico di Cala Gonone.



Fig. 22 - Dettaglio delle biofacies del reef costituite da colonie di coralli globulari con tasche biocalcirudite a diceratidi e nerinee.



Fig. 23 - Particolare di coralli coloniali ramificati (*Calamophylliopsis* cfr. *flabellum*)

nella formazione di M.te Bardia e pure ritrovata in altri affioramenti attorno a Cala Gonone. L'affioramento mostra livelli metrici di biocalciruditi a coralli e, subordinatamente stromatoporoidi/idrozoi (*Ellipsactinia* sp.) alternati a livelli o lenti in cui prevalgono grossi bivalvi (diceratidi) e gasteropodi (fig. 22). Fra i coralli si possono riconoscere forme coloniali sia ramificate (*Calamophylliopsis* cfr. *flabellum*, vedi fig. 23) che globulari (*Thamnasteria* sp., *Stylina* sp., *Isastrea* sp.) e pure coralli solitari (*Montlivaltia* sp. e *Thecosmilia* sp.).



Stop 2.4 - La successione titoniana-berriasiana di margine e piattaforma interna delle cave di Orosei (f. di M.te Bardia)

L'escursione si conclude con la visita alle cave di Orosei, poste alle pendici orientali di M.te Tuttavista dove vengono coltivate le diverse varietà commerciali del "Marmo di Orosei" (www.marmodiorosei.it) che da un punto di vista litostratigrafico appartengono alla formazione di M.te Bardia (Titoniano - Berriasiano). La visita inizia presso la cava "De.da. S.r.l." che si trova in prossimità del bivio fra la statale 125 e la strada per Galtelli.

La coltivazione a filo diamantato del marmo offre spettacolari sezioni verticali delle facies di margine biocostruito che mostrano un'organizzazione ciclica delle litofacies: una porzione inferiore massiva, ruditica bioclastica con coralli, idrozoi e gasteropodi è associata a facies stromatolitiche di spessore compreso fra 70 e 30 cm. Le stromatoliti non sono lateralmente continue, ma presentano canali riempiti da calciruditi oncolitiche. Le associazioni ad alghe e foraminiferi bentonici (*Salpingoporella pigmea*, *Mohlerina basiliensis*, *Protopeneroplis* sp.) indicano condizioni di mare aperto, verosimilmente in un contesto deposizionale di *fore-reef*.

Superiormente si osserva la progressiva comparsa di livelli sino a metrici di calciruditi ad oncoliti che via via tendono a dominare la componente ruditica; parallelamente le laminazioni stromatolitiche divengono molto rare e sono sostituite da alternanze centimetriche di calcareniti e calciruditi fini bioclastiche (fig. 24). In diversi orizzonti stratigrafici, ma principalmente a tetto dei cicli, sono presenti molte fratture grossomodo stratoconcordanti (*mega sheet-crack*) con sviluppo metrico ed ampiezza centimetrica, localmente associate a *tepee*. Spesso a queste strutture si associano dicchi sedimentari che attraversano la successione per diversi metri collegando livelli a *mega sheet-crack* consecutivi generando un *network* di fratture che interessa buona parte della successione in esame. Ad eccezione delle facies stromatolitiche, ove per altro queste strutture sono meno sviluppate che altrove, la generale mancanza di un intervallo inter-sopratidale in questi cicli indica che i *mega sheet-crack* si sviluppano in un contesto subtidale probabilmente in risposta a fenomeni di diagenesi precoce.

L'escursione prosegue con la visita ad una cava inattiva, posta a monte della precedente, dove si può osservare in dettaglio una porzione stratigraficamente superiore di successione con fratture molto sviluppate che interessano diversi cicli per uno spessore complessivo di qualche metro. Questi cicli hanno spessore ridotto,

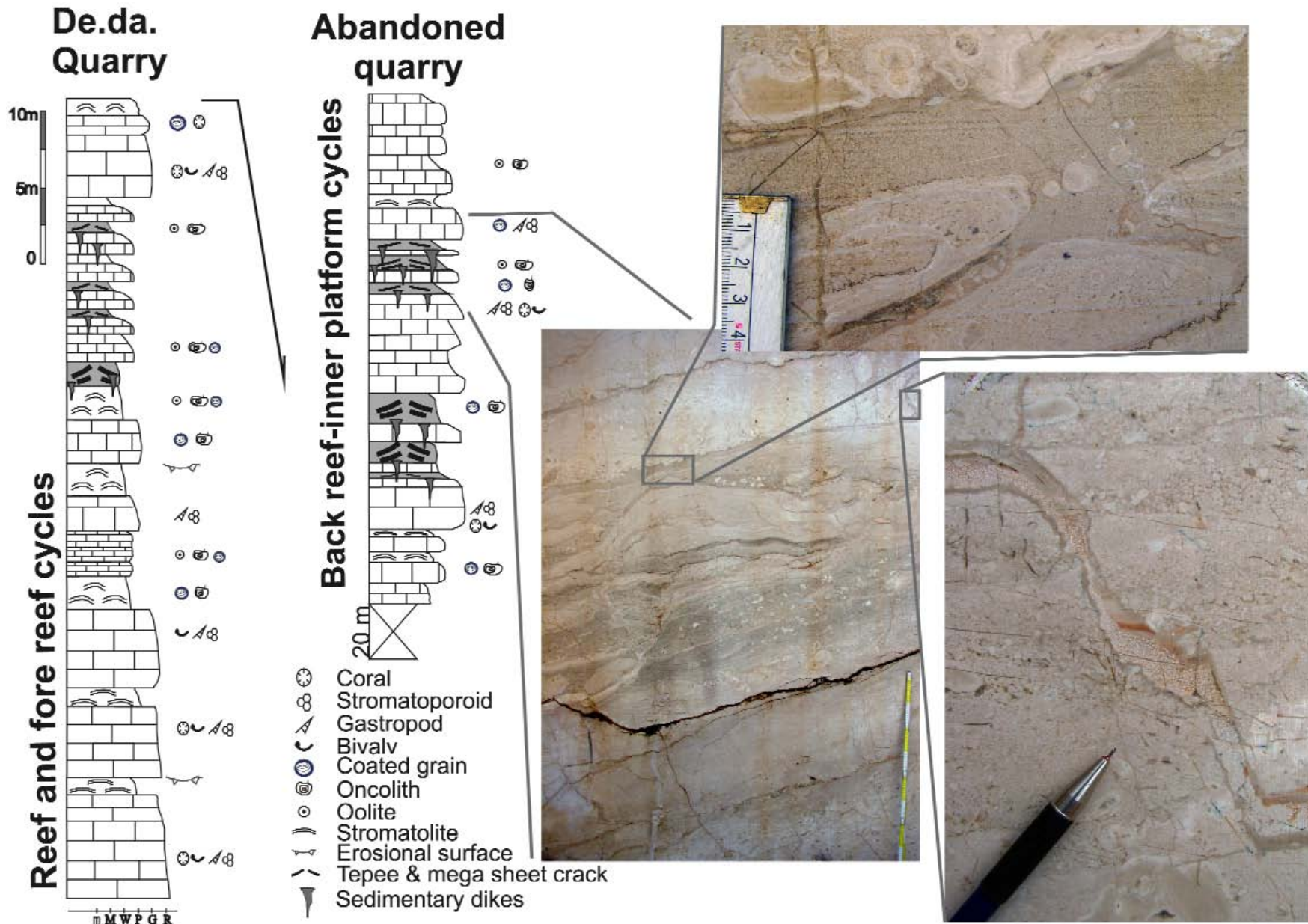


Fig. 24 - Log stratigrafico delle cave "De.da S.r.l.". La foto in alto a destra mostra un orizzonte deformato (*tepee*); gli espansi dettagliano il sistema di fratture e i loro riempimenti polibasi dati da sottili croste stromatoliche, sedimenti interni policromi laminati e successivamente calcareniti ad ooidi.



inferiore al metro, e un intervallo calciruditico in cui sono presenti sia bioclasti provenienti dalla zona di reef che grosse oncoliti; la composizione delle microfacies riflette un ambiente di piattaforma interna sebbene ancora prossimo alle biocostruzioni. Il sistema di fratture è ben sviluppato ed è possibile evidenziare la presenza di due principali tipologie di riempimenti: la prima è costituita da sedimenti interni scuri e verosimilmente croste di microbialiti, la seconda porta nelle fratture principalmente ooliti (fig. 24) ad indicare come queste fratture fossero, nelle fasi primarie, connesse con l'interfaccia acqua-sedimento.

La visita continua presso la cava "S.I.M.G. S.r.l." posta sulla strada che dalla statale 125 (Km 221) porta verso M.te Tuttavista. Anche qui l'organizzazione e le caratteristiche dei depositi sono simili a quanto in precedenza osservato, tuttavia particolarmente interessanti sono le bioerme a chetetidi (Massari, 1968) ed i laterali depositi canalizzati. In questa porzione di successione il *network* di fratture è particolarmente pervasivo: l'indagine paragenetica ha evidenziato quattro fasi di apertura e riempimento delle fratture che è rappresentato da sedimenti interni, microbialiti (endostromatoliti) e croste di cementi isopachi freatici (vedi fig.25). Inoltre l'evoluzione in senso regressivo degli ambienti deposizionali che ha determinato la formazione di effimere aree inter-sopratidali è confermata dalla presenza di facies peloidali ad *Aeolisaccus* sp. ed ostracodi all'interno delle fratture (Lanfranchi et al., 2007).

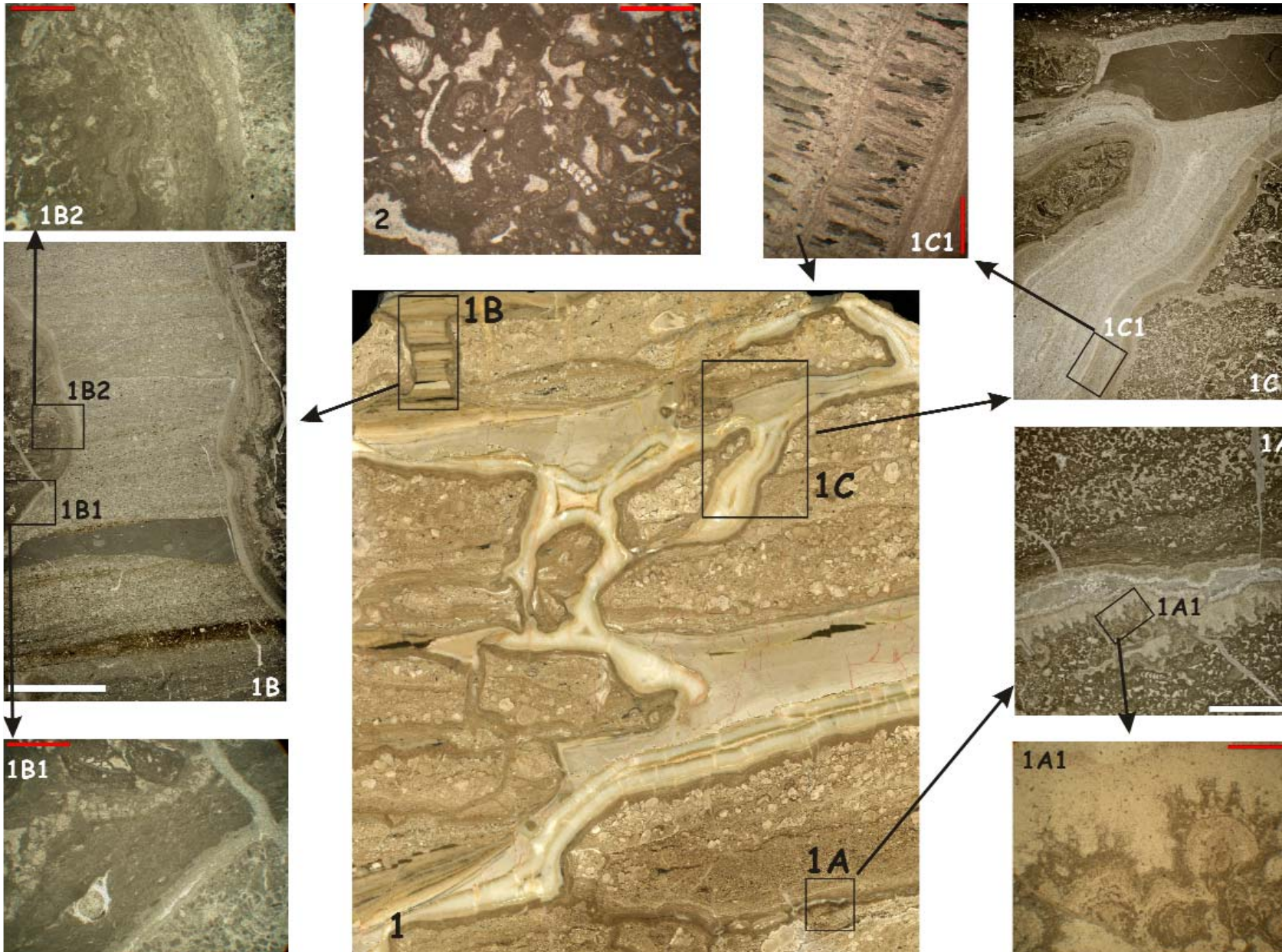


Fig. 25 - Macro, meso e microaspetti del sistema di fratture che interessa le facies di piattaforma interna (porzione mediana della f. di M.te Bardia) della cava "S.I.M.G.". La figura al centro (1) mostra l'aspetto macroscopico della facies sedimentaria (calcareni bioclastiche a foraminiferi ed alghe dasicladacee, 2), e del sistema di fratture che la interessa (1A, 1B, 1C).

Le microfacies dettagliano la prima generazione di riempimenti costituita da endostromatoliti sia mamellonari (1A1) che planari stratificate (1b2) localmente associate a serpulidi (1B1). Quando le cavità non si chiudono pre-

cocemente (1A) possiamo osservare sedimenti interni dati da calcari fini peloidali ad ostracodi (1B). La figura 1C1 mostra l'aspetto di riempimenti "tardivi" dati da sedimenti interni calcilutitici (porzione superiore di 1C) e croste isopache di calcite microcristallina laminare intercalata a calcite fibroso-radiale in croste isopache.



Two columns of horizontal lines for writing notes.

References

- Amadesi E., Cantelli C., Carloni G.C. & Rabbi E. (1961) – Ricerche geologiche sui terreni sedimentari del Foglio 208-Dorgali. *Giornale di Geologia*, 28, 59-87.
- Amadesi E., Cantelli C., Carloni G.C. & Rabbi E. (1967) – Carta geologica del Foglio 208-Dorgali, 1:100.000. IPZS, Roma.
- Aurell M., Robles S., Bâdenas B., Rosale I., Quesada I., Meléndez G. & García-Ramos J.C. (2003) – Trasgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sed. Geol.*, 162, 239-271.
- Azéma J., Chabrier G., Fourcade E. & Jaffrezo M. (1977) - Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne. *Rev. Micr.*, 20, 125-139.
- Barca S. & Costamagna L.G. (1997) - Compræssive "alpine" tectonics in Western Sardinia (Italy): geodynamic consequences. *C.R. Acad. Sci. Paris*. 325, 791-797.
- Barca S. & Palmerini V. (1974) – Indagine sedimentologica e significato paleoclimatico delle facies clastiche della base dei "Tacchi". *Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari*, 28, 1-20, Cagliari.
- 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.
- Bralower T.J., Monechi S. & Thierstein H. (1989) - Calcareous nannofossils zonation of the Jurassic/Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity timescales. *Marine Micropaleontology*, 14, 153-235.
- 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.
- Calvino F., Dieni I., Ferasin F. & Piccoli G. (1959) – Rilevamento geologico della parte meridionale del Foglio 195-Orosei (Sardegna). *Boll. Soc. Geol. It.*, 78, 57-79, Roma.
- Carannante G., Cherchi A., Graziano R., Ruberti D. & Simone L. (2008) - Post-Turonian rudist-bearing limestones of the peri-Tethyan Region: evolution of the sedimentary patterns and lithofacies in the frame of global vs regional controls. In: Lukasik J., Simo A. (eds), *Controls on carbonate platform and reef development*. SEPM Special Publication, 89.
- Carannante G., Graziano R., Pappone G., Ruberti D. & Simone L. (1999) - Depositional system and response to sea-level oscillations of the Senonian rudist-bearing carbonate shelves. Examples from Central Mediterranean areas. *Facies*, 40, 1-24.
- Carmignani L. (2001) – Geologia della Sardegna, Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000. *Mem. descr. Carta Geol. d'It.*, Vol. LX, 283 pp. IPZS, Roma.
- Carmignani L., Carosi R., Disperati L., Funedda A., Musumeci G., Pasci S. & Pertusati P.C. (1992b) – Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy. In: Carmignani L. & Sassi E.P. (Eds.), *Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basement*. A volume dedicated to Tommaso Coccozza. 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 Conv. Lincei*, 80, 63-92, Roma.
- Cassano E., Marcello A., Nannini R., Pretti S., Ranieri G., Salvadori R. & Salvadori G. (1979) – Rilievo aeromagnetico della Sardegna e del mare circostante. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, 100, 7-30, Roma.
- Chabrier G. & Fourcade E. (1976) – Grands traits paléogéographiques du Mésozoïque de Sardaigne. *4e R.A.S.T.*, 103.

- Chabrier G. & Mascle G. (1975) - Comparaison des évolutions géologiques de la Provence et de la Sardaigne. *Rév. géogr. phis. géol. Dyn.*, 17, 121-136.
- Cherchi A. (1989) - Problems of larger foraminifera paleobiogeography in the Mediterranean Mesozoic. *The Lithosphere in Italy Atti Conv. Lincei*, 80, 63-92.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1976) - Rinvenimento di Cenomaniano superiore a Alveolinidi in Sardegna e sue affinità paleobiografiche. *Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat.* (8), 59, 800-807.
- Costamagna L.G. (2000) - Analisi di facies della successione triassico-giurassica di Porto Pino (Sardegna sud-occidentale). *Atti Ticinesi Sc. Terra*, 41, 65-82.
- Costamagna L.G. & Barca S. (2002) - The "Germanic" Triassic of Sardinia (Italy): a stratigraphic, depositional and paleogeographic review. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 108, 67-100.
- Costamagna L.G. & Barca S. (2004) - Stratigrafia, analisi di facies, paleogeografia ed inquadramento regionale della successione giurassica dell'area dei Tacchi (Sardegna Orientale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 123, 477-495.
- Costamagna L.G., Barca S. & Lecca L. (2007) - The Bajocian-Kimmeridgian Jurassic sedimentary cycle of eastern Sardinia: Stratigraphic, depositional and sequence interpretation of the new 'Baunei Group'. *C.R. Geoscience*: 339, 601-612.
- Cozzupoli D., Gerbasi G., Nicoletti M. & Petrucciani C. (1971) - Età K-Ar delle ignimbriti permiane di Galtelli (Orosei - Sardegna orientale). *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 39, 471-476.
- Dainelli G. (1903) - Fossili Batoniani della Sardegna. *Boll. Soc. Geol. It.*, 22, 253-346.
- Del Rio M. (1976) - Analisi palinologica del Giurese della Sardegna Centrale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 619-631.
- Del Rio M. (1985) - Palinology of Middle Jurassic black organic shale of "Tacco di Laconi", Central Sardinia, Italy. *Boll. Soc. Pal. It.*, 23, 325-342.
- Deninger K. (1905) - Die Jura und Kreidebildungen in Nord Ostsardinien. *N. Jb. Min. Geol. Paläont.*, 20, 436-444.
- Deninger K. (1906) - Einige neue Tabulaten und Hydrozoen aus mesozoischen Ablagerungen. *N. Jb. Min. Geol. Paläont.*, 61-70.
- Deninger K. (1907) - Die mesozoischen Formationen auf Sardinien. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.*, 23, 435-473.
- Dercourt J., Fourcade E., Cecca F., Azema J., Enaj R., Bassoulet J.P. & Cottureau N. (1994) - Palaeoenvironment of the Jurassic system in the Western and Central Tethys (Toarcian, Callovian, Kimmeridgian, Tithonian): an overview. In: *Geobios* (ed.), 3ème Symposium international de stratigraphy du Jurassique. *Memoire Special*, 17, 625-644.
- Dercourt J., Gateani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.F., Cadet J.P., Crasquin S. & Sandulescu M. (eds) (2000) - Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps. CCGM/CGMW, Paris, 24 maps and explanatory notes: I-XX; 1-269.
- Dercourt J., Ricou L.E. & Vriekynck B. (eds) (1993) - Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Gauthier-Villars, Paris, 307 pp., 14 maps, 1 pl.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kazmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjaquet C., Sbortshikov I.M., Boulin J., Sorkhtin O., Geyssant J., Lepvrier C., Biju-Duval B., Sibuet J.C., Savostin L.A., Westphal M. & Lauer J.P. (1985) - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. Géol. France*, s.8, 1, 637-652.
- Dieni I. & Massari F. (1983) - 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. (1985a) - Continental deposits of Bajocian-Bathonian of Genna Selole (Baunei). In: Cherchi A. (ed.), 19th European Micropaleontological Colloquium. Sardinia, October 1-10, 1985. *Micropaleontological researches in Sardinia. Guidebook*, 192-194.

- Dieni I. & Massari F. (1985b) - Mesozoic of Eastern Sardinia. In: Cherchi A. (ed.), 19th European Micropaleontological Colloquium. Sardinia, October 1-10, 1985. Micropaleontological researches in Sardinia. Guidebook, 66-77.
- Dieni I., Massari F. & Médus J. (2008) - Age, depositional environment and stratigraphic value of the Cuccuru 'e Flores Conglomerate: insight into the Palaeogene to Early Miocene geodynamic evolution of Sardinia. *Bull. Soc. Geol. France*, 179 (1), 51-72.
- Dieni I., Massari F. & Sturani C. (1966) - Segnalazione di ammoniti nel Giurese della Sardegna orientale. *Acc. Naz. Lin.*, 40, 99-107.
- Eberli G.P. & Ginsburg R.N. (1989) - Cenozoic progradation of NW Great Bahama Bank - A record of lateral platform growth and sea level fluctuation. In: P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg & J.F. Reed (eds), *Controls on Carbonate platform and basin development*. SEPM Special Publication 44, 339-355.
- Erba E. (2004) - Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*, 52, 85-106.
- Fauré P. & Peybernès S. (1983) - Le Lias de la Nurra (Sardaigne Nord-Occidentale). Implications paléobiogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, (2), 296, 1799-1802.
- Fourcade E. (1973) - Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères bétiques. III - Les confins du Prébetique et des Chaînes ibériques entre le Rio Mundo et le Rio Júcar (stratigraphie et paléogéographie). *Enadimsa ed.*, ser. 7, 1 - Primer Coloquio de Estratigrafia y Paleogeografia del Cretácico de España, 233-244.
- Fourcade E., Azema J., Cecca F., Dercourt J., Vrielynck B., Bellion Y., Sandulescu M. & Ricou L.E. (1993) - Late Tithonian Palaeoenvironments (138 to 145 Ma). In: Dercourt J., Ricou L.E. & Vriekynck B. (eds), *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison.
- Fourcade E., Azema J., Chabrier G., Chauve P., Foucault A. & Rangheard Y. (1997) - Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les zones externes bétiques, baléares, corso-sardes et alpines. *Rev. Géogr. phys. et Géol. Dyn.*, 19, 377-388.
- Fucini A. (1911) - Fossili nuovi o interessanti del Bathoniano del Sarcidano di Laconi in Sardegna. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, 27, 93-107.
- Gendrot C. (1968) - Stratigraphie et micropaléontologie du Sénonien de la région des Martigues près Marseille (Bouches-du-Rhône, France). *Ecl. Geol. Helv.*, 61, 657-694.
- Hallam A. (2001) - A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167, 23-37.
- Jacquin T. & de Gracianski P.C. (1998) - Transgressive/regressive (second order) facies cycles: the effects of tectono-eustasy. In: de Gracianski P.C., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail P.R. (Ed.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basin*. SEPM Spec. Publ., vol. 60, 445-466.
- Kendall C. & Warren J. (1987) - A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*, 34, 1007-1027.
- Lanfranchi A., Berra F. & Jadoul F. (2008) - Composition and stacking patterns of carbonate clinoforms: a quantitative approach in the analysis of a Tithonian prograding sequence from the Ogliastra Mountains (Eastern Sardinia, Italy). *Rend. Online Soc. Geol. It.*, 2, 107-112.
- Lanfranchi A., Jadoul F. & Berra F. (2007) - Early diagenetic fracturing in shallow subtidal environments from the Berriasian carbonate platform of Eastern Sardinia (Italy) - 25th Meeting of Sedimentology, September, 4-7, Patras (Greece). Abstract book, 261.
- Leinfelder R.R. (1987) - Formation and significance of black pebbles from the Ota limestone (Upper Jurassic, Portugal). *Facies*, 17, 159-169.
- Louis-Schmid B., Rais P., Bernasconi S.M., Pellenard P., Collin P. & Weissert H. (2007) - Detailed record of the mid-Oxfordian (Late Jurassic) positive carbon-isotope excursion in two hemipelagic sections (France and Switzerland): A plate tectonic trigger?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248, 459-472.

- Martín-Chivelet J., Berástegui X., Rosales I., Vilas L., Vera J.A., Caus E., Gräfe K.-U., Mas R., Puig C., Segura M., Robles S., Floquet M., Quesada S., Ruiz-Ortiz P.A., Fregenal-Martínez M.A., Salas R., Arias C., García A., Martín-Algarra A., Meléndez M.N., Chacón B., Molina J.M., Sanz J.L., Castro J.M., García-Hernández M., Carenas B., García-Hidalgo J., Gil J. & Ortega F. (2002) – Cretaceous. In: Gibbison W., Moreno M.T. (eds), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, 255-292.
- Massari F. (1968) – Aspetti sedimentologici in una serie calcarea titonico–berriasiana di bassa profondità della Sardegna orientale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 26, 1-56.
- Masse J.-P. & Allemann J. (1982) - Relations entre les séries carbonatées de plate-forme provençale et sarde au Crétacé inférieur. *Cret. Res.*, 3, 19-33.
- Monleau C. (1986) – Le Jurassique inférieur et moyen de Provence, Sardaigne et Alpes Maritimes: corrélation, essai de synthèse paléogéographique. *Rev. Géol. Dyn. Géo. Phys.*, 27, 3-11.
- Monty C.L.V. (1982) – Cavity or fissure-dwelling stromatolites (endostromatolites) from Belgian Devonian mud mounds (extended abstract). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 105, 343-344.
- Onida M. (2001) – Deformazioni gravitative di versante: stato delle conoscenze e progresso delle ricerche in Italia. In: Pasquare G., *Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali*. Fondazione Cariplo per la Ricerca Scientifica; CNR-Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, 35-74, Milano.
- Ozer A. & Ulzega A. (1981) - Sur la repartition des eboulis ordonnés en Sardaigne. Translated Title: The distribution of ordered rock debris in Sardinia. *Biuletyn Peryglacjalny*, 28, 259-265.
- Pasci S. (1997) – Tertiary trascurrent tectonics of North-Central Sardinia. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 168, 301-312.
- Pasci S., Oggiano G. & Funedda A. (1998) – Rapporti tra tettonica e sedimentazione lungo le fasce trascorrenti oligo-aquitaniane della Sardegna NE. *Boll. Soc. Geol. It.*, 117, 443-453.
- Philip J. & Allemann J. (1982) - Comparisons entre les plates-formes du Crétacé supérieur de Provence et de Sardaigne. *Cret. Res.*, 3, 35-45.
- Rais P., Louis-Schmid B., Bernasconi S.M. & Weissert H. (2007) - Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle–Late Jurassic transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251, 527-546.
- Randisi A., Ferreri V., D'Argenio B. & Bravi S. (2008) – Cyclic organization of Late Jurassic carbonate platform strata. Matese mountains, southern Apennines. *Boll. Soc. Geol. It.*, 127, 429-438.
- Salas R., Guimerá J., Mas R., Martín-Closas C., Meléndez A. & Alonso A. (2001) - Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). In: Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F. & Crasquin-Soleau S. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6; Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.* 186, Paris, France, 145–185.
- Scotese C.R. (2001) – Atlas of Earth History. Paleomap project, Arlington, Texas.
- Thierry J. & Barrier R. (2000) - Middle Callovian. In: Dercourt J., Gaetani M. et al. (eds), *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps*. CCGM/CGMW, Paris, map 9.
- Thierry J. et alii (41 co-authors) (2000) – Early Tithonian. In: Dercourt J., Gaetani M. et al. (eds), *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps*. CCGM/CGMW, Paris, map 11.
- Vardabasso S. (1959) – Il Mesozoico epicontinentale della Sardegna. *Rend. Sc. Fis. Mat. e Nat.*, 27, 178-184.
- Ziegler P.A. (1988) - Evolution of the Arctic-North-Atlantic and the western Tethys. *Am. Ass. Petr. Geol.*

Parte seconda

I sistemi carbonatici giurassico - cretacei della Nurra (Sardegna settentrionale)

A cura di: *Antonietta Cherchi, Lucia Simone, Rolf Schroeder, Gabriele Carannante & Angelo Ibba*



Itinerario 3: Da Sassari ad Alghero

Il Giurassico e il Cretacico della Sardegna nord occidentale: evoluzione stratigrafica ed eventi deposizionali nel sistema carbonatico della Nurra.

A cura di: A. Cherchi, L. Simone, R. Schroeder, G. Carannante & A. Ibba

Informazioni generali sull'itinerario

Da Sassari fino ad Alghero l'itinerario (vedi Carta schematica) si svolge lungo la strada statale 291 e prosegue poi lungo la 127 bis bordeggiando dapprima lo stagno di Calich e attraversando poi i rilievi carbonatici giurassici tra Maristella e M. Palmavera fino ad arrivare alla baia di Porto Conte (Stop 3.1: Lias superiore – Dogger inferiore di Porto Conte). Lungo questo percorso si osserva sul lato della strada il Nuraghe Palmavera (1200 – 1000 a.C.), uno dei pochi esempi di nuraghe costruito in calcare.

La pittoresca baia di Porto Conte (vedi immagine satellitare), racchiusa tra i massicci calcarei del M.te Timidone e di Torre della Pegna ad ovest, e del M.te Doglia e Punta del Giglio a est, strutturalmente rappresenta uno stretto e relativamente profondo *graben* oligocenico orientato circa N–S (Pecorini, 1961), colmato da sedimenti lacustri prevalentemente marnosi e marnoso–calcarei a *Planorbis*, *Sequoia tournani* e *Comptonia schranki*. L'età è riferibile all'Oligocene inferiore - medio per la presenza della ostracofauna rappresentata da *Metacypris danubialis* Straub, *Ilyocypris* sp., *Cryptocandona* sp. (determ. H. Malz, Francoforte).

Carta schematica dell'itinerario con l'ubicazione degli Stop visitati in questa escursione (Nurra).

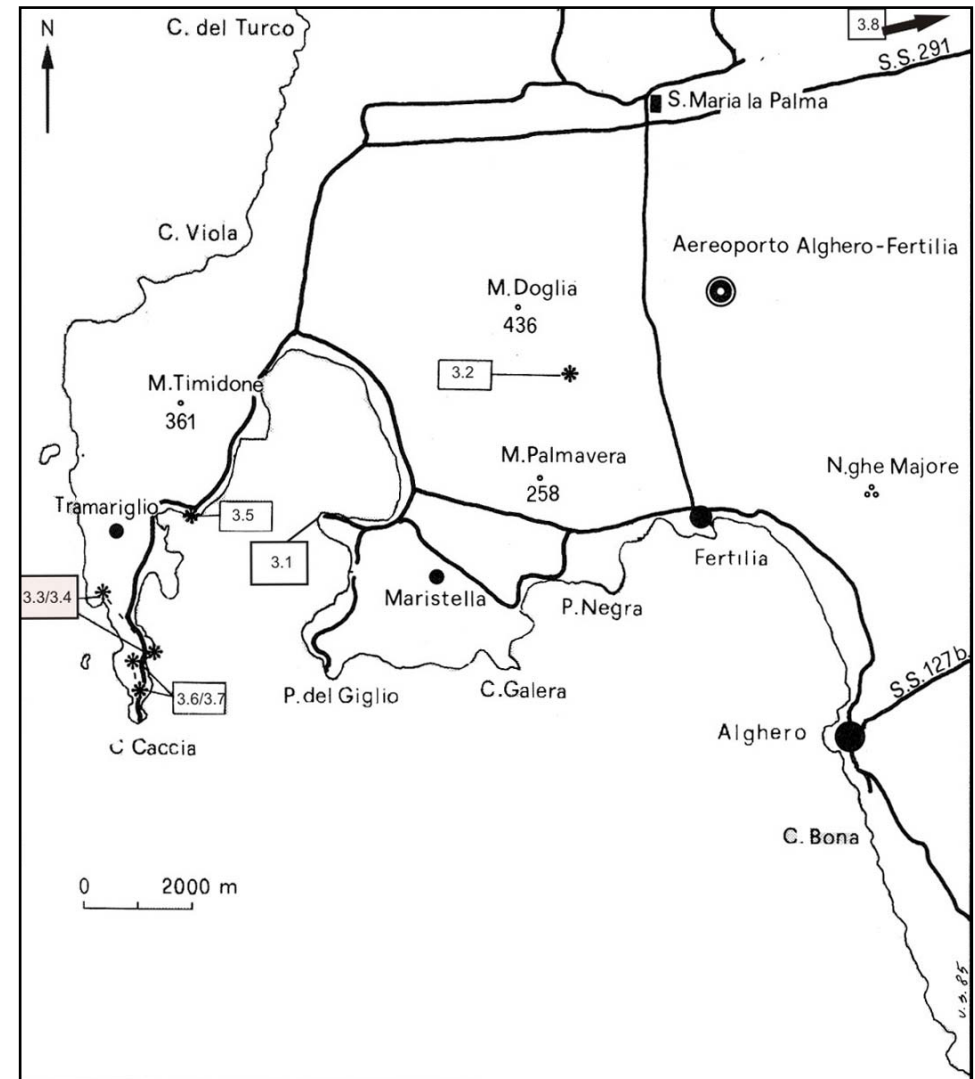




Immagine satellitare dell'area di Capo Caccia-Baia di Porto Conte



Image 2008 DigitalGlobe -
Google Earth;
autorizzazione 08.07.08,
concessa ad *A. Cherchi*

Image © 2008 DigitalGlobe

Google

40°35'39.96" N 8°11'43.46" E

8.58 km Alt

Per rispettare la successione stratigrafica degli affioramenti si ripercorre la strada statale 127 bis per qualche chilometro fino a Fertilia, da dove si prosegue in direzione nord lungo la strada regionale per S. Maria La Palma. Dopo circa 3 Km si devia sulla sinistra lungo una strada forestale per visitare una cava abbandonata, situata a SE del M.te Doglia (Stop 3.2: Bajociano ? – Bathoniano di M.te Vaccargiu).

Successivamente si ritorna verso Fertilia e si riprende la strada statale 127 bis verso la Penisola di Capo Caccia. Poco prima di arrivare alla Cala della Dragonara, lungo una valle a piedi si percorre un sentiero in direzione E–O fino ad arrivare al ciglio dell’alta falesia che borda ad est la Cala d’Inferno (Stop 3.3: Panorama geologico del Giurassico superiore – Cretacico inferiore).

Si prosegue lungo un sentiero al bordo della falesia per osservare la trasgressione urgoniana (Berriasiano sommitale? – Valanginiano basale) sulle marne in facies purbeckiana (Stop 3.4: Punta Malrepos).

Si scende verso la strada statale 127bis proseguendo per circa 1 Km in direzione Capo Caccia. All’altezza della Torre del Bulu, si percorre a piedi un sentiero per qualche centinaio di metri per osservare le tipiche lithofacies calcaree urgoniane di tipo *chlorozoan*. Poco dopo sul taglio stradale (circa 300 m a SO della Torre del Bulu), è possibile osservare i rapporti tra i calcari urgoniani ed i sovrastanti calcari coniaciani trasgressivi, tramite una breccia (Cenomaniano?) a *black-pebbles* ed elementi bauxitici (Stop 3.5). Si prosegue fino a Capo Caccia (vedi Modello tridimensionale Penisola di Capo Caccia) per osservare i calcari a rudiste del Cretacico superiore, discordanti sulla successione calcarea urgoniana (Stop 3.6: Piazzale Capo Caccia e 3.7: Scala del Cabirol).

L’itinerario prevede l’ultimo stop ai bordi della strada che collega Santa Maria La Palma a Sassari per osservare le marne emipelagiche santoniane a microfaune e microflora planctoniche che ricoprono i calcari di piattaforma, evidenziando l’annegamento della piattaforma cretacica verso est (Stop 3.8).

Modello tridimensionale Penisola di Capo Caccia

da immagini Aster

Laboratorio di Fotogeologia del
Dipartimento di Scienze della Terra,
Università di Cagliari



Cartografia consigliata

Carte topografiche

Carta Tecnica Regionale 1:10.000

Carta IGM 1:25.000: Alghero, Capo Caccia, S.M.La Palma, La Crucca

Carte geologiche

Foglio 192 – Alghero 1:100.000

Foglio 179 – Porto Torres 1:100.000

Foglio 180 – Sassari 1:100.000



Inquadramento Geologico

A cura di *A. Cherchi*

La Nurra mesozoica rappresenta un interessante esempio deposizionale di piattaforma carbonatica, sottoposta ad oscillazioni eustatiche e a fasi tettoniche distensive, che hanno favorito l'ingressione di mari epicontinentali, alternatisi a fasi subaeree.

Nella Sardegna nord-occidentale è presente una completa successione mesozoica, dal "Permo-Trias" al Campaniano, mentre nella Sardegna orientale la sedimentazione inizia nel Dogger e prosegue fino al Maastrichtiano inferiore (Busulini et al., 1984). Dalla Nurra la piattaforma carbonatica mesozoica si estendeva verso sud (Golfo di Palmas) parallelamente all'attuale costa occidentale, collegandosi con le coeve piattaforme provenzale e catalana.

Il controllo tettonico, attivo in vari intervalli cronostratigrafici, unitamente al controllo eustatico, ha condizionato l'evoluzione sedimentaria della piattaforma, l'instaurarsi di bacini estensionali e la loro colmata, innescando processi erosivi e la deposizione di flussi silico-clastici e di depositi pedogenetici (bauxite).

La tettonica distensiva ha dapprima interessato il settore occidentale (dalla Nurra al Sulcis) favorendo l'ingressione del mare mesotriassico (carbonati in facies Muschelkalk) e di quello liassico lungo una linea strutturale N-S. Considerando la posizione pre-rotazione del blocco sardo-corso situato tra la Provenza (regione di Tolone) e la Catalogna (Cassinis & Ronchi, 2002), si osserva la continuità paleogeografica della piattaforma carbonatica meso-triassica tra la Sardegna occidentale ed il margine iberico-provenzale.

L'area centro-orientale della Sardegna e della Corsica costituivano durante il Triassico ed il Giurassico inferiore un alto morfostrutturale (basamento ercinico) in probabile connessione verso N con l'alto strutturale vindeliciano (Carta Paleogeografica del Ladinico inferiore: Gaetani, 2000), la cui presenza in Sardegna veniva già ammessa dal Vardabasso (1959: Dorsale Vindeliciana) e successivamente ribadita da vari Autori (Fourcade et al., 1977, Fauré e Peybernès, 1983, Costamagna & Barca, 2004: alto strutturale barbaricino). La distribuzione areale del Lias ricalca grosso modo quella triassica. La carta paleogeografica del Toarciano (Thierry & Barrier, 2000) evidenzia nel margine meridionale europeo un dominio sardo-provenzale in probabile connessione con la piattaforma del Briançonnais.



Il limite tra la parte sommitale delle facies Keuper e la parte inferiore del Lias carbonatico è graduale sia nella Nurra che nel Sulcis (Sardegna sud-occidentale). Sulla base degli studi dell'Oosterbaan (1936) sulla successione del M.te Correda (Nurra settentrionale) e successivamente di quelli di Fauré & Peybernès (1983), è stata istituita da Fauré (2002) la formazione Monte Correda, attribuita all'Hettangiano (Chabrier & Mascle, 1975, Chabrier & Fourcade, 1976), malgrado l'analisi micropaleontologica condotta da questi ultimi Autori "ne permet pas d'affiner les attributions stratigraphiques" (Fauré, 2002, p.65).

Oosterbaan (1936) aveva inserito nella parte sommitale del Keuper ("K4") la successione del M.te Correda, rilevando però nel contempo una grande analogia col Retico della Spagna e della Provenza e concludendo con la frase "Il se peut qu'on doive attribuer la partie supérieure de K4 au Jura inférieur" (p.38). Costamagna & Barca (2002) nello stesso anno della monografia del Fauré propongono informalmente l'istituzione del membro di Monte Correda, attribuendolo al Triassico superiore-Sinemuriano ?, nell'ambito del "Keuper Facies Group", sovrastante il membro di Ghisciera Mala, riferito al Carnico sulla base di palinomorfi (Pittau Demelia & Del Rio, 1980). Il membro di Monte Correda viene descritto sulla base della successione del M.te Correda, raffigurandone la sezione e indicandone l'ubicazione. Questa unità viene inoltre correlata con la formazione di Monte Zari (Porto Pino, Sardegna sud-occidentale) proposta da Barca & Costamagna (1997) e successivamente descritta e raffigurata da Costamagna (2000) e Costamagna & Barca (2002). La formazione di Monte Zari, formalmente istituita, è in tutto simile al membro di Correda della Nurra, a sua volta analogo alla formazione Monte Correda (Fauré, 2002), sia per i caratteri sedimentologici che per posizione stratigrafica. E' evidente che trattasi della stessa unità. La formazione di Monte Zari è sterile, come le altre due unità succitate; è compresa tra calcari ladinici alla base (formazione di Punta Tonnara in facies Muschelkalk) e calcari oolitici bioclastici al tetto (formazione di Guardia sa Perda), attribuiti al Domeriano ? – Toarciano sulla base di associazioni a belemniti, brachiopodi e crinoidi (Costamagna & Barca, 2002). Va sottolineato che la successione mesozoica della Sardegna sud-occidentale corrisponde a quella della Nurra rappresentandone il prolungamento verso sud. Si può però osservare che la scarsità di alcuni elementi, essenziali per l'istituzione di una formazione (Salvador, 1994 2ª ed.; Commissione Italiana di Stratigrafia, 2003), carenti o assenti (ubicazione cartografica dettagliata, sezione tipo) nella descrizione della formazione Monte Correda solleva qualche dubbio sulla sua validità.

La presenza di flussi detritici (grani di quarzo e microconglomerati quarzosi) entro i calcari del Lias-Dogger della Nurra, provenienti dallo smantellamento del basamento paleozoico e presenti in tre livelli ben datati (rispettivamente del Pliensbachiano inferiore, dell'Aaleniano e del Bajociano; Cherchi & Schroeder, 1985a, 2002a; Cherchi, 1989), evidenzia un'attività tettonica distensiva. È rilevante soprattutto lo spessore (fino a 75 m) dell'unità calcarea detritica nella quale è contenuto il terzo livello microconglomeratico (oltre 20 m) e la dimensione dei clasti quarzosi (fino a 3 cm). Questo livello potrebbe corrispondere ai depositi, probabilmente coevi, continentali pre-trasgressivi della Sardegna centro-orientale (formazione di Genna Selole). La dispersione della direzione delle paleocorrenti misurata in diversi affioramenti dell'unità silico-clastica di Genna Selole aveva indotto Dieni & Massari (1985b) ad ammettere l'esistenza di alti morfostrutturali del basamento ricollegabili ad un evento estensionale. Va ricordato che eventi estensionali al passaggio Lias-Dogger sono stati riconosciuti anche in Corsica per la presenza di brecce poligeniche nell'area di Caporalino S. Angelo (Beauvais & Rieuf, 1981). L'ipotesi di una tettonica tensionale attiva in Provenza, Sardegna, Alpi Marittime era stata avanzata da Monleau (1986) e documentata nel dominio Briançonnais nell'intervallo Lias superiore – Dogger da vari Autori (Bourbon et al., 1973; Bernoulli & Jenkins, 1974; Lemoine et al., 1978; ecc.).

Nel Dogger l'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese (Thierry & Barrier, 2000: Carta paleogeografica del Calloviano medio), immediatamente ad E del blocco sardo-corso in posizione pre-rotazione burdigaliana, ha favorito l'ingressione marina nella Sardegna orientale a partire dal Bathoniano (Dorgali Dolostones; Dieni & Massari, 1985a). È probabile, anche se finora non comprovato, che durante l'intervallo Calloviano – Oxfordiano i due bacini occidentale e orientale fossero in comunicazione con l'inondazione dell'area centrale paleozoica parzialmente erosa. L'analisi delle lithofacies nell'area dei Tacchi indicherebbe il progressivo seppellimento e sommersione dell'alto morfostrutturale barbaricino (Costamagna & Barca, 2002) formatosi nella Sardegna centrale in seguito ad una tettonica distensiva tra il Giurassico inferiore e medio.

Nel Bajociano della Nurra (Cherchi & Schroeder, 1985a, 2002a) si registra un fase regressiva con l'installazione di condizioni lagunari-lacustri e marine transizionali (*coastal lake system*). La successione è caratterizzata dalla presenza di sottili livelli carboniosi a palinomorfi (Ashraf et al., 1984) alternati a marne e argille a ostracodi dulcicoli – ipoalini (Malz et al., 1985) e a charofite, in cui si intercalano episodiche intercalazioni marine a macroforaminiferi e molluschi, più frequenti nella parte superiore. La transizione verso condizioni più francamente marine si realizza nel Bathoniano, caratterizzato da calcari micritici con peloidi e bioclasti, marne a



Pholadomya a cui si accompagnano diversificate associazioni a coralli singoli, lamellibranchi, nerinee, terebratule, echinodermi, briozoi. Vari livelli a macroforaminiferi precisano l'età bathoniana. Al top della successione è presente un significativo orizzonte a brachiopodi.

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

La successione giurassica della Nurra (Lias-Titoniano) era stata già informalmente suddivisa in 13 unità (Cherchi & Schroeder, 1985a, 2002a), delle quali era stata fornita l'ubicazione, il rilevamento geologico di dettaglio, le sezioni stratigrafiche, il contenuto paleontologico e l'attribuzione stratigrafica. Sulla base dei dati raccolti in oltre 30 anni di ricerche nella Nurra è in corso l'istituzione formale delle stesse unità (Cherchi & Schroeder, in stampa).

Già nel Berriasiano superiore si incontrano entro la parte superiore lagunare – lacustre di facies purbeckiana esigue lingue marine a foraminiferi, che precedono la trasgressione del Berriasiano sommitale – Valanginiano basale con l'installazione della piattaforma urgoniana. La sedimentazione urgoniana continua nella Nurra fino all'Aptiano inferiore, troncata dalla superficie d'erosione pre-bauxitica. E' verosimile che la successione del Cretacico inferiore sia proseguita fino all'Aptiano superiore, ma i processi erosivi sviluppatisi durante la fase continentale seguita alla tettonica compressiva mesocretacea (Albiano ?; Cherchi & Trémolières, 1984) non consentono di documentare la loro originaria presenza. La profonda superficie di erosione incide vari livelli della successione carbonatica, per cui i depositi bauxitici poggiano su un substrato diacrono di età compresa fra il Kimmeridgiano e l'Aptiano inferiore (Pecorini, 1965) La generale emersione è sottolineata dalla genesi e deposizione dei depositi bauxitici (Cocco & Pecorini, 1959, Combes et al., 1993, Oggiano et al., 1987). Localmente piccoli bacini lacustri cenomaniano – turoniani (?) a *Munieria* si sono impostati sopra il livello bauxitico. Nell'Anglona (Erula) affiorano alcuni metri di calcari ad Alveolinidi del Cenomaniano superiore, trasgressivi sui calcari fossiliferi del Muschelkalk (Cherchi & Schroeder 1976c). Questo affioramento pone quesiti paleogeografici in quanto verosimilmente l'area dell'Anglona faceva parte del bacino mesozoico della Nurra, dove finora non è stata documentata la presenza di livelli marini cenomaniani, che invece sono presenti nella Sardegna



orientale (Dieni & Massari, 1985a). Un possibile collegamento tra il bacino occidentale (Nurra) e quello orientale (Golfo di Orosei) durante il Cenomaniano superiore può essere ipotizzato, senza però escludere la possibilità di una lingua marina proveniente da ovest.

Questo affioramento, sebbene di ridotte dimensioni, documenta tre eventi trasgressivi: (a) l'ingressione marina del Triassico medio proveniente da ovest (bacino nurrense) che si estendeva verso est fino a lambire l'alto strutturale ercinico, che ne costituiva una barriera morfostrutturale; (b) l'ingressione marina del Cenomaniano superiore documentata dai calcari a macroforaminiferi e rudiste, discordanti sui depositi triassici; (c) l'ingressione del Coniaciano, rilevabile in tutta la Nurra. L'estesa copertura vulcanica e i potenti sedimenti cenozoici (bacino di Sassari) non consentono di chiarire maggiormente i rapporti tra il Mesozoico della Nurra e quello dell'Anglona.

Successivamente l'ampia trasgressione del Coniaciano inferiore, ben datata da microfaune a foraminiferi e rudiste, interessa tutta la Sardegna nord-occidentale (Nurra e Anglona). Questo evento è generale per tutta l'area mediterranea occidentale con l'installazione della piattaforma carbonatica in facies *foramol* che in questa regione sostituisce la piattaforma urgoniana del Cretacico inferiore (Carannante et al., 1995a, 2008). Nella Nurra condizioni marine permangono almeno fino al Campaniano (Sondaggi eseguiti per ricerche minerarie). Depositi di piattaforma carbonatica si incontrano nella Penisola di Capo Caccia fino al Santoniano. Una tettonica sinsedimentaria, evidenziata da brecce oltre che dalla presenza di marne, si imposta durante il Santoniano inferiore (datato da micro-associazioni planctoniche) secondo una direttrice circa N-S, sbloccando la piattaforma carbonatica del Cretacico superiore (*horst* di Capo Caccia). L'annegamento della piattaforma carbonatica avviene gradualmente, messo in evidenza dalla deposizione di livelli marnosi santoniani a foraminiferi planctonici e nannoplancton intercalati ai calcari a rudiste e macroforaminiferi (Philip et al., 1978). Nella Nurra orientale le marne emipelagiche del Cretacico superiore diventano più diffuse e potenti, ma la presenza dell'estesa copertura vulcanica calcoalcalina cenozoica ne impedisce l'osservazione.



Controllo biostratigrafico della successione giurassico-cretacica della Nurra

A cura di: *A. Cherchi & R. Schroeder*

La successione mesozoica sarda più completa affiora nella Sardegna nord-occidentale, dove è rappresentata dal Triassico fino al Cretacico superiore. La Nurra, in particolare la Penisola di Capo Caccia, mostra le migliori esposizioni offrendo la possibilità di esaminare sezioni relativamente continue anche se sovente interrotte da faglie, imputabili soprattutto alla tettonica oligo-miocenica, che ha sbloccato la successione carbonatica. Per questi motivi il Mesozoico della Nurra è stato più volte visitato da escursioni nell'ambito di congressi internazionali e nazionali (Excursion sur le Mésozoïque et le Tertiaire de la Sardaigne occidentale, C.I.E.S.M.–C.N.R., 1980; 19th European Micropaleontological Colloquium, 1985; Groupe Français du Crétacé–Excursion en Sardaigne, 1986; 6th Paleobenthos Intern. Symposium, 1995; Sardinia Field Trip – Società Paleontologica Italiana, 2002), che hanno consentito di affinare sempre più le conoscenze soprattutto in campo biostratigrafico e sedimentologico.

Il rilevamento geologico eseguito in scala 1:10.000 nelle aree di maggiore interesse per lo studio dei depositi giurassico – cretacici ha costituito la base indispensabile per il riconoscimento delle unità, per l'analisi delle sezioni stratigrafiche e per il controllo biostratigrafico.

Anche se in passato molti Autori avevano già condotto ricerche sul Giurassico – Cretacico della regione (La Marmora, 1857; Meneghini, 1857; Tornquist, 1902; Deninger, 1905, 1906, 1907; Parona, 1910), si deve all'Oosterbaan (1936) il primo sistematico studio del Mesozoico della Nurra, che ha rappresentato per tutti gli Autori successivi la base per ulteriori contributi scientifici. Primo fra tutti Pecorini (1956, 1965, 1969, 1972) seguito da vari Autori di scuola francese (Chabrier & Mascle, 1975; Chabrier & Fourcade, 1976; Fourcade et al., 1977; Fauré & Peybernès, 1983; Fauré, 2002; Monleau, 1986), attirati dai legami paleogeografici tra la Sardegna, la Provenza e altre vicine aree del margine meridionale nord tetideo. Pur apportando gli studi di questi Autori importanti contributi alla conoscenza stratigrafica delle sequenze, soprattutto giurassiche, essendo in genere focalizzati su alcuni particolari livelli, mancava ancora una descrizione più ampia e dettagliata delle successioni giurassico – cretaciche, che è stata realizzata in occasione delle ricerche effettuate per la preparazione del 19th EMC (Cherchi, 1985), anche fornendo una cartografia geologica in scala 1:10.000, di cui viene riportato qualche esempio nella presente guida (figs. 1-2).

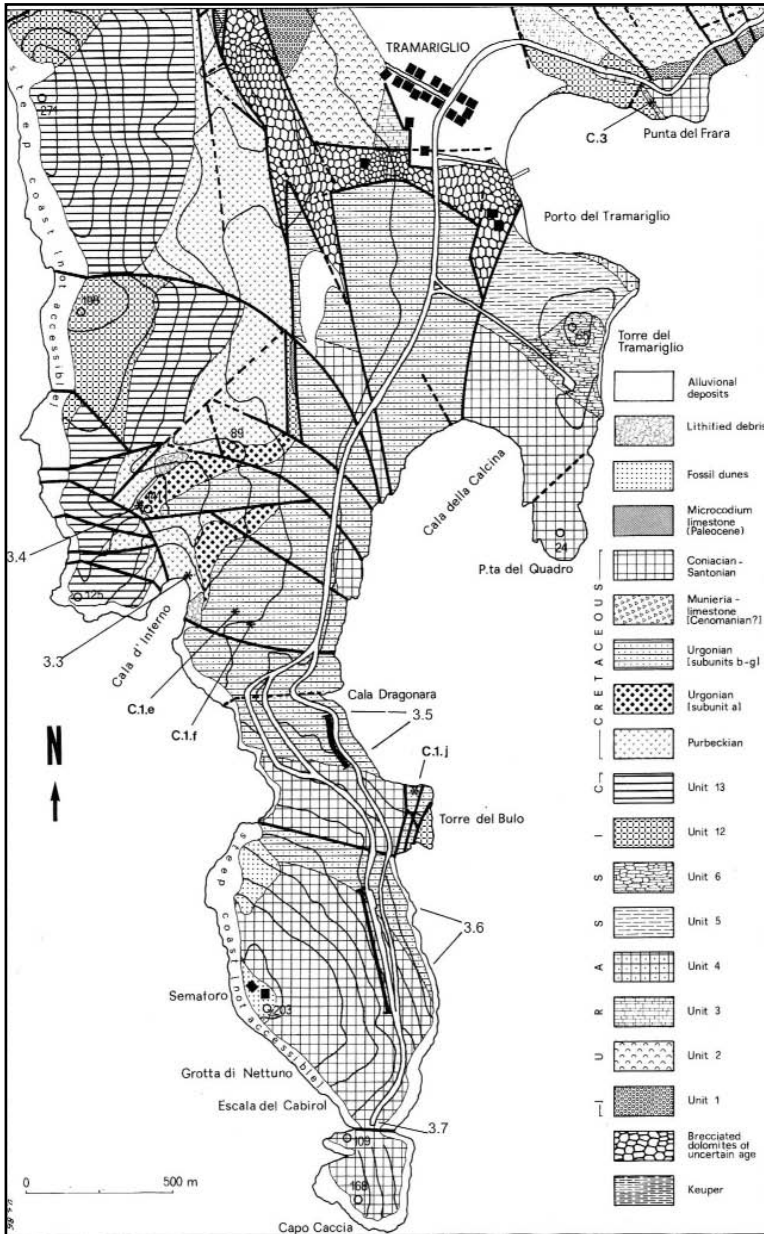


Fig. 1 - Carta geologica della regione di Capo Caccia, Nurra (Cherchi & Schroeder, 1985a), con l'ubicazione degli stops 3.3; 3.4; 3.5; 3.6; 3.7.

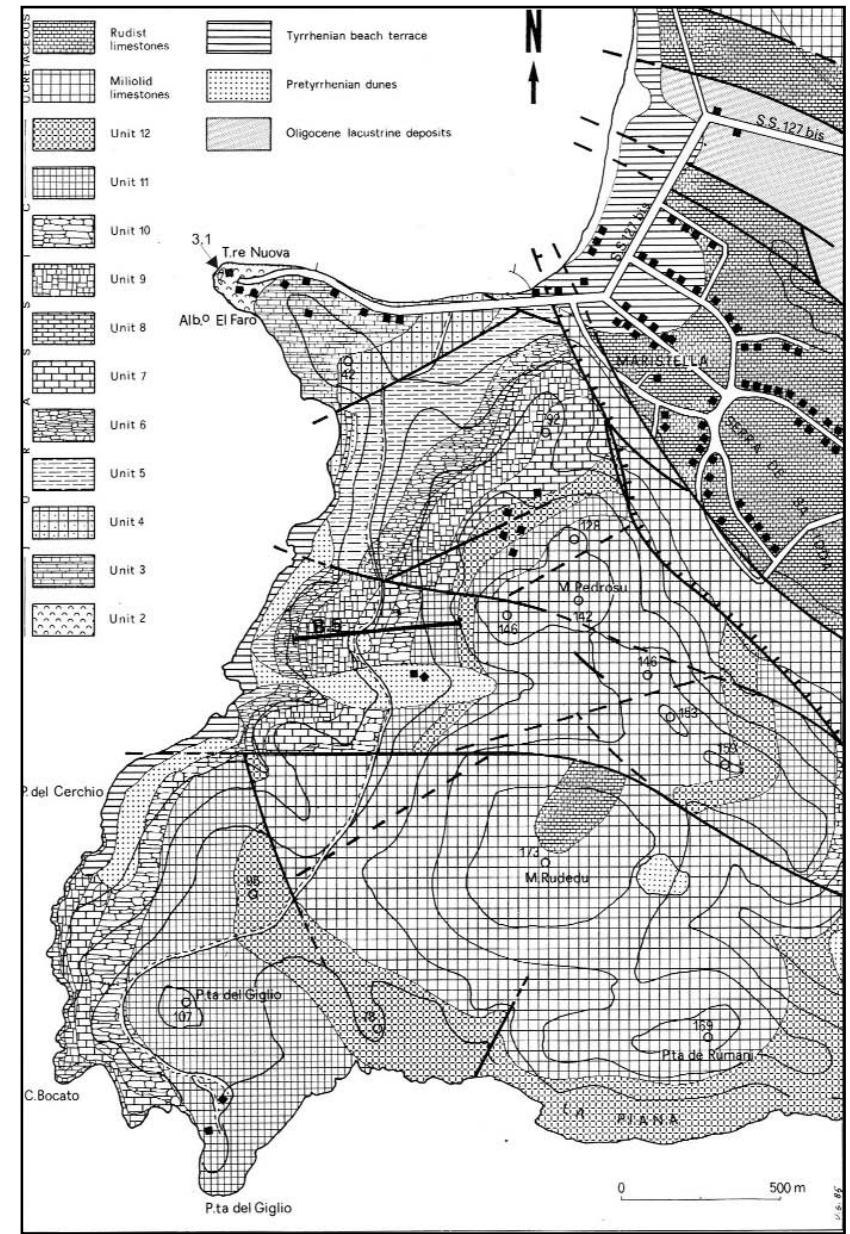


Fig. 2 - Carta geologica dell'area di M. te Rudedu-M. te Pedrosu, Nurra (Cherchi & Schroeder, 1985a), con l'ubicazione dello stop 3.1.



Inoltre è stato condotto uno studio micropaleontologico – biostratigrafico sull'intera successione giurassico-cretacica della Nurra (Cherchi & Schroeder, 1985a, 2002a), accompagnato dallo studio sedimentologico degli eventi deposizionali (Carannante & Simone in A. Cherchi (ed.), 1985). Studi successivi hanno approfondito le tematiche affrontate, tuttora in corso di studio.

In questo capitolo vengono esposti e discussi i principali caratteri biostratigrafici della successione giurassico-cretacica.

Nelle sequenze giurassiche sono state riconosciute 13 unità informali (fig. 3) che qui di seguito vengono sinteticamente descritte, puntualizzando soprattutto gli aspetti biostratigrafici (un'analisi più dettagliata è in corso di stampa).

La base della successione giurassica è rappresentata da dolomie grigie sterili, parzialmente brecciate, che potrebbero essere assegnate al Triassico sommitale (?Retico) o al Giurassico basale (?Hettangiano). Al Monte Timidone la parte superiore di questi depositi (circa 4 m) contiene frammenti di echinodermi e molluschi indicanti l'instaurarsi di un ambiente marino. Significativa è la presenza nella deposizione carbonatica del Giurassico inferiore – medio di importanti flussi detritici quarzosi.

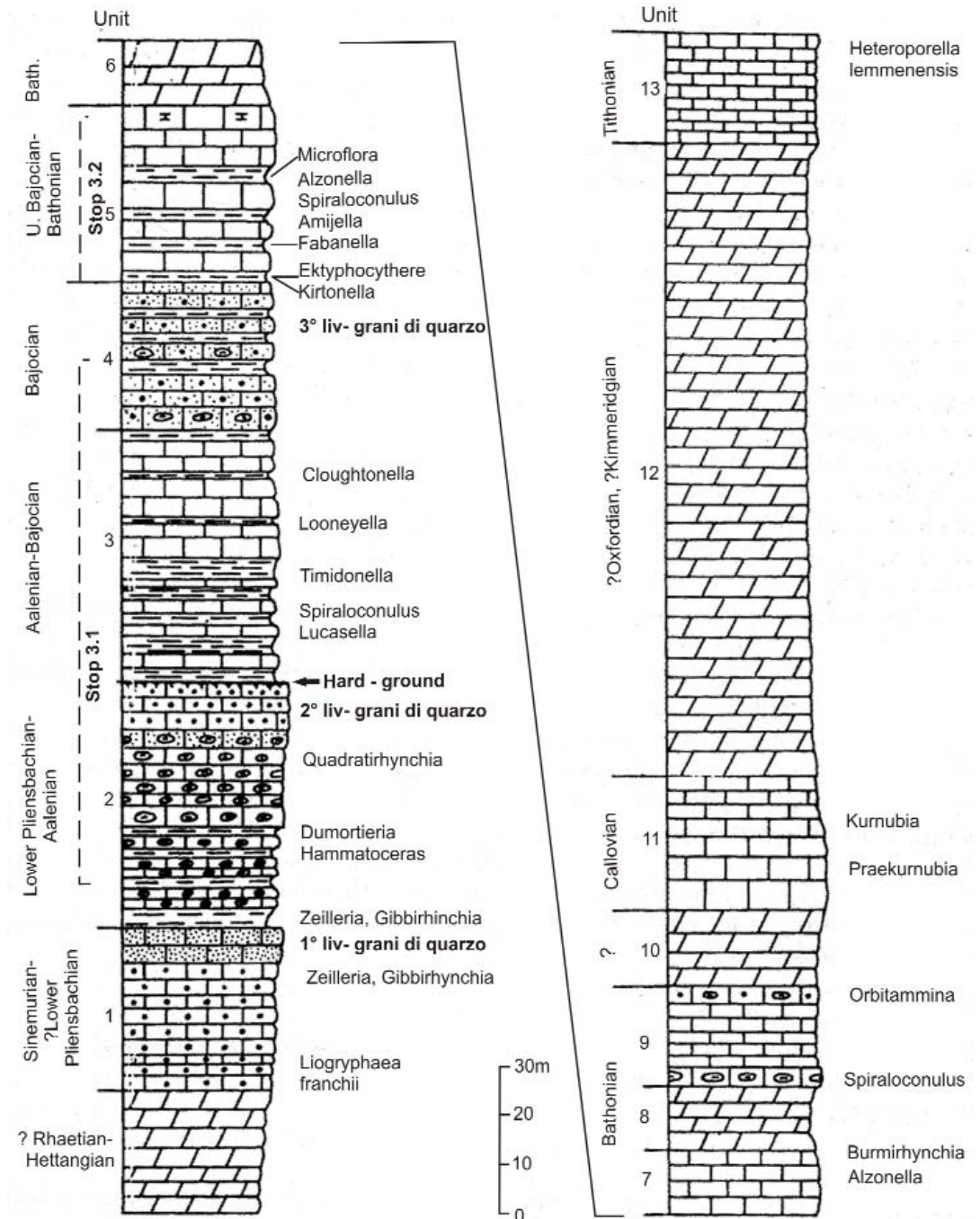


Fig. 3 - Sezione stratigrafica sintetica delle unità giurassiche della Nurra (Cherchi & Schroeder, 1985a, modif.).



GIURASSICO

Unità 1 (Sinemuriano – ?Pliensbachiano inferiore).

E' costituita essenzialmente da calcari oolitici e bioclastici (circa 50 m), oospariti e oncospariti giallastre o grigio – brunastre con intercalazioni di dolosparite (*packstone*, più raramente *grainstone* e *wackestone*). Localmente questa successione può essere riccamente fossilifera (echinodermi, bivalvi, gasteropodi, coralli e idrozoi). Alla base dell'unità è presente un livello caratterizzato dalla presenza di *Liogryphaea franchii* Parona. La macrofauna descritta dal Tornquist (1904a, b) e dal Deninger (1906), proveniente da un deposito biostro-male del M.te Zirra, è presente nella parte superiore dell'unità. I foraminiferi sono rappresentati da *Amijiella amiji* (Henson), *Vidalina martana* Farinacci, *Trocholina* sp., *Glomospira* sp. e nodosariidi. Un significativo livello a brachiopodi (Fauré & Peybernès, 1983) costituito da *Zeilleria* (Z.) *quiaiosensis* (Chof.) e *Gibbirhynchia curviceps* (Quenst.), indicante il Lotharingiano terminale, si rinvia al top della successione oolitica bioclastica. Segue una successione di arenarie rossastre a laminazione incrociata e di calcareniti a pettinidi (12 - 15 m), caratterizzate queste ultime dalla presenza di flussi detritici grano-decrescenti. Vengono interpretati come depositi di spiaggia sommersa da mettere in relazione a fenomeni erosivi di alti morfostrutturali ercinici. Questo è il primo livello a grani di quarzo presente nella successione giurassica della Nurra. La sua età può essere riferita al Pliensbachiano basale in quanto sovrastante il livello a brachiopodi su citato, appartenente al Lotharingiano terminale (Sinemuriano sommitale). I calcari detritici contengono soprattutto alla base pettinidi, brachiopodi, coralli, frammenti di belemniti e ammoniti. La microfauna, assai povera, è limitata a piccoli lituolidi, ataxophragmiidi, ammodiscidi, textulariidi e nodosariidi.

Unità 2 (Pliensbachiano inferiore – Aaleniano inferiore).

Quest'unità è essenzialmente caratterizzata da calcari oncolitici e oolitici (70 – 100 m); può essere suddivisa in tre subunità (dal basso in alto):

a) Alternanza di marne e calcari marnosi (30–40 m), la cui parte superiore contiene frequentemente oncoi-di (transizione verso i calcari a oncoidi della subunità sovrastante). I macrofossili sono abbondanti: coralli, lamellibranchi, gasteropodi, brachiopodi, echinodermi. In particolare nella parte basale sono presenti i brachiopodi *Gibbirhynchia curviceps* ? (Quenst.) e *Zeilleria* (*Cincta*) *numismalis* (Lam.). Questa associazione indica il Pliensbachiano inferiore (Fauré & Peybernès, 1983). Nella parte superiore si rinvia un livello ad ammoniti

(Puntetta della Ghisciera), rappresentato da *Hammatoceras?* sp., *Dumortieria subundulata* (Branco), *D. explanata* Buck. e *D. sparsicosta* Haug. Queste ultime tre specie caratterizzano la parte superiore della zona a Pseudoradiosa del Toarciano superiore (Bassoullet et al., 1976).

b) Calcari a oncoidi (30-40 m) ricchi in molluschi ed echinodermi. Nella parte inferiore predominano *grainstone* e *packstone*, mentre la parte superiore è caratterizzata da *wackestones* e *packstones* con abbondanti peloidi. I nuclei degli oncoidi sono frequentemente involuppati da *Tubiphytes morronensis* Crescenti.

Un secondo livello calcareo, caratterizzato dalla presenza di grani di quarzo, affiora nella parte superiore dell'unità, ben visibile nella parte sommitale della successione del Monte Zirra. La presenza di una forma di brachiopode assai vicina a *Quadratirhynchia cheltentis* (Rich. & Upt.), alla base del livello a grani di quarzo, suggerisce un'età aaleniana.

c) Calcari oolitici (10-20 m), mostranti spesso stratificazione incrociata. La parte basale è dolomitizzata, mentre superiormente è troncata da una netta superficie di *hard-ground*, presente nel dominio catalano-sardo-provenzale.

Unità 3 (Aaleniano – Bajociano inferiore)

Si può suddividere in due sottunità, dal basso in alto:

a) La parte basale della subunità inferiore è costituita da un'alternanza di marne giallastre, calcari marnosi e bioclastici (*packstone* e *grainstone*) spesso fenestrati. La parte superiore della stessa subunità contiene una ricca microfauna costituita da *Timidonella sarda* Bassoullet et al., *Spiraloconulus giganteus* Cherchi & Schroeder, *Lucasella sarda* Cherchi & Schroeder, *Biokovina* cf. *gradacensis* Gusiaë, e la dasycladacea *Holosporella siamensis* Pia (= *Sarfatiella dubari* Conrad & Peybernès). Sono presenti inoltre *Tubiphytes morronensis* Crescenti e *Aeolisaccus* sp.; questa associazione indica l'Aaleniano.

b) La parte superiore dell'unità è litologicamente caratterizzata da calcari micritici grigio – beige, spesso dolomitizzati, calcari fenestrati con sottili intercalazioni marnose; localmente presenta laminiti algali dolomitizzate (M.te Timidone) e più raramente depositi lacustri (M.te Doglia). In questa parte è frequente il microproblematico *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, riferibile probabilmente a cianobatteri coloniali (Cherchi & Schroeder, 2005). Sono presenti tra i foraminiferi *Pseudocyclamina ukrainica* Dain, *Ammobaculites* sp., *Haurania* sp., Ammodiscidae e Nodosariidae. Al Monte Timidone un orizzonte marnoso a ostracodi di ambiente lagunare ipoalino, situato nella parte sommitale dell'unità (circa 15 m dal top), suggerisce un'età bajociana per la presenza di *Cloughtonella* e *Looneyella*? (Malz et al., 1985).



Unità 4 (Bajociano)

Quest'unità, che mostra uno spessore tra 50 e 75 m (M.te Pedrosu: 50 m; M.te Timidone: 60 m; M.te Zirra: 75 m), è costituita da un'alternanza di calcari oolitici beige (*grainstone* e *packstone*), mostrandoti sovente laminazione incrociata e marne giallastre.

La successione si caratterizza soprattutto per la presenza di un importante livello di calcari a grani di quarzo (il 3° livello presente nel Giurassico della Nurra). Dal punto di vista stratigrafico e deposizionale si potrebbe avanzare l'ipotesi di una sua correlazione con la f. di Genna Selole della Sardegna centro-orientale.

L'unità è poco fossilifera. Al Monte Timidone un orizzonte marnoso bianco-giallastro, situato circa al top dell'unità, contiene ostracodi lagunari appartenenti ai generi *Ekyphocythere* e *Kirtonella* (Malz et al., 1985), che suggeriscono il Bajociano.

Unità 5 (Bajociano sup. – Bathoniano)

E' rappresentata da una deposizione ciclica (60-80 m) in cui si alternano calcari micritici ben stratificati (*mudstone* e *wackestone* con peloidi, intraclasti e bioclasti) e oncolitici (parte superiore) con sottili livelli fangosi scuri di ambiente lagunare con influenze dulcicole a ostracodi, charofite e microflora (palinomorfi e sporomorfi). Nella porzione superiore sono presenti livelli marnosi ricchi in *Pholadomya* sp. (= *Pholadomya exaltata* Agassiz in Oosterbaan, 1936). La porzione sommitale è dolomitizzata.

Questa unità è riccamente fossilifera: spicole di spugne, coralli ermatipici, lamellibranchi, gasteropodi (soprattutto nerineidi), brachiopodi (terebratulidi), echinodermi, briozoi. I foraminiferi sono rappresentati da *Mesoendothyra croatica* Gusiaë, *Amijiella amiji* (Henson) e *Spiraloconulus giganteus* Cherchi & Schroeder. Nella porzione mediana di questa unità (M.te Zirra) è presente *Alzonella cuvillieri* Bernier & Neumann, che indica un'età bathoniana. La composizione della microflora può essere correlata con quella descritta da Dieni et al., (1983) per la f. di Genna Selole. Entrambe denotano un clima subtropicale umido e sono riferibili al Bajociano – Bathoniano. Nella Nurra l'età del livello a microflora può essere attribuito al Bajociano sup. – Bathoniano per il contesto micropaleontologico presente (stop 3.2).



Unità 6 (Bathoniano)

E' costituita da una monotona successione (30-40 m) di dolomie massive scure, sterili. Viene attribuita al Bathoniano per posizione stratigrafica.

Unità 7 (Bathoniano medio-superiore)

Calcari micritici grigio – beige (*mudstone* e *wackestone*), molto fenestrati soprattutto nella parte inferiore, di circa 10-20 m di spessore, caratterizzano quest'unità. Nella porzione mediana si può osservare un livello oolitico (M.te Pedrosu, M.te Doglia).

Mentre la parte inferiore è sterile, nella parte sommitale si incontrano due orizzonti significativi, presenti in tutte le sezioni (M.te Pedrosu, M.te Timidone, M.te Zirra e M.te Doglia); il primo è caratterizzato dalla presenza del lituolide *Alzonella cuvillieri* Bernier & Neumann, forma ristretta al Bathoniano e il secondo, al top dell'unità, contiene numerosi esemplari di *Burmirhynchia turgida* (= *Sardorhynchia crassa* Taddei Ruggero & Ungaro; comunic. scritta, Y. Alméras, Beynost, Francia). Questo *taxon* era stato segnalato dall'Oosterbaan (1936) sotto il nome di *Rhynchonella spathica*. *B. turgida* ha una distribuzione compresa tra il Bathoniano medio sommitale, zona a Bremeri, e la base del Bathoniano superiore, subzona a Blanazense della zona a Retrocostatum (Alméras et al., 1997).

Unità 8 (Bathoniano)

Dolomie sterili (20 – 40 m) scure rappresentano questa unità (sezioni di Maristella, M.te Zirra, M.te Doglia). Viene attribuita al Bathoniano per posizione stratigrafica.

Unità 9 (Bathoniano superiore)

Questa unità, ben rappresentata soprattutto a Maristella (spessore 25 m) e al M.te Doglia (spessore 50 m), mostra nella porzione inferiore (8 - 10 m) calcareniti di color beige finemente stratificate, ad oncoidi, bioclasti, intraclasti, contenenti una ricca associazione caratterizzata da *Orbitamina elliptica* (d'Archiac), *Trocholina palastiniensis* Henson e *Koskinobullina socialis* Cherchi & Schroeder (cianobatterio coloniale ?). Questa associazione è presente in tutte le sezioni nella stessa posizione stratigrafica. La presenza di *O. elliptica* indica il Bathoniano superiore.



Unità 10 (? Bathoniano, ? Calloviano)

Dolomie scure o giallo brune (20 - 40 m), ben stratificate alla base e massive nella parte superiore, sterili, rappresentano questa unità di incerta posizione stratigrafica, compresa tra il Bathoniano superiore alla base (Unità 9) e il Calloviano (Unità 11).

Unità 11 (Calloviano)

Calcari micritici beige (*mudstone* e *wackestone*), più massivi nella porzione inferiore e ben stratificati nella parte superiore, affiorano per uno spessore di circa 55 m. Soprattutto la porzione inferiore è riccamente fossilifera, contenente *Cladorocopsis mirabilis* Felix, frammenti di coralli e bivalvi, spesso incrostati da *Tubiphytes morronensis* Crescenti. E' presente una ricca microfauna rappresentata da *Valvulina lugeoni* Septfontaine, *Praekurnubia crusei* Redmond, *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Nautiloculina oolitica* Mohler, *Trocholina gigantea* Pelissié & Peybernès e *Chablaisia chablaisensis* (Septfontaine). Il contenuto fossilifero diminuisce verso il top dell'unità. *K. palastiniensis* fa la sua prima comparsa nel Calloviano medio, sviluppandosi da *P. crusei* già presente nella porzione inferiore. Queste considerazioni permettono di assegnare l'unità al Calloviano.

Unità 12 (?Oxfordiano, ?Kimmeridgiano)

L'unità, che presenta uno spessore rilevante (200 - 250 m), è ben esposta soprattutto nella costa occidentale di Capo Caccia (M.te Cristallo, Torre della Pegna, Cala della Puntetta). E' costituita da dolomie sterili, grigiastre, spesso brecciate; qualche livello si presenta finemente laminato (? *algal mats*) e fenestrato. Alcune sottili intercalazioni calcaree lenticolari a *black pebbles*, charofite e *Munieria baconica* Deecke sono state segnalate da Azéma et al., (1977a).

L'età è incerta e si basa sull'età della sottostante (11) e sovrastante unità (12).



Unità 13 (Titoniano)

Quest'unità, ben esposta nella parte superiore del M.te Cristallo (326 m) e di Torre della Pegna (271 m), è costituita da una successione calcarea prevalentemente micritica, ben stratificata (strati da 30 a 50 cm), color beige chiaro, talora fenestrata a bioclasti e peloidi. Nella porzione basale è presente qualche livello dolomitizzato, mentre nella parte medio-superiore si trovano intercalati alcuni sottili livelli marnosi. Il suo spessore è di circa 45 m. Il contenuto fossilifero aumenta nella parte sommitale dell'unità. Azema et al., (1977a) segnalano una ricca associazione, rappresentata da *Clypeina jurassica* Favre, *C. solkani* Conrad & Radoicic, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Actinoporella podolica* (Alth.) e *Heteroporella lemmensis* (Bernier). Sono presenti inoltre milioliti, *Ophthalmidium* sp., *Trocholina alpina* (Leupold) e il coprolite *Favreina prusensis*. Questa associazione veniva attribuita al Portlandiano. In precedenza Pecorini (1965) aveva riconosciuto la presenza del Portlandiano presso la Torre della Pegna, rappresentato da una successione calcarea biancastra ben stratificata, di 30 m di spessore, contenente *C. jurassica*, *S. annulata*, *Munieria baconica* Deecke, *A. podolica*, *Bankia striata* (Carozzi), *Favreina salevensis* Parejas, *Trocholina* cf. *elongata* (Leupold), *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Cayeuxia* cf. *piae* Rech-Frollo, *Solenopora* sp.

L'età di questa unità, caratterizzata nella sua parte superiore da una ricca associazione di alghe dasacladali, viene riferita al Titoniano (attualmente il termine "*Portlandiano*" non viene più utilizzato), soprattutto per la presenza di *C. jurassica* e di *H. lemmensis* (che si estinguono alla fine del Titoniano), associata a *C. solkani* e di *A. podolica* (che hanno la loro prima comparsa alla base del Titoniano).

Negli ultimi strati di questa successione sono presenti charofite indicanti la graduale transizione dall'ambiente marino del Titoniano superiore al Berriasiano lacustre (facies purbeckiana).

CRETACICO INFERIORE

Il Cretacico inferiore è rappresentato essenzialmente da due unità, costituite rispettivamente dalla successione marnosa in facies purbeckiana alla base e dai calcari trasgressivi urgoniani superiormente. Il suo spessore è di circa 380 m.



a) Depositi di facies purbeckiana

Una dettagliata descrizione del Cretacico inferiore della Nurra è stata data da Pecorini (1965) che distingue, dal basso in alto: una sequenza marnoso calcarea del "Purbeckiano", attribuita al Berriasiano – Valanginiano *pro parte*; un complesso calcareo-marnoso "Neocomiano", attribuito al Valanginiano – Hauteriviano ed infine una successione calcarea in facies urgoniana, attribuita al Barremiano. Inoltre lo stesso Autore descrive per la prima volta le charofite e le dasycladali del Purbeckiano di Cala d'Inferno (1969). In precedenza Maxia & Pecorini (1963) avevano studiato la transizione tra Giurassico e Cretacico, riconoscendo una facies lagunare alla base del Cretacico. Chabrier & Fourcade (1975) attribuiscono alla successione purbeckiana di Cala d'Inferno (=Purbeckiano e Neocomiano *sensu* Pecorini, 1965) rispettivamente un'età berriasiana e valanginiana *pro parte*, sulla base di ostracofaune. Gli stessi Autori segnalano nella parte inferiore dei calcari urgoniani una tipica microfauna del Valanginiano.

In occasione del 19th EMC Colin et al., (1985) forniscono una dettagliata descrizione delle charofite e degli ostracodi del Berriasiano in facies purbeckiana della Cala d'Inferno.

b) Calcari urgoniani

Per quanto riguarda la facies urgoniana, già Deninger (1907) e Oosterbaan (1936) ne avevano riconosciuto la presenza. In numerosi lavori Cherchi & Schroeder (1973, 1976a, 1976b, 1985a, 1985b, 1999, 2002a, 2002b) descrivono le microfaune e le microflore del Cretacico inferiore della Nurra nell'intervallo Berriasiano sommitale–Aptiano inferiore. Le prime rudiste si incontrano già dopo 35 m dalla base della trasgressione. L'attribuzione cronostratigrafica si basa essenzialmente sulle associazioni a Orbitolinidi. Parallelamente sono stati condotti vari studi sedimentologici sull'evoluzione deposizionale delle sequenze urgoniane da parte di Carannante & Simone (1999, 2002) e Carannante et al., (1995a, 1995d, 2008).

Riassumendo, la piattaforma urgoniana si installa nel Valanginiano basale e affiora sino all'Aptiano inferiore, rappresentata da calcari bioclastici mal stratificati a rudiste (*Toucasia*), chetetidi, macroforaminiferi (soprattutto Orbitolinidi e Lituolidi, idrozoi e alghe calcaree (Dasycladacee). La successione urgoniana della Nurra può essere documentata fino all'Aptiano inferiore per la presenza concomitante di *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) e di *Paracoskinolina arcuata* Arnaud–Vanneau negli strati più recenti affioranti, troncati dall'erosione.



CRETACICO SUPERIORE

La successione del Cretacico superiore della Nurra, trasgressiva e discordante sul substrato carbonatico del Cretacico inferiore e del Giurassico comprende 3 unità: (a) calcari lacustri a *Munieria* (Cenomaniano?), (b) calcari a rudiste del Coniaciano–Santoniano, (c) marne emipelagiche del Santoniano – Campaniano.

Una superficie di erosione ben marcata, corrispondente alla fase subaerea mesocretacica (Albiano ?), mette a contatto i calcari trasgressivi del Cretacico superiore sui depositi bauxitici o sul basamento diacrono di età compresa tra il Giurassico superiore e l'Aptiano inferiore (fig. 4).

a) Calcari lacustri a *Munieria*

Durante l'Albiano (?) un evento tettonico compressivo (Cherchi & Trémolierès, 1984) è all'origine di una generale emersione marcata da depositi bauxitici (Cocco & Pecorini, 1959; Pecorini, 1965; Oggiano et al., 1987; Combes et al., 1993). I più antichi sedimenti post – fase tettonica mesocretacica sono rappresentati da calcari lacustri, da grigio scuri a beige, caratterizzati dall'abbondanza di *Munieria grambasti sarda* Gusiaë (charofita ?) e da frammenti di *Planorbis* (Cherchi et al., 1981b).

L'affioramento di Punta del Frara (Penisola di Capo Caccia) mostra la successione a *Munieria* (spessore circa 8 m), sovrastante una sacca bauxitica (spessore medio 0,60 m), a sua volta ricoperta dai calcari marini trasgressivi del Coniaciano – Santoniano.

In questo affioramento il letto della bauxite è rappresentato dalle dolomie probabilmente del Malm.

Una precisa attribuzione cronostratigrafica dei calcari a *Munieria* non è agevole. Possono essere attribuiti al Cenomaniano per analogia con i calcari a *Munieria* del SE della Francia (regione di Tolone), presenti al tetto dei depositi bauxitici e ricoperti da calcari marini del Cenomaniano superiore – Turoniano inferiore (Philip, 1974).

Vari Autori hanno segnalato la presenza di resti vegetali e di argille carboniose nei depositi bauxitici della Nurra (Pecorini, 1965; Filigheddu & Oggiano, 1984; Sanna & Temussi, 1986). Da un campione di argilla carboniosa, al tetto della bauxite e sottostante ai calcari trasgressivi coniaciani, proviene una ricca palinoflora (determ. J. Medus, Marsiglia; lista delle specie in Cherchi & Schroeder, 1987), indicanti una probabile età turoniana. Per posizione stratigrafica le argille carboniose potrebbero rappresentare una facies eteropica ai calcari lacustri a *Muniera*, ma non si può escludere una loro collocazione stratigrafica leggermente più alta (Turoniano inferiore?). Comunque la presenza sia dei calcari lacustri che delle argille a lignite, entrambi sovrastanti la bauxite e sottostanti ai calcari coniaciani, indica il perdurare di una fase continentale fino al Cenomaniano – Turoniano.

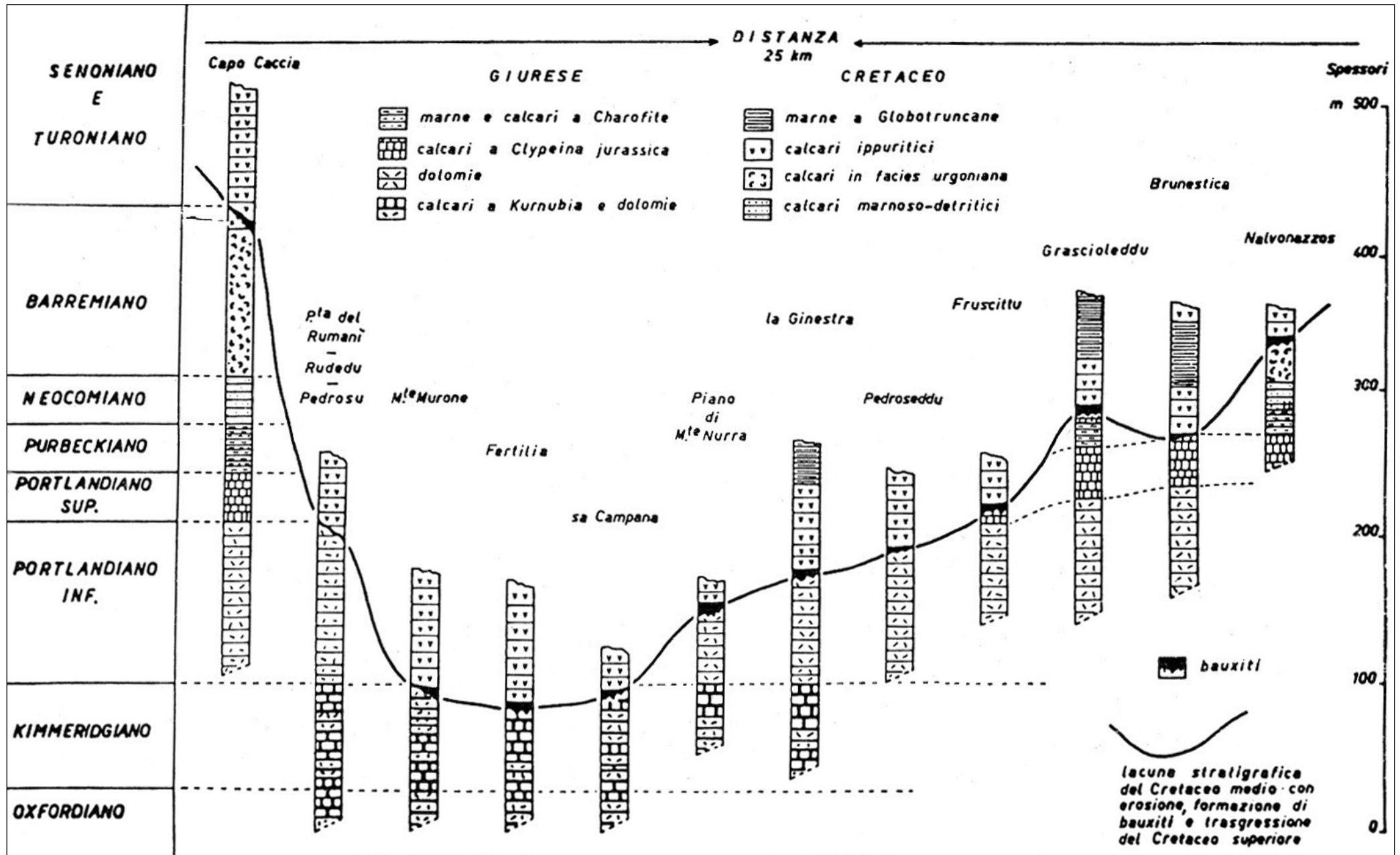


Fig. 4 - Calcari del Cretacico superiore trasgressivi e discordanti su substrati diacroni (Giurassico superiore-Cretacico inferiore). Depositi bauxitici marcano la fase erosiva continentale mesocretacica (Albiano?) (Pecorini, 1965).



Nella regione dell'Anglona (estrema propaggine orientale del bacino mesozoico della Sardegna nord-occidentale) affiorano piccoli lembi di calcari marini del Cenomaniano superiore ad alveolinidi (Cherchi & Schroeder, 1976c), al tetto di calcari fossiliferi e dolomie del Triassico medio (Muschelkalk). Al tetto della successione cenomaniana affiorano calcari a rudiste del Coniaciano (Philip et al., 1978). Malgrado l'esigua area di affioramento a causa della copertura ignimbratica, la successione mesozoica dell'Anglona ha un indubbio valore paleogeografico in quanto rappresenta un importante elemento per la ricostruzione stratigrafica del Mesozoico della Sardegna settentrionale.

b) Calcari a rudiste

I calcari trasgressivi del Cretacico superiore coprono in discordanza le sequenze carbonatiche del Cretacico inferiore e del Giurassico (fig. 5).

La trasgressione del Cretacico superiore, di carattere generale per tutta l'area del Mediterraneo occidentale, nella Nurra è databile a partire dal Coniaciano. La successione è rappresentata da calcari bioclastici beige ben stratificati a briozoi, coralli, frammenti di rudiste e echinodermi, colonie di chetetidi, fra cui *Blastochaetetes flabellum* (Michelin), imballati in una matrice siltosa peloidale. La sua età è riferibile al Coniaciano per la presenza di *Orbitolinopsis senonicus* Gendrot, *Rotalia reicheli* Hottinger, *Martiguesia cyclamminiformis*

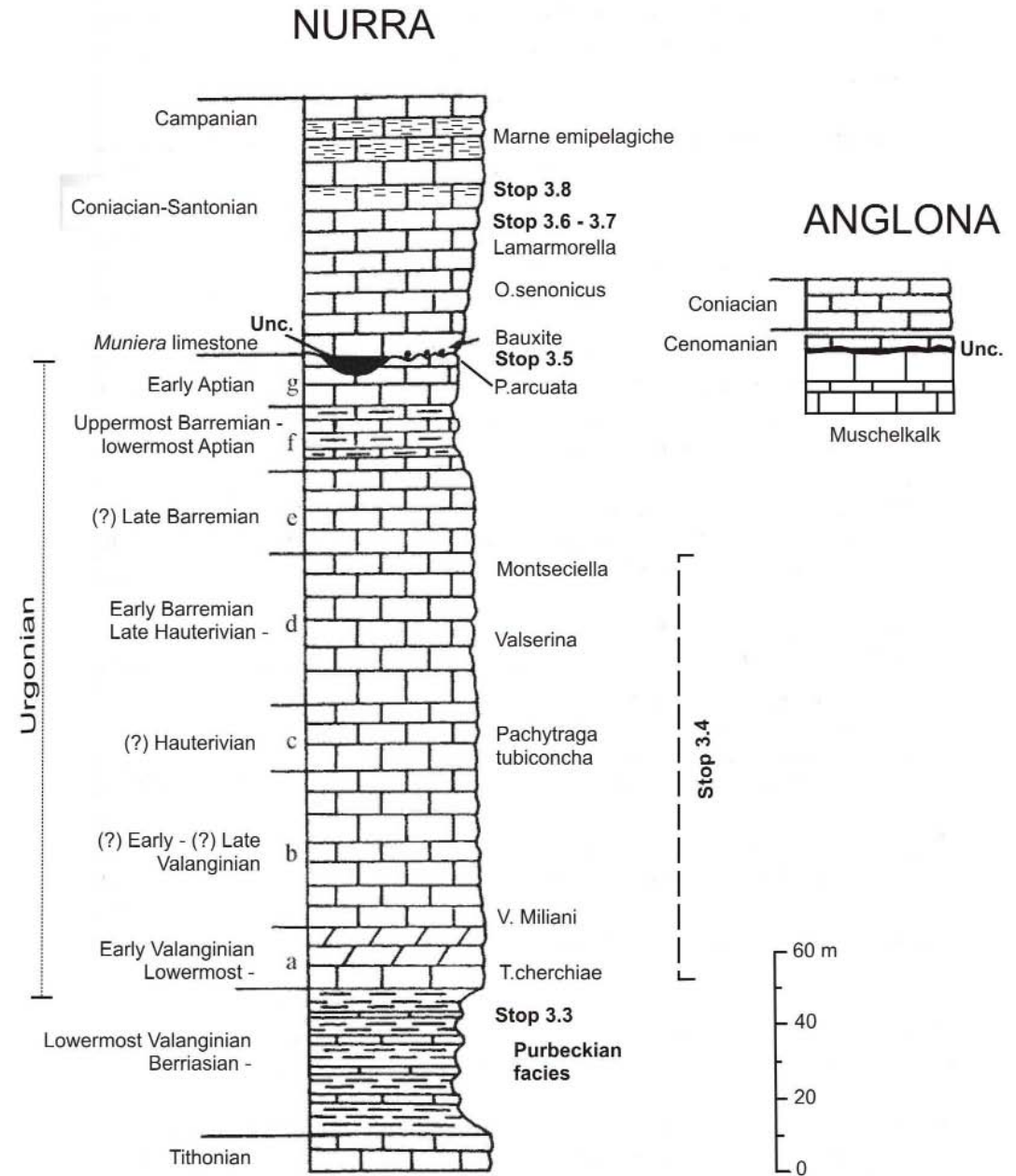


Fig. 5 - Sezione stratigrafica sintetica del Cretacico della Nurra (Cherchi & Schroeder, 1985a, modif.).



Gendrot e di altre specie significative, presenti nel classico affioramento di Martigues (Marsiglia; Gendrot, 1968). Il Santoniano è rappresentato da calcari prevalentemente micritici beige, ben stratificati, ricchi in Ippuriti e Radioliti; si possono osservare anche le bioerme in posizione di crescita (stop 3.6 e 3.7).

Già il La Marmora (1857) aveva segnalato le rudiste (*Hippurites*) in posizione di crescita nel piazzale di Capo Caccia (stop 3.6), studiate dal Meneghini (1857). I calcari sono caratterizzati da un alto contenuto fossilifero costituito oltre che dalle associazioni a rudiste, da briozoi, coralli, alghe rosse (*Sporolithon*), da una ricca microfauna a grosse miliolidi e numerosi macroforaminiferi, fra cui *Lamarmorella sarda* Cherchi & Schroeder, la cui località-tipo è situata a Capo Caccia, dove costituisce un orizzonte di circa 3,5 m.

Lo spessore complessivo del Cretacico superiore nella Nurra è di circa 150 m. L'attribuzione al Santoniano si basa sull'associazione a macroforaminiferi, identica a quella coeva della Provenza e sulle faune a rudiste, tra cui *Hippurites canaliculatus* Rolland du Roquand, *Vaccinites fortisi* (Catullo) e *Radiolites* sp. (determ. G. Sirna, Roma). La presenza di *Vaccinites chaperi* (Douvillé) nella parte superiore della successione di Capo Caccia permette di confermare l'età santoniana (determ. J. Philip, Marsiglia).

Una ricca fauna a rudiste è documentata nel settore di Olmedo (Philip et al., 1978). Nei calcari sommitali della successione del Cretacico superiore della regione di Olmedo, Pecorini (1965) cita la presenza di *Lacazina elongata* Mun. – Chalm., forma tipica del Santoniano.

Ad est del promontorio calcareo di Capo Caccia, in località Punta Negra, a causa di un evento estensivo sin-sedimentario, nella successione calcarea santoniana sono intercalati tre livelli plurimetrici di brecce (i primi due di circa 8 - 10 m; il terzo superiore di circa 1 m). Le brecce sono costituite da elementi grossolani (fino a 20 cm in quello inferiore) e più minuti (qualche cm, nei due superiori) provenienti dalla stessa successione cretacea. Al tetto di ogni livello a brecce seguono bruscamente marne emipelagiche (0,5-1 m di spessore) a foraminiferi planctonici e a nannoplancton calcareo, che marciano episodi di approfondimento dell'ambiente deposizionale. Le associazioni planctoniche (determ. I. Premoli Silva, Milano; F. Proto Decima, Padova; elenco delle specie in Cherchi & Schroeder, 1985e) indicano il Santoniano (parte superiore del Santoniano inferiore).

L'approfondimento del bacino cretacico è ancor più marcato nel settore orientale della Nurra, dove i livelli marnosi santoniano-campaniani, intercalati nei calcari di acqua bassa, sono più frequenti e di maggiore spessore (stop 3.8). La successione carbonatica del Cretacico superiore è stata oggetto di approfonditi studi sedimentologici (Carannante & Simone, 1999, 2002; Carannante et al., 1995a, 1995b, 1995c, ecc.), condotti parallelamente alle analisi biostratigrafiche di Cherchi & Schroeder (1975, 1977, 1985a, 1985e, 2002a, ecc.).



Evoluzione sedimentaria dei sistemi carbonatici giurassico-cretacici della Nurra

A cura di: *L. Simone & G. Carannante*

Durante gli stadi di pre- e sin-*rifting* di età triassico-liassica, il futuro margine passivo sud europeo prospiciente la Tetide alpina sviluppò eminentemente depositi continentali, evaporitici e paralici (vedi Baud et al., 1997). Lo stadio di *drifting* fu caratterizzato dalla deposizione di sequenze carbonatiche costituite soprattutto da depositi di mare basso con successive commisture di sedimenti clastici sottili. Solo limitati affioramenti di rampa triassica carbonatico-evaporitica sono esposti nella regione della Nurra. Ridotti segmenti della successione del Muschelkalk affiorano, in giacitura subverticale e inversa, alla periferia di Alghero (Posenato et al., 2002) mentre una successione completa è stata ricostruita integrando i dati provenienti dagli sparsi affioramenti (Monte S. Giusta) con quelli dei pozzi della regione in oggetto (Posenato, 2002 e relativa bibliografia).

Il sistema deposizionale giurassico

La successione giurassica mostra una organizzazione ciclica (Cherchi & Schroeder, 1985a, 2002a). Le litofacies di ambiente neritico documentano una varietà di subambienti in cui *shoal* oolitici (*tidal bar* e/o *marine sand belt*) limitavano lagune a bassa batimetria, localmente salmastre. Tali ambienti passavano lateralmente a sistemi di laghi costieri in cui marne ed argille ricche in ostracodi di acqua dolce o salmastra, palinomorfi, sporomorfi e resti di charophyta si associavano a lenti carboniose (Ashraf et al., 1984; Malz et al., 1985). Contributi marini, costituiti da *floatstone/rudstone* ricchi in frammenti scheletrici di coralli e molluschi micritizzati e/o bioerosi, frequentemente si intercalano con i sopraddetti depositi documentando ripetuti eventi legati a tempeste in sistemi lagunari tropicali caratterizzati da associazioni bentoniche ricche in alghe verdi e coralli ermatipici (*chlorozoan assemblage*, sensu Lees, 1975; Lees & Buller, 1972; Carannante et al., 1988). Un trend regressivo generalizzato caratterizzò il Giurassico sommitale ed il Cretacico basale. Sedimenti di laghi costieri si depositarono largamente sui sottostanti depositi marini d'acqua bassa. Questi depositi fangosi non marini, localmente contenenti pochi resti di ostracodi e charophyta e ripetute sottili intercalazioni tempestistiche, sono molto simili ai depositi delle adiacenti e coeve "Facies Purbeckiane" dell'Europa continentale (Colin et al., 1985; Cherchi et al., 2002b; Pecorini, 1969, 1972).



Il sistema deposizionale del Cretacico inferiore

Una significativa evidenza di contributi francamente marini è data da spessi livelli tempestitivi, ricchi in ooidi ed intraclasti arrotondati contenenti foraminiferi bentonici ed alghe verdi, affioranti al top dei depositi di acque dolci e salmastre della "Facies Purbeckiana". Segue una sequenza carbonatica di ambiente neritico con alla base calcari parzialmente dolomitizzati di età Berriasiano sommitale-Valanginiano basale (fig. 6).



Fig. 6 - Calcari neritici del Cretacico inferiore (Cr1) giacenti su depositi di ambiente dulciacquicolo e/o salmastro di "Facies Purbeckiana".

Questi calcari sono costituiti da sedimenti molto ricchi in ooidi, alghe verdi e foraminiferi bentonici. Verso l'alto, fino al Valanginiano superiore, compaiono pochi e sparsi gusci e frammenti di rudiste insieme ad una fauna impoverita essenzialmente costituita da foraminiferi bentonici. Nei successivi calcari del Valanginiano sommitale sino all' Hauteriviano diventano significativi briozoi, serpulidi insieme con chetetidi in un sedimento che contiene ancora una microfauna povera e relativamente monotona, soprattutto nell'Hauteriviano superiore. Al contrario, i successivi calcari hauteriviano sommitale-barremiani contengono una microfauna molto ricca: abbondanti e diversificati foraminiferi bentonici (fra cui Orbitolinidi ben conservati) ed alghe verdi divengono importanti componenti di questi depositi marini. Coralli ermatipici, chetetidi, briozoi, macroforaminiferi bentonici, alghe dasycladali, frammenti di echinidi e rudiste costituiscono *rudstone* dilavati e *grainstone* bioclastici. Sono state riscontrate evidenze di diagenesi precoce sottomarina documentate dalla presenza di cementi di calcite fibrosa opaca. In diverse aree di affioramento una netta superficie erosiva carsica taglia tali calcari che presentano, nel loro intervallo sommitale, una matrice siltosa e l'evidenza di influssi di acque dolci, documentata da livelli ricchi in ostracodi e charophyta e/o da strutture riferibili a microcarsismo (Cherchi & Schroeder, 1985a). Segmenti del Barremiano superiore-Aptiano basale e dell'Aptiano inferiore affiorano, comunque in modo discontinuo nell'area. Tali calcari presentano, nei termini del Barremiano superiore, episodi di sedimentazione paralica e/o di stagni salmastri relativi ad episodi di riduzione batimetrica ed influsso di acque dolci.

Nel loro complesso, i calcari del Cretacico inferiore, affioranti in Nurra documentano l'instaurarsi di aree di produzione primaria carbonatica (*carbonate factories*) attraverso una progressiva stratificazione della colonna d'acqua su settori subsidenti del margine tetideo. Le relativa successione, similmente a quanto documentato nelle coeve successioni del reame nord-tetideo, documenta prima ambienti deposizionali lagunari-peritidali con componenti scheletriche ricche in alghe verdi e coralli ermatipici (*chlorozoan assemblage*, sensu Lees & Buller, 1972; Carannante et al., 1988) e grani non-scheletrici, quindi assume le tipiche caratteristiche della "Facies Urgoniana".

Le relative aree di produzione carbonatica crebbero rigogliosamente nei domini neritici del Cretacico inferiore e coralli ermatipici, rudiste, alghe verdi e macroforaminiferi con associati ooidi contribuirono largamente alla progradazione di corpi bioclastici nei settori di *shelf* marginali barremiani. Vengono comunque registrati ripetuti eventi di retrogradazione legati a momenti di crisi nella produzione organogena della *carbonate factory*. La sequenza del Cretacico inferiore della Nurra ha uno spessore max. di 380 m ed è chiusa da una superficie erosiva localmente segnata da tasche bauxitiche.



Gli eventi "mediocretacici"

Nella Sardegna nord-occidentale l'intervallo "mediocretacico" (Aptiano p.p. - Turoniano p.p.) fu caratterizzato da episodi emersivi controllati da tettonica durante i quali substrati differenziati di età compresa fra il Giurassico e l'Aptiano furono esposti e morfologicamente modellati (Cherchi, 1985). Le terre esposte avevano una morfologia articolata che permetteva l'accumulo di depositi bauxitici in aree depresse, sia su superfici carsiche epigee che dentro reticoli di fratture carsiche (fig. 7). Localmente lenti di argilla lignitifera coprivano i livelli bauxitici. Dati palinologici suggeriscono una età tardo turoniana per questi depositi e condizioni climatiche da temperato a caldo umide.

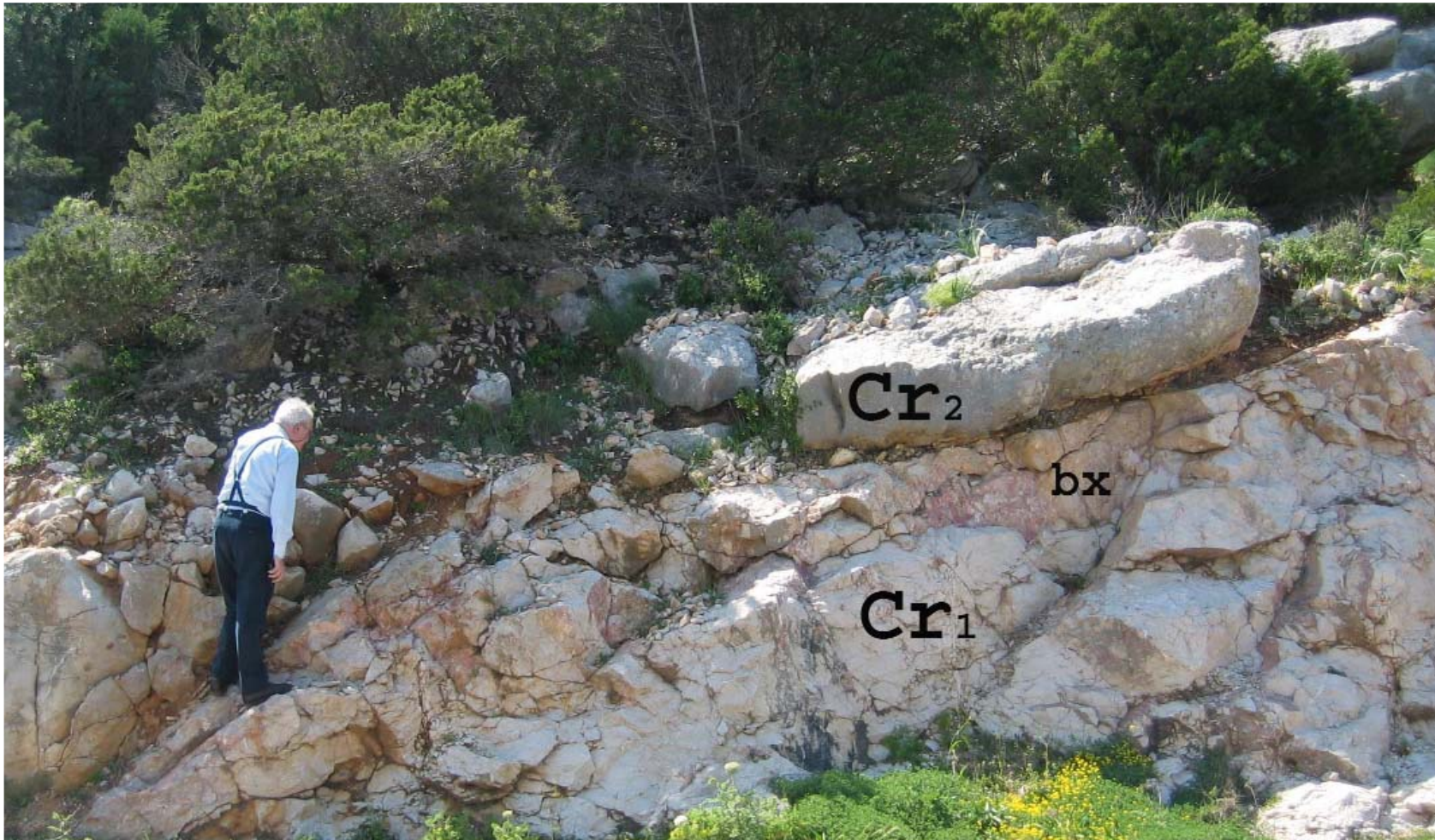


Fig. 7 - Calcari a rudiste del Cretacico superiore (Cr₂) giacenti con contatto discordante su calcari carsificati di "Facies Urgoniana" del Cretacico inferiore (Cr₁). Argilla bauxitica (bx) e litoclasti del substrato riempiono le cavità carsiche superficiali ed il sistema di fratture ad esse associato.



Calcari nerastri discontinui, localmente brecciati di età cenomaniano-turoniana, ricchi in biota di acqua dolce, sono nella regione della Nurra i primi depositi post-tettonici, sovrastanti la bauxite ed i calcari e le dolomie del substrato (Cherchi et al., 1981b); evidenziano effimeri sistemi di stagni costieri dulciacquicoli, alimentati dalla falda freatica risalente lungo sistemi carsici ipogei ("*internal transgression mode*" sensu Carannante et al., 1994). Tali calcari neri sono ripetutamente incisi da superfici erosive. Localmente, dove calcari coniaciani direttamente sovrastano calcari pre-cenomaniani, il riempimento dei sistemi carsici contiene clasti fangosi neri, con resti di Charophyta, e frammenti di bauxite. Simili litoclasti si rinvengono anche come elementi del discontinuo sovrastante livello di breccia coniaciana.

Il sistema deposizionale del Cretacico superiore

Nel post-Turoniano un significativo evento trasgressivo interessò le aree emerse: depositi ricchi in rudiste caratterizzano i relativi calcari trasgressivi che possono raggiungere i 140 m di spessore e sono coperti da ignimbriti oligo-mioceniche. L'intervallo basale di età coniaciana mostra un drastico cambiamento di litofacies: le aree di produzione carbonatica, prima caratterizzate da componenti scheletriche *chlorozoan*, rapidamente si trasformarono in sistemi produttivi *foramol* (sensu Lees, 1975; Lees & Buller, 1972), con associazioni bentoniche dominate da molluschi, alghe rosse, briozoi e foraminiferi bentonici (*rhodalgial assemblage*, sensu Carannante et al., 1988) (fig. 8). Per tali calcari, privi di quelle associazioni biologiche responsabili della costruzione di scogliere, è stato ipotizzato un modello alternativo riferibile a piattaforme carbonatiche aperte di "tipo temperato" (Carannante et al., 1995a, 1997, 1999, 2008), caratterizzate da sparse e ridotte aree di intensa colonizzazione, soggette ad idrodinamismo più o meno intenso, dalle quali, eminentemente per bioerosione, derivava grande mole di detrito bioclastico (fig. 9).

Acque relativamente più fredde e/o mesotrofiche/tendenzialmente eutrofiche interessavano le aree del *middle/outer shelf* del sistema carbonatico nel Coniaciano-Santoniano, come documentato (vedi Carannante et al., 1995a, 2008) dalla sostituzione delle associazioni bentoniche fotofile *chlorozoan*, adattate a condizioni oligotrofiche, con associazioni sciafile rhodalgali, adattate a condizioni mesotrofiche (Carannante et al., 1988; James 1997; Mutti & Hallock 2003; Halfar et al., 2004). Condizioni tendenti all'eutrofizzazione sono inoltre documentate dalla presenza di forme opportunistiche di foraminiferi planctonici, come heterohelicidi ed *Hedbergella*, nei depositi marnosi emipelagici intercalati nei calcari neritici ricchi in rudiste della Nurra (Cherchi 1985; Carannante et al., 1995a). Tali marne indicano eventi di annegamento santoniani di alcuni settori della piattaforma carbonatica della Nurra, presumibilmente controllati, da tettonica sin-sedimentaria.

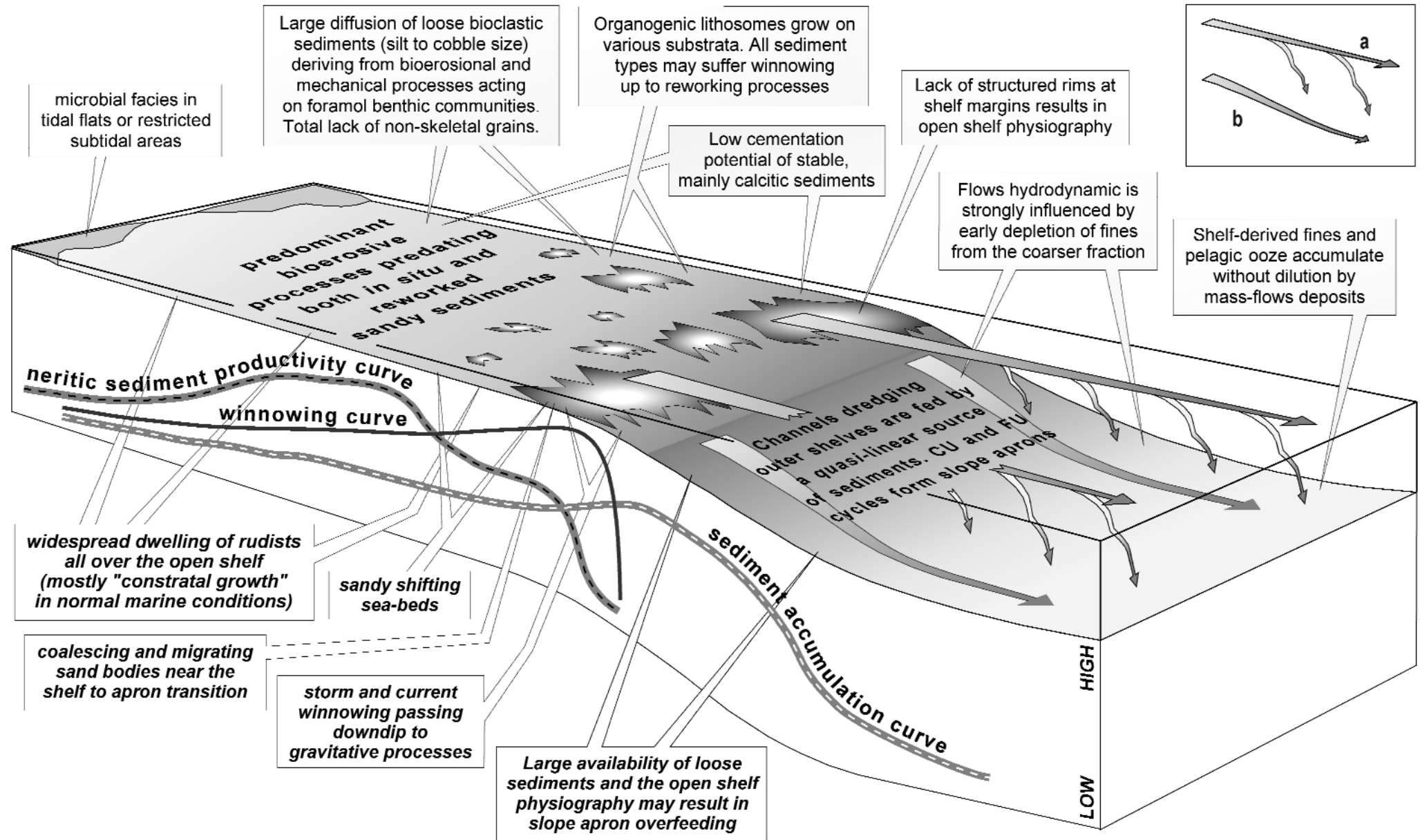


Fig. 8 - Modello deposizionale dei sistemi carbonatici di tipo *foramol* del Cretacico superiore: a) trasporto in sospensione e dispersione al largo della frazione fine; b) trasporto e risedimentazione, eminentemente di tipo gravitativi, della frazione bioclastica grossolana.

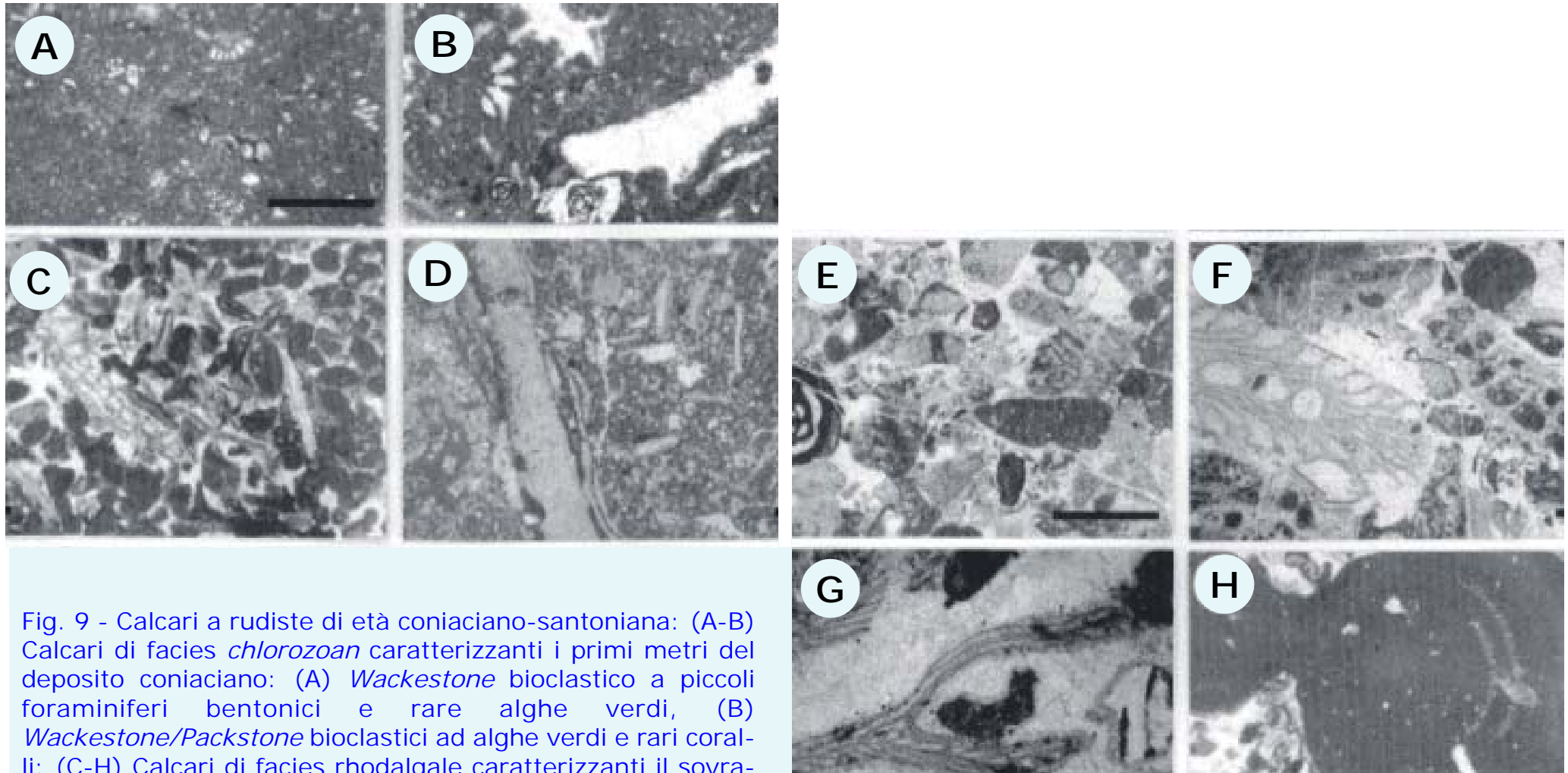


Fig. 9 - Calcari a rudiste di età coniaciano-santoniana: (A-B) Calcari di facies *chlorozoan* caratterizzanti i primi metri del deposito coniaciano: (A) *Wackestone* bioclastico a piccoli foraminiferi bentonici e rare alghe verdi, (B) *Wackestone/Packstone* bioclastici ad alghe verdi e rari coralli; (C-H) Calcari di facies *rhodalgale* caratterizzanti il sovrastante intervallo coniaciano-santoniano: (C) *Grainstone* bioclastico sottile a briozoi, frammenti di rudiste e peloidi, (D) *Floatstone* a rudiste in matrice di *silty packstone*, (E-H) *Grainstone* grossolano/*rudstone* a frammenti di rudiste, alghe rosse e briozoi. Scala bar: 1mm.



Relazioni paleobiogeografiche nel dominio catalano-sardo-provenzale nell'intervallo Giurassico-Cretacico

A cura di A. Cherchi & R. Schroeder

Attraverso alcuni esempi vengono indicate sinteticamente le strette relazioni paleogeografiche tra le piattaforme carbonatiche dell'area mediterranea nord-occidentale sulla base della distribuzione spazio-temporale di alcuni gruppi di macroforaminiferi e di altri taxa.

Già Parona (1910), Argand (1922), Gèze (1952) e altri Autori avevano osservato le strette analogie esistenti tra queste regioni, ma solo con la moderna interpretazione geodinamica dell'area mediterranea, le osservazioni di questi Autori hanno potuto trovare un riscontro scientifico.

In tempi recenti numerosi Autori hanno messo in evidenza le relazioni di facies, di evoluzione sedimentaria e di associazioni paleontologiche, esistenti nel dominio catalano-sardo-provenzale durante il Mesozoico, con diverse argomentazioni e approcci scientifici.

Si rimanda a Cherchi & Schroeder (2002a) per i riferimenti bibliografici dei lavori inerenti questo argomento. In questo breve capitolo vengono evidenziati solo alcuni dati, di carattere paleontologico – stratigrafico limitatamente alla successione giurassico-cretacica della Nurra.

Durante il Lias la stessa associazione a brachiopodi caratterizza la provincia nord-occidentale tetidea: Catalogna, Sardegna e Provenza costituivano un unico dominio paleogeografico (Almèras & Fauré, 2000).

Nel Bathoniano superiore un orizzonte a *Orbitamina elliptica* (d'Archiac), presente in tutta la Nurra, caratterizza l'unità 9 (v. Cap. Controllo biostratigrafico della successione giurassico-cretacica della Nurra). Lo stesso orizzonte si rinviene nel dominio iberico-provenzale; la sua ripartizione areale corrisponde a quella di *Spiraloconulus giganteus* Cherchi & Schroeder del Bajociano superiore – Bathoniano medio.

Nel Valanginiano inferiore l'associazione a *Valdanchella miliani* (Schroeder), associata a *Pfenderina neocomiensis* Pfender, *Pseudocyclamina lituus* Yokoyama (la classica "cohorte provençale" del Cuvillier), presente nell'Urgoniano basale della Nurra, è ristretta ad una limitata area del margine meridionale della placca europea: Catene iberiche e catalane, Pirenei orientali, Provenza e Giura.

Già nel 1973 Cherchi & Schroeder avevano istituito nel Barremiano inferiore la "provincia a *Valserina*", caratterizzata da *Valserina broennimanni* Schroeder & Conrad, *Eygallerina turbinata* Foury, *Paleodictyoconus cuvillieri* Deloffre & Hamaoui, *Pseudolituonella gavonensis* Foury, *Pfenderina globosa* Foury, *Montseciella alguerensis* Cherchi & Schroeder.

Questa associazione è presente, nella stessa posizione stratigrafica nell'Urgoniano della Sardegna (Nurra, S. Antioco, Orosei), del sud-est della Francia (catene subalpine, Giura, Ardèche, Provenza) e dei Pirenei Orientali (Valle del Rio Segre), mentre il margine sud-tetideo veniva caratterizzato da *Orbitolinopsis capuensis* (fig.10; Cherchi, 2004; Cherchi et al., 1981a).

Anche i sedimenti continentali mostrano le stesse biofacies. Nel Cenomaniano – (?Turoniano) i depositi lacustri a *Munieria* (carofita) sono rappresentati in Nurra, Provenza (Revest, Tolone) e Spagna nord-orientale (Tolva, Prov. Huesca). Strette affinità microfaunistiche sono evidenti nel Coniaciano–Santoniano tra la Sardegna occidentale (Nurra e Isola di S. Antioco) la

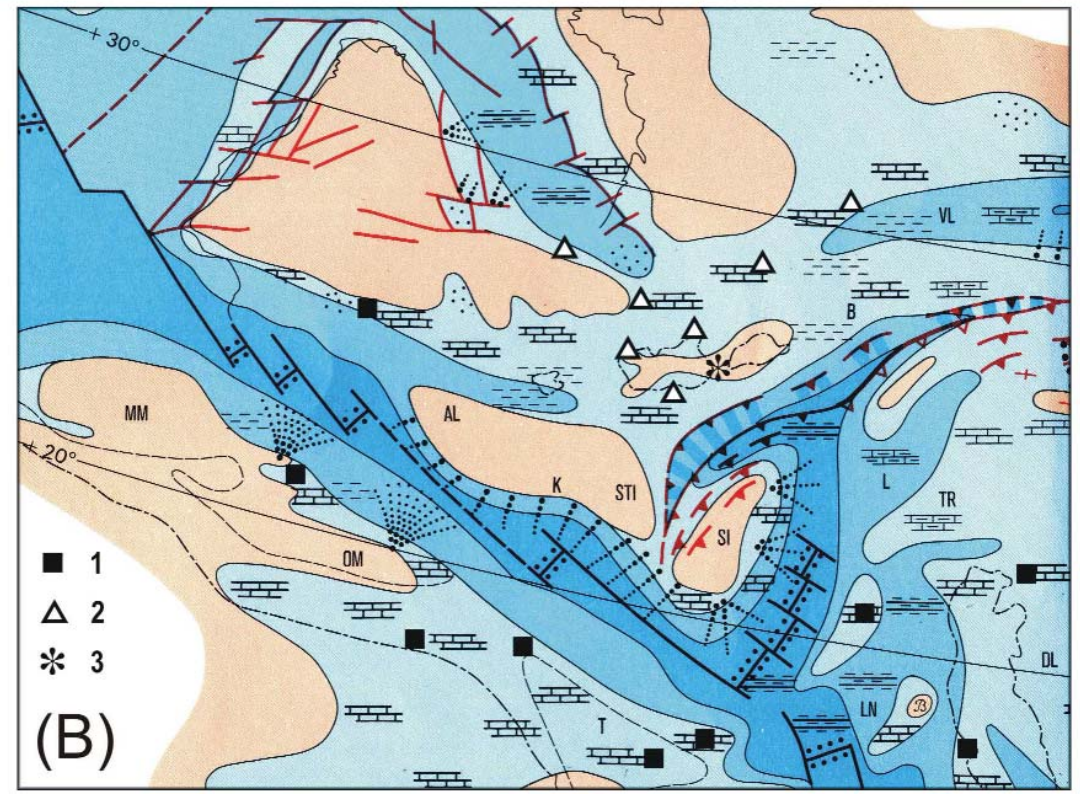
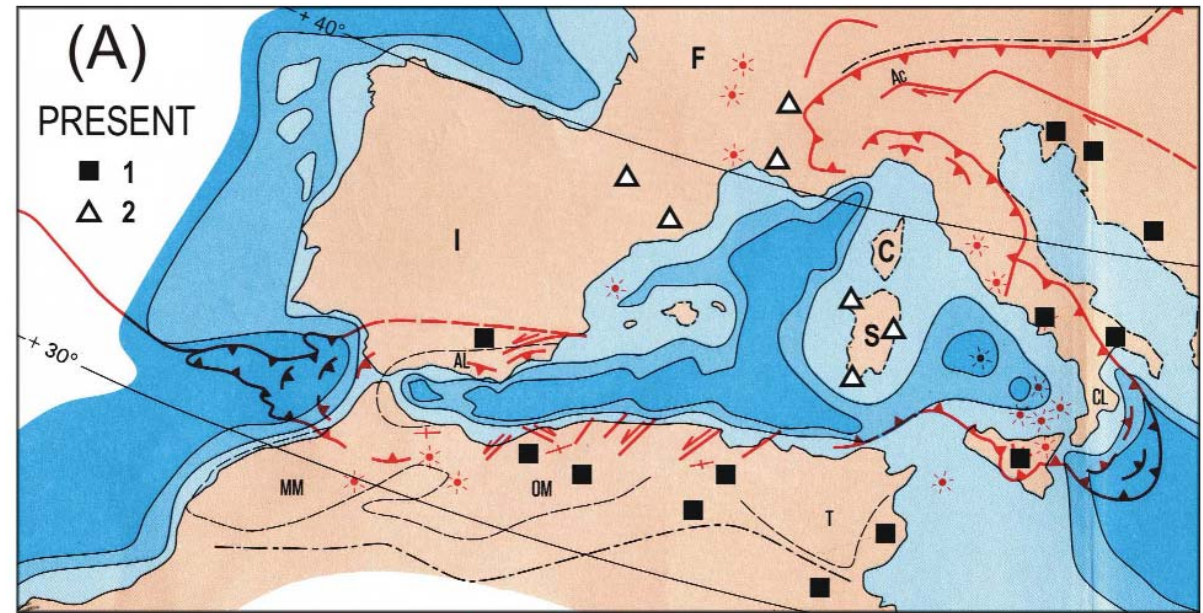


Fig. 10 - Bioprovince a *Orbitolinopsis capuensis* e *Valserina primitiva-V. broennimanni* caratterizzanti i margini nord e sud della Tetide durante l'intervallo Hauteriviano superiore - Barremiano inferiore. (A): Distribuzione geografica attuale. (B) Ricostruzione paleobiogeografica sulla base di Dercourt et al., 1985 (cfr. map Present e 4: Aptian) 1: *O. capuensis*; 2: *V. primitiva-V. broennimanni*; 3: Blocco sardo-corso (Cherchi, 2004; Cherchi & Schroeder, in prep.).



Provenza (Gendrot, 1968) le Catalanidi e i Pirenei orientali (Hottinger & Rosell, 1973), facenti parte dello stesso dominio paleogeografico (Cherchi & Schroeder, 1975, 1985a, 1987, 2002a). L'associazione del Coniaciano è rappresentata da *Flabellocyclolina laevigata* Gendrot, *Martiguesia cyclamminiformis* Gendrot, "*Choffatella rugoretis* Gendrot, *Orbitolinopsis senonicus* Gendrot, *Dictyopsella kiliani* Schlumberger e *Rotalia reicheli* Hottinger. Nel Santoniano la microfauna è caratterizzata da *Broeckinella neumannae* Gendrot, *Vidalina hispanica* Schlumberger, *Lacazina elongata* Mun.-Chalmas e *Lamarmorella sarda* Cherchi & Schroeder.

Già il Parona (1910) aveva riscontrato le affinità tra le microfaune a foraminiferi del Cretacico superiore della Nurra con quelle della Catalogna (località classica di Trago di Noguera, Spagna NE).

Anche le associazioni a rudiste confermano le stesse strette relazioni paleogeografiche durante l'intervallo Coniaciano-Santoniano (Philip et al., 1978). Philip & Allemann (1982), in particolare citano nella Nurra 29 *taxa*, di cui 25 sono comuni con la Provenza e la Catalogna.

L'insieme dei dati esposti bene si inquadra nelle ricostruzioni paleogeografiche di Dercourt et al., (1985, 2000).

Tettonica

A cura di: *A. Cherchi*

L'attuale assetto morfo-strutturale dei massici calcarei mesozoici della Nurra è il risultato di vari eventi tettonici sin- e post- deposizionali. Di questi i più significativi sono:

- Fase compressiva del Cretacico (Albiano ?), responsabile della discordanza angolare tra il Cretacico superiore e il basamento Mesozoico pre-bauxitico, messa in evidenza anche dall'analisi microtettonica (Cherchi & Trémolierès, 1984). Nella Sardegna orientale una marcata *unconformity* è registrata nella successione albiana (Dieni & Massari, 1985a).

- Estensione sin-sedimentaria nel Santoniano inferiore, che ha sbloccato la piattaforma carbonatica cretacea contribuendo alle fasi di annegamento parziale della piattaforma stessa (marne emipelagiche). Una linea strutturale circa SSO-ENE (da Punta Negra verso il versante orientale del M.te Nurra) delimita due aree a comportamento differenziale: una ad ovest in sollevamento (Penisola di Capo Caccia, M.te Doglia, M.te



Alvaro), caratterizzata nel Cretacico superiore da una sedimentazione neritica carbonatica, l'altra ad est, subsidente, mostrante sempre più episodi di sedimentazione emipelagica (Nurra orientale). Questa strutturazione potrebbe essere messa in relazione (?) con i primi movimenti della fase Iaramica che ha portato al generale sollevamento dell'Isola: più precoce ad ovest (i più recenti sedimenti sono databili al Campaniano inferiore) che ad est (Maestrichtiano inferiore).

- Fase compressiva eocenica (Luteziano inf.-medio), registrata nella Nurra e nel resto della Sardegna dall'analisi microtettonica (Letouzey et al., 1982; Cherchi & Trémolierès, 1984). Nella Sardegna orientale era stata segnalata da Chabrier (1969, 1970) e recentemente confermata da Dieni et al., 2008 e Zattin et al., 2008. Nella Nurra i suoi effetti sono inoltre evidenziati da localizzati fenomeni di accavallamento dell'Urgoniano (Barremiano) sul Coniaciano-Santoniano nella falesia occidentale di Capo Caccia (Trémolierès et al., 1984) e dall'inversione della polarità stratigrafica nella successione meso- triassica (Muschelkalk) di Punta del Lavatoio (Posenato et al., 2002). Questi fenomeni potrebbero essere indotti dalla tettonica salina (gessi del Keuper presenti nella Nurra).

- Estensione oligo-miocenica (responsabile del sistema di rift nell'area mediterranea occidentale), che ha sezionato ulteriormente i corpi mesozoici favorendo nella Nurra orientale la deposizione delle coltri ignimbriche e la trasgressione miocenica. Il limite strutturale tra il Paleozoico dell'Argentiera e la copertura mesozoica è imputabile a questo evento distensivo, almeno come riattivazione di antiche strutture erciniche. La baia di Porto Conte ha preso origine da un graben circa N-S, colmato da depositi di ambiente dulcicolo-transizionale dell'Oligocene superiore, e da faglie perimetrali che hanno separato la Penisola del Capo Caccia (ad ovest) dall'allineamento M.te Rudedu - M.te Doglia (ad est), a loro volta sezionati da faglie NO-SE.

Ne risulta un quadro tettonico complesso alla cui interpretazione è stata di supporto una dettagliata analisi biostratigrafica, finalizzata alla scansione temporale degli eventi sedimentari e strutturali.



Itinerario 3: Da Sassari ad Alghero

Il Giurassico e il Cretacico della Sardegna nord-occidentale: evoluzione stratigrafica ed eventi deposizionali nel sistema carbonatico della Nurra.

Stop 3.1 – Lias superiore–Dogger inferiore di Porto Conte (Unità 2–4).

Al bordo orientale dell'insenatura di Porto Conte affiora nella piccola penisola di Torre Nuova una successione carbonatica appartenente alle unità giurassiche comprese tra le Unità 2 e 4, di età Aaleniano-Bajociano (fig. 3). La successione, che si immerge verso SE, è esposta lungo la costa al bordo della strada N127bis, che collega la Torre Nuova al centro di Maristella.

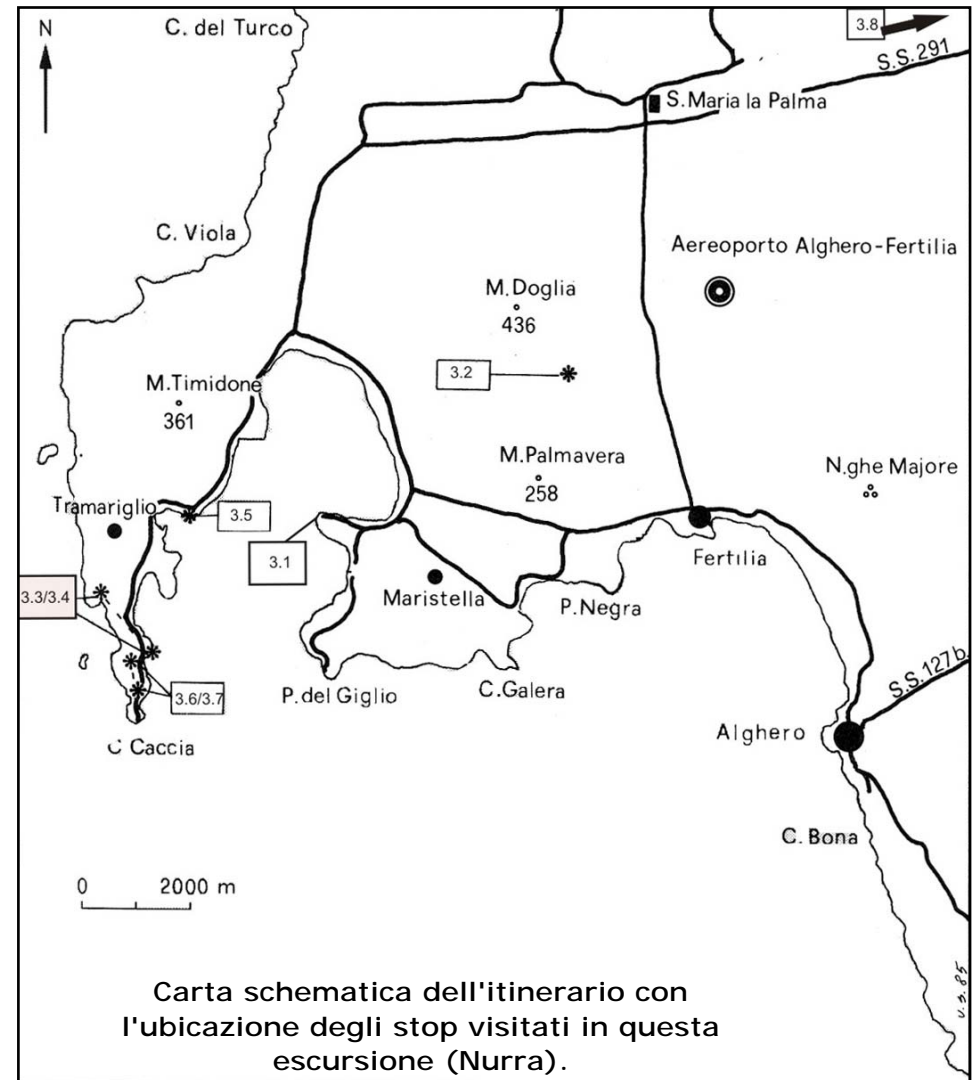
Unità 2 – E' rappresentata da calcari oncolitici e oolitici (spessore circa 65 m) affioranti nei pressi della Torre Nuova.

La parte inferiore (circa 55 m) è costituita da calcari grigio scuri ben stratificati contenenti qualche sottile intercalazione dolomitica. I calcari (*grainstone* e *packstone*) contengono oncoidi (0,5 – 3 mm) e bioclasti (resti di echinodermi, bivalvi, briozoi). La matrice micritica o sparitica è spesso dolomitizzata.

La parte superiore oolitica (circa 10 m), di colore grigio chiaro è costituita da ooidi (0,5 – 1 mm di diametro) e da oncoidi, peloidi e bioclasti. La matrice è sparitica. I livelli oncolitici corrispondono alla parte centrale dell'unità.

Età: Pliensbachiano inferiore – Aaleniano.

Unità 3 – E' costituita da calcari micritici (*mudstone* e *wackestone*) ben stratificati di colore dal beige al grigio chiaro, entro i quali sono intercalati almeno otto livelli marnosi giallastri (ognuno tra 0,5 e 5 m di spessore) scarsamente fossiliferi. Spessore dell'unità circa 105 m.





Nella parte inferiore (50 m) si trovano diversi livelli micritici a intraclasti, con Nerinee e Rhyntonellidi. Circa 18 m, a partire dalla base, è presente un orizzonte (10 m di spessore) caratterizzato dalla presenza del macroforaminifero *Timidonella sarda* Bassoulet, Chabrier & Fourcade.

I calcari della parte superiore dell'unità (55 m) sono costituiti da una dismicrite scarsamente fossilifera, le cui cavità interne talora contengono peloidi micritici. Sono intercalati un livello di oosparrudite a intraclasti (*grapestone* algali, frammenti di echinodermi, foraminiferi) e tre livelli di intrasparrudite a peloidi, *grapestone* algali (fino a 5 mm di diametro), foraminiferi e molluschi.

Età: Aaleniano superiore – Bajociano inferiore.

Unità 4 – Quest'unità, di circa 50 m di spessore, è osservabile lungo il taglio della strada statale 127bis. È caratterizzata dalla presenza di flussi detritici (grani di quarzo) entro i calcari.

La parte inferiore (circa 40 m) comprende un'alternanza di calcareniti a laminazione incrociata, da beige a rosastre, e di marne giallastre (0,5 – 3 m di spessore), digitate lateralmente. Le calcareniti si presentano come *grainstone* e *packstone*, composte da ooidi e da grani di quarzo (5 – 30%) in una matrice sparitica. I componenti più frequenti sono rappresentati da intra- e extraclasti (micriti, oospariti). Il contenuto fossilifero, costituito da foraminiferi (*Nautiloculina oolithica* Mohler, *Dentalina* sp., Verneuillinidae, Textulariidae) e da frammenti di briozoi, lamellibranchi, gasteropodi, echinodermi, non è molto significativo.

La parte superiore (circa 10 m) comprende un'alternanza di ooliti a laminazione incrociata e di livelli marnosi. Le ooliti sono costituite soprattutto da ooidi (fino 1 mm di diametro) e da grani di quarzo (sino a 20%) e subordinatamente da intra- ed extraclasti. I bioclasti sono rari.

Età: Bajociano. Per quanto riguarda l'attribuzione cronostratigrafica si rimanda al Cap. *Controllo biostratigrafico della successione giurassico-cretacica della Nurra* di questa guida.

Stop 3.2 – Bajociano superiore? – Bathoniano di Monte Vaccargiu (Unità 5).

L'affioramento oggetto dello stop è esposto in una cava abbandonata a circa 3 Km a nord-ovest della città di Fertilia, ai piedi della collina di quota 185 m, situata tra Monte Vaccargiu e Monte Istidu (vedi Carta schematica dell'itinerario). La cava è situata a sud-ovest di un deposito idrico. L'interesse dell'affioramento è rappresentato soprattutto dall'alternanza di livelli marini ben datati e di livelli lagunari ipoalini e dulcicoli.

La successione stratigrafica si segue, dal basso in alto, partendo dalla parte occidentale della cava, dove è esposta un'alternanza di laminiti beige a peloidi e resti algali e di sedimenti fangosi con frammenti di mollu-



schisti mal conservati. Alcune sottili intercalazioni argillose contengono ostracodi da dulcicoli a salmastri. Una di queste, di 10 cm di spessore, situata a circa 1 m dalla base dell'affioramento, esposta, contiene una ricca popolazione di *Fabanella sarda* Malz (fig. 11).

Superiormente seguono livelli argillosi nei quali sono intercalati banchi calcarenitici. Il primo di questi banchi contiene una microfauna a ostracodi (con i gusci fortemente bioerosi), e bioclasti mostranti uno spesso rivestimento micritico prodotto da tallofite perforanti.

L'influenza marina diventa sempre più marcata, messa in evidenza da un'alternanza di strati oolitici -microoncolitici e di livelletti fangosi, situati rispettivamente a 6,3 e 7,3 m partendo dalla base della successione, contenente una ricca associazione a macroforaminiferi. Questa microfauna è caratterizzata da *Amijiella amiji* (Henson), *Spiraloconulus giganteus* Cherchi & Schroeder, *Mesoendothyra croatica* Gusiaë e "*Siphovalvulina*" sensu Septfontaine.

Subito dopo si ripristinano nuovamente condizioni lagunari ipoaline marcate da un sottile livello argilloso (10-15 cm), situato immediatamente sopra l'ultimo strato a *Amijiella*. Questo livello rappresenta lo strato-tipo di *Fabanella sarda* (Malz et al., 1985); contiene inoltre la charofita *Porochara* sp. (determ. M. Feist e M. Grambast-Fessard, Montpellier), indicante apporti dulcicoli.

Seguono livelli fangosi beige, localmente ricchi in coralli e gasteropodi. Circa 3,2 m sopra lo strato-tipo di *Fabanella sarda*, è presente un'intercalazione di argille carboniose, che ha fornito la ricca microflora descritta da Ashraf et al., (1984).

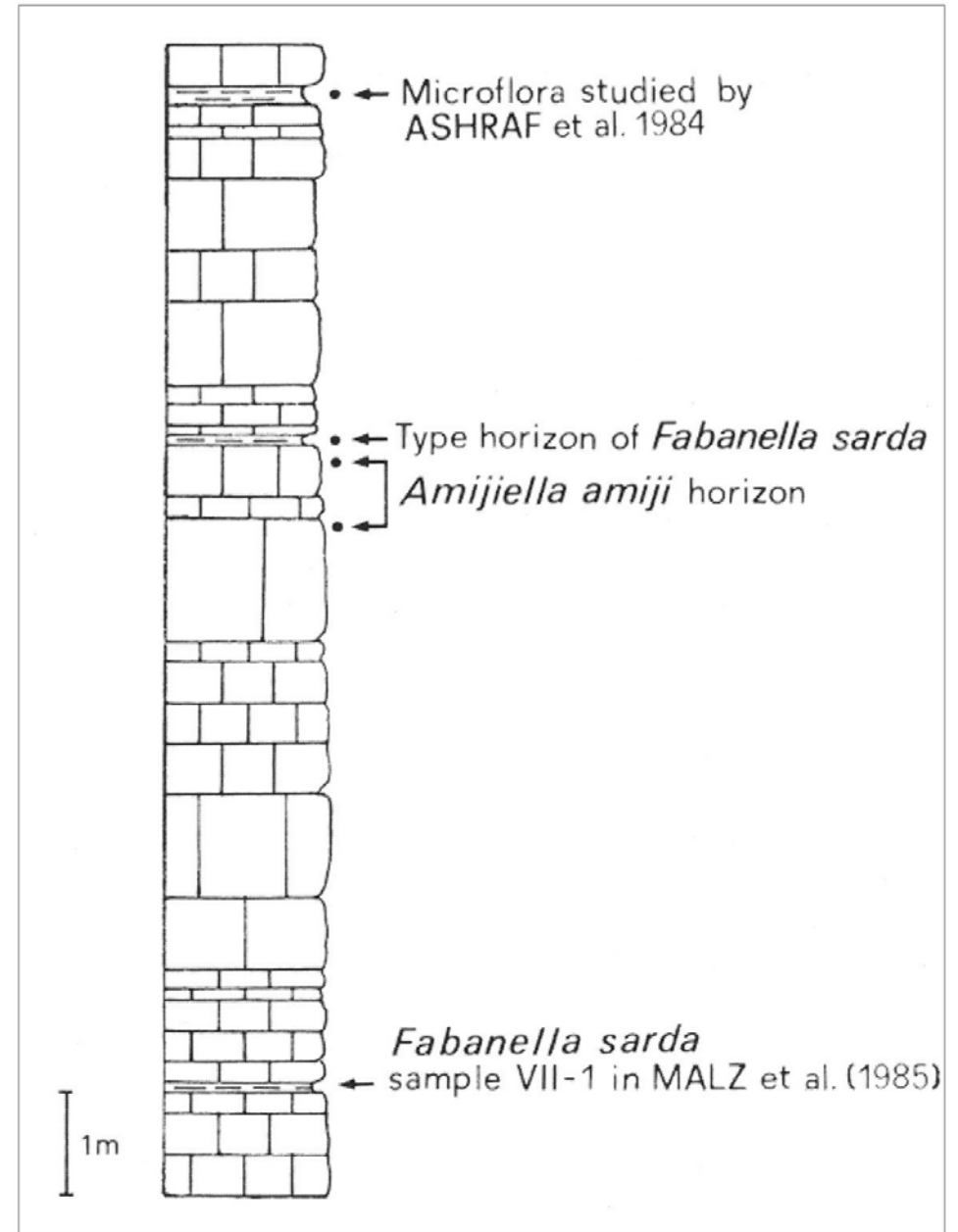


Fig. 11 - Sezione stratigrafica del Bajociano ?- Bathoniano di M.te Vaccargiu (Cherchi & Schroeder, 1985c).



Nella parte superiore della cava sono esposti livelli a *Pholadomya* e Nerinacee.

Le lithofacies della parte inferiore della successione indicano una sedimentazione ciclica in cui si alternano ambienti d'acqua dolce e salmastra (*coastal lake system*), subtidali (argille a ostracodi, calcilutiti a gasteropodi) e basso intertidali (pellets e laminiti algali). Episodiche intercalazioni marine a bioclasti (gasteropodi, idrozoi), sono più frequenti nella parte superiore della successione. L'instaurarsi di un ambiente lagunare protetto ha consentito l'accumulo di resti vegetali (mangrovie?) che hanno dato origine alla sedimentazione delle argille carboniose a palinoflore.

Età: Secondo Ashraf et al., (1984) la microflora indica un'età compresa tra il Bajociano superiore? e il Bathoniano. Il livello a macroforaminiferi, presente nella parte mediana della successione, indica il Bathoniano. A M.te Zirra un livello a macroforaminiferi, correlabile con quello esposto nell'affioramento di M.te Vaccargiu, contiene *Alzonella cuvillieri* Bernier & Neumann, forma tipica del Bathoniano.

Stop 3.3 – Cala d'Inferno: Panorama geologico del Giurassico superiore – Cretacico inferiore.

La Cala d'Inferno (figs. 12-14) è una pittoresca baia sulla costa occidentale della penisola di Capo Caccia, originata dall'erosione delle marne purbeckiane assai tettonizzate, situata tra il promontorio dolomitico – calcareo del Titoniano ad ovest (quota 125 m) ed i calcari urgoniani della Punta Mal Repos (141 m) ad est.

Maxia & Pecorini (1963) riconoscono le marne di facies purbeckiana a ostracodi e charofite della Cala d'Inferno. Successivamente Pecorini (1965) distingue il Portlandiano, il Purbeckiano ed il Neocomiano e, più tardi (1972), documenta la presenza di Dasycladacee in alcune intercalazioni marine contenute nelle marne. Chabrier & Fourcade (1975) attribuiscono al Berriasiano e al Valanginiano (*pro parte*) la successione; inoltre riconoscono una tipica associazione a foraminiferi del Valanginiano nella parte inferiore dei sovrastanti calcari urgoniani di Punta Mal Repos. La stessa associazione viene pure riportata da Azéma et al., (1977b).

In occasione del 19th European Micropaleontological Colloquium Cherchi & Schroeder (1985d) forniscono una dettagliata descrizione della sezione di Cala d'Inferno, anche sulla base di lavori specialistici sulle charofite e sugli ostracodi (Colin et al., 1985).

Dal basso in alto si possono distinguere le seguenti unità:

1. Dolomie grigio scure, spesso brecciate, non fossilifere, corrispondenti all'Unità 12 (Cap. *Controllo biostratigrafico della successione giurassico-cretacica della Nurra* di questa guida). Vengono attribuite all'Oxfordiano – Kimmeridgiano per posizione stratigrafica.



Fig. 12 - Barra calcarea del Berriasiano sommitale?-Valanginiano basale di Punta Mal Repos (Cr1), trasgressiva sulle marne berriasiane in facies purbeckiana (P).

2. Calcari micritici beige (circa 45 m), ben stratificati (spessore medio dei banchi 30–50 cm), riccamente fossiliferi, costituenti il promontorio roccioso a ovest della Cala.

Il contenuto fossilifero, costituito prevalentemente da Dasycladacee e foraminiferi, aumenta nella parte superiore della successione. Azéma et al., (1977b) segnalano *Clypeina jurassica* Favre, *C. solkani* Conrad & Radoicic, *Salpingoporella annulata* Carozzi e *Actinoporella podolica* (Alth.). Nella parte superiore sono presenti miliolidi, *Trocholina alpina* (Leupold), *Favreina prusensis* (Parejas) e alla sommità abbondanti charofite indicanti un ambiente lagunare – lacustre.



Fig. 13 - Promontorio (q.ta 125 m) all'estremità occidentale della Cala d'Inferno. Bancate calcaree ben stratificate del Titoniano superiore (T) in contatto tettonico con le marne berriasiane (P), a destra, in facies purbeckiana (vedi Fig. 12).



Il ritrovamento di *Heteroporella lemmensis* (Bernier) consente di precisare l'età della parte superiore del livello a Dasycladacee, in quanto questa specie ha una distribuzione compresa tra il Kimmeridgiano superiore e il Titoniano sommitale (Bassoullet, 1997).

3. Marne e calcari marnosi di facies purbeckiana. La parte inferiore di questa successione è costituita da marne verdastre (= "marnes vertes" della Provenza) e da calcari marnosi (circa 30 m di spessore), per la maggior parte scarsamente fossiliferi. Contiene però alcuni significativi livelli ricchi in charofite e ostracodi di ambiente lacustre indicanti un'età berriasiana (Colin et al., 1985).

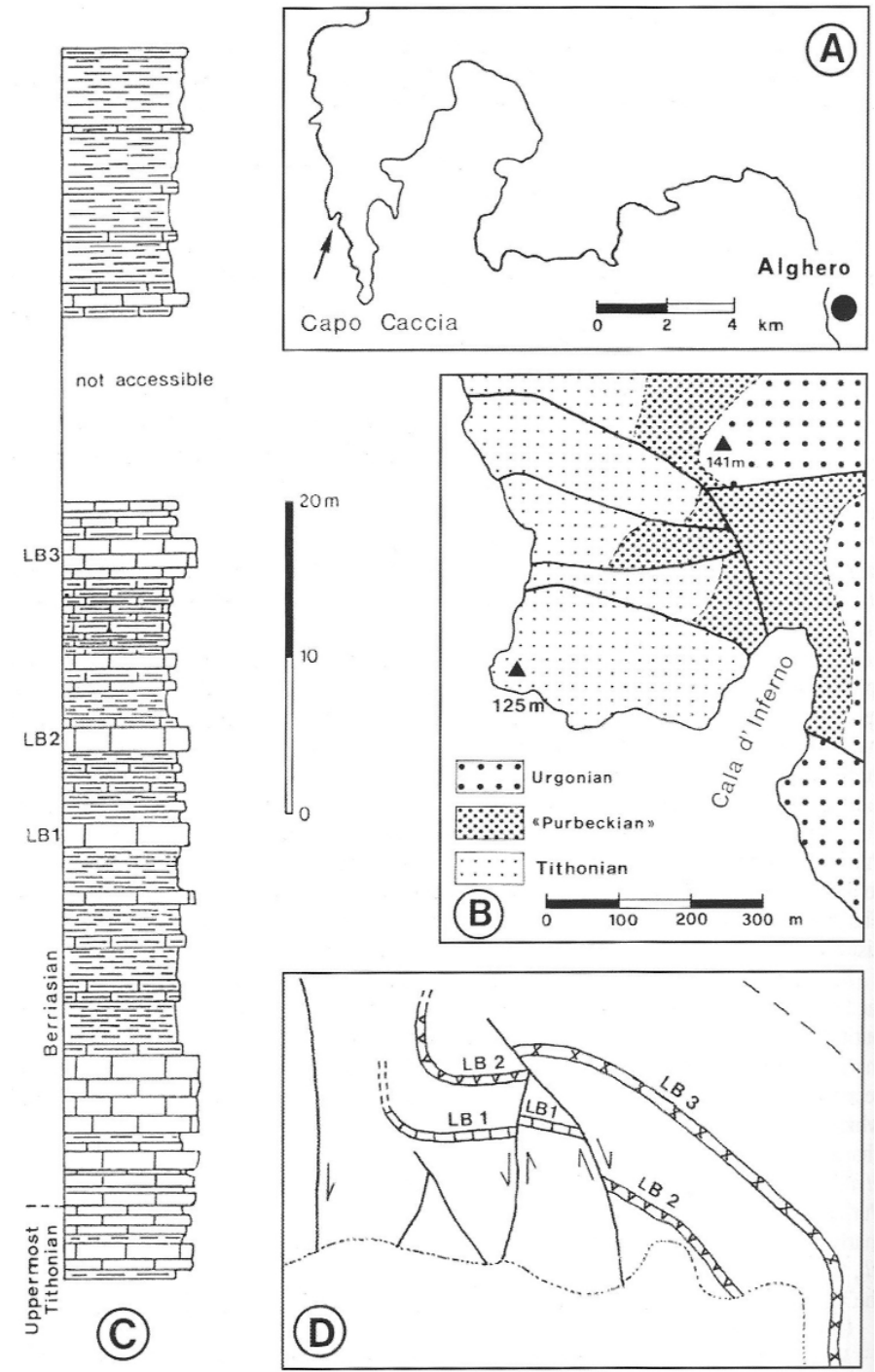
La parte superiore mostra marne grigio-verdastre e calcari marnosi nei quali sono intercalati alcuni strati calcarei molto compatti (circa 45 m). Sottili livelli calcarei, di ambiente lagunare, transizionale e litorale, più frequenti nella parte sommitale, anticipano la trasgressione urgoniana (fig. 15).

Stop 3.4 – Punta Mal Repos: trasgressione urgoniana sui depositi di facies purbeckiana.

Successione urgoniana di Torre del Bulo.

Provenendo dallo stop 3.3 si cammina verso nord lungo la cresta calcarea urgoniana. Dopo aver incontrato una faglia ENE–OSO (fig. 14) si prosegue fino ad arrivare alla base

Fig. 14 - Cala d'Inferno (Penisola di Capo Caccia). A: ubicazione (freccia); B: schema geologico; C: sezione stratigrafica della successione purbeckiana; D: schema strutturale (Cherchi & Schroeder, 1985a, 2002a).





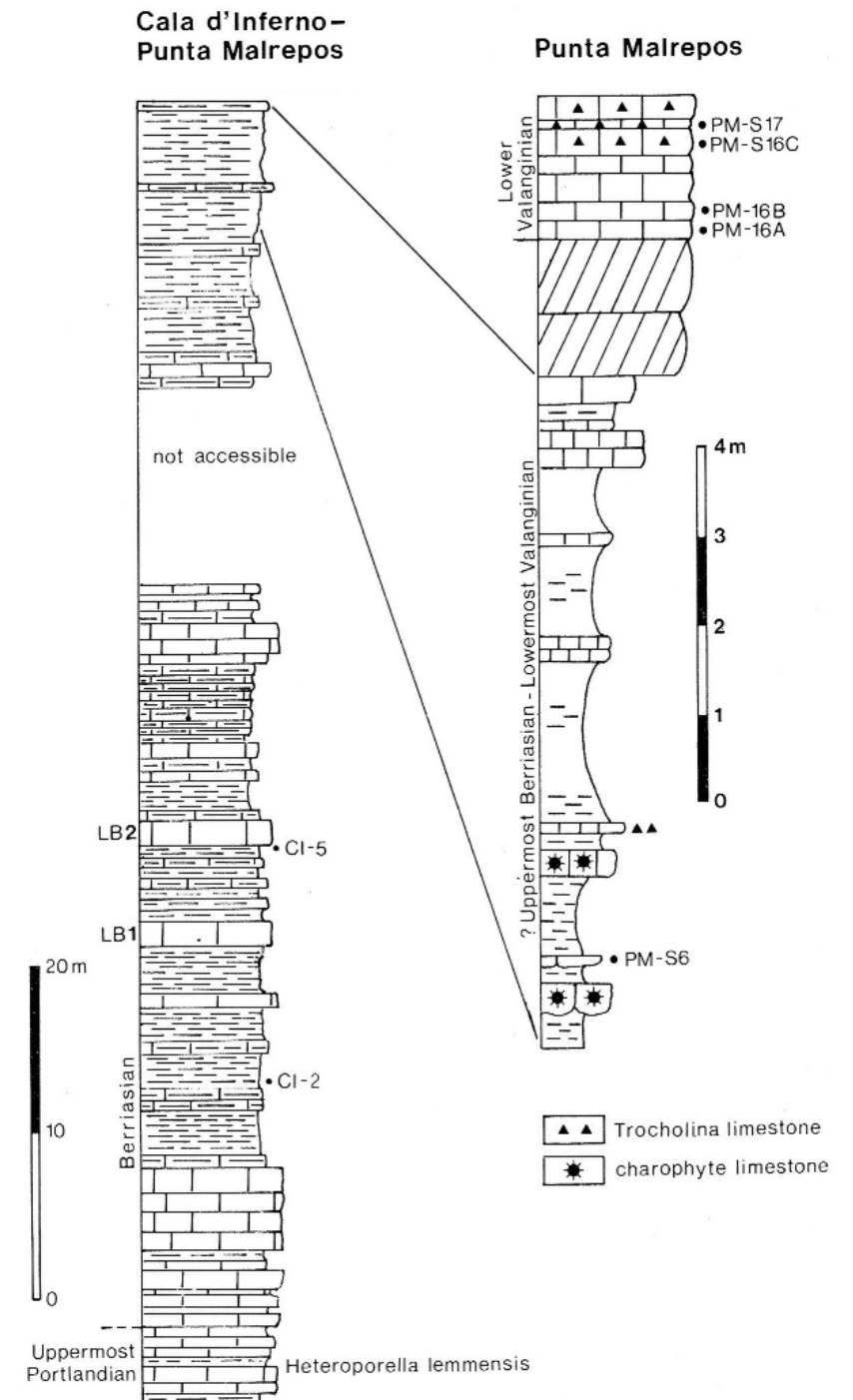
della falesia di Punta Mal Repos (141 m), sovrastante la successione marnoso – calcarea purbeckiana (figs. 12, 15). Da Punta Mal Repos si scende verso E lungo un'incisione valliva sino a raggiungere la piccola penisola di Torre del Bulo, dove affiorano tipiche facies urgoniane.

In sintesi, il percorso tra Cala d'Inferno e Torre del Bulo permette di osservare la successione marnoso – calcarea lacustre-lagunare di facies purbeckiana del Berriasiano, la transizione alle facies marine durante il Berriasiano superiore, l'installazione della piattaforma urgoniana nel Valanginiano basale, la successione urgoniana nell'intervallo Valanginiano-Aptiano inferiore.

Già Deninger (1907) e successivamente Oosterbaan (1936) avevano riconosciuto la presenza delle faune a rudiste nella facies urgoniana della Penisola di Capo Caccia.

L'affioramento del Mal Repos è stato oggetto di numerosi studi. Pecorini (1965) segnala l'abbondanza di Trocholone nella porzione basale che viene da questo Autore attribuita al Barremiano.

Fig. 15 - Sezione stratigrafica della successione berriasiano-valanginiana di Cala d'Inferno-Punta Mal Repos, sovrastante i calcari del Titoniano superiore (=Uppermost Portlandian nella figura) (Cherchi & Schroeder, 1985a).





Chabrier & Fourcade (1975) e Azéma et al., (1977b) rinvennero nella porzione inferiore della stessa sezione una tipica associazione microfaunistica del Valanginiano inferiore, costituita da *Valdanchella miliani* (Schroeder), *Pfenderina neocomiensis* (Pfender), *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, sovrastante il livello a *Trocholina*, attribuita a *T. alpina* (Leupold). Cherchi & Schroeder (1985a, 2002a) descrivono l'intera successione urgoniana, la cui attribuzione stratigrafica viene fornita sulla base dello studio delle associazioni a Orbitolinidi e di altri macroforaminiferi. Dagli stessi Autori vengono inoltre istituiti i nuovi taxa *Dictyorbitolina ichnusae*, *Eclusia decastroi*, *Koskinobullina socialis*, *Montseciella alguerensis*.

La successione urgoniana (circa 380 m), che dalla Punta Mal Repos si estende fino a Cala Dragonara e Torre del Bulò, è costituita da:

a) Alternanza di dolomie rosate e calcari oolitici–pseudoolitici (circa 35 m), grigio–bruni ricchi in Trocholine (strato-tipo di *Trocholina cherchiaae* Arnaud–Vanneau et al., nei calcari oolitici basali). Sono presenti inoltre *Feurtillia frequens* Maync, *Nautiloculina broennimanni* Arnaud–Vanneau & Peybernès, *Pseudotextulariella salevensis* Charollais et al., *Pseudocymopolia* cf. *jurassica* (Dragastan).

Sottostante a questa unità, nella parte sommitale delle marne purbeckiane si incontrano sottili intercalazioni marine contenenti, oltre che frammenti di sedimenti lacustri sottostanti, rimaneggiati, la seguente associazione: *Arabicodium* cf. *jurassicum* Dragastan, *Cayeuxia* sp., Porostromata, *Sarfatiella sarda* (Pecorini) Cherchi & Schroeder, *Actinoporella duranddelgai* (Jaffrezo & Fourcade), *Salpingoporella* sp., "*Cribellopsis* sp." (in Darsac, 1983), "*Trochamminidae* n.gen." (in Canerot, 1974), Miliolidae, *Nautiloculina broennimanni* Arnaud–Vanneau & Peybernès, *Trocholina* cf. *sagittaria* Arnaud–Vanneau et al., *T.* sp., *Favreina* sp., *Aeolisaccus dunningtoni* Elliott.

b) Calcari (circa 85 m) di color beige chiaro, leggermente dolomitizzati alla base, a bioclasti e litoclasti in una matrice micritica, dove si incontrano sporadicamente le prime rudiste. Masse & Allemann (1982) segnalano piccole Monopleuridae costulate.

Nella porzione inferiore la microfauna è rappresentata da *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Pseudotextulariella salevensis* Charollais et al., *P. courtionensis* Brönnimann, *Valdanchella miliani* (Schroeder), *Pfenderina neocomiensis* (Pfender).

Nella porzione superiore la microfauna è caratterizzata da *Pseudotextulariella salevensis*, *Eclusia moutyi* Septfontaine e *Trocholina alpina* (Leupold).



c) Calcari biancastri e beige (circa 65 m) contenenti numerose rudiste e chetetidi; sono inoltre presenti briozoi, serpulidi. Quest'unità è ben esposta lungo taglio stradale. La microfauna, scarsa e non ben conservata, è rappresentata da *Pseudolituonella* sp., *Pseudotextulariella* sp., cf. *Paracoskinolina pertenuis* Foury, *Nautiloculina broennimanni* Arnaud–Vanneau & Peybernès, *Trocholina* sp. Masse & Alleman (1982) segnalano a SO di Dragonara sezioni tipiche di *Pachytraga tubiconcha*.

d) Calcari bioclastici chiari (circa 80 m), in parte ben stratificati, con numerosi Orbitolinidi, sono ben esposti tra la Cala Dragonara e la Penisola della Torre del Bulò (fig. 1).

Nella parte inferiore la microfauna è costituita da *Pseudotextulariella salevensis* Charollais et al., *Eclusia moulyi* Septfontaine, *Nautiloculina* sp., *Trocholina alpina* (Leupold).

Superiormente le associazioni sono più ricche e differenziate. Sono presenti numerose Dasycladacee: *Heteroporella* (?) *paucicalcareae* Conrad, *Praturlonella danilovae* (Radoicic) *Salpingoporella genevensis* (Conrad), *S.* cf. *muehlbergii* (Lorenz) (determ. F. Barattolo, Napoli, in Cherchi & Schroeder, 1985e). La microfauna è rappresentata da *Rheophax* (?) *giganteus* Arnaud–Vanneau, *Cuneolina* sp., *Sabaudia capitata* Arnaud–Vanneau, *Paracoskinolina maynci* (Chevalier), *Orbitolinopsis inflata* Moullade, *Paleodictyoconus cuvillieri* Foury, *Dictyorbitolina ichnusae* Cherchi & Schroeder, *Valserina broennimanni* Schroeder & Conrad, *Montseciella alguerensis* Cherchi & Schroeder, *Pfenderina globosa* Foury, *Melathrokerion valserinensis* Brönnimann & Conrad, *Trocholina* sp.

e) Calcari chiari e beige (circa 40 m) ricchi in rudiste e chetetidi. La microfauna è caratterizzata da *Pseudotextulariella* cf. *scarsellai* (De Castro), *Eclusia decastroi* Cherchi & Schroeder, *Eygallerina turbinata* Foury, *Pseudolituonella gavonensis* Foury, *Debarina hahounerensis* Fourcade et al., *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Pseudocyclammia* sp., *Paleodictyoconus barremianus* (Moullade).

f) Calcari da beige a giallo – bruni e calcari marnosi (circa 40 m). Le parti inferiore e media di questa unità contengono numerose charofite indicanti un ambiente dulcicolo. La parte superiore, marina, è costituita da calcari oncolitici, la cui parte sommitale è caratterizzata da una ricca associazione di Dasycladacee (determ. M.A. Conrad, Ginevra): *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), *Salpingoporella melitae* Radoicic, *Cylindroporella barnesii* Johnson, *Likanella ? danilovae* Radoicic. Inoltre sono presenti i seguenti foraminiferi: *Paracoskinolina* sp., *Orbitolinopsis* sp., *Pseudolituonella gavonensis* Foury, *Nautiloculina* sp., *Sabaudia minuta* Hofker, *Pfenderina globosa* Foury, *Trocholina* sp.



g) Calcari beige chiaro, ben stratificati, a bioclasti (frammenti di rudiste), immersi in una matrice micritica e ortosparitica nella parte inferiore, esclusivamente micritica superiormente. La parte sommitale è leggermente dolomitizzata.

La microfauna è caratterizzata dalla presenza di *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Paracoskinolina arcuata* Arnaud – Vanneau, *Orbitolinopsis* sp., *Nautiloculina broennimanni* Arnaud–Vanneau & Peybernès, *Dictyopsella* sp., *Sabaudia minuta* (Hofker), *Cuneolina* sp., *Trocholina* sp.

Questa successione è coperta dai calcari trasgressivi coniaciani, sovrastanti unità urgoniane di diversa età, a causa dell'erosione (Albiano-Cenomaniano inferiore ?).

Età. Le intercalazioni marine entro la porzione sommitale della successione marnosa purbeckiana non contengono *markers* biostratigrafici molto significativi. Associazioni simili sono state rinvenute nel Berriasiano – Valanginiano inferiore delle catene betiche (Fourcade, 1973), nel Berriasiano superiore (?) dei Pirenei (Arnaud–Vanneau & Peybernès, 1978) e nel Berriasiano superiore–Valanginiano inferiore del Giura meridionale (Darsac, 1983). L'insieme di questi dati suggerisce un'età compresa tra il Berriasiano sommitale ed il Valanginiano inferiore.

Viene qui di seguito discussa l'attribuzione cronostratigrafica delle unità (a-g), prima descritte.

a) I calcari basali della successione urgoniana di Mal Repos, ricchi in Trocholine, sono presenti in analogia posizione stratigrafica pure nel Cretacico inferiore di S. Antioco (Sardegna sud – occidentale). Nell'affioramento di S. Antioco nella parte centrale della successione sono stati rinvenuti Calpionellidi del Valanginiano inferiore (Azéma et al., 1977a). Da questi Autori è stata citata *Trocholina alpina* che in realtà corrisponde a *T. cherchiaie* (a suo tempo non ancora istituita). Questo rinvenimento consente una buona correlazione con il livello caratterizzato dalla stessa specie presente nell'unità di Mal Repos.

Sulla base di questi dati si può affermare che l'installazione della piattaforma carbonatica sia iniziata nel Valanginiano basale, senza poter escludere il Berriasiano sommitale.

b) La presenza di *Valdanchella miliani* presente nell'associazione indica chiaramente il Valanginiano inferiore. Questo *taxon* è considerato un eccellente *marker* poiché è stato correlato con ammoniti e calpionellidi in affioramenti della Francia meridionale (Dip. Gard, Provenza, Azéma et al., 1977b).

c) La datazione di questa unità, caratterizzata da una microfauna povera e poco significativa, si basa sulla presenza di *Pachytraga tubiconcha*, che viene assegnata all'Hauteriviano (Masse & Allemann, 1982). Sezioni tipiche di questa specie si rinvengono nella parte meridionale di Cala Dragonara (fig.1).



d) L'unità è riccamente fossilifera, caratterizzata da Orbitolinidi e Dasycladacee abbondanti soprattutto nella porzione superiore. Gli strato-tipi di *Dictyorbitolina ichnusae* Cherchi & Schroeder e di *Montseciella alguerensis* Cherchi & Schroeder, istituite nell'area di Capo Caccia, fanno parte di questa successione. Sulla base dell'associazione a Orbitolinidi, tra i quali *Valserina broennimanni*, l'unità viene attribuita al Hauteriviano superiore-Barremiano inferiore.

e) L'associazione ad Orbitolinidi caratterizza anche quest'unità, che viene attribuita al Barremiano superiore. *Eclusia decastroii* è stata istituita nell'area di Capo Caccia in strati appartenenti a questa successione.

f) L'associazione ad alghe Dasycladacee, presente nella parte superiore dell'unità, suggerisce un'età compresa tra il Barremiano superiore e la base dell'Aptiano.

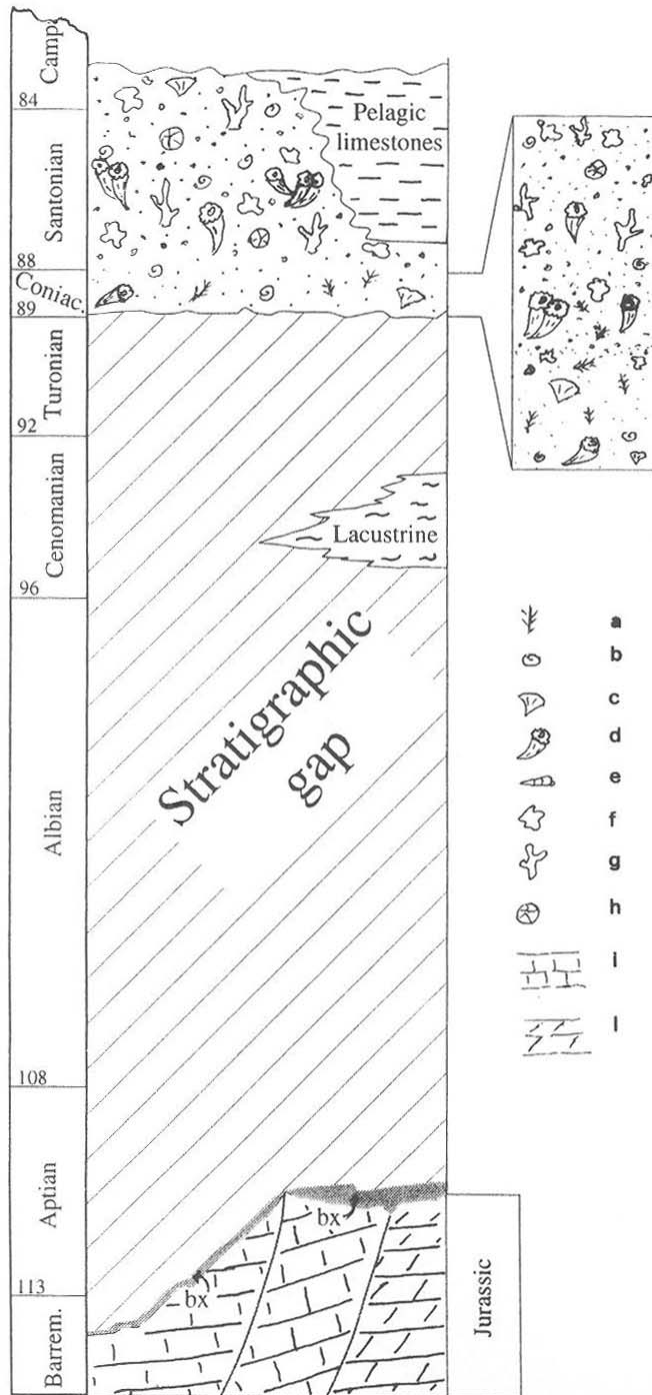
g) La presenza di *Palorbitolina lenticularis* associata a *Paracoskinolina arcuata* indica l'Aptiano inferiore. Quest'unità rappresenta il termine più recente della successione del Cretacico inferiore della Nurra, troncata dalla profonda erosione durante la fase continentale albiana-? cenomaniana inferiore.

Stop 3.5 – Calcari coniaciano-santoniani trasgressivi sui calcari di “Facies Urgoniana” del substrato carsificato pre-cenomaniano (Capo Caccia).

Pecorini (1965) descrisse per primo la transizione tra i termini del Cretacico inferiore e quelli del Cretacico superiore nella Penisola di Capo Caccia. La strada che dalla località Cala della Calcina conduce a Capo Caccia espone, nel taglio stradale, i calcari urgoniani (datati come Barremiano superiore), interessati da sistemi di cavità carsiche controllate da reticoli di fratture, su cui giacciono i calcari a rudiste del Cretacico superiore (Coniaciano-Santoniano) (fig. 7). Alla transizione, e come riempimento del reticolo carsico, si rinvennero brecce ad elementi nerastri (*black pebbles*) contenenti insieme floro-faunistici di ambienti salmastri, dulciacquicoli e/o schizozalini e frammenti di bauxite (fig. 16).

Prima analizzata biostratigraficamente da Cherchi & Schroeder (1985a), la successione è stata in seguito studiata dal punto di vista sedimentologico da Carannante et al., (1995a e 1995b, 1997) e da Carannante & Simone (2002). Dal basso verso l'alto è costituita da:

- Calcari grigio-biancastri del substrato pre-bauxitico costituiti da *grainstones* bioclastici di “Facies Urgoniana” con granuli frequentemente bioerosi e cementi opachi relativi a processi di diagenesi precoce sottomarina.



L'insieme floro-faunistico di tipo *chlorozoan* (*sensu* Lees, 1975, Lees & Buller, 1972) presenta abbondanza di coralli ermatipici, idrozoi, chetetidi, lamellibranchi, echinidi, foraminiferi bentonici (significativamente abbondanti gli Orbitolinidi) ed alghe verdi. Negli ultimi 10 m, l'analisi dell'associazione microfloro-faunistica ha permesso di riconoscere:

Alghe verdi: *Heteroporella paucicalcarea* Conrad, *Praturlonella danilovae* (Radoicic), *Salpingoporella genevensis* (Conrad), *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz).

Foraminifera: *Earlandia* (?) *conradi* Arnaud-Vanneau, *Glomosprira urgoniana* Arnaud-Vanneau, *Rheophax* (?) *giganteus* Arnaud-Vanneau, *Arenobulimina* sp., *Nezzazatinella macovei* Neagu, *Pseudolituonella gavonensis* Foury, *Choffatella decipiens* Schlumberger, *Praereticulinella cuvillieri* Deloffre & Hamaoui, *Paracoskinolina maynci* (Chevalier), "*Paracoskinolina hispanica*" Peybernès, *Paleodictyoconus cuvillieri* Foury et al., *Montseciella alguerensis* Cherchi & Schroeder, *Valserina* sp., *Eygallerina turbinata* Foury, *Cuneolina* sp., "*Orbitolinopsis*" *flandrini* Moullade, *Orbitolinopsis debelmasi* Moullade & Thieuloy, *Orbitolinopsis subkiliani* Dieni et al., *O. hensoni* Dalbiez, *Cuneolina* aff. *laurentii* Sartoni & Crescenti, *Nummuloculina* sp., *Quinqueloculina histri* Neagu, *Derventina filipes* Neagu, *Nautiloculina cretacea* Peybernès, *Nautiloculina broennimanni* Arnaud-Vanneau & Peybernès, *Trocholina* sp. La presenza di *Montseciella alguerensis* Cherchi & Schroeder e di *Eygallerina turbinata* Foury indica un'età basso barremiana (Cherchi & Schroeder 1985a, 1999).

Fig. 16 - Colonna stratigrafica schematizzata della successione analizzata: a- alghe verdi; b-foraminiferi bentonici; c-coralli ermatipici; d-rudiste; e-gasteropodi; f-alghe rosse; g-briozoi; h-echinidi; i- calcari pre-bauxitici del Cretacico inferiore; I-calcari e dolomie pre-bauxitici giurassici.



Nel livello sommitale, la presenza di cavità biomoldiche e di una diffusa frazione siltosa, nonché di cementi calcitici non marini, preludono all'intensa evidenza di esposizione subaerea data dalla superficie carsica segnata da tasche bauxitiche.

- Sistemi di fratture, con sovrimposti blandi processi di dissoluzione carsica, interessanti il substrato e connessi con la superficie erosiva. Tali sistemi di fratture sono colmati da argille bauxitiche ocracee, di ambiente relativamente riducente (fig. 17), e contengono frammenti litici del substrato, litoclasti grigio-nerastri e frammenti di bauxite ossidata.

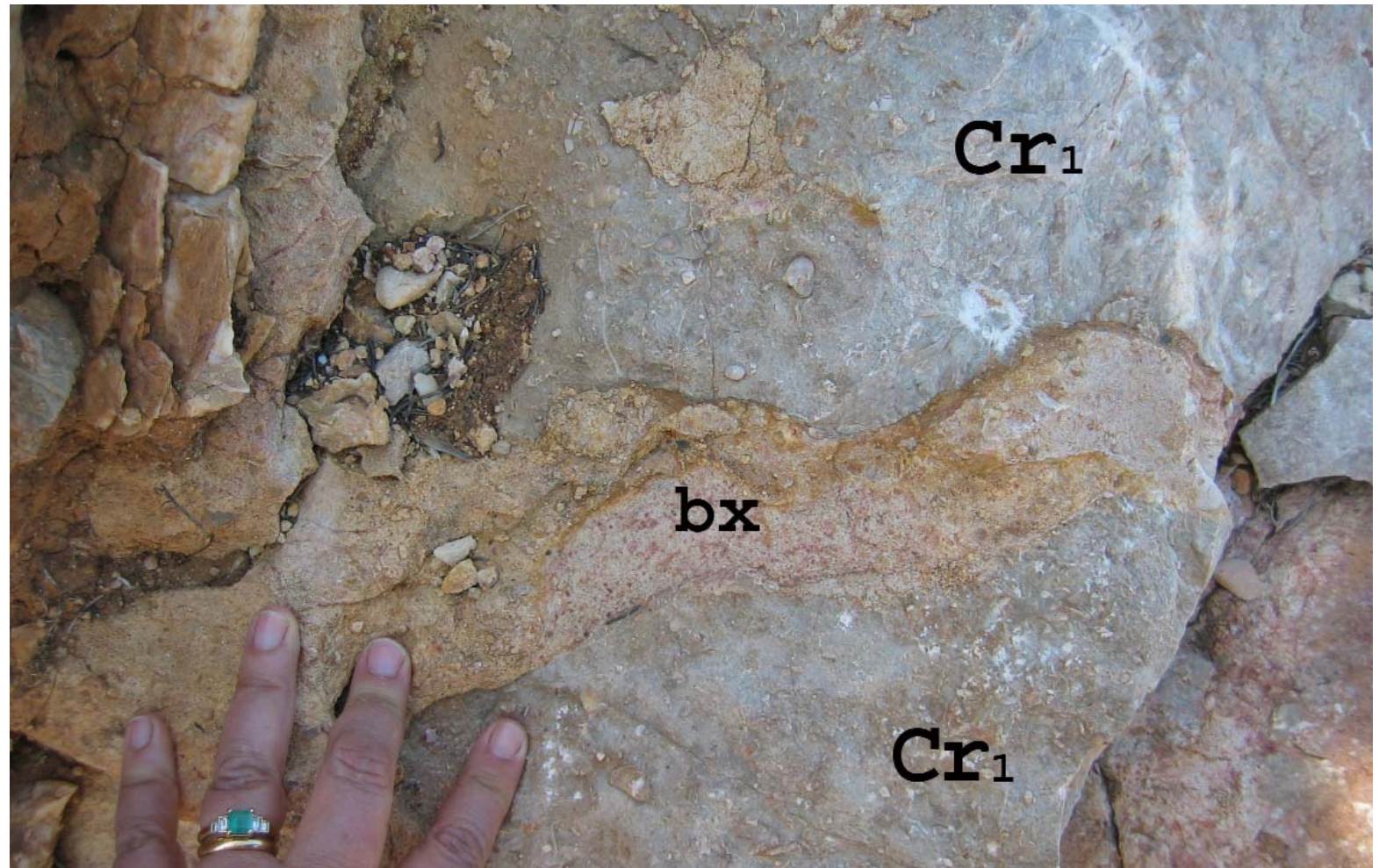


Fig. 17 - Superficie di esposizione subaerea del basamento carsificato (Cr_1) con frattura colmata da argilla bauxitica ocracea (bx) di ambiente riducente, contenente frammenti litici del substrato, litoclasti grigio-nerastri e frammenti di bauxite ossidata.



- Discontinuo livello di breccie ad elementi di *wackestone/mudstone* nerastri (*black pebbles*) contenenti insieme floro-faunistici di ambienti salmastri, dulciacquicoli e/o schizoalini, quali gasteropodi d'acqua dolce, resti di Charophyta (*Munieria grambasti sarda* Gusiæ et al.) e miliolidi a guscio sottile. Nella breccia, oltre a frammenti litici del substrato, si rinvengono, in una matrice fangosa con miliolidi a guscio più spesso e *Dicyclina* sp., clasti rimaneggiati di bauxite ossidata (fig. 18). La breccia documenta la trasgressione marina del Coniaciano che erose e rielaborò i depositi di ambiente paralicò e continentali soggiacenti così come i calcari del substrato urgoniano.



Fig. 18 - Breccia di età coniaciana a elementi di *wackestone/mudstone* nerastri (*black pebbles*) contenenti insieme floro-faunistici di ambienti salmastri, dulciacquicoli e/o schizoalini. Nella breccia, oltre a frammenti litici del substrato, si rinvengono clasti rimaneggiati di bauxite ossidata in matrice fangosa.



In aree vicine (Punta del Frara), affioramenti lungo costa non facilmente accessibili a causa della fitta copertura di macchia mediterranea, conservano evidenza di corpi lentiformi spessi sino a 7 metri, giacenti su un substrato eroso di dolomie giurassiche e la relativa copertura bauxitica. Tali corpi, costituiti da calcari neri lacustri, sono ricchi in gasteropodi d'acqua dolce e Charophyta (*Muniera grambasti sarda* Gusiæ) e documentano l'esistenza di stagni costieri instauratisi durante precoci fasi trasgressive del Cretacico superiore (Cenomaniano-Turoniano), durante la risalita della lente freatica attraverso condotti carsici ipogei ("*internal transgression mode*" *sensu* Carannante et al., 1994).

- Calcari biancastri trasgressivi di età coniaciano-santoniana. I calcari basali di età coniaciana includono tra i foraminiferi bentonici: *Flabellocyclolina laevigata* Gendrot, *Martiguesia cyclamminiformis* Gendrot, *Choffatella rugoretis* Gendrot, *Orbitolinopsis senonicus* Gendrot, *Dictyopsella kiliani* Schlumberger, *Cuneolina conica* d'Orbigny, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Rotalia reicheli* Hottinger. Nell'intervallo coniaciano è registrato un drastico cambiamento di facies (fig. 9): dopo circa 10 m di *wackestone/packstone* ricchi in foraminiferi bentonici (miliolidi, *Dicyclina*, *Cuneolina*), alghe verdi, echinoidi, frammenti di bivalvi e pochi coralli, *grainstone* e subordinate *packstone* con matrice siltosa tendono a prevalere. In questi ultimi, alghe rosse corallinacee (*Sporolithon*, Poignant et al., 1982) e briozoi diventano localmente abbondanti. I successivi calcari santoniani, che includono miliolidi di grandi dimensioni e *Lamarmorella sarda* Cherchi & Schroeder, sono *packstone* bioclastici localmente segnati da laminazione incrociata. Depositi di *open shelf* ad elevata energia tendono a prevalere (vedi Carannante et al., 1995a per ulteriori dettagli). In tali depositi alghe rosse corallinacee sia frammentate che formanti rodoliti, briozoi e frammenti arrotondati di rudiste, echinidi e foraminiferi bentonici sono molto abbondanti. *Floatstone* a rudiste in matrice di *packstone* o *grainstone* bioclastiche siltose caratterizzano i calcari trasgressivi.

I primi banchi a rudiste, particolarmente ben esposti a brevissima distanza dall'area di sosta, presentano addensamenti di radiolitidi (fig. 19). I gusci sono talora in posizione di crescita o comunque conservati in loco sebbene le conchiglie abbiano perso l'originario assetto di crescita (accumuli *in-situ*) o, talora, documentano solo ridotto trasporto ed elaborazione, risultando accumulati in aree strettamente prossime a quelle di crescita (accumuli "*near-situ*" o "*parautochthonous*" *sensu* Kidwell et al., 1986; Kidwell & Holland, 1991).

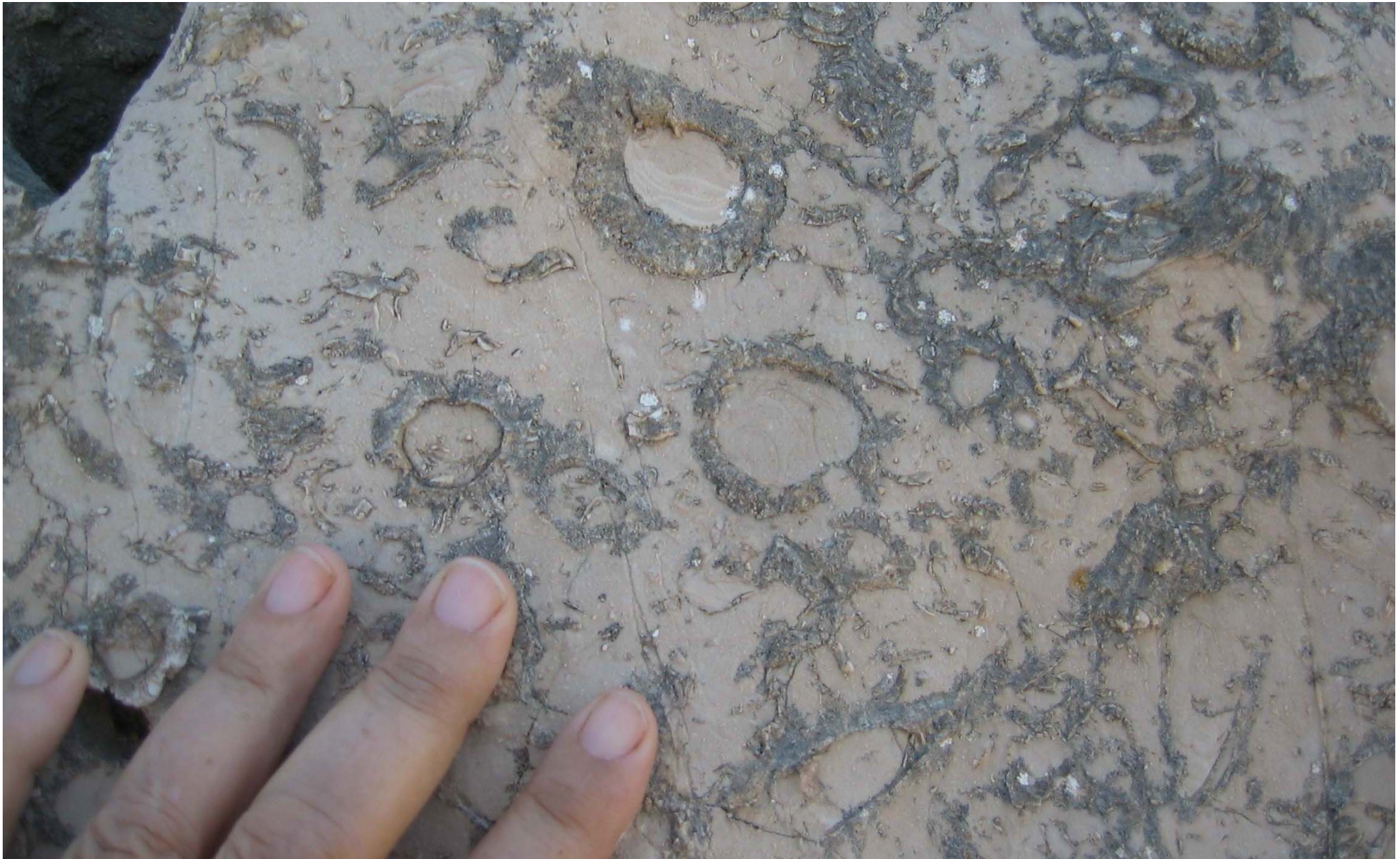


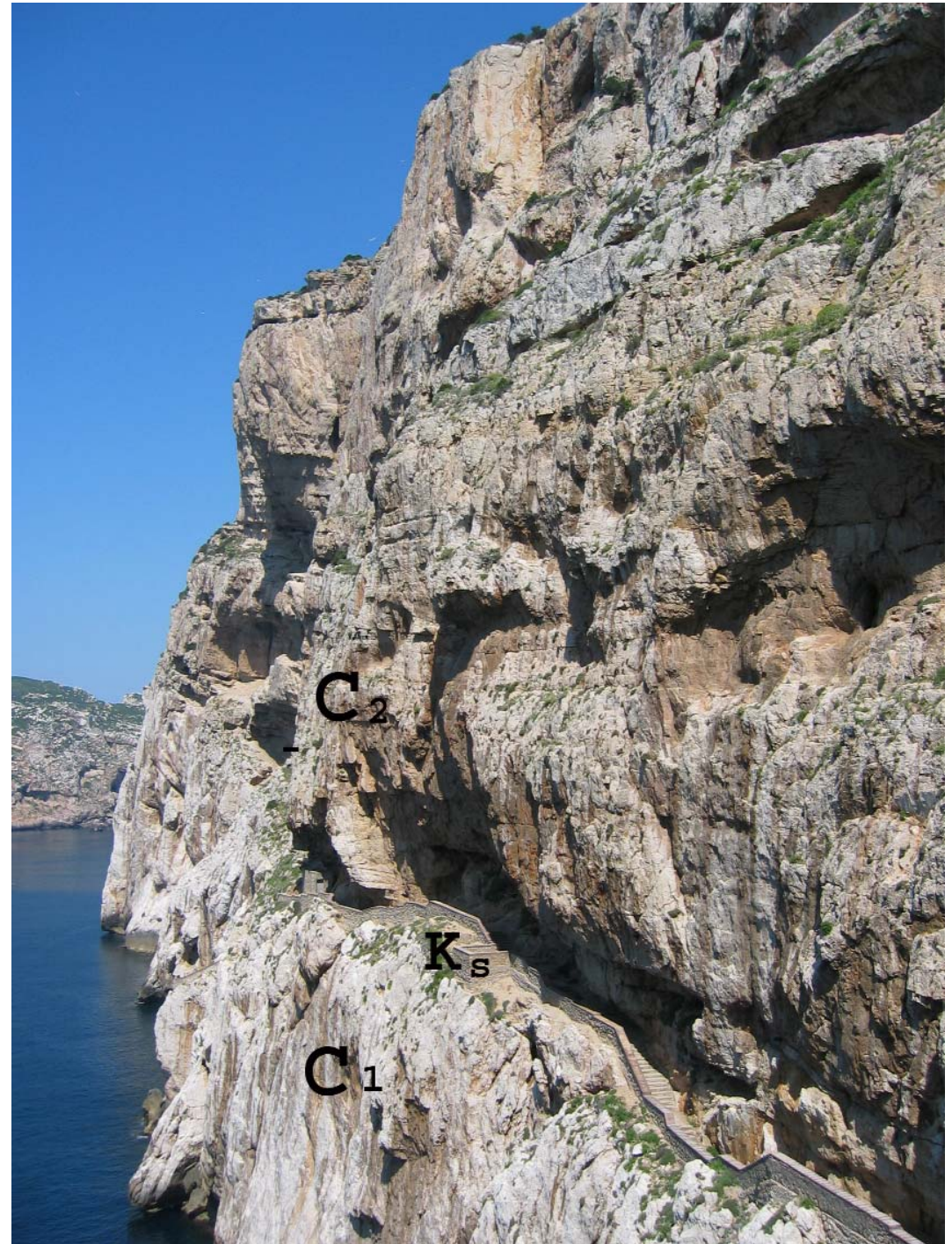
Fig. 19 - Calcare a rudiste del Cretacico superiore: banco con gusci di Radioliti in posizione di crescita (o comunque conservati *in situ*) in matrice caratterizzata da un'associazione bentonica di tipo *chlorozoan* impoverito.



Stop 3.6 – Contatto discordante tra i calcari del Cretacico superiore trasgressivi ed i calcari carsificati del Cretacico inferiore (Capo Caccia).

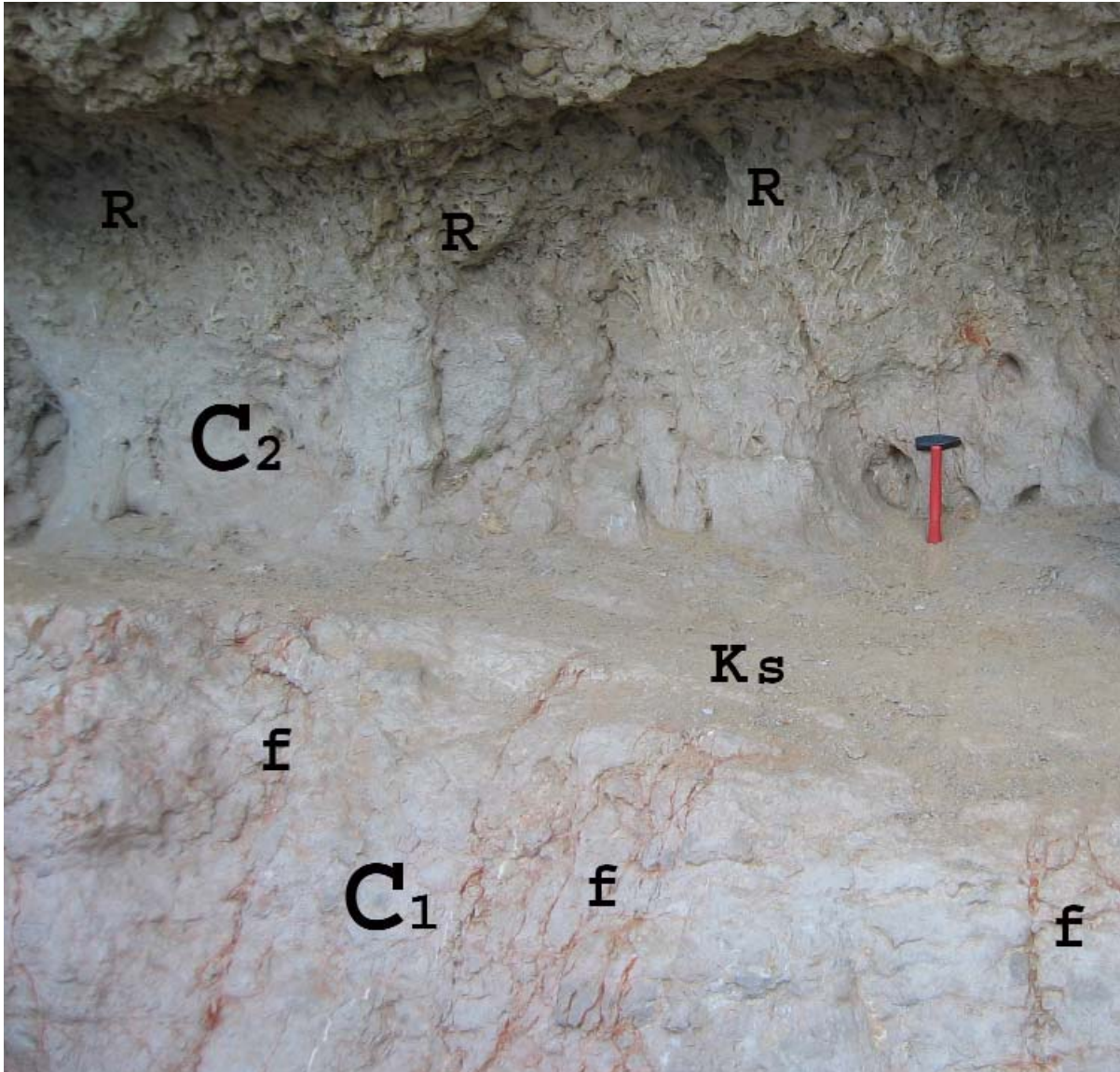
Nella falesia bordante il versante occidentale di Capo Caccia è ben visibile il contatto discordante tra i calcari trasgressivi a rudiste del Senoniano ed i soggiacenti calcari urgoniani pre-cenomaniani (fig. 20). Lungo lo stretto sentiero e le ripide scale (Scala del Cabirol) che collegano il sistema carsico della Grotta di Nettuno con la relativa area di parcheggio affiora, con ottima esposizione, il top del substrato pre-bauzitico debolmente deformato da una fase plicativa pre-cenomaniana. Tale fase portò all'esposizione subaerea e conseguente carsificazione dei calcari urgoniani, nonché la base della copertura trasgressiva coniaciano-santoniana (Pecorini, 1965; Philip et al., 1978; Carannante et al., 1995a, 1995c; Cherchi & Schroeder, 1985a, 1995) (fig. 21).

Fig. 20 - Contatto discordante tra i calcari trasgressivi a rudiste del Cretacico superiore (C2) ed i soggiacenti calcari urgoniani pre-cenomaniani (C1). La superficie di esposizione subaerea pre-trasgressiva (Ks) mostra evidenti tracce di carsismo.





I primi metri della copertura affiorano, con ottima esposizione, in uno sgrottamento lungo il primo tratto del sentiero e sono costituiti da calcari stratificati ricchi in rudiste. Quest'ultime, strettamente addensate ed in posizione di crescita con modalità di tipo *constratal growth* (*sensu* Gili et al., 1993), formano grandi *clusters* (fig. 22) in un sedimento bioclastico, localmente pellettifero, e presentano al top sottili intercalazioni di *grainstone* ben selezionato ed



a granuli arrotondati. Complessi sistemi di bioturbazione interessano gli strati immediatamente sovrastanti; il sedimento appare profondamente rielaborato sino ad assumere un aspetto pseudo-nodulare (fig. 23). Il mantenimento del reticolo di bioturbazione suggerisce un contesto deposizionale tranquillo, interessato solo occasionalmente da episodi di elevata energia. La presenza di ripetute dislocazioni impedisce una visione continuativa dei sovrastanti calcari; questi ultimi comunque presentano verso l'alto alternanze di strati di *grainstone* a grana da fine a molto grossolana e con granuli talora ben selezionati ed arrotondati. Ciò documenta una tendenza a condizioni marine più aperte e profonde con ripetuti incrementi dell'energia ambientale.

Fig. 21 - Superficie di contatto tra i calcari trasgressivi a rudiste del Cretacico superiore (C2) ricchi in rudiste (R) ed i soggiacenti calcari urgoniani pre-cenomaniani (C1). Un evidente reticolo di fratture (f), collegato con la superficie erosiva carsica (Ks), interessa il basamento urgoniano.



Fig. 22 - Dettaglio della fig. 21. Rudiste, strettamente addensate ed in posizione di crescita con modalità di tipo *constratal growth* (*sensu* Gili et al., 1995), formano grandi *clusters* (R) in un sedimento bioclastico, localmente pellettifero, del Cretacico superiore (C2).



Fig. 23 - Complessi sistemi di bioturbazione interessanti il sedimento bioclastico del Cretacico superiore, che appare profondamente rielaborato sino ad assumere un aspetto pseudo-nodulare.



Stop 3.7 – Banco ad *Hippurites canaliculatus* (Santoniano di Capo Caccia).

L'ampia area di parcheggio da cui si diparte la scala che da accesso alla Grotta di Nettuno (Scala del Cabirol), offre l'opportunità di osservare, nei calcari di età santoniana (sulla base della riscontrata presenza di *Lamarmorella sarda* Cherchi & Schroeder (Carannante et al., 1995d) che qui affiorano con eccellente esposizione, un banco a rudiste di oltre 2 m di spessore. Nel banco, *clusters* monospecifici di lunghe e sottili Hippuritidi (*Hippurites canaliculatus* Rolland du Roquand) (fig. 24) si sovrappongono in più generazioni a formare complesse strutture organogene (fig. 25), la cui analisi di dettaglio ha comunque escluso che potessero essere assimilate a biocostruzioni di tipo scogliera (Carannante et al., 1993, 1995c, 1997). Le rudiste ebbero a crescere strettamente addossate, colonizzando progressivamente aree più ampie.



Fig. 24 - Calcare a rudiste di età santoniana: banco con gusci di Hippuritidi in posizione di crescita, in matrice caratterizzata da un'associazione bentonica di tipo *rhodalgale*.



Non c'è però alcuna evidenza di strutture rigide biocostruite né di effettivo rilievo sul circostante fondale. Il rilievo era infatti limitato all'ultima generazione di individui che crescevano seminfossati nel sedimento sciolto (*constratal growth*, sensu Gili et al., 1995) costituito da *grainstone* bioclastico fine e nel quale sparsi individui (o loro frammenti) di *Vaccinites fortisi* Catullo e Radiolitidi sono stati riconosciuti (determ. G. Sirna, Roma).

Fig. 25 - Banco a rudiste di età santoniana. Nel banco, *clusters* monospecifici di lunghe e sottili ippuritidi (*Hippurites canaliculatus* Rolland du Roquand) si sovrappongono in più generazioni a formare complesse strutture organogene. Le rudiste crescevano strettamente addossate, colonizzando progressivamente aree più ampie senza creare strutture rigide biocostruite né presentavano effettivo rilievo sul circostante fondale. Il rilievo era infatti limitato all'ultima generazione di individui che crescevano seminfossati nel sedimento sciolto (*constratal growth*, sensu Gili et al., 1995).



Stop 3.8 – Marne emipelagiche santoniane.

Viene visitato un affioramento lungo la strada che da S. Maria la Palma conduce a Sassari. Nel bacino cretacico della Nurra orientale all'interno della successione calcarea a rudiste (Ippuritidi e Radiolitidi) si intercalano sempre più frequenti livelli marnosi a foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo, indicanti una subsidenza più accentuata.

Un bell'esempio di una successione calcarea – marnosa è rappresentato dalle sezioni di Graxioleddu e di Brunestica (Olmedo).

La sezione di Olmedo, studiata da numerosi Autori (Deninger, 1906; Oosterbaan, 1936; Pecorini, 1965; Gandolfi & Pecorini, 1970; Philip et al., 1978; Oggiano et al., 1987) costituisce una sezione di riferimento per il Cretacico superiore della Nurra orientale, caratterizzata dalla presenza sempre più importante di sedimenti marnosi. Le ignimbriti del ciclo calcareo oligo – miocenico (spessore 10 - 200 m) coprono la successione cretacica verso E, messa in evidenza da alcuni sondaggi eseguiti per scopi minerari (bauxite), dei quali purtroppo non sono stati conservati i carotaggi.

A Graxioleddu, sull'orizzonte a bauxite (spessore 2 – 4 m; Pecorini, 1965), si osserva la seguente successione (Philip et al., 1978):

a) Calcari bioclastici a Ippuriti e Miliolidi (40 m). Le rudiste, presenti dalla base, contengono: *Vaccinites praegiganteus* Toucas, *V. giganteus* (d'H. Firmas), *Hippurites* gr. *canaliculata* var. *subpolygonia* e *cristata*, *Biradiolites* cf. *angulosus* d'Orb., *Biradiolites lombricalis* (d'Orb.), Radiolitidi. Le microfaune a foraminiferi bentonici contengono: *Nummuloculina heimi* Bonet, *Cuneolina pavonia* d'Orb., *Valvulammina* cf. *picardi* Henson, *Dictyopsella* sp., *Dicyclina* sp., *Vidalina* sp., Miliolidi, Rotaliidi. E' presente inoltre la dasycladacea *Heteroporella lepina* Pratulon. Le rudiste presenti indicano un'età compresa tra il Turoniano superiore (?) e il Coniaciano.

b) Marne a foraminiferi planctonici (30–50 m). L'associazione (determ. J. Sigal in Philip et al., 1978) è stata a suo tempo così classificata: *Globotruncana canaliculata* (Reuss), *G. concavata* (Brotzen) – forme primitive, *G. gr. linnei* (d'Orb.), *G. mariaei* (Gandolfi), *Globorotalites micheliniana* (d'Orb.), *Planomalina* cf. *ehrenbergi* (Barr). E' inoltre presente *Sigalia deflaensis* (Sigal).

La distribuzione di *Dicarinella concavata* (Brotzen) = ex *Globotruncana concavata*, arriva sino al Santoniano inferiore. La presenza di *Sigalia deflaensis* conferma comunque l'età santoniana.



A Graxioleddu questa successione (a-b) è coperta dalle coltri ignimbriche. Nel vicino affioramento di Brunestica la sezione può essere completata con la sovrastante unità c.

c) Calcari a rudiste (30 m) a *Vaccinites giganteus* var. *major* Toucas, cf. *Hippuritella toucasi* (d'Orb.), *H. prae-toucasi* (Toucas), *Hippurites socialis* var. *irregularis* Toucas, *Biradiolites martellii* (Parona). Pecorini (1965) cita in questa successione *Lacazina elongata* Mun.–Chalm., indicante il Santoniano. Alcuni campioni prelevati in un sondaggio ad E di Brunestica, sotto la copertura vulcanica, hanno permesso di riconoscere sopra il livello calcareo a rudiste, corrispondente all'unità c, la presenza di marne grigio – scure a foraminiferi planctonici (circa 60 m di spessore), indicanti il Campaniano.

References

- Alméras Y., Boullier A. & Laurin B. (1997) – Brachiopodes. Mem. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., 17, 169-195.
- Alméras Y. & Fauré P. (2000) – Les Brachiopodes liasiques des Pyrénées. Paléontologie, biostratigraphie, paléobiogéographie et paléoenvironnements. Strata, (2), 36, 1-395.
- Argand E. (1922) – La tectonique de l'Asie. 13° Congr. Géol. Intern., 171-372.
- Arnaud A., Boisseau T. & Darsac C. (1988) - Le genre *Trocholina* Paalzow 1922 et ses principales espèces au Crétacé. Rev. Paléobiol., vol. spéc. 2 (Benthos '86), 353-377.
- Arnaud-Vanneau A. & Peybernès B. (1978) - Les représentants éocretacés du genre *Nautiloculina* Mohler, 1938 (Foraminifera, Fam. Lituolidae?) dans le Chaînes Subalpines septentrionales (Vercors) et les Pyrénées franco-espagnoles. Géobios, 11, 67-81.
- Ashraf A.A., Cherchi A. & Schroeder R. (1984) - Pollen und Sporen aus dem mittleren Dogger von NW Sardinien (Italien). Palaeontographica (B), 192, 1-15.
- Azéma J., Chabrier G., Fourcade E. & Jaffrezo M. (1977a) - Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne. Rev. Micropaléont., 20, 125-139.
- Azéma J., Fourcade E., Jaffrezo M. & Thieuloy J.P. (1977b) - Sur l'âge Valanginien inférieur de la biozone à *Valdanchella miliani* (Foraminifère). Intérêt pour la stratigraphie dans le domaine méditerranéen occidental. C. R. Acad. Sc. Paris, (D), 282, 1411-1414.
- Barca S. & Costamagna L.G. (1997) - Compressive "alpine" tectonics in western Sardinia (Italy): geodynamic consequences. C. R. Acad. Sc. Paris, 325, 791-797.
- Bassoullet J.P. (1997) - Algues Dasycladales. Distribution des principales espèces. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Mém., 17, 339-342.
- Bassoullet J.P., Chabrier G. & Fourcade E. (1976) - Données complémentaires sur la morphologie, la structure interne et la position stratigraphique de *Timidonella sarda* (Foraminifera, Lituolidae). Rev. Micropaléont., 19, 3-18.
- Baud A., Megard Galli J., Gandin A. & Amaudric Du Chaffaud S. (1997) - Le Trias de Corse et de Sardaigne. Tentative de corrélation avec le Trias d'Europe Sud Occidentale. C. R. Acad. Sc. Paris, 284, 155-158.
- Beauvais L. & Rieuf M. (1981) - Découverte de Madréporaires oxfordiens dans les calcaires de Caporalino (Corse). Bull. Soc. Géol. Fr., 23, 353-359.
- Bernoulli D. & Jenkins H.C. (1974) - Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: R.H. Dott & R.H. Shaver (eds), Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral., spec. publ., 19, 129-160.
- Bourbon M., de Graciansky P.C., Megard Galli J. & Lemoine M. (1973) - L'évolution paléogéographique du domaine Briançonnais du Mésozoïque: carbonates de plateforme subsidente, révolution du Lias supérieur, instauration progressive d'un régime pélagique profond. C. R. Acad. Sc. Paris, (D), 277, 769-772.
- 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.
- Canérot J. (1974) - Recherches géologiques aux confins des Chaînes ibérique et catalane (Espagne). Enadimsa ed., (5), 4, 1-517.
- Carannante G., Cherchi A., Graziano R., Ruberti D. & Simone L. (2008) - Post-Turonian rudist-bearing limestones of the peri-Tethyan Region: evolution of the sedimentary patterns and lithofacies in the frame of global vs regional controls. In: Lukasik J. & Simo A. (eds), Controls on carbonate platform and reef development. SEPM Spec. Publ., 89, 255-270.

- Carannante G., Cherchi A. & Simone L. (1995a) - Chlorozoan versus Foramol lithofacies in Upper Cretaceous rudist limestones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119, 137-154.
- Carannante G., Cherchi A. & Simone L. (1995b) - E.4 Stop 5: Grotta di Nettuno parking area: Santonian Rudist-bank. In: Cherchi A. (ed.), 6th Paleobenthos Intern. Symp., October 25-31, 1995, Guide-book, Rend. Sem. Fac. Scienze Univ. Cagliari, 65, suppl., 150.
- Carannante G., Cherchi A. & Simone L. (1995c) - E.4 Stop 6: Grotta di Nettuno trail Coniacian transgressive Rudist-bearing limestones. In: Cherchi A. (ed.), 6th Paleobenthos Intern. Symp., October 25-31, 1995, Guide-book, Rend. Sem. Fac. Scienze Univ. Cagliari, 65, suppl., 152.
- Carannante G., Cherchi A., Schroeder R. & Simone L. (1995d) - E.4 Stop 4: Lower Barremian, brackish Cenomanian and transgressive Senonian. In: Cherchi A. (ed.), 6th Paleobenthos Intern. Symp., October 25-31, 1995, Guide-book: Rend. Sem. Fac. Scienze Univ. Cagliari, 65, suppl., 147-149.
- Carannante G., Esteban M., Milliman J. & Simone L. (1988) - Carbonate facies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sediment. Geol.*, 60, 333-346.
- Carannante G., Graziano R., Pappone G., Ruberti D. & Simone L. (1999) - Depositional system and response to sea-level oscillations of the Senonian rudist-bearing carbonate shelves. Examples from Central Mediterranean areas. *Facies*, 40, 1-24.
- Carannante G., Graziano R., Ruberti D. & Simone L. (1997) - Upper Cretaceous temperate-type open shelves from northern (Sardinia) and southern (Apennines-Apulia) Mesozoic Tethyan Margins. In: James N.P. & Clarke J. (eds), *Cool-water carbonates*. SEPM Spec. Publ. 56, 309-325.
- Carannante G., Mindszenty A., Neumann A.C., Rasmussen K.A., Simone L. & Toth K. (1994) - Inland blue-hole-type ponds in the Mesozoic-Tertiary karst-filling sequences. 15th IAS regional meeting, Ischia: Abstr.-book, 102-103.
- Carannante G., Ruberti D. & Simone L. (1993) - Rudist communities as sediment-givers in the Late Cretaceous open shelf settings. 3rd Intern. Conference on Rudists, Universidad Nacional Autonoma de México, Proc., 12-13.
- Carannante G. & Simone L. (1999) - Vertical transition from Chlorozoan to Foramol carbonate sediments in the Cretaceous of Nurra Region; North Western Sardinia, Italy. 13th Intern. Ass. Sedimentologists Congress, Nottingham, Abstr.-book, 75-76.
- Carannante G. & Simone L. (2002) - Late Cretaceous Foramol carbonate factories of The Nurra region (North-Western Sardinia, Italy). In: A. Cherchi, C. Corradini & M.T. Putzu (eds), *Sardinia Field Trip - Paleontology & Stratigraphy*. Rend. Soc. Paleont. It., 1, 135-140.
- Cassinis G. & Ronchi A. (2002) - The (Late-) Post-Variscan continental succession of Sardinia. In: A. Cherchi, C. Corradini & M.T. Putzu (eds), *Sardinia Field Trip - Paleontology and Stratigraphy*. Rend. Soc. Paleont. Ital., 1, 77-92.
- Chabrier G. (1969) – Sur la stratigraphie et la tectonique des monts d'Oliena (Sardaigne). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 6, 218-220.
- Chabrier G. (1970) – Tectonique de socle d'âge alpin en Sardaigne centre-orientale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 271, 1252-1255.
- Chabrier G. & Fourcade E. (1975) - Sur le Crétacé du Nord-Ouest de la Sardaigne (présence de Valanginien à faciès pyrénéo-provençal). *C. R. Acad. Sc. Paris (D)*, 280, 563-566.
- Chabrier G. & Fourcade E. (1976) – Grands traits paléogéographiques du Mésozoïque de Sardaigne. 4e R.A.S.T., 103.
- Chabrier G. & Mascle G. (1975) - Comparaison des évolutions géologiques de la Provence et de la Sardaigne. *Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 17, 121-136.
- Cherchi A. (1985) - 19th European Micropaleontological Colloquium, Guidebook. *Micropaleontological researches*, AGIP, 338 pp.

- Cherchi A. (1989) - Problems of larger foraminifera paleobiogeography in the Mediterranean Mesozoic. The Lithosphere in Italy, Atti Conv. Lincei, 80, 63-92.
- Cherchi A. (2004) – Evolution and paleogeographic distribution of Orbitolinids (Larger Foraminifera) in the Urgonian carbonates platformes of SW Europe. Comparairons with Caribbean Tethyan species. 56th Ann. Meet. Rocky Mountain Section, May 3-5, 2004. Geol. Soc. America, Abstr. 36, 83-84.
- Cherchi A., Durand Delga M. & Schroeder R. (1981a) – Aperçu paleogéographique sur les provinces à grands foraminifères du Crétacé inférieur dans le cadre structural méditerranéen. Rap. Com. Int. Mer Médit., 27, 115-119.
- Cherchi A., Gusic L., Schmidt M. & Schroeder R. (1981b) - Lacustrine Middle Cretaceous with *Munieria grambasti sarda* n. sp. (Charophyta?) of Alghero (NW Sardinia). Rev. Micropaléont., 23, 138-150.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1973) – Sur la biogéographie de l'association à *Valserina* du Barrémien et la rotation de la Sardaigne. C. R. Acad. Sc. Paris, (D), 277, 829-832.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1975) - *Lamarmorella sarda* n. gen., n. sp. (Foram.) del Senoniano della Sardegna nord-occidentale. Boll. Soc. Paleont. It., 12 (1973), 121-129.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1976a) - *Dictyorbitolina ichnusae* n. gen., n. sp. (Foram.) del Barremiano della Sardegna nord-occidentale. Boll. Soc. Paleont. Ital., 14 (1975), 47-54.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1976b) - *Eclusia decastroi* n. sp. (Lituolidae, Foram.) del Barremiano della Sardegna nord-occidentale. Boll. Soc. Paleont. Ital., 14 (1975), 65-74.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1976c) - Rinvenimento di Cenomaniano superiore a Alveolinidi in Sardegna e sue affinità paleobiogeografiche. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., (8), 59, 800-807.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1977) - La forma microsferica di *Lamarmorella sarda* Cherchi & Schroeder, 1975 (Foram.). Boll. Soc. Paleont. Ital., 16, 239-243.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1985a) - Mesozoic of northwestern Sardinia. In: Cherchi A. (ed.), 19th European Micropaleontological Colloquium - Sardinia October 1-10, 1985, Guidebook Micropaleontological researches, AGIP, 44-56.
- Cherchi A. & Schroeder R., (1985b) - *Sarfatiella sarda* (Pecorini, 1972) n. comb. (Dasycladaceae) from the basal Lower Cretaceous of NW Sardinia and some comments on *Lacrymorphus* Radoicic and *Humiella* Sokac & Velic. Boll. Soc. Paleont. Ital., 23 (1984), 355-360.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1985c) - Site B.4 – Bajocian of Monte Vaccargiu (Fertilia). In: Cherchi A. (ed.), 19th European Micropaleontological Colloquium-Sardinia October 1-10, 1985, Guidebook Micropaleontological researches, AGIP, 146-150.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1985d) - Site C.1 – “Purbeckian” – Lower Aptian of Cala d’Inferno–Torre del Bulu. In: Cherchi, A. (ed.), 19th European Micropaleontological Colloquium–Sardinia October 1-10, 1985, Guidebook Micropaleontological researches, AGIP, 156-168.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1985e) - Site C.2 – Lower Barremian and Coniacian-Santonian of Capo Caccia. In: Cherchi A. (ed.), 19th European Micropaleontological Colloquium, Sardinia October 1-10, 1985, Guidebook Micropaleontological researches, AGIP, 168-172.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1987) - Biostratigraphie du Crétacé de la Nurra. In: A. Cherchi (ed.), Excursion en Sardaigne 24-29 Mai 1987, Groupe Français du Crétacé, Livre-guide, 26-60, Cagliari.

- Cherchi A. & Schroeder R. (1995) - Stratigraphy of the Mesozoic of the Nurra region. In: Cherchi A. (ed.), 6th Paleobenthos Intern. Symp. October 25-31, 1995, Guide-book, Rend. Sem. Fac. Scienze Univ. Cagliari, 65, suppl., 119-133.
- Cherchi A. & Schroeder R. (1999) - *Montseciella*, a new orbitolinid genus (Foraminiferida) from the Uppermost Hauterivian – Early Barremian of SW Europe. *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 8, 5-23.
- Cherchi A. & Schroeder R. (2002a) - Jurassic and Cretaceous biostratigraphy of Nurra region (N.W. Sardinia, Italy). Paleobiogeographical remarks. In: A. Cherchi, C. Corradini & M.T. Putzu (eds), *Sardinia Field Trip - Paleontology and Stratigraphy*. *Rend. Soc. Paleont. Ital.*, 1, 119-134.
- Cherchi A., Schroeder R. & Simone L. (2002b) - Punta Malrepos: Urgonian transgressive limestones on Purbeckian facies. In: A. Cherchi, C. Corradini & M.T. Putzu (eds), *Sardinia Field Trip - Paleontology & Stratigraphy*. *Rend. Soc. Paleont. Ital.*, 1, 315-319.
- Cherchi A. & Schroeder R. (2005) - Calcimicrobial oncolite coatings from the Pliensbachian Massone Member (Calcarei Grigi Formation, Trento Platform, Italy). *Ann. Univ. Ferrara*, vol. spec., 45-49.
- Cherchi A. & Trémolières P. (1984) - Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 298, 889-894.
- Cocco G. & Pecorini G. (1959) - Osservazioni sulle bauxiti della Nurra (Sardegna nord-occidentale). *Atti Accad. Naz. Lincei*, (8), 5, 175-214.
- Colin J.-P., Feist M., Grambast-Fessard N., Cherchi A. & Schroeder R. (1985) - Charophytes and ostracods from the Berriasian (Purbeckian facies) of Cala d'Inferno (Nurra region, NW Sardinia). *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 23 (1984), 345-354.
- Combes P.J., Oggiano G. & Temussi I. (1993) - Géodynamique des bauxites sardes, typologie, genèse et contrôle paléotectonique. *C. R. Acad. Sci.*, (2), 316, 403-409.
- Costamagna L.G. (2000) - Analisi di facies della successione triassico-giurassica di Porto Pino (Sardegna sud-occidentale). *Atti Ticinesi Sc. Terra*, 41, 65-82.
- Costamagna L.G. & Barca S. (2002) - The "Germanic" Triassic of Sardinia (Italy): a stratigraphic, depositional and paleogeographic review. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 108, 67-100.
- Costamagna L.G. & Barca S. (2004) - Stratigrafia, analisi di facies, paleogeografia ed inquadramento regionale della successione giurassica dell'area dei Tacchi (Sardegna Orientale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 123, 477-495.
- Costamagna L.G., Barca S. & Lecca L. (2007) - The Bajocian-Kimmeridgian Jurassic sedimentary cycle of eastern Sardinia: Stratigraphic, depositional and sequence interpretation of the new 'Baunei Group'. *C. R. Geoscience*, 339, 601-612.
- Darsac C. (1983) - La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). *Thesis Univ. Grenoble*, 319 pp.
- Deninger K. (1905) - Die Jura und Kreidebildungen in Nord und Ostsardinien. *N. Jb. Min. Geol. Paläont.*, 20, 436-444.
- Deninger K. (1906) - Einige neue Tabulaten und Hydrozoen aus mesozoischen Ablagerungen. *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.*, 61-70.
- Deninger K. (1907) - Die mesozoischen Formationen auf Sardinien. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.*, 23, 435-473.
- Dercourt J., Fourcade E., Cecca F., Azema J., Enay R., Bassoullet J.P. & Cottureau N. (1994) - Palaeoenvironment of the Jurassic system in the Western and Central Tethys (Toarcian, Callovian, Kimmeridgian, Tithonian): an overview. 3^{ème} Symposium Intern. Stratigraphy du Jurassique. *Géobios, Mém. Spec.*, 17, 625-644.

- Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.F., Cadet J.P., Crasquin S. & Sandulescu M. (2000) – Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps. CCGM/CGMW, Paris, 24 maps and explanatory notes: I-XX, 1-269.
- Dercourt J., Ricou L.E. & Vrielynck B. (1993) – Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Gauthier-Villars, Paris, 307 pp., 14 maps.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kazmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjaquet C., Sbortshikov I.M., Boulin J., Sorkhtin O., Geysant J., Lepvrier C., Biju-Duval B., Sibuet J.C., Savostin L.A., Westphal M. & Lauer J.P. (1985) – Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. Bull. Soc. Géol. France, s. 8, 1, 637-652.
- 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., 36, 117-148.
- Dieni I. & Massari F. (1985a) - Mesozoic of Eastern Sardinia. In: Cherchi A. (ed.), 19th European Micropaleontological Colloquium. Sardinia, October 1-10, 1985. Micropaleontological researches in Sardinia. Guidebook, AGIP, 66-77.
- Dieni I. & Massari F. (1985b) – Continental deposits of Bajocian-Bathonian of Genna Selole (Baunei). In: Cherchi A. (ed.), 19th European Micropaleontological Colloquium. Sardinia, October 1-10, 1985. Micropaleontological researches in Sardinia. Guidebook, AGIP, 192-194.
- Dieni I., Massari F. & Médus J. (2008) – Age, depositional environment and stratigraphic value of the Cuccuru 'e Flores Conglomerate: insight into the Paleogene to Early Miocene geodynamic evolution of Sardinia. Bull. Soc. Géol. France, 179, 51-72.
- Fauré P. (2002) - Le Lias des Pyrénées. Strata, Actes Lab. Géologie Sédimentaire et Paléontologie Univ. Paul Sabatier, sér. 2 (mém.), 39 (2 tomes), 761 pp., Toulouse.
- Fauré P. & Peybernès B. (1983) - Le Lias de la Nurra (Sardaigne Nord-Occidentale). Implications paléobiogéographiques. C. R. Acad. Sci. Paris (2), 296, 1799-1802.
- Filigheddu R. & Oggiano G. (1984) - Contributo alla stratigrafia delle bauxiti e del Cretaceo della Nurra mediante lo studio di un livello pollinico. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 91, 1-8.
- Fourcade E. (1973) - Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères bétiques. III – Les confins du Prébetique et des Chaînes ibériques entre le Rio Mundo et le Rio Júcar (stratigraphie et paléogéographie). Enadimsa ed., (7), 1- Primer Coloquio de Estratigrafia y Paleogeografia del Cretácico de España, 233-244.
- Fourcade E., Azéma J., Chabrier G., Chauve P., Foucault A. & Rangheard Y. (1977) - Liaisons paléogéographique au Mésozoïque entre les zones Externe Bétique, Baléares, Corso-Sarde et Alpines. Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 19, 377-388.
- Gaetani M. (2000) - Map 5 Early Ladinian (238-235 Ma). In: J. Dercourt, M. Gaetani, B. Vrielynck, E. Barrier, B. Biju-Duval, M.F. Brunet, J.P. Cadet, S. Crasquin & M. Sandulescu (eds), Atlas Peri-Tethys - Palaeogeographical maps, Paris.
- Gandolfi R. & Pecorini G. (1970) - La trasgressione del Cretaceo superiore ed i livelli a Globotruncane in Sardegna. Boll. Soc. Geol. It., 89, 557-565.
- Gendrot C. (1968) - Stratigraphie et micropaléontologie du Sénonien de la région des Martigues près Marseille (Bouches-du-Rhône, France). Ecl. Geol. Helv., 61, 657-694.
- Gèze B. (1952) – Sur les rapports géologiques entre Languedoc et Sardaigne. Boll. Soc. Geol. It., 71, 144-150.
- Gili E., Masse J.P. & Skelton P.W (1995) - Rudists as gregarious sediment-dwellers, not reef-builders, on Cretaceous carbonate platforms: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 119, 245-267.

- Halfar H., Godinez-Ort L., Mutti M., Valdez-Holguin J.E. & Borges J.M. (2004) - Nutrients and temperature controls on modern carbonate production: an example from the Gulf of California, Mexico. *Geology*, 32, 213-216.
- Hottinger L. & Rosell J. (1973) – El Cretacico Superior del Montsec. Guide-book 13th Coloquio europeo de Micropaleontologia, España, 73-85.
- Jacquin T. & de Graciansky P.C. (1998) - Transgressive/regressive (second order) facies cycles: the effects of tectono-eustasy. In: de Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail P.R. (eds), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basin*. SEPM Spec. Publ., 60, 445-466.
- James N.P. (1997) - The cool-water carbonate depositional realm. In: James N.P. & Clarke J.A.D. (eds), *Cool-water carbonates*, SEPM Spec. Publ., 56, 1-20.
- Kidwell S.M., Fursich F.T. & Aigner T. (1986) - Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, 1, 228-238.
- Kidwell S.M. & Holland S.M. (1991) - Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaios*, 6, 426-434.
- La Marmora (de) A. (1857) – *Voyage en Sardaigne. Description géologique*. 3^{ème} ed., XX + 706 pp., Turin.
- Lees A. (1975) - Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Mar. Geol.*, 19, 159-198.
- Lees A. & Buller A.T. (1972) - Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Mar. Geol.*, 13, 67-73.
- Lemoine M., Bourbon M. & Tricart P. (1978) - Le Jurassique et le Crétacé piémontais à l'est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys: données nouvelles et conséquences. *C. R. Acad. Sc. Paris, (D)*, 286, 1237-1240.
- Letouzey J., Wannesson J. & Cherchi A. (1982) – Apport de la microtectonique au problème de la rotation du bloc corso-sarde. *C. R. Acad. Sc. Paris, (D)*, 294, 595-602.
- Malz H., Hofmann K., Radtke G. & Cherchi A. (1985) - Biostratigraphy of the Middle Jurassic of NW Sardinia by means of ostracods. *Senckenbergiana Iethaea*, 66, 299-345.
- Masse J.-P. & Allemann J. (1982) - Relations entre les séries carbonatées de plate-forme provençale et sarde au Crétacé inférieur. *Cret. Res.*, 3, 19-33.
- Maxia C. & Pecorini G. (1963) - Sul limite Giurese-Cretaceo nella Nurra. *Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Univ. Cagliari*, 9, 1-13.
- Meneghini G. (1857) – Paléontologie de l'île de Sardaigne ou description des fossiles recueillis dans cette contrée par le général A. de La Marmora. In: La Marmora A., *Voyage en Sardaigne*, 2, 584 pp.
- Monleau C. (1986) – Le Jurassique inférieur et moyen de Provence, Sardaigne et Alpes Maritimes: corrélation, essai de synthèse paléogéographique. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 27, 3-11.
- Mutti M. & Hallock P. (2003) - Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: a review of sedimentological and geochemical constraints. *Intern. J. Earth Sci.*, 92, 465-475.
- Oggiano G., Sanna G. & Temussi I. (1987) - Caractères géologiques, gîtologiques et géochimiques de la bauxite de la région de la Nurra. In: A. Cherchi (ed.), *Excursion en Sardaigne 24-29 Mai 1987 - Groupe Français du Crétacé*, 72-124, Cagliari.
- Oosterbaan A.M. (1936) - Etude géologique et paléontologique de la Nurra (Sardaigne) avec quelques notes sur le Permien et le Trias de la Sardaigne meridionale. *Thesis Univ. Utrecht*, 136 pp.
- Parona C.F. (1910) - A proposito dei caratteri micropaleontologici di alcuni calcari mesozoici della Nurra in Sardegna. *Atti R. Accad. Sci. Torino*, 45, 1-12.

- Pecorini G. (1956) - La facies bauxitica nel Cretaceo della Nurra. *Rend. Atti Acc. Naz. Lincei*, (8), 20, 232-239.
- Pecorini G. (1961) - Su un deposito lacustre oligocenico della Nurra. *Rend. Atti Acc. Naz. Lincei*, (8), 30, 67-73.
- Pecorini G. (1965) - Stratigrafia e distribuzione delle bauxiti nella Nurra (Sardegna nord-occidentale). *Symp. Ass. Min. Sarda*, (1), B-6, 1-15, Cagliari – 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.
- Pecorini G. (1972) - Microflora "Purbeckiana" della Nurra (Sardegna). *Boll. Soc. Geol. It.*, 91, 373-385.
- Philip J. (1974) - Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé inférieur provençal et rhodanien: stratigraphie et paléogéographie. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 3, 107-151.
- Philip J. & Allemann J. (1982) - Comparisons entre les plates-formes du Crétacé supérieur de Provence et de Sardaigne. *Cret. Res.*, 3, 35-45.
- Philip J., Cherchi A., Schroeder R., Sigal J. & Allemann J. (1978) - Les formations à Rudistes du Crétacé supérieur de Sardaigne. Données stratigraphiques et paléobiogéographiques. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1978, 83-85.
- Pittau Demelia P. & Del Rio M. (1980) - Pollini e spore del Trias medio e del Trias superiore negli affioramenti di Campumari e di Ghiscera Mala (Sardegna). *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 19, 241-249.
- Poignant A.F., Cherchi A. & Schroeder R. (1982) - Les Corallinacées crétacées du Nord-Ouest de la Sardaigne. *Rév. Micropaléont.*, 24, 244-252.
- Posenato R. (2002) - The Triassic of the Nurra region (Northwestern Sardinia, Italy). *Rend. Soc. Paleont. Ital.*, 1, 111-118.
- Posenato R., Simone L., Urlichs M. & Ibba A. (2002) - The Ladinian Muschelkalk of Punta del Lavatoio (Alghero, NW Sardinia). *Rend. Soc. Paleont. Ital.*, 1, 283-291.
- Salvador A. (1994) - *International Stratigraphic Guide*. 2 ed., 206 pp. Boulder, Col.
- Sanna G. & Temussi I. (1986) - La miniera di bauxite di Olmedo. *Ind. Mineraria*, 6, 7-42.
- Thierry J. & Barrier R. (2000) - Middle Callovian. In: Dercourt J., Gaetani M. et alii (eds), *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps*. CCGM/CGMW, Paris, map 9.
- Tornquist A. (1902) – Ergebnisse einer Bereisung der Insel Sardinien. *Sitz. Ber. Kgl. Preuss. Akad. Wiss.*, 35, 809-829.
- Tornquist A. (1904a) - Trias auf Sardinien und die Keuper-Transgression in Europa. *Z. Dt. Geol. Ges.*, 56, 151-158.
- Tornquist A. (1904b) - Die Gliederung und Fossilführung der ausseralpinen Trias auf Sardinien. *Sitz. Ber. Kgl. Preuss. Akad. Wiss.*, 38, 1098-1117.
- Trémolierès P., Cherchi A. & Schroeder R. (1984) – Phénomènes de chevauchement "d'âge pyrénéen" dans le Mésozoïque du Nord-Ouest de la Sardaigne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, (2), 298, 797-800.
- Vardabasso S. (1959) – Il Mesozoico epicontinentale della Sardegna. *Rend. Sc. Fis. Mat. e Nat.*, 27, 178-184.
- Zattin M., Massari F. & Dieni I. (2008) – Thermochronological evidence for Mesozoic-Tertiary tectonic evolution in the eastern Sardinia. *Terra Nova*, 20, 469-474.