

Geological Field Trips

2012

Vol. 4 (1.2)

ISSN: 2038-4947



*Società Geologica
Italiana*



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge N°68 del 2-2-1960)
Dipartimento Difesa del Suolo

**Il Gargano, un archivio della diversità geologica
dal Mesozoico al Pleistocene**

Giornate di Paleontologia, IX Edizione - Apricena, 2009

DOI: 10.3301/GFT.2012.02

GFT - *Geological Field Trips*

Periodico semestrale del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA e della Società Geologica Italiana
Geol.F.Trips, Vol.4 No.1.2 (2012), 137 pp., 112 figs. (DOI 10.3301/GFT.2012.02)

Il Gargano, un archivio della diversità geologica dal Mesozoico al Pleistocene

Giornate di Paleontologia, IX Edizione - Apricena, 28-31 maggio 2009

Marta Zunino¹, Marco Pavia¹, Marta Arzarello², Carlo Bertok¹, Massimo Di Carlo³, Valentino Di Donato⁴, Roberto Graziano⁴, Ruggero Matteucci³, Umberto Nicosia³, Carmelo Petronio³, Mauro Petrucci³, Johannes Pignatti³, Michela Ragusa³, Eva Sacchi³, Raffaele Sardella³ & Giulio Pavia¹

(1) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino

(2) Dipartimento delle Risorse Naturali e Culturali, Università di Ferrara

(3) Dipartimento di Scienze della Terra, Università "La Sapienza" di Roma

(4) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli Federico II

Corresponding author e-mail address: marta.zunino@unito.it

Responsible Director

Claudio Campobasso (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

Riassunto5
Abstract5

Informations

Informazioni generali sugli itinerari: primo giorno6
Informazioni generali sugli itinerari: secondo giorno ..7

Excursion notes

1. La stratigrafia ad eventi nel Cretacico e nell'Eocene del Promontorio del Gargano: applicazione ad una transizione piattaforma-bacino in aree di avampaese9
 1.1 Introduzione9
 1.2 Cenni sull'assetto geologico-stratigrafico10
 1.3 Le sequenze deposizionali del Giurassico superiore-Eocene Medio25
 1.4 Paleontologia e paleoecologia dei livelli a brachiopodi nel Cretacico inferiore del Gargano27
 1.5 Cenni sull'assetto tettonico29

2. Le facies a macroforaminiferi del Paleocene-Eocene del Gargano meridionale32
 2.1 Aspetti storici32
 2.2 La successione paleogenica33
 2.3 Biostratigrafia35
 2.4 Paleobiogeografia38

3. La successione plio-pleistocenica del complesso estrattivo Apricena-Lesina-Poggio Imperiale40
 3.1 Inquadramento geologico del settore Apricena-Poggio Imperiale40
 3.2 Litostratigrafia del Pliocene e Pleistocene inferiore42
 3.2.1 *Formazione del Lago di Varano*43
 3.2.2 *Litozona pelitico-calcareo*43
 3.2.3 *Litozona calcarenitica*43
 3.2.4 *Litozona a megabreccia*43
 3.2.5 *Litozona a Isognomon*45
 3.2.6 *Litozona a balanidi-coralli*47
 3.2.7 *Orizzonte a Balanus*47
 3.2.8 *Litozona a Glycymeris*47
 3.2.9 *Formazione dei calcari a Briozoi*50
 3.2.10 *Sabbie di Serracapriola*51
 3.3 Organizzazione geometrica ed evidenze di tettonica sinsedimentaria52

4. I vertebrati endemici del Neogene del Gargano55

5. I vertebrati del Pleistocene inferiore di Pirro Nord ...60
 5.1 Cenni storici60
 5.2 L'associazione faunistica di Pirro Nord62

6. L'industria litica di Pirro Nord66

Itinerary

Primo giorno

La sequenza della Valle Carbonara (Aptiano inferiore p.p. - Albiano superiore p.p.) e l'evento anossico dell'Aptiano Inferiore (OAE1a "Selli", STOP 1-2-3-4) ...69

- STOP 1:** Stratigrafia e paleoecologia della Piattaforma Apula durante l'Aptiano inferiore nella successione di Borgo Celano71
- STOP 2:** Stratigrafia e paleotettonica della Piattaforma Apula durante l'Aptiano inferiore - Albiano75
- STOP 3:** Visione d'insieme e stratigrafia della transizione piattaforma-bacino del Valanginiano-Cenomaniano inferiore affiorante sul versante meridionale di Valle Carbonara78
- STOP 4:** Stratigrafia e paleoecologia del margine della Piattaforma Apula nel Cretacico inferiore (calcari della Montagna degli Angeli e calcari di Casa Calcarulo)86

La sequenza eocenica di Monte Saraceno nella località tipo93

- STOP 5:** La transizione eocenica margine-bacino del Gargano meridionale96
Trasferimento verso M. Saraceno e inquadramento dello Stop 596
- STOP 6:** Guida alle facies a macroforaminiferi del Paleocene-Eocene: gli affioramenti rappresentativi del Gargano meridionale98
- STOP 7:** Il Museo Di Mattinata102

Secondo giorno

Il complesso estrattivo della "Pietra di Apricena"107

- STOP 8**108
- STOP 9**110
- STOP 10**111
- STOP 11**115
- STOP 12**119

References123

Riassunto

In questo lavoro viene presentata la guida geologica all'escursione organizzata per la *IX Edizione delle Giornate di Paleontologia della Società Paleontologica Italiana* tenuta a S.Marco in Lamis e Apricena (FG) tra il 28 e il 31 Maggio 2009. L'escursione sul terreno, della durata di due giorni, intende presentare alcune delle innumerevoli peculiarità stratigrafiche e paleontologiche del Gargano, una delle regioni con la più ricca, completa e meglio studiata testimonianza dell'evoluzione geologica mesozoica, cenozoica e quaternaria dell'intera area mediterranea.

Il primo giorno ha per oggetto la descrizione degli elementi stratigrafici e paleontologici salienti del Cretacico inferiore (Aptiano-Albiano) e dell'Eocene affioranti nella porzione meridionale del Promontorio del Gargano a sud della faglia di Mattinata. Il secondo giorno è dedicato allo studio delle successioni del Plio-Pleistocene affioranti nell'area del complesso estrattivo di Apricena-Lesina-Poggio Imperiale (Gargano NO) e alle ricche associazioni fossilifere a vertebrati in esse contenute.

Parole chiave: *Giornate di Paleontologia, Gargano, stratigrafia, paleontologia, transizione piattaforma carbonatica-bacino.*

Abstract

In 2009 the "Giornate di Paleontologia", the annual Meeting of the Società Paleontologica Italiana, was held at San Marco in Lamis and Apricena (Foggia, Southern Italy) from 28th to 31st of May. Here we present the Field Trip Guide prepared for the "Giornate di Paleontologia 2009", with few updating. The Field Trip show some of the countless stratigraphical and palaeontological issues of the Gargano area, known as one of the Italian area with the richest, best documented and well studied record of the geological evolution from Mesozoic to Quaternary in the Mediterranean area.

The first excursion day is dedicated to the Cretaceous (Aptian-Albian) and Eocene stratigraphical and paleontological elements outcropping in the southern Gargano promontory, South to the Mattinata fault. The second day is devoted to the Pliocene-Pleistocene successions outcropping in the Poggio Imperiale-Apricena Quarry District, in the northwestern sector of the Gargano Promontory, and to the very rich fossil vertebrate associations found in these sediments.

Key Words: *Giornate di Paleontologia, Gargano, stratigraphy, paleontology, carbonate platform to basin transition.*

Informazioni generali sugli itinerari: primo giorno

Il Promontorio del Gargano è particolarmente noto in letteratura come esempio ben esposto di transizione tra aree di piattaforma meso-mesozoica persistente e le contigue aree bacinali in un contesto geodinamico di avampaese deformato. Il crescente apprezzamento del grado di deformazione tettonica che ha interessato le successioni del Gargano a partire dal Cretacico inferiore, attraverso le fasi eocenico-quadernarie di strutturazione dell'avampaese apulo e fino ai nostri giorni, ha messo in evidenza un quadro geologico complesso che si discosta notevolmente da quello previsto per altre aree di avampaese geodinamicamente stabili. Come conseguenza, la continuità stratigrafica laterale e verticale delle successioni carbonatiche del Giurassico superiore-Eocene Medio del Gargano consente di individuare sul terreno transetti piattaforma-bacino pressoché continui e completi limitatamente al passaggio Giurassico-Cretacico, all'Aptiano inferiore e a parti del Cenomaniano e dell'Eocene. Tutti gli altri intervalli mostrano una correlabilità delle successioni solo parziale che è dovuta, in gran parte, all'assenza degli affioramenti utili (sovente imputabile a tettonica sinsedimentaria meso-cenozoica) ovvero alla presenza di lacune erosive/non deposizionali che caratterizzano uno o svariati ambienti sedimentari della transizione.

Sono state quindi scelte per l'escursione le successioni dell'Aptiano inferiore-Albiano e dell'Eocene (sequenze della Valle Carbonara e di Monte Saraceno, rispettivamente) che, meglio di altre, consentono una trattazione integrata dei relativi aspetti sedimentologici, stratigrafici, paleontologici e paleoecologici.

La successione degli Stop 1-7 (Fig. A) lungo un allineamento Ovest-Est nel Gargano meridionale segue la distribuzione originaria degli ambienti sedimentari del transetto piattaforma-bacino.

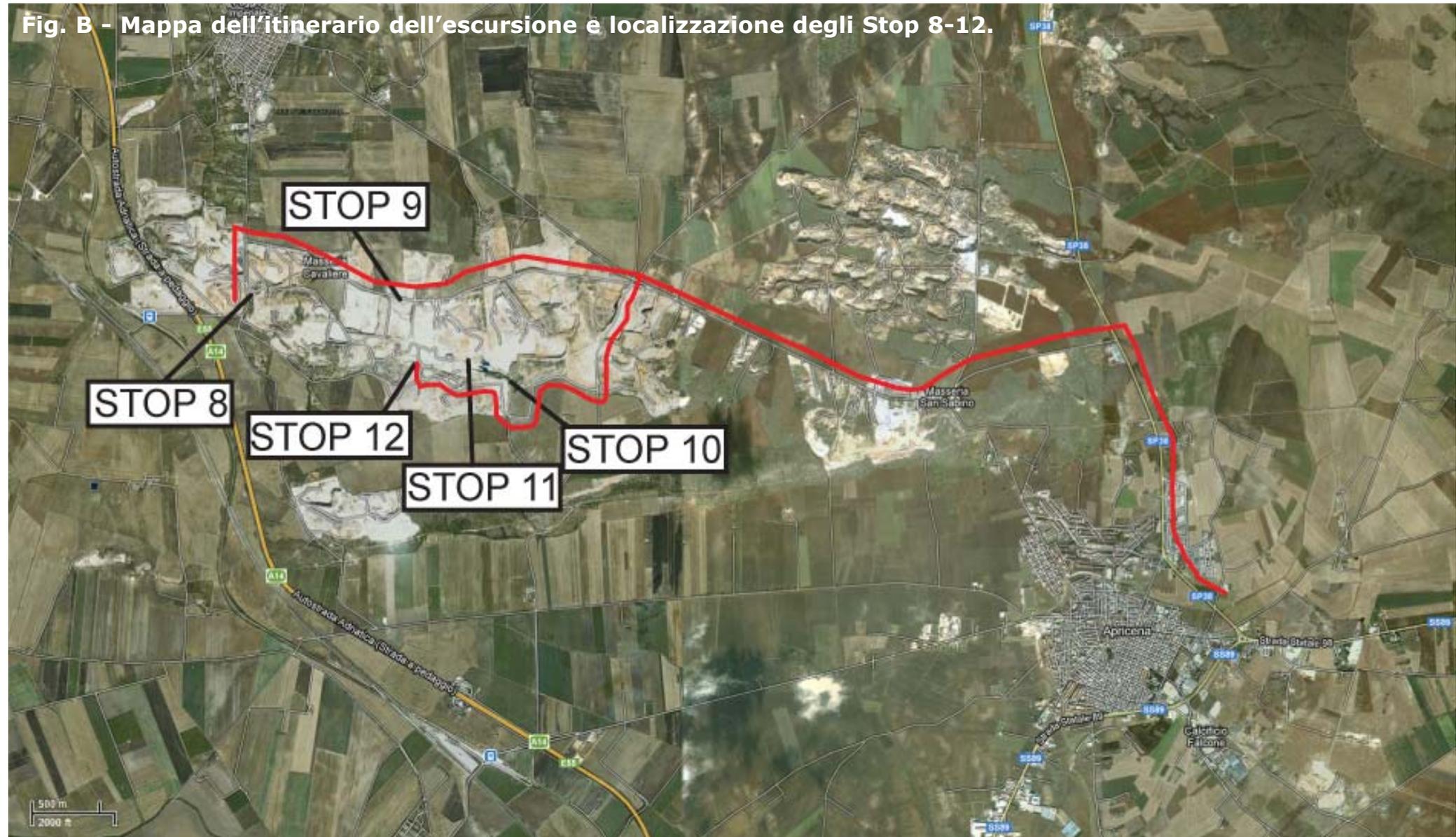
Fig. A - Mappa dell'itinerario dell'escursione e localizzazione degli Stop 1-7.



Informazioni generali sugli itinerari: secondo giorno

L'escursione della seconda giornata è dedicata alla successione plio-pleistocenica dell'estremo nord-occidentale del Gargano, in particolare alle unità stratigrafiche affioranti nel complesso estrattivo di Apricena-Lesina-Poggio Imperiale e alle associazioni fossilifere in essa registrate. Gli Stop proposti permettono di illustrare il contesto stratigrafico in cui si inseriscono i complessi faunistici a vertebrati continentali noti in letteratura come la "Fauna a *Mikrotia*" del passaggio Miocene-Pliocene, e "Unità Faunistica Pirro Nord" del Pleistocene inferiore. Queste due associazioni fossili rappresentano importanti momenti di continentalità separati da un complesso di unità a sedimentazione marina la cui dinamica evolutiva ha trovato nuove definizioni (Pavia et al., 2010) con le recenti ricerche che hanno riguardato, in particolare, i depositi carsici a fossili di vertebrati della nota località Pirro Nord (ora cave Dell'Erba) il cui interesse è stato recentemente rinnovato con la scoperta di artefatti litici, associati a fossili di vertebrati, che attestano la presenza umana in Italia meridionale nel Pleistocene inferiore. Tali reperti antropologici rivestono particolare importanza in quanto indicano che il genere *Homo* si è espanso in Europa, verosimilmente con provenienza orientale, in un tempo decisamente più antico di quanto sino ad ora supposto, cioè nel Chron paleomagnetico Matuyama in un intervallo post-Olduvai compreso tra 1,3 e 1,7 Ma (Arzarello et al., 2007; Pavia et al., 2008).

Nel corso dell'escursione verranno effettuati 5 Stop (Fig. B) dedicati a illustrare sia la successione marina plio-pleistocenica (Stop 8-11), sia affioramenti del complesso fossilifero Fauna a *Mikrotia* e dell'Unità Faunistica Pirro Nord (Stop 12), quest'ultimo oggetto di scavo sistematico in corso d'opera da parte di ricercatori e operatori delle Università di Ferrara, Roma "La Sapienza" e Torino.





1. La stratigrafia ad eventi nel Cretacico e nell'Eocene del Promontorio del Gargano: applicazione ad una transizione piattaforma-bacino in aree di avampaese

a cura di Roberto Graziano

1.1 Introduzione

Il Promontorio del Gargano costituisce un'area di particolare rilievo nella geologia dell'Italia meridionale e, al contempo, del settore centrale del Mediterraneo centrale, delimitata dalle catene montuose appenninica e dinarica. La uniformità paesaggistica del suo territorio identifica una estesa unità morfo-strutturale che si differenzia notevolmente dal resto del territorio pugliese. Negli ultimi venti anni, lo studio multidisciplinare effettuato da parte di vari Autori sulle successioni sedimentarie giurassico-plioceniche del Gargano (Bosellini et al., 1999; Graziano 1999, 2000; Casolari et al., 2000; Luciani et al., 2006; Spalluto, 2008, e bibliografie citate) e lo sviluppo delle conoscenze sui sistemi catena-avampaese della regione periadriatica hanno contribuito ad inserire il Promontorio in un contesto geologico a scala regionale (Vanderberg, 1983; Ricchetti et al., 1992; Argnani et al., 1993; Doglioni et al., 1994, 1996; Gambini & Tozzi, 1996; Bertotti et al., 1999, e bibliografie citate). Con i paragrafi che seguono ci si prefigge di presentare, pur all'interno di un quadro necessariamente sintetico, lo stato delle conoscenze geologiche maturate nel corso degli ultimi decenni sul Promontorio del Gargano, anche a supporto delle tematiche affrontate negli Stop. Si è tentato di presentare gli elementi cruciali funzionali all'analisi dell'architettura stratigrafica registrata dalle sue successioni, deposte tra il Permiano superiore e il Quaternario, in un contesto evolutivo complesso e multiforme che attende ancora il completamento delle conoscenze e una interpretazione univoca. La selezione bibliografica fornita, per quanto ampia, non può certamente esaurire l'intera produzione scientifica; essa, tuttavia è in larghissima parte rinvenibile nella bibliografia dei numerosi lavori recenti citati nel testo.



1.2 Cenni sull'assetto geologico-stratigrafico

Il Gargano rappresenta una delle poche aree della regione mediterranea in cui è possibile osservare, in giacitura relativamente poco deformata, l'architettura stratigrafica originaria della transizione di una piattaforma carbonatica mesozoica (Piattaforma Apula) verso le aree di bacino adiacenti (Bacino Ionico) impostate lungo il margine meridionale della Tetide (Pavan & Pirini, 1965; Bernoulli, 1972, 2001; Ricchetti et al., 1992; Nicolai & Gambini, 2007 - Fig. 1). Il margine orientale della Piattaforma Apula si individua con chiarezza anche a Nord e Sud del Gargano, sommerso al largo della costa molisana e pugliese (De Dominicis & Mazzoldi, 1989; De Alteriis & Aiello, 1993) con significativi *step* destri, estesi fino a circa 15 km, prodotti dalle importanti linee trascorrenti regionali, per lo più plio-quadernarie, delle Isole Tremiti e di Mattinata (Doglioni et al., 1994, 1996; Scrocca, 2006 - Fig. 2).

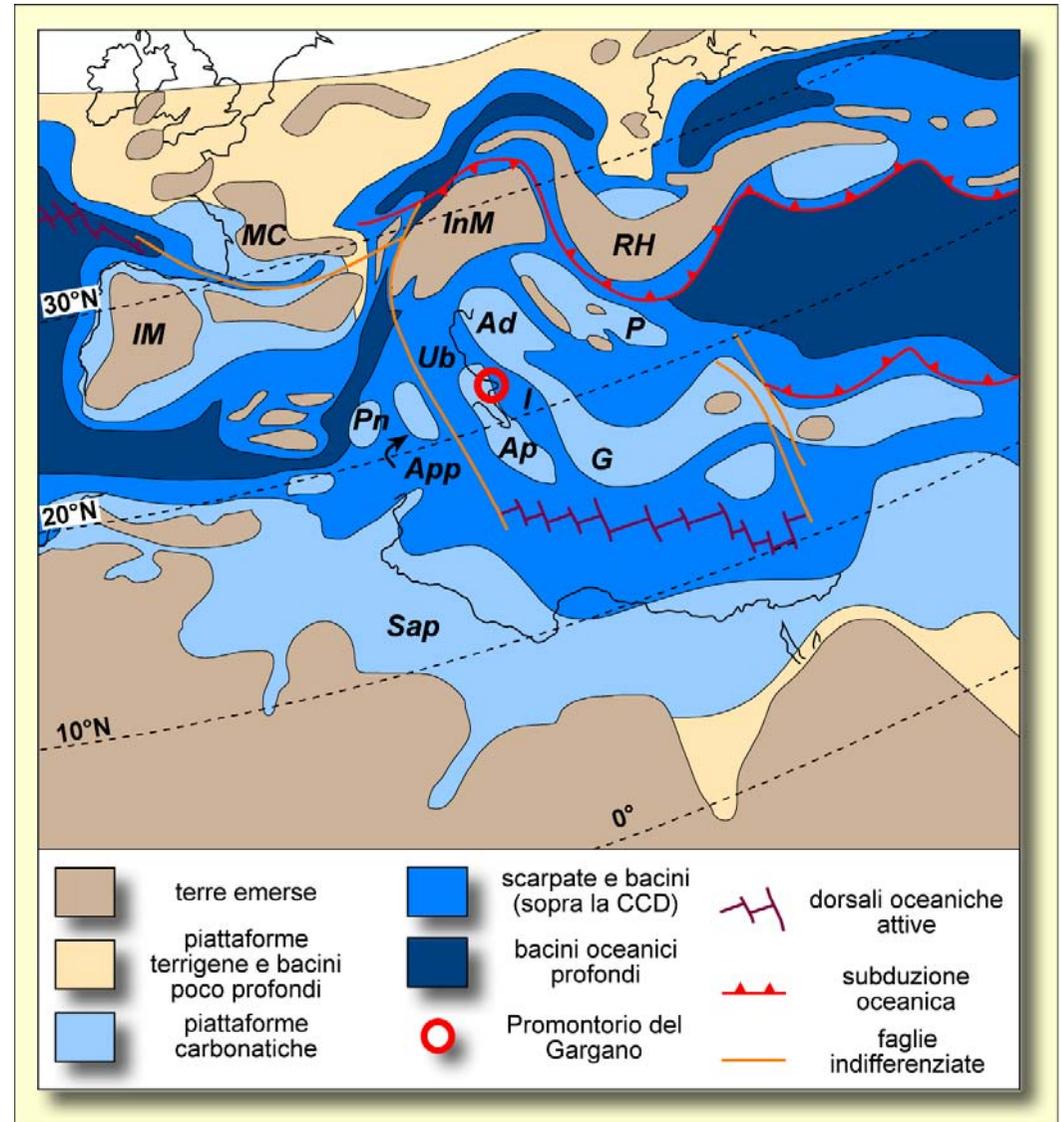
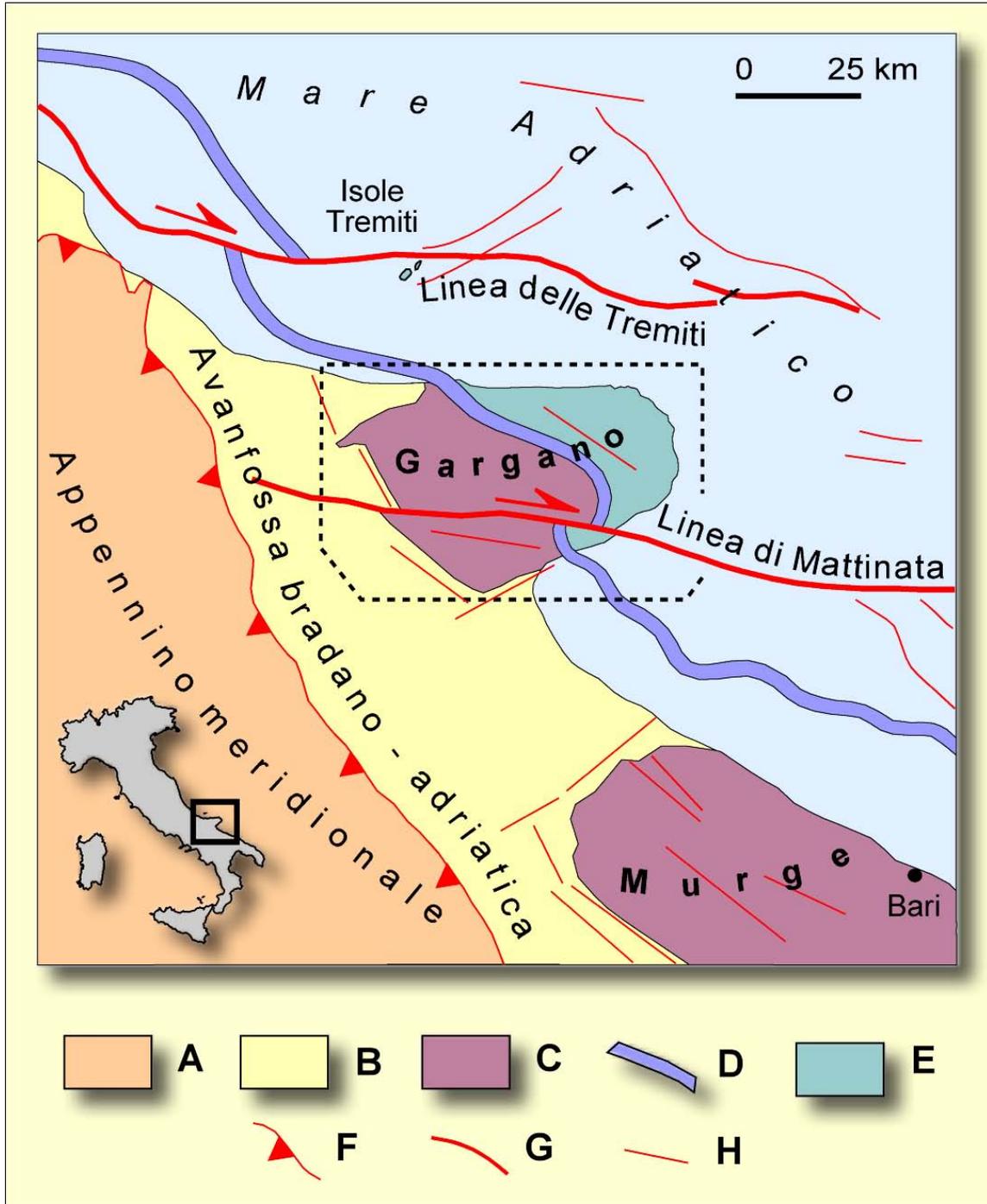


Fig. 1 - Paleogeografia della Tetide mediterranea nel Cenomaniano superiore (modificata da Philip et al., 2000) e localizzazione del Promontorio del Gargano (transizione Piattaforma Apula - Bacino Ionico). Abbreviazioni: **Ad**, piattaforma Adriatico-Dinarica; **Ap**, Piattaforma Apula; **App**, piattaforma Appenninica; **G**, piattaforma Gavrovo; **I**, Bacino Ionico; **IM**, Massiccio Iberico; **InM**, Massiccio Insubrico; **MC**, Massiccio Centrale; **P**, piattaforma Pelagoniana; **Pn**, piattaforma Panormide; **RH**, Massiccio del Rhodope; **Sap**, piattaforma Sahariana; **Ub**, Bacino umbro-marchigiano.



Il margine è localmente interrotto sia onshore che offshore da faglie sinsedimentarie cretatiche (Masse & Borgomano, 1987; Graziano, 1994, 2000, 2001; Morelli, 2002) e post-deposizionali (De Dominicis & Mazzoldi, 1989; Colantoni et al., 1990) a formare un andamento complessivo a dente di sega, mentre l'analisi degli *onlap* nella sismica offshore mostra paleorilievi di circa 3 sec (TWT) suturati in gran parte da successioni terziarie (Aiello & De Alteriis, 1991; De Alteriis & Aiello, 1993). Modelli alternativi di Bosellini et al. (1993, 1999, 2000) ipo-

Fig. 2 - Inquadramento geologico regionale del Gargano e dell'avampese apulo settentrionale (modificato da Doglioni et al., 1994);

A: prisma di accrezione della catena appenninica;
B: depositi clastici dell'avanfossa bradano-adriatica (Pliocene-Pleistocene);

C: depositi carbonatici di piattaforma dell'avampese garganico e murgiano (Giurassico superiore-Cretacico);

D: allineamento del margine orientale della Piattaforma Apula (Giurassico superiore-Cretacico);

E: depositi transizionali e pelagici del Bacino Ionico (Giurassico superiore-Cretacico);

F: fronte esterno della catena appenninica;

G: principali faglie trascorrenti;

H: principali faglie estensionali dell'avampese apulo.



tizzano, tuttavia, locali processi erosivi agenti sul margine della piattaforma che apparirebbe così intaccata da imponenti nicchie di distacco di frammenti sottomarini, similmente ai margini di tipo *scalloped* descritti in letteratura (ad es.: Mullins & Hine, 1989) (Stop 2, Fig. 62). Analoghi modelli sono stati avanzati più recentemente anche per il margine settentrionale della Piattaforma Apula affiorante in Maiella (cfr. Rusciadelli et al., 2003). Limitatamente alla successione affiorante (Giurassico superiore-Eocene Medio), fin dagli anni '60 sono state distinte numerose unità litostratigrafiche organizzate in una ben documentata transizione laterale (da Ovest a Est) da facies di piattaforma a facies di scarpata e bacino separate da facies di margine allungate attraverso il Promontorio in senso NO-SE (Mattavelli & Pavan, 1965; Pavan & Pirini, 1965 - Fig. 3). Successive analisi sedimentologiche, stratigrafiche e biostratigrafiche hanno migliorato la comprensione dell'architettura deposizionale esposta nel promontorio giungendo a modelli di estremo dettaglio, ma talora contrastanti per quanto attiene le ricostruzioni sedimentologiche e stratigrafiche e i modelli evolutivi complessivi (ad es.: Masse & Borgomano, 1987; Graziano, 1992, 1994, 1999, 2000, 2001; Luperto Sinni & Borgomano, 1994; Luperto Sinni, 1996a, b; Bosellini et al., 1993, 1999, 2000; Spalluto, 2004).

Un quadro litostratigrafico e stratigrafico sequenziale aggiornato delle successioni dal Giurassico medio (Calloviano) al Pliocene superiore (Gelasiano) affioranti nel Gargano è dato in Fig. 4. Per una dettagliata rassegna della ricca letteratura recente prodotta sulla geologia del Promontorio del Gargano si rimanda per la stratigrafia ai lavori citati in Bosellini et al. (1999, 2000), Casolari et al. (2000), Graziano (2000, 2001), Luciani et al. (2006), Spalluto & Pieri (2008), per la geologia strutturale, la paleosismologia, la neotettonica e la geologia del quaternario a quelli citati in Brankman & Aydin (2004), Tondi et al. (2005), Piccardi (2005) e Spalluto & Moretti (2006).

La successione stratigrafica del Gargano centro-occidentale e meridionale, conosciuta nel sottosuolo grazie ad alcuni pozzi profondi (Fig. 5), è composta da una successione di evaporiti, dolomie, calcari e calcari dolomitici in facies di piattaforma carbonatica da interna a esterna di età compresa tra il Triassico superiore (Carnico) e il Cretacico superiore (Coniaciano-Santoniano p.p.). In affioramento sono tuttavia noti solo i termini a partire dal Calloviano (Bosellini et al., 1999; Spalluto et al., 2005), mentre quelli del Cretacico superiore affiorano localmente in aree tettonicamente ribassate nei dintorni di Apricena e a Sud di S. Giovanni Rotondo. In quest'ultimo settore è presente in affioramento anche il record sedimentario della fase continentale, marcata da bauxiti, attraversata dalla Piattaforma Apula durante il Turoniano (Crescenti & Vighi, 1964; Simone et al.,

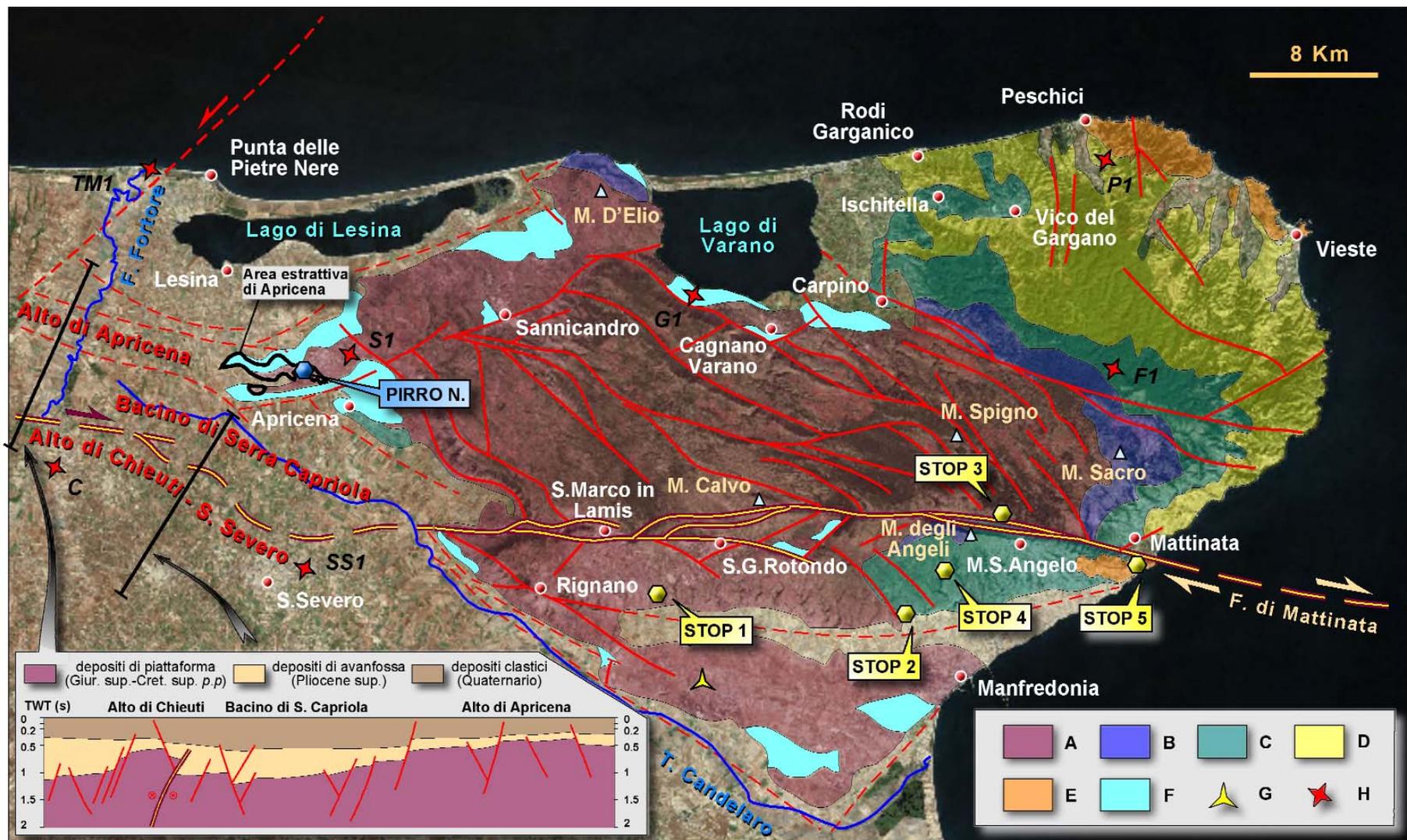


Fig. 3 - Schema semplificato stratigrafico e strutturale del Promontorio del Gargano (da varie fonti) e sezione sismica della sua terminazione occidentale sepolta dai depositi dell'avanfossa bradano-adriatica (modificato da Chilovi et al., 2000). In figura sono pure indicate le località degli Stop 1-4 e l'area "Pirro Nord", sito dell'escursione. **A**: successioni di piattaforma carbonatica (Giurassico superiore-Cretacico superiore p.p.); **B**: successioni di margine di piattaforma (Giurassico superiore-Cretacico inferiore p.p.); **C**: successioni di scarpata (Cretacico-Paleocene p.p.); **D**: successioni di bacino (Cretacico p.p.); **E**: successioni di scarpata (Eocene Inferiore-Medio); **F**: successioni marine del Miocene-Pliocene; **G**: area di affioramento delle bauxiti (Turoniano); **H**: principali pozzi profondi (C: Chieuti13; TM1: Termoli Mare1; SS1: S. Severo1; S1: Sannicandro1; G1: Gargano1; F1: Foresta Umbra1; P1: Peschici1).

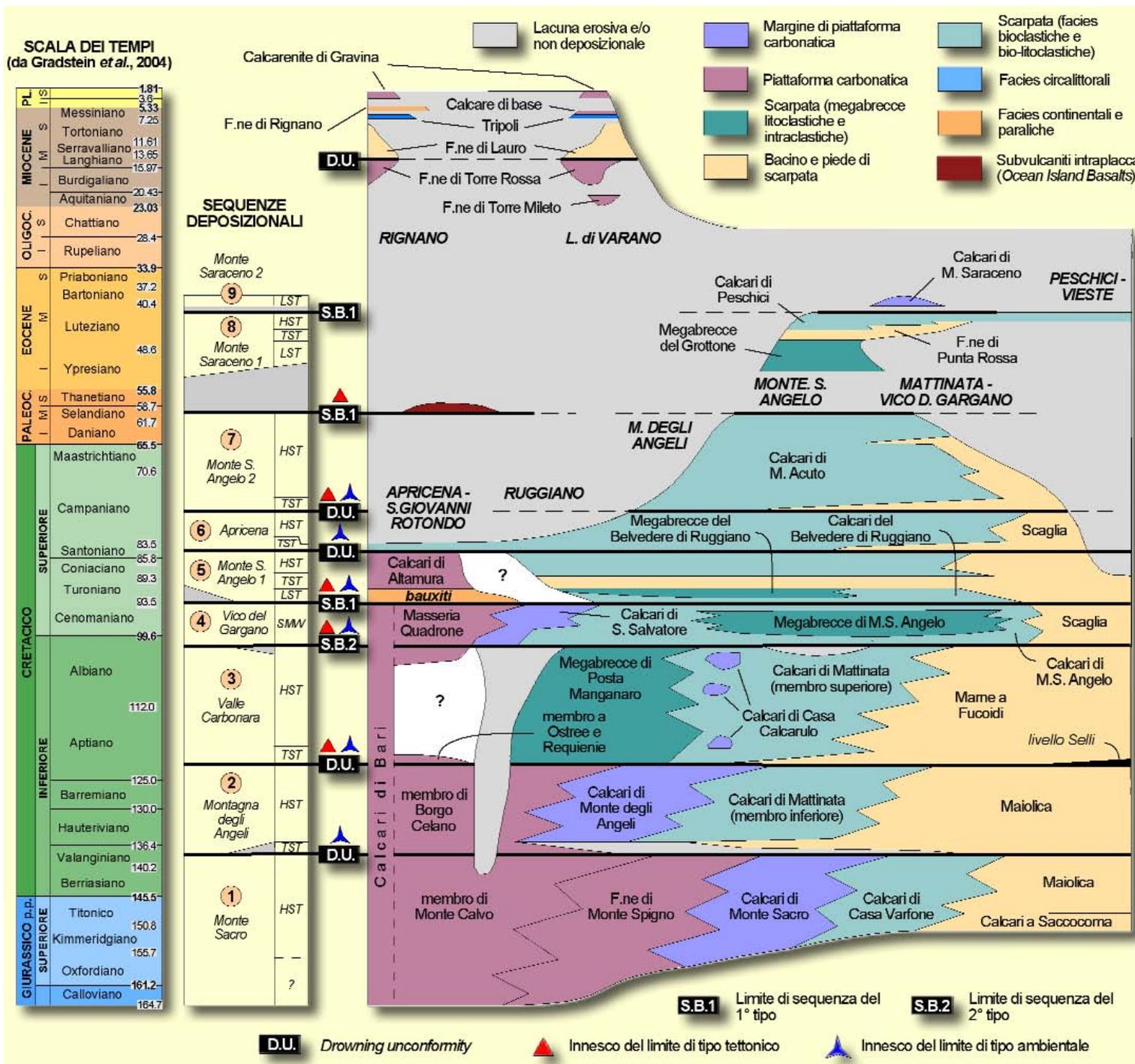


Fig. 4 - Schema litostratigrafico e sequenziale delle successioni affioranti nel Promontorio del Gargano. (modificato da Graziano 1994, 1999, 2001 e Spalluto et al., 2005, per l'intervallo Calloviano-Bartoniano; tratto con lievi modifiche da Casolari et al., 2000, per le successioni neogeniche).

geological field trips 2012 - 4(1.2)



1991; Luperto Sinni, 1996a), Figg. 2 e 4. I pozzi "Foresta Umbra 1" e "Gargano 1" hanno perforato rilevanti spessori (anche maggiori di 2500 m) della successione evaporitica del Triassico superiore (Anidriti di Burano) al di sotto della quale sono state incontrate arenarie e argilliti (continentali?) del Triassico medio (Ladinico) (pozzo "Gargano 1") che poggiano in discordanza angolare su calcari e dolomie a fusuline e conglomerati del Permiano inferiore. Questi ultimi passano verso il basso a un complesso metamorfico, di probabile età pre-permiana, intruso da rocce ignee (pozzo "Gargano 1", Fig. 5).

L'anomalo spessore del Triassico evaporitico rispetto alla media di circa 1000-1500 metri valutato nel resto del territorio italiano (cfr. Vai & Martini, 2001) potrebbe essere almeno in parte imputabile ai fenomeni deformativi che hanno interessato l'area garganica durante l'orogenesi appenninica e dinarica con conseguenti scollamenti della sovrastante successione carbonatica (Ortolani & Pagliuca, 1988; Bertotti et al., 1999). Nell'insieme, la successione di piattaforma carbonatica apula sovrastante le evaporiti mostra, nel Promontorio del Gargano, spessori ricostruiti di 4000-4500 m con una marcata tendenza a fenomeni di superficializzazione nel corso dell'Aptiano e, soprattutto, del Turoniano con la prolungata emersione accompagnata dalla deposizione del ben noto livello bauxitico. La comparazione delle successioni di piattaforma cretacea del Gargano e delle Murge (vedi anche Luperto Sinni, 1996b) ha condotto di recente a una revisione e semplificazione del quadro stratigrafico originario (Spalluto et al., 2005) che prevede, tra l'altro, l'adozione per priorità della nomenclatura delle unità di piattaforma cretacea descritte nelle Murge (Fig. 4). Per una descrizione biostratigrafica e sedimentologica di dettaglio della successione di piattaforma del Giurassico superiore-Cretacico inferiore si rimanda ai lavori di Luperto Sinni & Masse (1986, 1994), Claps et al. (1996), Spalluto (2004) e Spalluto et al. (2005), mentre per quella del Cretacico superiore informazioni possono essere tratte da Crescenti & Vighi (1965) per i livelli sottostanti e sovrastanti le bauxiti turoniane (area di S. Giovanni Rotondo) e da Laviano & Marino (1996) e Luperto Sinni (1996a, b) per quelle del Coniaciano-Santoniano (Campaniano basale?) presenti nei dintorni di Apricena. In quest'ultima località sono state osservate evidenze di un annegamento della piattaforma ascrivito al Campaniano medio (Luperto Sinni, 1996a, b) o, più recentemente, al Santoniano superiore (Morsilli et al., 2002; Spalluto & Pieri, 2008). Nella successione peritidale dell'Hauteriviano superiore-Barremiano inferiore del Gargano meridionale (Borgo Celano, Cava COLMAR) sono state evidenziate impronte di dinosauri teropodi (Gianolla et al., 2000; Petti et al., 2008) che, insieme a quelle murgiane rinvenute nell'Aptiano di Bisceglie e nel Santoniano di Altamura (Nicosia et al., 2000; Sacchi et al., 2009) hanno condotto a ripensare profondamente il quadro paleogeografico cretaceo dell'area periadriatica (Bosellini, 2002; Nicosia et al., 2007).

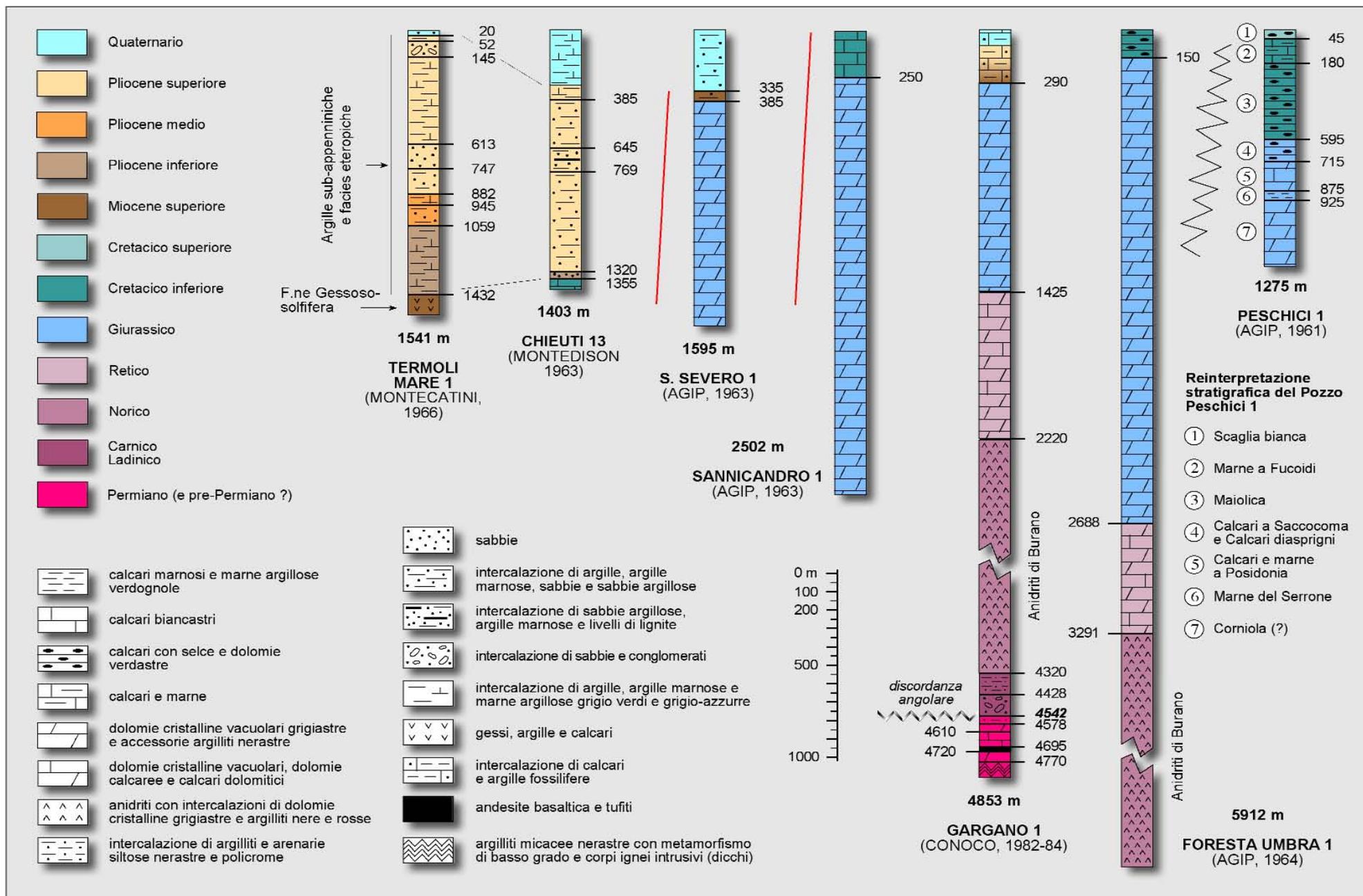


Fig. 5 - Log sintetici sedimentologici e stratigrafici dei pozzi profondi perforati nel Promontorio del Gargano (primi quattro da destra) e selezione di quelli perforati ad Ovest, verso l'avanfossa bradano-adriatica (vedi Fig. 3 per la localizzazione).



Le facies di margine di piattaforma sono scarsamente diffuse in affioramento; le più antiche sono quelle biocostruite del Malm ad Ellipsactinie di Monte d'Elio, tra i laghi di Lesina e Varano, e quelle organogene poco a Est del polje di Campolato (tra S. Giovanni Rotondo e M.S. Angelo), mentre la analoghe facies dell'area tipo (M. Sacro, a Nord di Mattinata) sono più probabilmente riconducibili a contesti più profondi di tipo perimarginale con rimaneggiamenti delle associazioni più o meno evidenti. Successioni marginali più recenti sono state descritte solo a Sud della faglia di Mattinata, nell'area della Montagna degli Angeli, dove affiorano facies prettamente bioclastiche del Barremiano-Aptiano inferiore p.p. a dasicladacee, lamellibranchi, gasteropodi e orbitoline deposte in contesti progradanti di tipo *leeward* (calcari della Montagna degli Angeli) ed esigue biocostruzioni a chetetidi, ostreidi e coralli dell'Aptiano superiore-Albiano p.p. (calcari di Casa Calcarulo), Graziano, 1994, 1999, 2000 (vedi Stop 3). Esigui lembi di facies marginali biodetritiche del Cenomaniano superiore affiorano solo nell'area di S. Salvatore (Ruggiano) dove sono evidenti *sand-waves* bioclastiche a frammenti di rudiste e gasteropodi (*Nerinea*, *Acteonella*).

Le successioni di scarpata cretacico-paleoceniche affiorano estesamente nel Gargano Sud-orientale e, localmente, in quelle settentrionali (Ischitella-Vico del Gargano), mentre sono solo sporadiche nelle aree occidentali (Apricena) dove predominano successioni in facies di piattaforma interna. Studi biostratigrafici di dettaglio sono stati effettuati da Luperto Sinni & Masse (1987), Luciani & Cobianchi (1994) e Cobianchi et al. (1997) sul Cretacico inferiore e da Luperto Sinni & Borgomano (1994), Neri & Luciani (1994) e Laviano & Marino (1996) sul Cretacico superiore. Vari studi compiuti sulla sedimentologia e stratigrafia fisica del Cretacico hanno permesso l'individuazione di una significativa tettonica sinsedimentaria (Masse & Borgomano, 1987; Graziano, 2000) che viene inserita in un contesto geodinamico dell'Aptiano inferiore p.p.-Turoniano connesso all'instaurarsi della fase tettonica eoalpina (Graziano, 1994, 2001), Figg. 6 e 7.

L'architettura stratigrafica e le facies della transizione piattaforma-bacino, inoltre, mostrano chiare evidenze di controlli di tipo paleoceanografico soprattutto nel corso del Valanginiano superiore e dell'Aptiano inferiore (vedi Stop 1-3), al passaggio Albiano-Cenomaniano (vedi Stop 2), al passaggio Santoniano-Campaniano e durante il Campaniano medio con lo sviluppo di profonde riorganizzazioni stratigrafiche connesse anche allo sviluppo di superfici di annegamento correlabili a scala regionale e/o globale (Graziano & Adabbo, 1996; Bosellini & Morsilli, 1997; Graziano, 1999, 2000, 2003, 2007; Graziano & Ruggiero Taddei, 2008; Luperto Sinni, 1996a, b; Spalluto et al., 2005; Carannante et al., 2008). A partire dal limite Albiano-Cenomaniano si osserva la chiara evidenza, lungo la scarpata deposizionale del Gargano settentrionale e meridionale, del dra-

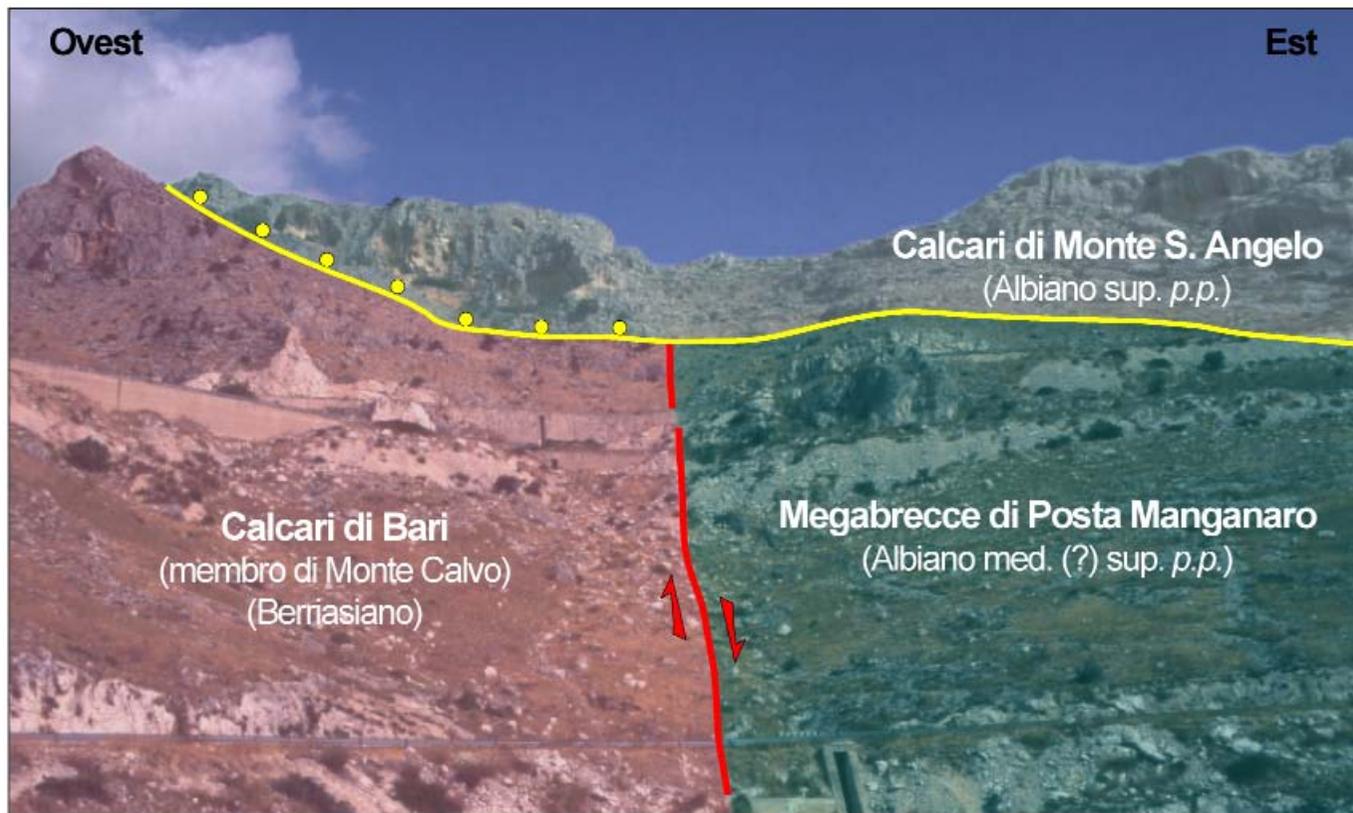
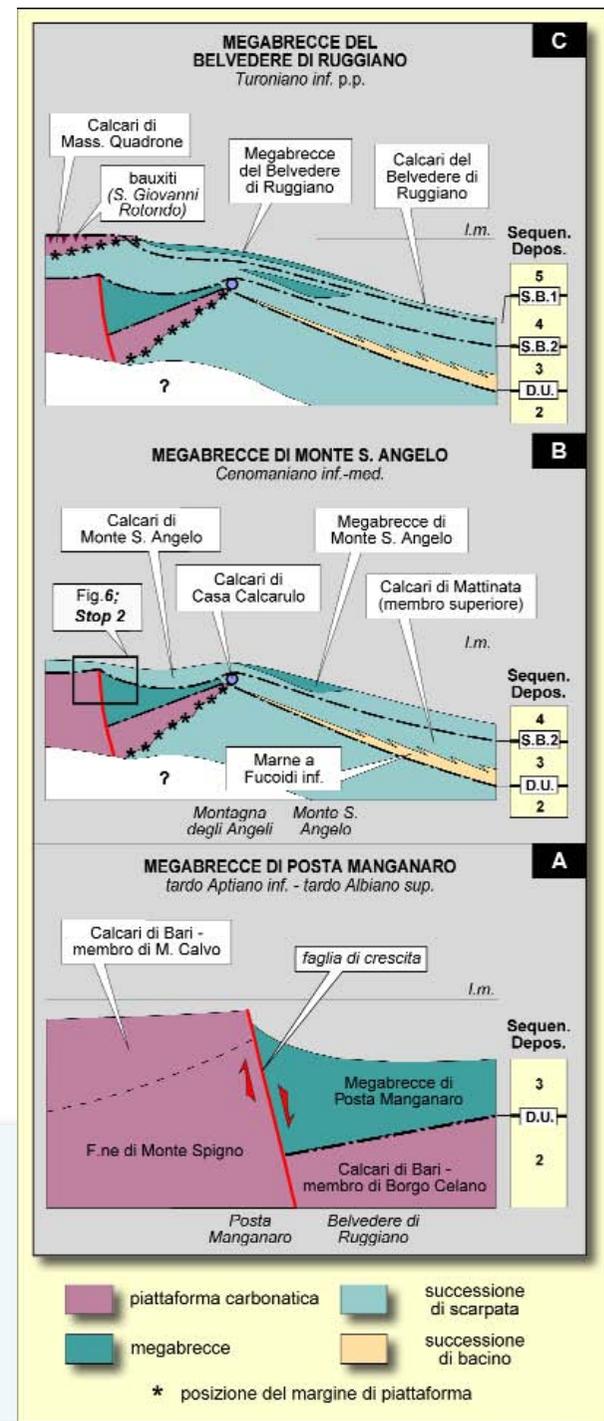


Fig. 6 - Evidenza stratigrafica del controllo esercitato dalla tettonica sinsedimentaria estensionale del Cretacico inferiore (Aptiano inferiore p.p.-Albiano superiore p.p.) sull'architettura della Piattaforma Apula nel Gargano meridionale (area di Posta Manganaro, a nord di Manfredonia; da Graziano, 1994, 2000 - Stop 2).

Fig. 7 - Evoluzione stratigrafica e sequenziale delle successioni del Cretacico medio (Aptiano-Turoniano) nel Gargano meridionale (modificato da Graziano, 2001). I limiti di sequenza e i tre imponenti corpi di megabreccia si sono formati durante l'annegamento e arretramento tettonico della piattaforma (A), la sua migrazione verso il bacino (B) e, infine, emersione marcata da depositi bauxitici (C). Ciascun limite di sequenza e corpo di megabreccie riflette importanti svolte evolutive paleoambientali e paleotettoniche del sistema piattaforma-bacino (Stop 2 e 3).





stico cambiamento della paleoecologia e della produttività della piattaforma in corrispondenza della prima espansione delle rudiste come taxa litogenetici neritici quasi esclusivi del Cretacico superiore (vedi Stop 2). Recenti ipotesi sulle cause di tale evoluzione, di fatto connesse alle variazioni del regime termico e della geochimica delle acque oceaniche tetidee, sono presentate in Graziano et al. (2007). Le caratteristiche complessive della fattoria a rudiste alto-cretacica, ivi incluso le sue aree marginali, possono essere in gran parte dedotte attraverso l'analisi sedimentologica, anche in chiave paleoecologica, dei sedimenti bioclastici rimaneggiati che formano le successioni di scarpata affioranti estesamente tra S. Salvatore e l'area ad Est di Monte S. Angelo (Calcari di Monte Acuto, Fig. 8).

Studi sedimentologici di dettaglio su tali successioni sono a cura di Neri (1993), Neri & Luciani (1994), Graziano (1994) e Borgomano (2000). L'analisi integrata delle successioni di scarpata del Cretacico superiore del Gargano hanno contribuito a caratterizzare la sedimentologia, paleoecologia, fisiografia ed evoluzione stratigrafica delle piattaforme carbonatiche a rudiste di tipo *foramol* del Mediterraneo centrale. Più in particolare, è stata riconosciuta



Fig. 8 - Cicli sedimentari di tipo *thickening* and coarsening upward nella formazione di scarpata dei Calcari di Monte Acuto esposta a sud di M.S. Angelo. La successione del Coniaciano-Campaniano p.p. è composta quasi interamente da frammenti di rudiste (per lo più radiolitidi) a sottolineare il predominante ruolo bio-sedimentario ed ecologico di questi bivalvi nelle piattaforme carbonatiche tetidee del Cretacico superiore (cfr. Fig. 9 e 11).



l'esistenza di una estesa *open shelf* popolata da diversificate associazioni dominate da rudiste il cui abbondante detrito rimobilizzato e poi rimaneggiato provvedeva ad una marcata iperalimentazione bioclastica della rampa attraverso margini essenzialmente bioclastici (Carannante et al., 1997, 1999, 2008), Fig. 9.

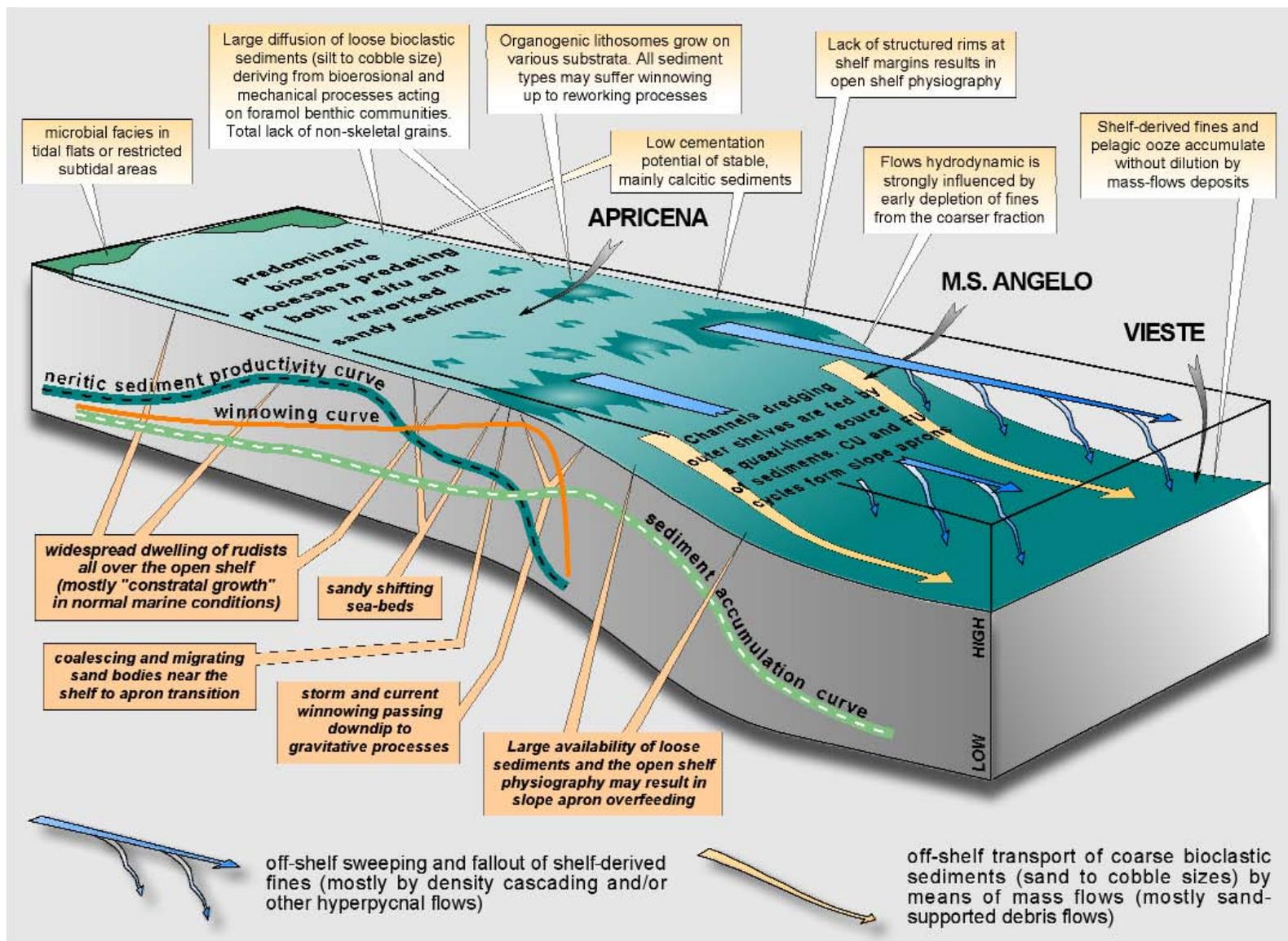


Fig. 9 - Modello deposizionale dei sistemi carbonatici a rudiste del Turoniano superiore-Maastrichtiano (modificato da Carannante et al., 2008) e ipotesi di ricostruzione stratigrafica e paleoambientale di alcune successioni affioranti in località tipo del Gargano.

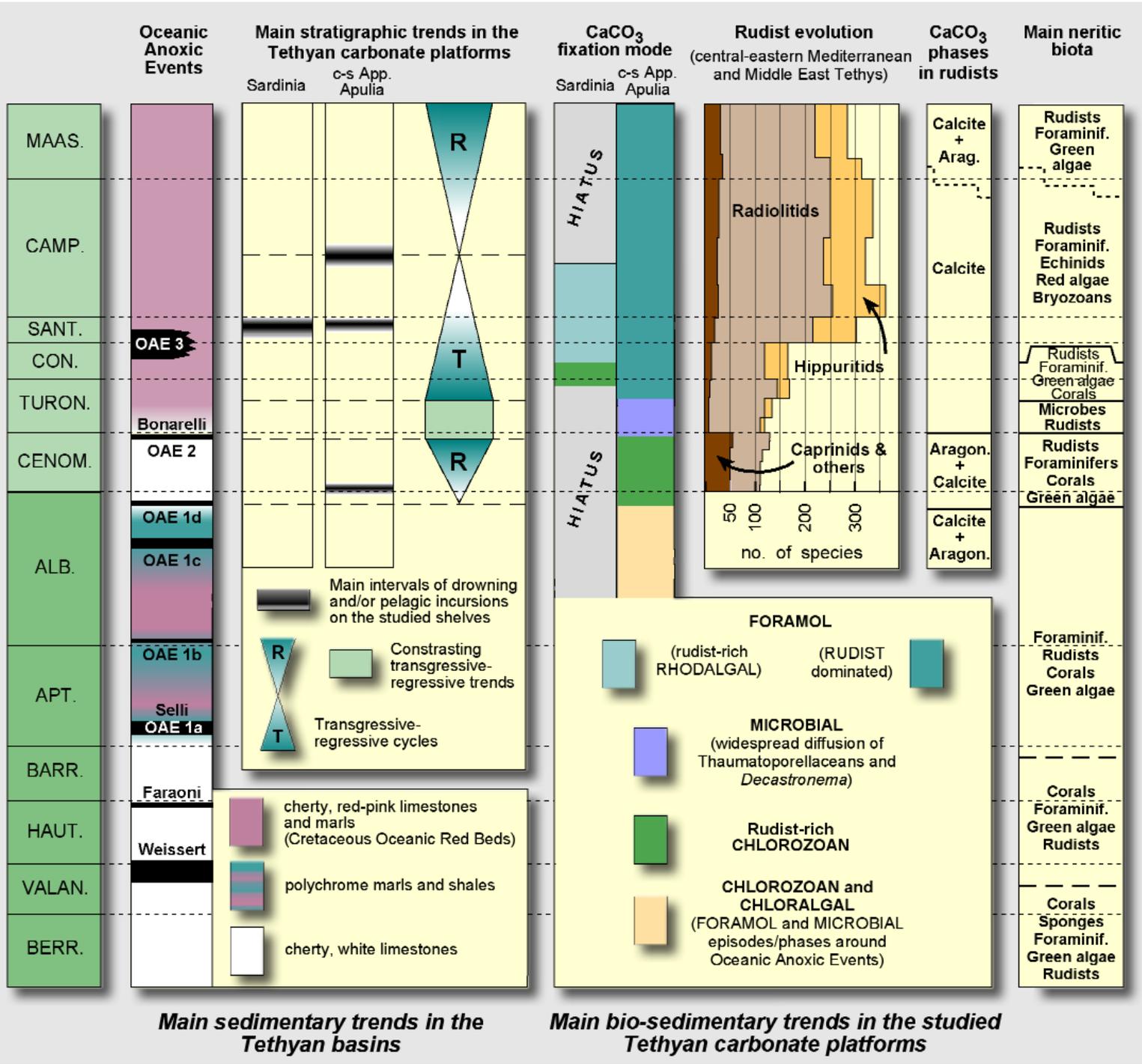


La successione del Gargano orientale mostra in affioramento facies pelagiche bacinali del Bacino Ionico dal Malm superiore (calcari a Saccocoma) al Cretacico superiore (Scaglia), Figg. 3 e 4; l'unità bacinale più estesa in affioramento, tuttavia, è la Maiolica che fa da scenario alla incantevole costa frastagliata del Gargano Sud-orientale (Fig. 10). Nel sottosuolo sono noti inoltre livelli di facies analoga di età compresa tra il Giurassico inferiore e il Malm (Pozzo Peschici 1) la cui reinterpretazione originale consentirebbe di individuare, con buona probabilità, le tipiche unità bacinali in facies-umbro-marchigiana dalla Corniola (?) (Giurassico inferiore p.p.) ai Calcari diasprigni del Giurassico medio-superiore p.p. (Fig. 5). Recenti analisi biostratigrafiche e geochimiche hanno pure documentato la presenza nelle facies bacinali del Gargano orientale del ben noto livello anossico oceanico Selli dell'Aptiano inferiore (OAE1a) (Cobianchi et al., 1999; Luciani et al., 2001, 2006).

Marcate e profonde incursioni di litofacies pelagiche, rastremanti verso le aree marginali della piattaforma, iniziano a svilupparsi durante il Valanginiano superiore, l'Aptiano inferiore, il Turoniano e il Santoniano superiore (Fig. 4) segnalando la vistosa sottoalimentazione della scarpata in corrispondenza di riconosciute crisi di produttività carbonatica neritica, a scala regionale o globale, che appaiono connesse a eventi anossici oceanici, annegamenti o estese fasi di continentalità della piattaforma (Figg. 4, 11 e 12; Stop 2).



Fig. 10 - Spettacolare *slumping* nella Maiolica affiorante sulla spiaggia della Baia delle Zagare (Pugnochiuso).



Limitatamente agli eventi anossici Weissert e Selli si osserva una marcata diffusione di microbialiti in piattaforma e di brachiopodi in contesti marginali (Graziano, 2003; Spalluto, 2004; Graziano & Ruggiero Taddei, 2008; Motchurova-Dekova et al., 2009), vedi Stop 3.

Fig. 11 - Comparazione delle evoluzioni stratigrafiche, bio-sedimentarie e paleoecologiche registrate durante il Cretacico medio-superiore dalle successioni neritiche a rudiste e bacinali della Tetide mediterranea (Sardegna, Bacini Umbro-marchigiano e Ionico, Piattaforme carbonatiche Appenninica e Apula, modificato da Graziano et al., 2007 e Carannante et al., 2008).

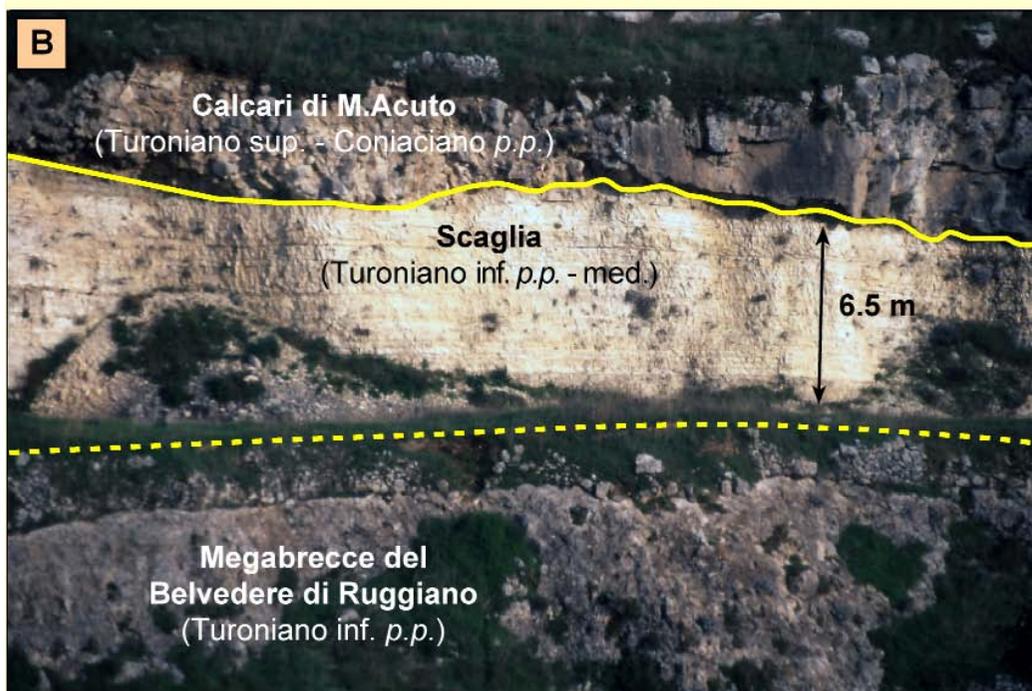


Fig. 12 - Sovrapposizione dei Calcari di M. Acuto sulle megabrecce del Belvedere di Ruggiano.

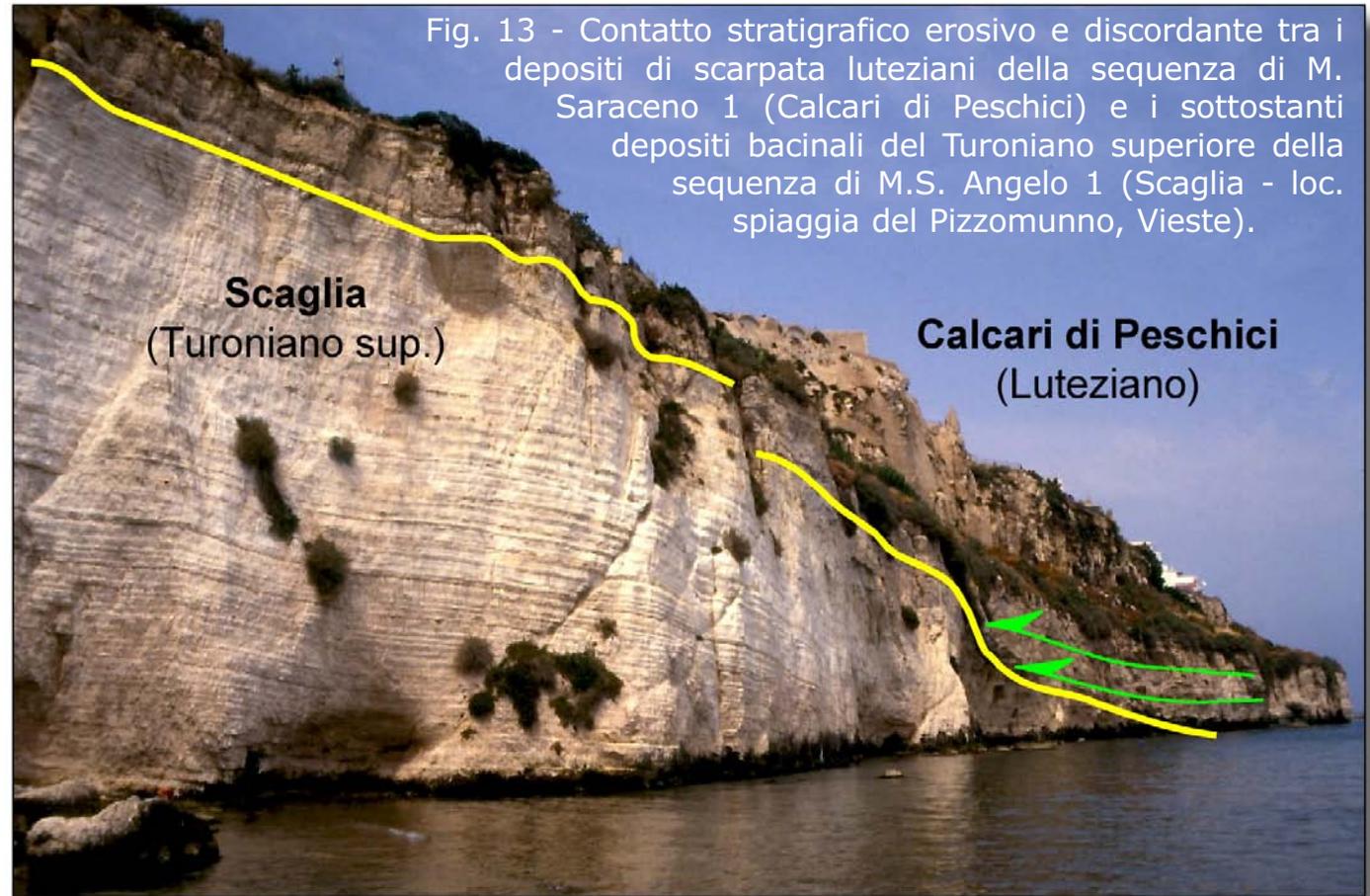
A - Il limite tra le due unità è marcato da pochi metri di pelagiti selcifere del Turoniano inferiore p.p.-medio (Scaglia) che segnalano una locale, ma vistosa sottoalimentazione dei clinoforni durante la contemporanea emersione della Piattaforma Apula (loc. Coppa La Pinta, in prossimità di S. Maria di Pulsano).

B - Dettaglio della lingua pelagica del Turoniano inferiore p.p.-medio (biozona a *H. elvetica*) compresa tra bancate massicce di breccie intraclastiche in matrice biodetritica a rudiste (in basso) e una intercalazione di calcareniti bioclastiche a rudiste e banchi di breccie intraclastiche a base fortemente erosiva (in alto), loc. Nevara, poco a Sud di M. S. Angelo.

La successione giurassico-paleocenica del Gargano è chiusa in discordanza da un complesso in facies di transizione margine-bacino di età essenzialmente medio eocenica affiorante nell'area di M. Saraceno (vedi Stop 4) e tra Peschici e Vieste (Pavan & Pirini, 1965; Bosellini et al., 1993, 1999, 2000; Graziano, 1994; Bosellini & Neri, 1995). Nell'area di Monte Saraceno la lacuna mostra un'estensione compresa tra il Thanetiano (Selandiano superiore ?) e l'Ypresiano p.p. (Graziano, 1994), mentre tra Peschici e Vieste si allarga all'intervallo compreso tra il limite Turoniano-Coniaciano e il Luteziano p.p. (Pavan & Pirini, 1965; Bosellini et al., 1999; Fig. 13).



Tale anomalia stratigrafica, legata essenzialmente alla presenza di una lacuna molto estesa in contesti di bacino che si riduce rapidamente verso il fianco della piattaforma, è stata connessa in chiave genetica alle deformazioni indotte da una importante fase tetto-magmatica del Paleocene superiore, testimoniata in superficie dalle ben note rocce ignee di Punta delle Pietre Nere (Graziano, 1994). Queste sono costituite da K melasieniti-melagabbri a Ti-augite ad affinità di tipo intraplacca (*ocean island basalts-OIB*) di età compresa tra 58 e 62 Ma (Vollmer, 1976; De Fino et al., 1981; Bigazzi et al., 1996).



La successione marina affiorante sul Gargano viene chiusa in discordanza da calcari, marne e argille, localmente anche conglomerati, dell'Aquitaniense-Pliocene superiore descritti in dettaglio da D'Alessandro (1979) e Casolari et al. (2000) (Fig. 4) e da sottili lembi di livelli pleistocenici. Nel loro insieme queste unità mostrano significative relazioni stratigrafiche e strutturali con i domini deformati dalle principali linee tettoniche trascorrenti e distensive a indicare una deposizione controllata da regimi tettonici in rapida evoluzione, anche sinorogena (Bertotti et al., 1999; Spalluto & Moretti, 2006; Spalluto & Pieri, 2008). In senso più generale, le successioni plioceniche di avanfossa (argille grigio-azzurre) e di avampaese (calcareniti di Gravina) mostrano complesse relazioni stratigrafiche e strutturali con il sottostante basamento carbonatico a indicare significati-



ve geometrie indotte da subsidenza tettonica e, localmente, da tettonica trascorrente come nel caso degli alti strutturali di Chieuti-S. Severo e di Apricena (Figg. 3 e 5; cfr. Chilovi et al., 2000).

Le analisi delle macro-mammalofaune della paleo-bioprovincia oligo-miocenica apulo-abruzzese e in particolare dei ricchi giacimenti fossiliferi del Gargano (area di Apricena-Sannicandro - vedi questo volume; Freudenthal, 1971; Abbazzi et al., 1996; Arzarello et al., 2007), hanno consentito la recente ricostruzione della evoluzione paleogeografica dell'area e l'individuazione dei corridoi di colonizzazione sulla base dei caratteri di endemicità delle associazioni e sulla formazione e scomparsa di ponti continentali con l'area balcanica (Mazza & Rustioni, 2008; Patacca et al., 2008).

1.3 Le sequenze deposizionali del Giurassico superiore-Eocene Medio

L'individuazione delle sequenze deposizionali nell'intervallo Giurassico superiore-Eocene Medio del Gargano è stata di recente permessa da una dettagliata analisi delle facies, dalla migliorata correlabilità delle unità affioranti e dal riconoscimento di svariati tipi di superfici stratigrafiche significative ai fini della ricostruzione dei *trend* deposizionali (Bosellini et al., 1993, 1999, 2000; Graziano 1994, 1999, 2000, 2001; Morsilli & Bosellini, 1997; Graziano & Ruggero Taddei, 2008). Tuttavia, l'età di alcuni limiti di sequenza, l'architettura stratigrafica presente al loro interno e, nel loro complesso, i meccanismi genetici che ne hanno sotteso la formazione costituiscono argomenti di un corrente dibattito scientifico.

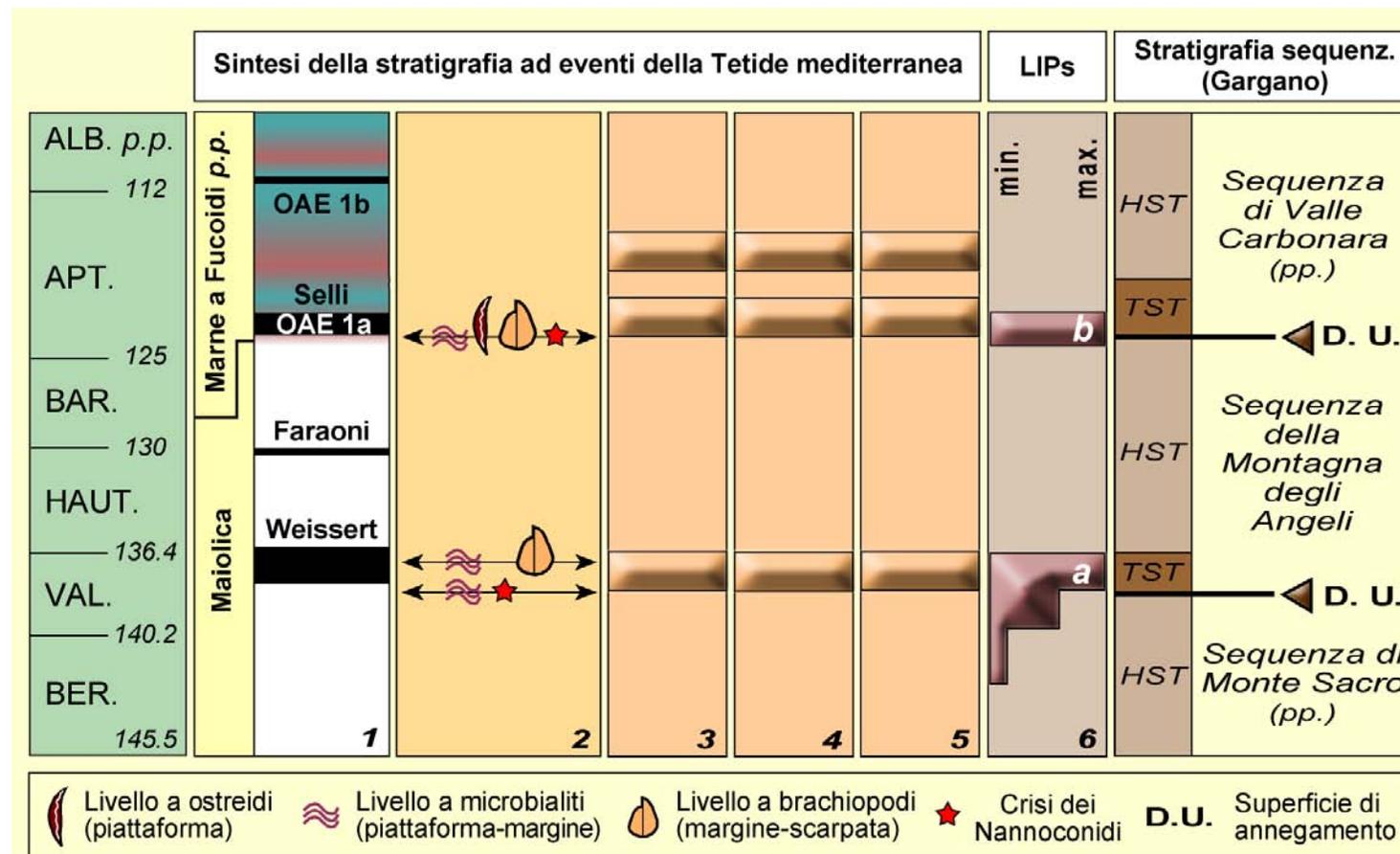
In linea generale è possibile individuare otto limiti di sequenza il cui innesco è sovente ascrivibile a marcato deterioramento ambientale, a scala da regionale a globale, con conseguente crisi di produttività, formazione di superfici di tipo *drowning unconformity* e rapide evoluzioni bio-sedimentologiche e paleoecologiche (Valanginiano superiore, Aptiano inferiore, limite Albiano-Cenomaniano, limite Cenomaniano-Turoniano, Santoniano superiore e Campaniano medio). Alcuni dei limiti di sequenza sono associati geneticamente anche a concomitanti deformazioni tettoniche in regime estensionale e/o trascorrente (Aptiano inferiore, Campaniano medio e Selandiano-Thonetiano) o compressivo (limiti Albiano-Cenomaniano e Cenomaniano-Turoniano) all'interno di un più ampio contesto deformativo pre-orogeno delle aree interne della microplacca apula (D'Argenio & Mindszenty, 1991; Graziano, 1994; Mindszenty et al., 1995; cfr. Figg. 4 e 7). Le principali sequenze deposizionali individuate hanno una durata variabile da 6 a 27 Ma circa. L'organizzazione litostratigrafica e in *system*



tracts delle sequenze, l'età e la tipologia dei relativi limiti e la distribuzione latero-verticale delle lacune erosive e/o non deposizionali è sintetizzata in Fig. 4. Per una più ampia e dettagliata descrizione delle sequenze deposizionali e del loro significato genetico si rimanda ai lavori degli Autori citati. È da segnalare che i limiti delle sequenze del Cretacico inferiore corrispondono, tra l'altro, all'esplosione di associazioni di forme "disastro" caratterizzate da brachiopodi e cianobatteri (Fig. 14).

Fig. 14 - Correlazione stratigrafica tra il record bio-sedimentario dei livelli a brachiopodi, ostreidi e cianobatteri osservati nel Gargano e i principali processi di controllo paleoceanografici e paleoambientali agenti a scala regionale/globale (modificato da Graziano, 1999, e Graziano & Ruggiero Taddei, 2008).

1: cronostratigrafia degli eventi anossici oceanici (OAE);
2: eventi bio-sedimentari significativi registrati nelle successioni del Gargano;
3: principali crisi attraversate dai sistemi carbonatici tetidei;
4: picchi positivi delle curve isotopiche del Carbonio;
5: episodi climatici di tipo greenhouse;
6: tassi di attività vulcanica della Provincia magmatica di Paraná (a) e del Plateau di Ontong-Java (b).
 I livelli a brachiopodi corrispondono ad eventi di annegamento delle piattaforme carbonatiche (D.U.), di anossia oceanica (OAE) e di oscillazione delle curve isotopiche del carbonio in risposta a drastiche variazioni delle condizioni paleoambientali degli oceani indotte da attività vulcanica (LIPs).





1.4 Paleontologia e paleoecologia dei livelli a brachiopodi nel Cretacico inferiore del Gargano

Recenti analisi paleontologiche e biostratigrafiche hanno consentito di descrivere e istituire nuove specie di brachiopodi (Posenato & Morsilli, 1999; Motchurova-Dekova et al., 2009) in corrispondenza dei limiti inferiori delle sequenze riconosciute nel Cretacico inferiore (sequenze della Montagna degli Angeli e della Valle Carbonara) i cui significati stratigrafico e paleoambientale sono stati discussi nel contesto dell'evoluzione paleoceanografica dell'area tetidea (Graziano & Ruggiero Taddei, 2008; Graziano & Spalluto, 2009 - Fig. 14). Il livello a brachiopodi più antico (parte alta del Valanginiano superiore, Zona NC4a) affiora nei dintorni di Mattinata (loc. Incoronata) ed è composto da alcuni strati a *Peregrinella garganica* e *P. fascicostellata* rimaneggiate lungo la scarpata tra Piattaforma Apula e Bacino Ionico (Posenato & Morsilli, 1999; Graziano & Ruggiero Taddei, 2008). Il livello è correlabile dal punto di vista cronostratigrafico alla parte alta del livello anossico oceanico Weissert e corrisponde ad un importante evento di annegamento incipiente riconosciuto nella Piattaforma Apula. Quest'ultimo è stato geneticamente connesso a un alto eustatico relativo (Bosellini & Morsilli, 1997) ovvero alle perturbazioni paleoceanografiche innescate dalle coeve fasi vulcaniche della Provincia di Paraná (Graziano, 1999). Il livello più recente è del tardo Aptiano inferiore (parte alta della Zona NC6) ed affiora anch'esso nel Gargano meridionale (area di Monte S. Angelo). Esso è composto da un popolamento autoctono, probabilmente monospecifico, a *Orbirhynchia nadiae* (Stop 4, Fig. 77), formatosi al margine della Piattaforma Apula durante le fasi iniziali dell'annegamento dei suoi settori esterni. Tale annegamento è stato ascritto a processi di ridotta produttività carbonatica con conseguente formazione di gradienti batimetrici legati allo sviluppo di coevi bacini estensionali sinsedimentari (Graziano, 1999, 2000). Il livello a *Orbirhynchia nadiae*, correlabile cronostratigraficamente alla parte inferiore del livello anossico oceanico Selli (OAE1a), mostra evidenze paleoecologiche tali da renderne possibile la connessione genetica alla crisi ambientale indotta dal vulcanismo del Plateau di Ontong-Java (discussione in Graziano, 1999 e Graziano & Ruggiero Taddei, 2008) e, nello specifico, all'evento di acidificazione/*hothouse* causato da imponenti immissioni di CO₂ nel sistema globale idrosfera-atmosfera (Graziano, 2009; ampia sintesi in Jenkyns, 2010). Le successioni bacinali del Gargano orientale mostrano la chiara registrazione sedimentaria di tali processi sotto forma dei *black shales* del Livello Selli studiato in notevole dettaglio biostratigrafico e geochimico da Luciani et al. (2001, 2006) nell'area di Vieste (Fig. 15). I due livelli a brachiopodi del Gargano sono posti in corrispondenza della rastreazione laterale (livello a *Orbirhynchia nadiae*) e della parte superiore (livello a *Peregrinella*) di due rilevanti cunei pelagici intercalati nelle facies di scarpata ad indicare marcate sottoalimentazioni dei clinoforni (Fig. 4).



Per il livello a *Orbirhynchia nadiae*, similmente a quello a *Peregrinella*, si riconosce un contesto ambientale fortemente deteriorato riconducibile a fenomeni di *upwelling* di acque cariche di nutrienti e, possibilmente, alcaline.

I livelli a brachiopodi della parte alta del Valanginiano e dell'Aptiano inferiore mostrano, in associazione e/o in livelli neritici correlabili (vedi Stop 1), un'abbondante sedimentazione microbialitica (Fig. 14) che rispecchia quanto già osservato nel caso dei livelli a brachiopodi (*Soaresirhynchia* beds) del Toarciano inferiore del Gran Sasso (Graziano et al., 2006). Anche questi ultimi si deposero durante l'annegamento incipiente della piattaforma laziale-abruzzese indotto dalle perturbazioni ambientali connesse all'evento anossico oceanico sviluppatosi durante la Zona a *serpentinum* (ampia sintesi in Jenkyns, 2010).

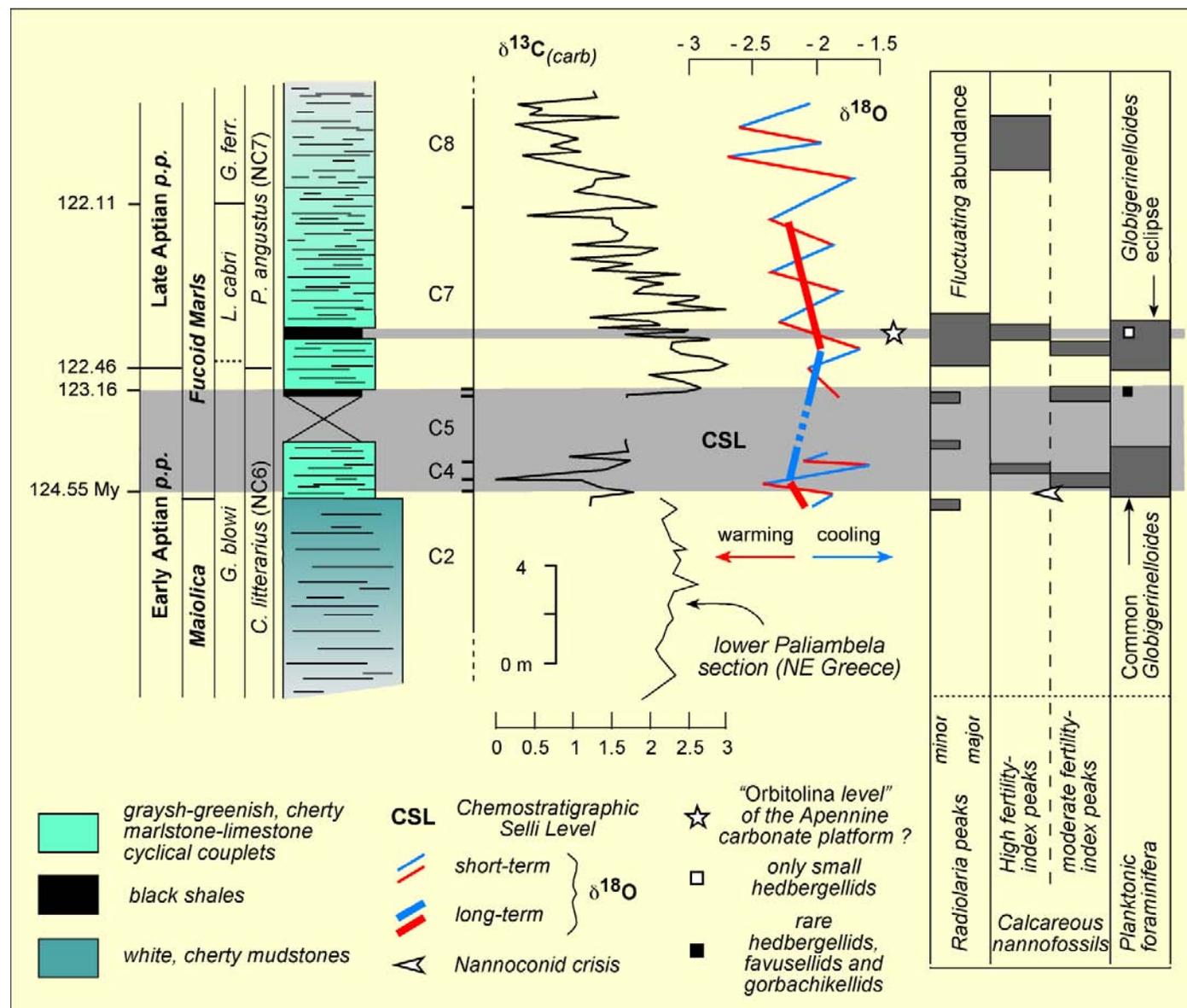


Fig. 15 - Sintesi lito-, bio-, chemostratigrafica e paleoecologica dell'Aptiano inferiore-superiore p.p. del Bacino Ionico nel Gargano orientale (sezione di Coppitella, Vieste; Luciani et al., 2001, 2006) e nella Grecia Nord-occidentale (sezione di Paliambela; Danelian et al., 2004 - da Graziano, sottoposto a revisione).



1.5 Cenni sull'assetto tettonico

Il Promontorio del Gargano rappresenta il settore affiorante di una vasta area di transizione orientata in senso antimeridiano che divide la regione adriatica in due settori, settentrionale e meridionale, nei quali risultano estremamente differenti:

a) la batimetria dei fondali; b) la profondità della Moho; c) le anomalie gravimetriche di Bouguer; d) le anomalie del campo magnetico; e) i valori delle misurazioni paleomagnetiche (Favali et al., 1990).

Oltre ad evidenti peculiarità stratigrafiche, geomorfologiche e tettoniche, ben documentate in affioramento, il Gargano presenta notevoli peculiarità anche nel sottosuolo rispetto al resto del territorio pugliese. Queste possono essere così riassunte:

- L'esistenza di una spiccata anomalia positiva di Bouguer (120 mgal) e del campo magnetico riconducibili a corpi intrasedimentari sepolti a pochi km di profondità (Arrisi Rota & Fichera, 1987). Tali corpi sono riconducibili, con buona evidenza, alle ben note rocce magmatiche del Paleocene superiore affioranti alla Punta delle Pietre Nere in associazione con evaporiti e marne del Triassico superiore (sintesi in Posenato et al., 1994 e Bigazzi et al., 1996);
- L'elevata sismicità di cui è sede (Calcagnile & Panza, 1976; Piccardi, 2005) con profondità ipocentrali comprese tra 5 e 30 km (Selli & Zecchi, 1981) e massima frequenza al top della zona a bassa velocità crostale (Cassinis et al., 1984);
- Esistenza di un alto strutturale regionale del tetto del basamento metamorfico-cristallino (alto Maiella-Gargano) posto a circa 8 km di profondità con allineamento circa Est-Ovest (Cassano et al., 2001) di cui il Gargano costituisce l'area centro-orientale;
- La profondità della Moho che passa dai 30-35 km nella Puglia centro-meridionale ai circa 25-30 km nel Gargano (Cassinis et al., 2007);
- La differenza del flusso di calore misurato nelle Murge (40 mW/m²) e nel Gargano (60 mW/m²), Della Vedova et al., 1988.

L'analisi dei dati presentati in letteratura consente di individuare in superficie i possibili limiti dell'area di transizione citata nelle faglie regionali trascorrenti di Mattinata e delle Tremiti (vedi, ad esempio, Doglioni et al., 1994, 1996; Scrocca, 2006 - Fig. 2). L'intero avampese apulo affiorante viene diviso da Funciello et al. (1991) in tre blocchi maggiori ("Tremiti-Gargano", "Murge" e "Salento") separati da faglie trascorrenti e caratterizzati da una differente entità di rotazione oraria causata dalla vergenza obliqua pre-miocenica delle falde appenniniche.

La prosecuzione del Promontorio verso l'“*offshore*” orientale non sembra intaccata da discontinuità tettoniche di rilievo; al contrario, la faglia estensionale del T. Candelaro ne interrompe la continuità verso Sud-Ovest ribassando le successioni carbonatiche al di sotto delle coperture clastiche plio-pleistoceniche di avanfossa (Figg. 3 e 5). Il Gargano è inoltre limitato a Nord e a Sud da faglie trascorrenti orientate in senso NE-SW appartenenti rispettivamente alla linea “Fortore-Volturno” e “Manfredonia-Sorrento” (Boccaletti & Dainelli, 1982). La prima linea sembra diramarsi verso le Isole Tremiti in direzione SO-NE (Fig. 3) producendo la riesumazione in un contesto di *wrench tectonics* delle vulcaniti alto-paleoceniche e delle evaporiti alto-triassiche di Punta delle Pietre Nere sepolte nel sottosuolo ad alcuni km di profondità.

In linea generale, il Promontorio del Gargano è un alto strutturale dell'avampaese apulo, definitosi in gran parte durante il Plio-Pleistocene (Doglioni et al., 1996), all'interno del quale i calcari di piattaforma del Giurassico superiore raggiungono un'elevazione di circa 1000 m (area di M. Calvo). L'alto strutturale individua una blanda piega anticlinale orientata in senso O-E che è stata interpretata come evidenza superficiale di una estesa fascia compressiva a vergenza meridionale (cunei di espulsione) che coinvolge l'intera successione stratigrafica per la quale è stato ipotizzato un diffuso scollamento dal locale substrato in corrispondenza delle Anidriti di Burano del Triassico superiore (Ortolani & Pagliuca, 1987, 1992; Bertotti et al., 1999). Il modello citato, rimanda a una prima fase “dinarica” eo-oligocenica con sviluppo di pieghe-faglie ad orientazione anti-meridiana e vergenza meridionale e una fase successiva “appenninica” di età mio-pliocenica che, oltre a riprendere le strutture precedenti, avrebbe innescato e accentuato faglie trascorrenti variamente orientate (Ortolani & Pagliuca, 1992; Argnani et al., 1993). Le principali superfici tettoniche rilevate sul terreno (faglie di Mattinata e delle Tremiti), inoltre, indicano significative deformazioni con movimenti trascorrenti che rappresentano lo svincolo laterale per le rotazioni dei blocchi cinematici individuati nel Gargano (cfr. Vanderberg, 1983; Incoronato & Nardi, 1987; Guerricchio & Wasowski, 1992; Funicello et al., 1992; Gambini & Tozzi, 1996). L'evoluzione tettonica e il significato strutturale delle faglie trascorrenti è tuttavia particolarmente dibattuta. Ad esempio, la faglia di Mattinata, che prosegue verso Est nell'“*offshore*” garganico, a formare l'alto di Gondola (cfr. De Alteriis & Aiello, 1993; Nicolai & Gambini, 2007), e verso la catena appenninica a Ovest, a formare l'alto di Chieuti-S. Severo (Chilovi et al., 2000 - Fig. 3), è variamente interpretata come linea trascorrente destra (De Dominicis e Mazzoldi, 1987; De Alteriis & Aiello, 1993; Doglioni et al., 1996; Piccardi, 2005) oppure sinistra (Funicello et al., 1991, 1992; Salvini et al., 1999; Billi & Storti, 2004; Brankman & Aydin, 2004). Vari Autori, comunque, propongono inversioni del movimento per spiegare evidenze strutturali di rigetti sini-



stri (il *ridge* di S. Marco in Lamis e il bacino di *pull apart* del Pantano di S. Egidio; cfr. Funicello et al., 1991, 1992) con movimenti destri suggeriti da dislocazioni laterali delle facies, analisi neotettoniche, geomorfologiche e paleosimologiche (Guerricchio, 1986; Borre et al., 2003; Tondi et al., 2005). Evoluzioni cinematiche ancora più complesse e particolarmente interessanti in chiave geodinamica, sono suggerite da Chilovi et al. (2000) per tenere conto di svariate inversioni del movimento innescate da rotazioni del campo di *stress* avvenute tra il Mesozoico e il Quaternario. La rilevanza anche sismogenica delle faglie trascorrenti ed estensionali del Gargano è evidente alla luce dei vari eventi registrati in tempi storici e recenti come, ad esempio, nel 493 d.C., nel 1627 e nel 1893 (Borre et al., 2003; Patacca & Scandone, 2004; Piccardi, 2005) oltre che da studi di dettaglio sia *onshore* che *offshore* sul Plio-Quaternario (Tinti et al., 1995; Spalluto & Moretti, 2006; Ridente & Trincardi, 2006). La faglia trascorrente destra delle Tremiti, inoltre, costituirebbe una zona di taglio litosferica di valenza regionale funzionale alla segmentazione del sistema prisma di accrezione appenninico-avampaese apulo durante il Plio-Quaternario (Doglioni et al., 1996; Scrocca, 2006).

Le deformazioni e dislocazioni ora evidenziate, chiaramente sinorogene rispetto alle collisioni dinariche ed appenniniche, non concludono tuttavia l'analisi delle strutture presenti nel Gargano. Sono presenti infatti tracce meno vistose di deformazioni più antiche osservabili non solo nel Gargano (Masse & Borgomano, 1987; Graziano, 1994, 2000 - Figg. 6 e 7), ma nell'intero avampaese apulo affiorante. Attraverso lo studio delle anomalie gravimetriche Ricchetti & Mongelli (1980) segnalano la presenza di ampie pieghe anticlinaliche nei terreni cretacici dell'avampaese apulo attribuendo a questa fase deformativa l'emersione della Piattaforma Apula e la relativa genesi delle bauxiti ivi affioranti. Ricchetti et al. (1992) approfondiscono questo aspetto ed individuano nel Gargano e nelle Murge due sistemi di pieghe di età rispettivamente pre-coniaciana ed alto-cretacico/paleocenica con orientazione, all'incirca NW-SE, parallela all'asse di allungamento dell'avampaese affiorante. Un quadro analogo dell'evoluzione stratigrafica medio-cretacica, legato alla propagazione intraplacca degli *stress* orogenici attivi durante il Cretacico, viene proposto da D'Argenio & Mindszenty (1991) e Graziano (1994, 2000).



2. Le facies a macroforaminiferi del Paleocene-Eocene del Gargano meridionale

a cura di Ruggero Matteucci, Johannes Pignatti, Massimo Di Carlo & Michela Ragusa

2.1 Aspetti storici

La ricchezza di macroforaminiferi, la buona preservazione dei gusci e la loro presenza in rocce scarsamente cementate hanno reso la regione apula una delle aree classiche per lo studio dei nummulitidi dell'Eocene Medio. I primi studi sistematici risalgono alla metà del diciannovesimo secolo (Savi & Meneghini, 1851). Nella monografia sui nummulitidi dall'Europa all'India di d'Archiac & Haime (1853) sono descritte dalla Maiella, dal Gargano e dalle Isole Tremiti quattordici specie di *Nummulites* e tre di *Assilina*, sebbene l'esatta provenienza dei taxa appaia incerta (d'Archiac & Haime, 1853: p. 156). Tellini (1890) fornì la prima trattazione sistematica delle faune a nummulitidi del Gargano, delle Isole Tremiti e della Maiella, istituendo diciassette nuovi taxa (Pignatti & Ventura, 1993), e inoltre definì per primo una provincia paleobiogeografica apula con caratteri litologici e faunistici distintivi, il cui ruolo è sottolineato anche da Rozlozsnik (1927). Alcuni di questi taxa sono tuttora riconosciuti come validi, in particolare *Nummulites garganicus*, che occupa un'importante posizione nel gruppo dei precursori di *N. fabianii* (Matteucci, 1971). Ulteriori specie istituite da Tellini (1890), seppur cadute in disuso, hanno priorità rispetto a sinonimi più recenti; per esempio *Operculina diomedea* (B)-*Operculina terrigii* (A) sembra avere priorità rispetto ad *Operculina bericensis* Oppenheim, 1896. Altri taxa istituiti da Tellini, fra cui *N. melii* (B)-*N. submelii* (A), *N. oenotrius* (B), *N. italicus* (B)-*N. subitalicus* (A), *N. italicus* var. *japygius* (B), *N. pironai* (B) sono invece di difficile inquadramento sistematico, anche alla luce dell'incertezza sulla loro reale posizione stratigrafica, forse in parte riferibile al Luteziano medio. Tra le operculine, anche *O. thouini* sensu Tellini non d'Orbigny (B)-*O. subthouini* (A), laddove non rimaneggiata, rappresenta un elemento difficilmente riferibile ad una delle linee evolutive note per l'Eocene Medio. Ulteriori studi sui macroforaminiferi dell'Eocene garganico e delle Isole Tremiti riguardano i nummulitidi (per es., Checchia-Rispoli 1923; Matteucci, 1971; Arni & Lanterno, 1976; Decrouez & Lanterno, 1979; Schaub, 1981), le alveoline (Scotto di Carlo, 1966) e la bioerosione (Matteucci, 1978, 1990, 1996). I macroforaminiferi paleocenici sono stati indagati da Matteucci & Pignatti (1992), Pignatti (1994), Ragusa (2006) e Pignatti et al. (2008).



2.2 La successione paleogenica

I depositi della successione paleogenica, descritta in dettaglio soprattutto in numerosi lavori della scuola ferrarese (ad es., Bosellini & Ferioli, 1988; Bosellini et al., 1993a, b; Morsilli et al., 2004), sono localizzati in due settori nettamente distinti, rispettivamente nel Gargano Sud-orientale, a Sud di Mattinata (Monte Saraceno) e nel Gargano Nord-orientale, lungo la fascia costiera tra Peschici e Vieste. Anche se la ricostruzione dei rapporti tra questi due settori rimane incerta a causa delle discordanti interpretazioni sulla cinematica del lineamento strutturale di Val Carbonara (Bosellini et al., 1993a), i depositi paleogenici hanno carattere marcatamente diverso nelle due aree. Nel settore settentrionale, interpretabile come più distale, essi sono esclusivamente rappresentati da alternanze (spesso interessate da *slumping*) di pelagiti-emipelagiti a foraminiferi planctonici, risedimenti bioclastici, almeno in parte torbidity, e breccie. Nel settore meridionale, invece, risultano ben documentati depositi più prossimali di scarpata e, nella parte sommitale della successione, depositi di acque sottili ricchi di nummulitidi e localmente di coralli. Secondo la scuola ferrarese, la fisiografia del margine garganico appare profondamente articolata, con notevoli nicchie di distacco, assimilabile agli *scalloped bank margins* (Fig. 16).

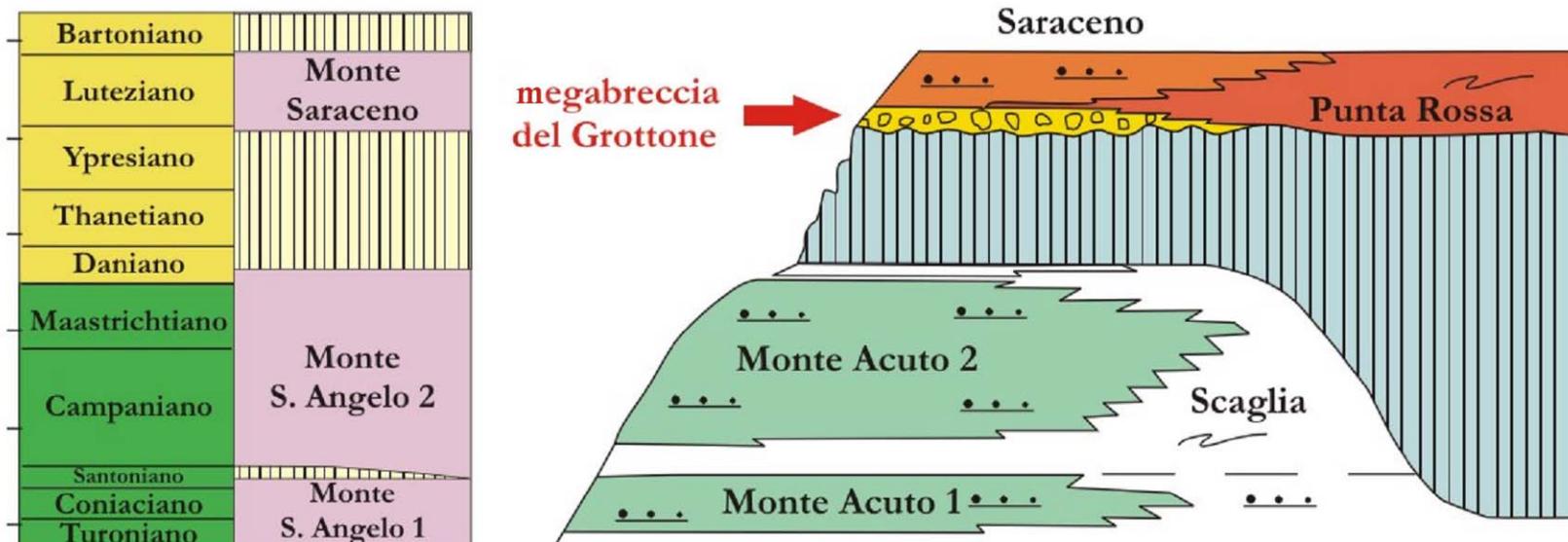


Fig. 16 - Schema stratigrafico semplificato delle formazioni del Cretacico superiore e del Paleogene del Gargano meridionale, secondo l'interpretazione di Bosellini & Morsilli (2001, ridisegnato).



La successione eocenica, per la quale era stata istituita la formazione dei calcari a nummuliti di Peschici (Pavan & Pirini, 1966), viene distinta (Bosellini et al., 1993a, 1993b) in quattro unità. Le tre più recenti (megabrecce del Grottone; calcari di Punta Rossa; calcari di Monte Saraceno) affiorano prevalentemente nella zona di Monte Saraceno (Fig. 17).

La formazione dei calcari a nummuliti di Peschici viene quindi limitata alle componenti più distali della successione, caratterizzate dalla discreta presenza di foraminiferi planctonici, che affiorano prevalentemente nei dintorni di Peschici, per uno spessore di più di 350 metri. La successione di Monte Saraceno, per uno spessore complessivo di più di 250 m, è interpretata come un deposito di scarpata e di base di scarpata. Le megabrecce sono costituite da depositi successivi di *debris flow*, che derivano dallo smantellamento di termini cretaci-co-eocenici, in eventi a carattere catastrofico (Bosellini et al., 1999). L'unità dei calcari di Punta Rossa è costituita da calciturbiditi ben stratificate, a matrice fangosa; l'unità dei calcari di Monte Saraceno è costituita da calcareniti grossolane a grandi nummuliti e discocycline e da calcari reefali sommitali.

Questa ultima porzione della successione viene interpretata come un deposito di scarpata prossimale nel quale possono svilupparsi dei *patch reefs* (Bosellini et al., 1999).

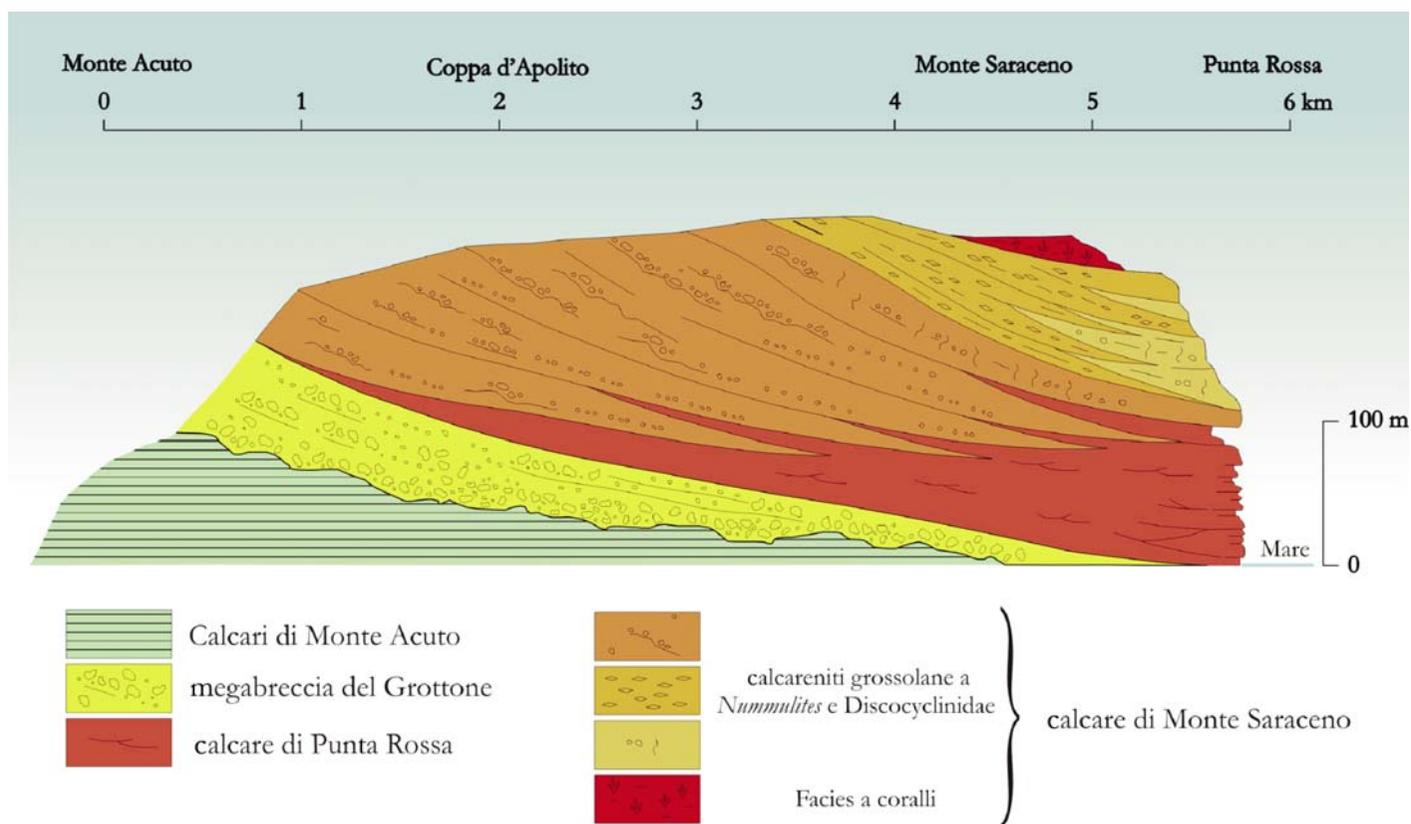


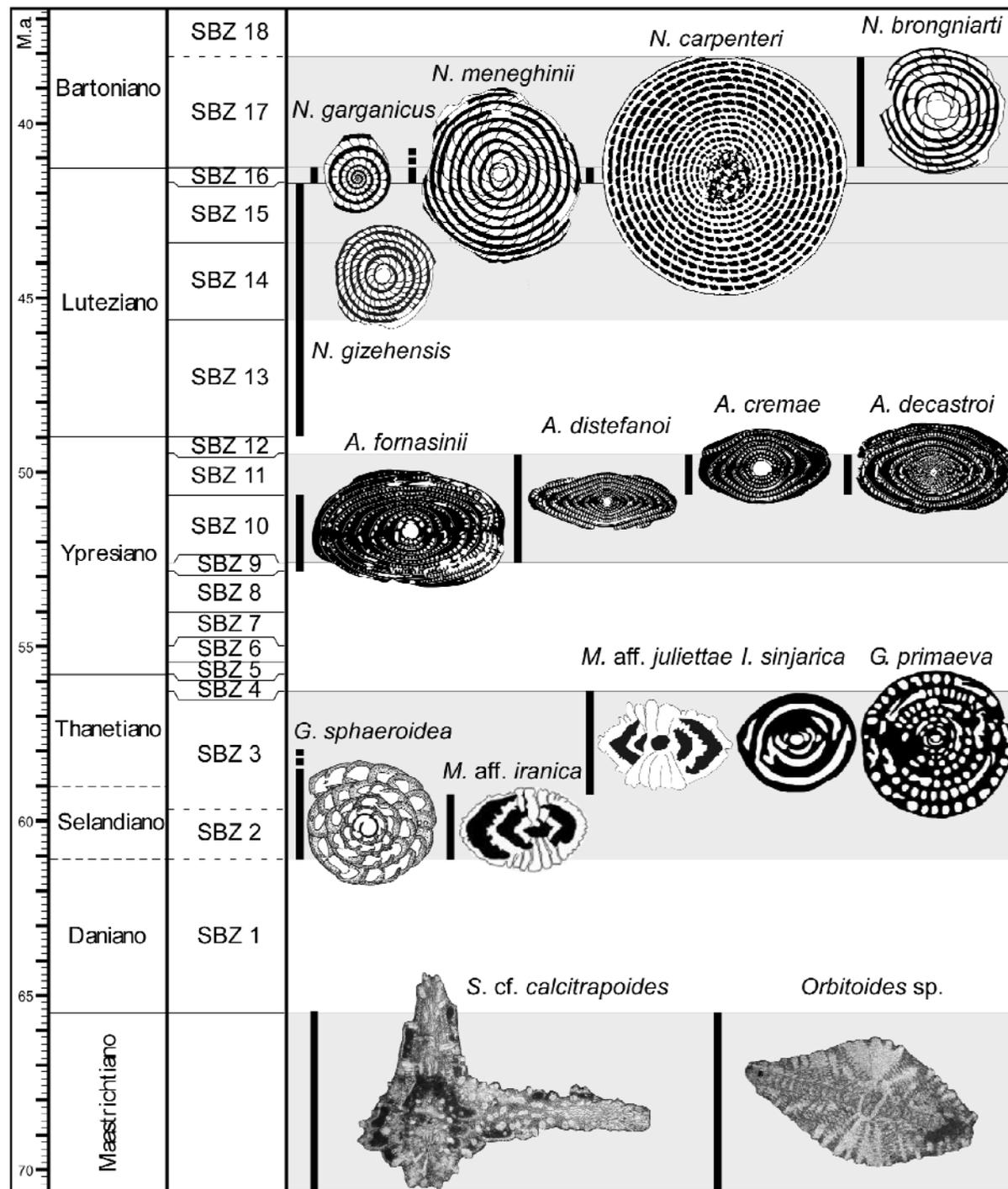
Fig. 17 - Rapporti stratigrafici interni alla sequenza deposizionale di Monte Saraceno secondo Bosellini & Morsilli (2001, ridisegnato).



2.3 Biostratigrafia

Nel Gargano meridionale sono presenti associazioni a macroforaminiferi del Paleocene-Eocene riferibili ai seguenti tre intervalli stratigrafici: Paleocene (Selandiano e Thanetiano inferiore-medio), Eocene Inferiore (Ypresiano superiore) ed Eocene Medio (Luteziano medio-Bartoniano inferiore). Gli intervalli deposizionali non attestati da queste associazioni suggeriscono che la sedimentazione neritica fosse fortemente ridotta o addirittura assente a più riprese (Daniano, Thanetiano superiore-Ypresiano inferiore; Ypresiano superiore terminale-Luteziano basale, Fig. 18). L'attribuzione stratigrafica delle associazioni qui seguita per il Paleocene e l'Eocene è quella delle bio-cronozone SBZ (Shallow Benthics Zonation) di Serra-Kiel et al. (1998), che rappresenta la zonazione standard a macroforaminiferi per il segmento neo-tetisiano mediterraneo.

Fig. 18 - Intervalli deposizionali attestati dalle associazioni a macroforaminiferi del Gargano meridionale, in parte documentati solo da elementi rimaneggiati.





1) Selandiano e Thanetiano inferiore-medio (SBZ2 e SBZ3) - Si tratta di depositi perirecifali e recifali, caratterizzati dall'abbondanza di alghe, fra cui in particolare *Polystrata alba* (Pfender, 1936) Denizot, 1968 (= *Pseudolithothamnium album* Auctt., *Ethelia alba* Auctt.), alghe corallinacee e dasicladali, celenterati e macroforaminiferi (rotaliidi, *Miscellanea*). Le associazioni SBZ2 sono caratterizzate soprattutto da *Globoflarina sphaeroidea* (Fleury, 1982) e *Haymanella paleocenica* Sirel, 1998, quelle SBZ3 da *Glomalveolina primaeva* (Reichel, 1937), *Hottingerina anatolica* Sirel, 1995, *Fallotella alavensis* Mangin, 1954 e *Ranikothalia* sp. La presenza *in situ* di questi depositi perirecifali-recifali paleocenici non è stata sinora mai documentata nel Gargano, contrariamente alla Maiella e a vari settori della piattaforma laziale-abruzzese; essi risultano attestati solo entro clasti della formazione della megabreccia del Grottone (Bosellini et al., 1993a, b - Fig. 19).

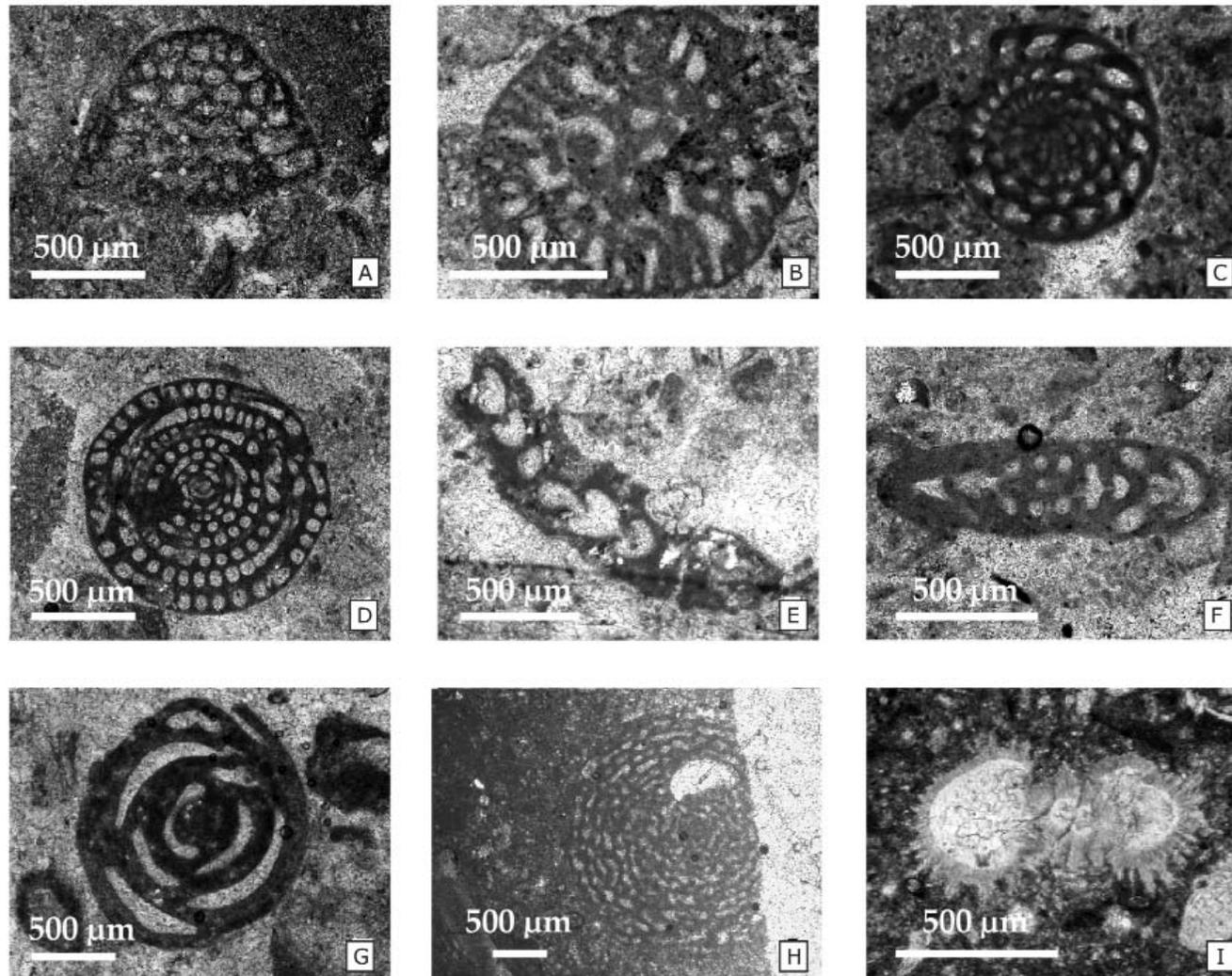


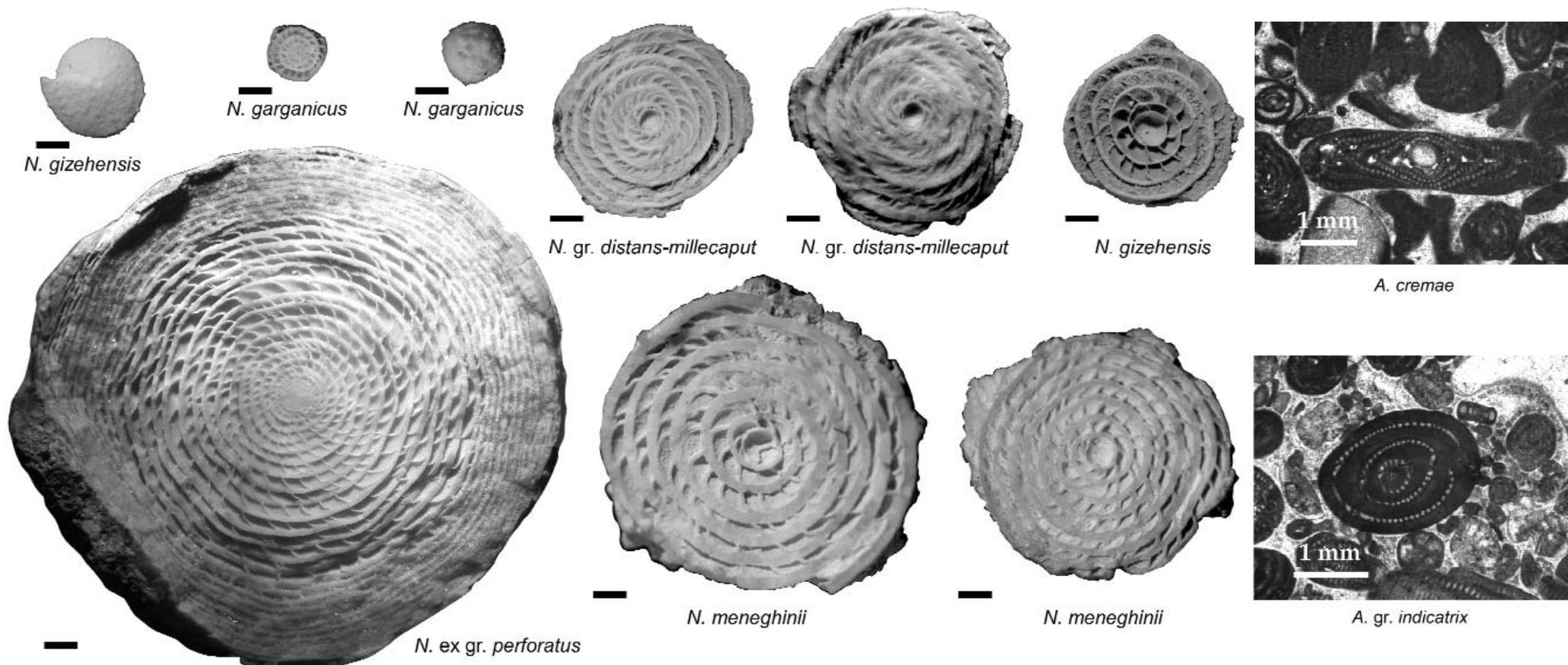
Fig. 19 - Macroforaminiferi paleocenici da clasti della megabreccia del Grottone.

- A)** *Fallotella alavensis* Mangin, 1954;
- B)** ?*Dictyoconus* cf. *turriculus* Hottinger & Drobne, 1980;
- C)** *Globoflarina sphaeroidea* (Fleury, 1982);
- D)** *Glomalveolina primaeva* (Reichel, 1936);
- E)** *Haymanella paleocenica* Sirel, 1998;
- F)** *Hottingerina anatolica* Sirel, 1998;
- G)** *Idalina sinjarica* Grimsdale, 1952;
- H)** *Keramosphaerinopsis* cf. *iranica* (Rahaghi, 1983);
- I)** *Ornatanomalina* sp.



2) Ypresiano superiore (Cuisiano), (SBZ10-SBZ11) - Il Cuisiano a macroforaminiferi è rappresentato da clasti (*grainstones*, spesso pseudoolitici, ad aveoline prevalenti e più rari *wackestones* a nummuliti), presenti entro la formazione della megabreccia del Grottone. Anche queste facies risultano dunque sinora documentate nel Gargano solo da associazioni rimaneggiate. Gli alveolinidi sono stati descritti in grande dettaglio da Scotto di Carlo (1966); clasti ad alveoline analoghi per composizione faunistica a quelli del Gargano sono diffusi anche in Maiella. I taxa più comuni che si rinvencono in questa facies sono *Alveolina cremae* Checchia-Rispoli, 1905, *A. fornasinii* Checchia-Rispoli, 1909, *A. canavarii* Checchia-Rispoli, 1905, *A. decastroi* Scotto di Carlo, 1966, *A. gr. indicatrix-palermmitana*, *Glomalveolina* sp., *Nummulites* gr. *partschi* de la Harpe, 1870, *Orbitolites* sp., rovaliidi, discocyclinidi, orbitoclypeidi ed alghe dasicladali (Fig. 20).

Fig. 20 - Alcuni dei macroforaminiferi eocenici più comuni.





3) Luteziano medio-superiore (SBZ15-SBZ16) e Bartoniano inferiore (SBZ 17) - Il Luteziano medio-superiore a nummulitidi è riccamente documentato sia nel Gargano meridionale sia in quello settentrionale, nella formazione dei Calcari a nummuliti di Peschici, le sue microfaune sono state descritte in dettaglio (Tellini, 1890; Pavan & Pirini, 1965; Matteucci, 1971; Arni & Lanterno, 1976). Il Bartoniano inferiore a *N. brongniarti* è limitatamente presente nel Gargano, a Monte Saraceno (Checchia-Rispoli, 1923; Matteucci, 1971). La Fig. 20 riporta alcuni dei taxa luteziano-bartoniani più comuni.

2.4 Paleobiogeografia

Dal punto di vista paleobiogeografico l'area apulo-adriatica è ben caratterizzata sia nel Paleocene che nell'Eocene da associazioni a macroforaminiferi ad alta diversità, in cui risulta marcata la presenza di taxa ad affinità orientale (Fig. 21).

La placca apula (promontorio africano, Apulia o Adria) assume dunque una duplice connotazione, sia come elemento chiave dal punto di vista della geodinamica del Mediterraneo, sia come elemento di demarcazione paleobiogeografica e di penetrazione di taxa di provenienza orientale o nordafricana, almeno fin dal Cenomaniano (Borghi & Pignatti, 2006).

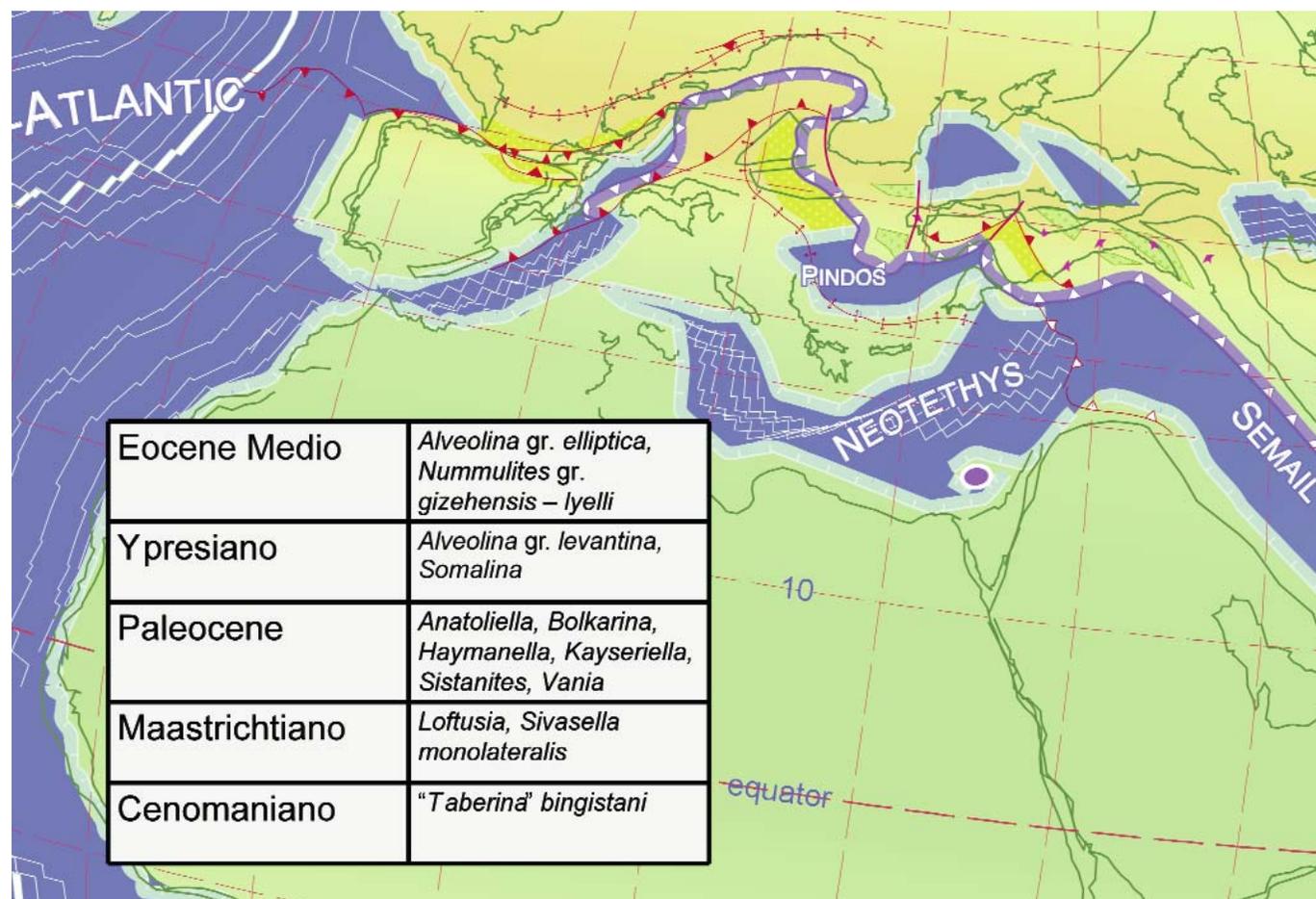


Fig. 21 - Paleobiogeografia dell'Eocene Medio dell'area neotetisiana centrale (Stampfli & Borel, 2004) e macroforaminiferi della regione apula ad affinità orientale.



Nel Selandiano e nel Thanetiano risultano presenti un gran numero di taxa tra i macroforaminiferi che dimostrano tale affinità (Pignatti et al., 2008). Per quanto riguarda invece l'Eocene Medio, le affinità faunistiche sono indicate soprattutto dai nummulitidi (Tellini, 1890; Matteucci, 1971) ed in parte dagli alveolinidi. Significativa è in particolare, certamente almeno dal Luteziano medio, al Gargano e alla Maiella, la penetrazione verso l'Europa lungo le piattaforme apulo-adriatiche dei taxa del gruppo di *Nummulites gizehensis* (Blondeau et al., 1985), la cui presenza è ben documentata nel Bartoniano inferiore veneto (Schaub, 1981). Analogo percorso sembrano aver seguito i rappresentanti dei gruppi di *Alveolina levantina* ed *A. elliptica*. Accanto all'importante ruolo svolto da forme del gruppo di *Nummulites crassus-meneghinii-biedai* e di *N. cf. perforatus*, compaiono *N. carpenteri* e le prime forme reticolate (*N. garganicus* e *N. ptukhiani*), mentre il gruppo di *N. puschi* è quasi del tutto assente. Diffusi e caratteristici sono anche tra le specie di grande taglia, i rappresentanti dei gruppi cosmopoliti di *N. brongniarti* e *N. millecaput* (soprattutto *N. maximus*), mentre nel Luteziano medio del Gargano è diffusa una forma non ancora descritta del gr. *distans* (Schaub, 1989, com. verb.).



3. La successione plio-pleistocenica del complesso estrattivo Apricena-Lesina-Poggio Imperiale

a cura di Carlo Bertok, Valentino Di Donato, Giulio Pavia & Marta Zunino

3.1 Inquadramento geologico del settore Apricena-Poggio Imperiale

Il settore estrattivo di Apricena-Lesina-Poggio Imperiale è situato all'estremità Nord-occidentale del Promontorio del Gargano su un rilievo morfo-strutturale allungato in senso E-W e prospiciente la piana del Lago di Lesina (Fig. 22).

Esso costituisce il cosiddetto "horst di Apricena", individuatosi a partire dal Miocene e collegato a un sistema di faglie regionali, la cui sismicità storica è documentata da diversi Autori (Piccardi 2005, e bibliografia connessa). Una di queste è la faglia di Apricena a cui, secondo Patacca & Scandone (2004), deve essere riferito il terremoto del 1627 (magnitudo 6,7 della scala Richter). La faglia di Apricena si estende per più di 30 km in direzione E-W, ed è caratterizzata da un cinematismo di tipo normale e un rigetto cumulativo di circa 500 m; essa rappresenta il ramo più occidentale di una complessa e profonda zona di taglio (sistema di faglie di Mattinata) che si estende attraverso l'intero Gargano sino al Mare Adriatico.

La successione stratigrafica del Gargano Nord-occidentale è di conseguenza estremamente complessa a causa della forte influenza dell'attività tettonica sinsedimentaria sulla paleotopografia locale e sugli ambienti deposizionali. Unitamente alle fluttuazioni eustatiche del livello del mare, ciò ha prodotto un record stratigrafico caratterizzato da discontinuità di diverso ordine e rapide variazioni laterali di facies e potenze stratigrafiche. La successione marina affiorante nelle cave del plesso estrattivo a Ovest di Apricena è composta da termini carbonatici e silicoclastici di età plio-pleistocenica sovrapposti, con discontinuità stratigrafica, ai calcari mesozoici di Sannicandro ("Pietra di Apricena": Cremonini et al., 1971). Il tetto dei calcari di Sannicandro è intensamente incarsito e presenta profonde fessure riempite da "Terre Rosse" contenenti la nota "Fauna a *Mikrotia*", datata da Miocene superiore a Pliocene inferiore (De Giuli & Torre, 1984; Freudenthal, 1985). Un secondo sistema carsico, che interessa sia i calcari di Sannicandro sia la soprastante successione pliocenica, contiene sedimenti ricchi di resti di vertebrati della Unità Faunistica Pirro Nord, l'unità biocronologica più recente del Villafranchiano superiore, nel Pleistocene inferiore (Abbazzi et al., 1996). La successione marina plio-pleistocenica è già conosciuta in letteratura: dopo brevi cenni in D'Alessandro et al. (1979), essa fu studiata da Valleri

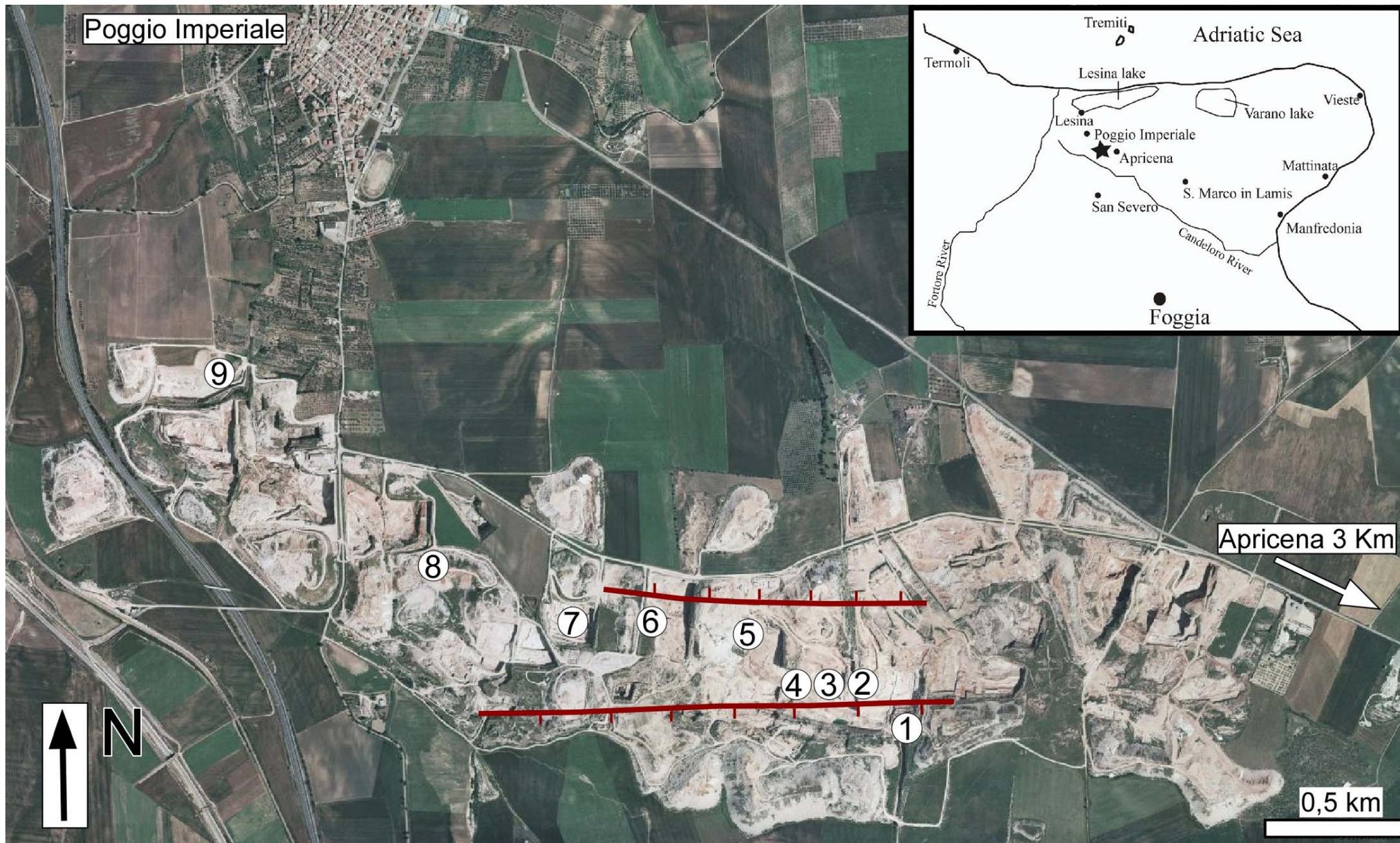


Fig. 22 - Localizzazione dello *horst* di Apricena, delle faglie marginali dirette E-W, delle sezioni studiate da Pavia et al. (2010).



(1984) e in seguito rivista in dettaglio da Abbazzi et al. (1996); ulteriori contributi si ritrovano nelle analisi sui depositi silicoclastici di Capuano et al. (1996) e nella sintesi regionale di Casolari et al. (2000). In particolare, Abbazzi et al. (1996) vi distinsero sette unità litostratigrafiche e misero in evidenza come le importanti variazioni di spessore e di facies, ad ogni livello stratigrafico, siano la conseguenza della tettonica sinsedimentaria che aveva prodotto un sistema *horst-graben*, tra cui lo *horst* di Apricena fiancheggiato da aree laterali più subsidenti (es. *graben* di Masseria Rodigiani).

Gli studi di Abbazzi et al. (1996) risalgono a uno scenario di affioramenti profondamente diverso dall'attuale. Un maggior numero di cave, gli sbancamenti più profondi, gli affioramenti più estesi e più facilmente accessibili, unitamente ad un diverso approccio stratigrafico hanno portato Pavia et al. (2010) a proporre uno schema stratigrafico-deposizionale diverso da quello precedentemente accreditato in letteratura. Ad esso ci si riferirà nelle descrizioni che seguono.

3.2 Litostratigrafia del Pliocene e Pleistocene inferiore

La successione marina plio-pleistocenica è organizzata in due corpi litologici separati da discontinuità: un complesso inferiore carbonatico a sua volta distinto in due unità sovrapposte, la formazione del Lago di Varano e la formazione dei calcari a Briozoi (Fig. 23: sezione 7), ed un'unità silicoclastica superiore, le sabbie di Serracapriola (Fig. 24). Le definizioni formazionali delle due unità del complesso carbonatico inferiore sono state adottate da Pavia et al. (2010), e differiscono sostanzialmente dalla letteratura precedente. Alcuni Autori, infatti, (D'Alessandro et al. 1979; Casolari et al. 2000) hanno proposto di includere tutti i depositi carbonatici del Pliocene del Gargano occidentale nella formazione della calcarenite di Gravina, pur in assenza di dati di letteratura che ne dimostrino la continuità regionale dalla Puglia meridionale sino al Gargano occidentale. Inoltre, in assenza di una revisione della litostratigrafia regionale, sembra più opportuno evidenziare le caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche delle unità affioranti localmente.

La successione stratigrafica viene descritta nelle pagine seguenti in base ai dati ricavati da nove sezioni stratigrafiche esposte in cave distribuite secondo un allineamento circa Est-Ovest, corrispondenti allo *horst* di Apricena (Fig. 22). Le definizioni paleoambientali qui riassunte derivano dagli studi sulle associazioni a invertebrati e microfossili (brachiopodi, molluschi, foraminiferi, ostracodi) condotti in collaborazione con numerosi colleghi, tra cui Giuliano Ciampo, Valentino Di Donato ed Emma Taddei dell'Università di Napoli, Lorenzo De Bortoli e Donata Violanti dell'Università di Torino.



3.2.1 Formazione del Lago di Varano

La fm. del Lago di Varano venne istituita da Cremonini et al. (1971) nell'ambito del rilevamento del F° 156 "San Marco in Lamis". Pavia et al. (2010) vi hanno distinto 7 litozone in base alle associazioni di facies e al contenuto paleontologico.

3.2.2 Litozona pelitico-calcareo

Questa unità deposizionale è esposta solo nelle sezioni occidentali (cave Elce, Passalacqua, Tre Valli). Essa si sovrappone alle "Terre Rosse" mio-plioceniche e ai calcari tardo-mesozoici di Sannicandro attraverso una marcata superficie erosionale. Il suo massimo spessore è di circa 1 m, ma risulta molto irregolare e discontinua a causa della morfologia accidentata del tetto dei sottostanti calcari di Sannicandro (Fig. 25: sezione 8). La litozona è composta da strati calcarei da medi a spessi, alternati a più sottili livelli argillosi bioturbati di colore verdastro. Gli strati calcarei sono composti da *mudstones* chiare, localmente rossastre, con rari gasteropodi e ostracodi; alcune fessure irregolari, riferibili a tracce di radici, attraversano gli strati. Questa unità rappresenta la graduale ripresa della sedimentazione marina, dopo la fase di continentalità del Miocene superiore e Pliocene basale, in un ambiente transizionale di tipo lagunare con periodici episodi di esposizione subaerea.

3.2.3 Litozona calcarenitica

Questa litozona costituisce il livello basale del piastrone carbonatico pliocenico presente quasi dovunque nelle cave tra Apricena e Poggio Imperiale (Fig. 26: sezione 8). La litozona calcarenitica poggia o sulla litozona pelitico-calcareo, oppure direttamente sui calcari incarsiti di Sannicandro con un evidentissimo rapporto di discordanza angolare (Fig. 27). Si tratta di *grainstones* peloidali e bioclastiche ben classate a tessitura da fine a grossolana; i bioclasti sono rappresentati da piccoli gasteropodi, pelecipodi frammentari, foraminiferi bentonici e ostracodi. I sedimenti carbonatici sono organizzati in strati da medi a spessi con laminazione piano-parallela o incrociata a piccola scala (Fig. 28: sezione 8). La litozona calcarenitica indica il passaggio a settori deposizionali di *shoreface* medio o superiore.

3.2.4 Litozona a megabreccia

Questa litozona si sovrappone alla litozona calcarenitica con superficie erosionale e consiste in un singolo strato tabulare di megabreccia di 4-6 m di spessore, con caratteristiche costanti in tutti gli affioramenti (Fig. 29: sezione 8). Peculiari sono (a) la tessitura caotica e *clast-supported* senza alcuna partizione interna, (b) la gran-



Fig. 23 - Cava Augelli. *Onlap* della fm. dei calcari a Briozoi (CB) sulla fm. del Lago di Varano (LV).

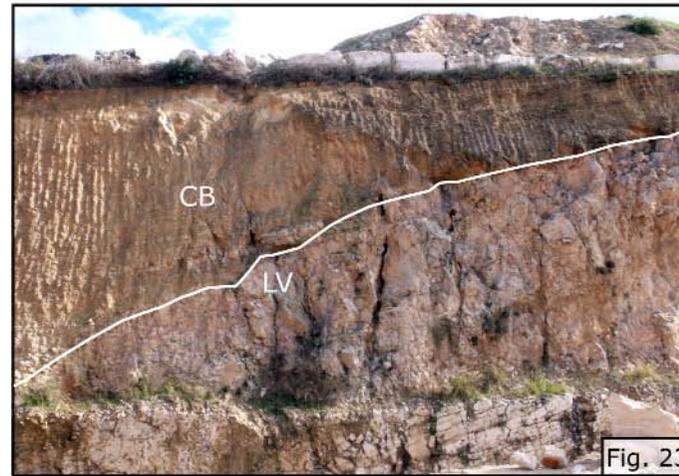


Fig. 24 - Cava Passalacqua. Dal basso: calcari di Sannicandro (CS) con drappeggio di "Terre Rosse", fm. del Lago di Varano (LV), sabbie di Serracapriola (SS).



Fig. 25 - Cava Tre Valli. Il tetto dei calcari di Sannicandro (CS), intensamente incarsito e con profonde fessure riempite da "Terre Rosse", sormontato dalla litozona pelitico-calcareo (LPC) e dalla litozona calcarenitica (LC)



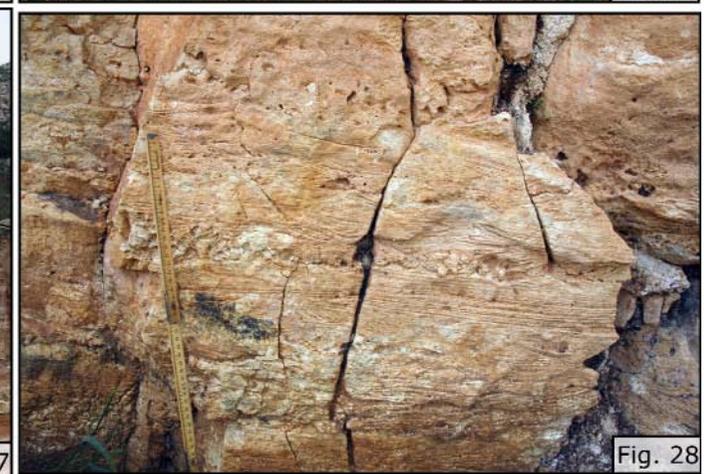
Fig. 26 - Cava Tre Valli. Il piastrone carbonatico pliocenico della parte inferiore della fm. del Lago di Varano (LV), compreso tra i calcari di Sannicandro (CS) con drappeggio di "Terre Rosse" e le sabbie di Serracapriola (SS).



Fig. 27 - Cava Chirò. Discordanza angolare tra i calcari di Sannicandro (CS), con un ridotto drappeggio di "Terre Rosse", e il piastrone carbonatico pliocenico della fm. del Lago di Varano (LV).



Fig. 28 - Cava Tre Valli. Laminazione parallela e incrociata a piccola scala all'interno della litozona calcarenitica.





de variabilità dimensionale dei clasti, da ciottoli centimetrici a blocchi metrici e intere porzioni di strato, (c) la locale presenza di strutture da sfuggita di acqua e di deformazioni plastiche dei clasti, (e) la differente natura dei clasti: calcareniti e calciruditi simili alla litozona calcarenitica, spesso fortemente ricristallizzati e con evidenze di diagenesi meteorica, calcari di Sannicandro, wackestones a foraminiferi planctonici di età medio-eocenica. Il limite superiore dello strato corrisponde a una superficie di discontinuità, localmente con perforazioni di litodomi (Figg. 30 e 31: sezione 8).

Riguardo al meccanismo genetico della megabreccia, le caratteristiche descritte indicano un processo ad alta energia in grado di rimuovere dal fondale sedimenti semi-consolidati, ciottoli o porzioni di strato, oppure rimaneggiare clasti dalle aree circostanti, o da depositi costieri anche esposti in ambiente subaereo, trasportarli in un flusso iperconcentrato e quindi accumularli in massa, con un unico evento deposizionale. Considerato il contesto stratigrafico e paleogeografico, il fenomeno più plausibile è quello di uno tsunami. Caratteristiche analoghe a quelle del megastrato di Apricena sono descritte in letteratura come criteri identificativi di depositi derivanti da tsunami (Einsele, 1998; Massari & D'Alessandro, 2000; Hartley et al., 2001; Cantalamessa & Di Celma 2005; Le Roux & Vargas, 2005). La megabreccia testimonia quindi l'effetto di un'onda di tsunami, che nel Pliocene inferiore raggiunse la piattaforma nel settore di Apricena-Poggio Imperiale, innescando una corrente di ritorno in grado di erodere profondamente i sedimenti di shoreface e foreshore e porzioni del substrato carbonatico, trasportarli verso mare e quindi depositarli rapidamente in un singolo strato a tessitura caotica senza organizzazione interna.

3.2.5 Litozona a *Isognomon*

Questa litozona è composta da un singolo strato massiccio di spessore compreso tra 0,8 e 1,6 metri, direttamente sovrapposto alla superficie di discontinuità a tetto della megabreccia (Fig. 32: sezione 1). La struttura è di tipo biostromale con gusci lamellari di *Isognomon (Hippochaeta) maxillatus* che aumentano di densità verso la sommità della litozona, dove l'architettura è a duomo e la tessitura è shell-supported con esemplari sia univalvi che bivalvi, variamente orientati (Fig. 33: sezione 1). Fossili complementari sono rari pettinidi e gasteropodi. La litozona è localmente chiusa da un *hardground* che taglia le strutture biostromali (Fig. 34: sezione 1). L'associazione fossile rappresenta una paleocomunità di shoreface, come è attestato dalle caratteristiche autoecologiche di *I. maxillatus*, pelecipode semi-infaunale che popolava i fondali incoerenti a media energia della parte superficiale della zona infralitorale (Savazzi, 1995; Ferrero & Pavia, 1996). La specie ha valore cronostatigrafico in quanto estinta in area mediterranea al limite tra Pliocene inferiore e medio (Monegatti & Raffi, 2001).



Fig. 29



Fig. 30



Fig. 31

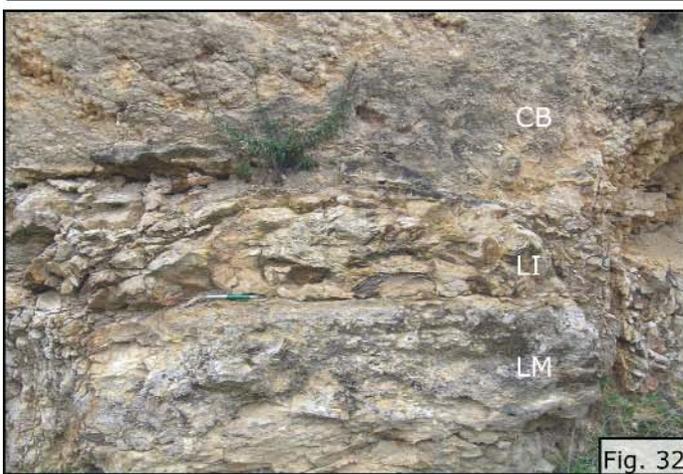


Fig. 32



Fig. 33



Fig. 34

- Fig. 29 - Cava Tre Valli. Il taglio del fronte di cava mette in evidenza la litozona a megabreccia nella parte alta del piastrone carbonatico pliocenico della fm. del Lago di Varano.
- Fig. 30 - Cava Augelli. Dettaglio della litozona a megabreccia *clast-supported* con struttura caotica; si noti il limite superiore netto, corrispondente a una superficie di discontinuità.
- Fig. 31 - Cava Tre Valli. Perforazioni di litodomi sulla superficie di discontinuità a tetto della litozona a megabreccia.
- Fig. 32 - Sezione 1, Canalone. Unità della fm. del Lago di Varano: litozona a *Isognomon* (LI) al di sopra della superficie di discontinuità a tetto della litozona a megabreccia (LM). Nella parte alta è visibile la la fm. dei calcari a Briozoi (CB).
- Fig. 33 - Sezione 1, Canalone. La paleocomunità a *Isognomom* (*Hippochaeta*) *maxillatus* con architettura sommitale a duomo.
- Fig. 34 - Sezione 1, Canalone. Superficie di *hardground* a tetto della litozona a *Isognomon*.



3.2.6 Litozona a balanidi-coralli

Questa unità ha ampia estensione laterale, ma è maggiormente sviluppata nelle sezioni della parte più elevata dello *horst* di Apricena, in particolare nello storico complesso di cave Pirro (ora cave Dell'Erba). È composta da *rudstones* con tessitura *shell-supported*. La biofacies è data da grossi carapaci di *Balanus* sp., in genere coalescenti e spesso interi, e da coralli ahermatipici (*Balanophyllia*, *Caryophyllia*, *Flabellum*) conservati come modelli interni (Fig. 35, 36: sezione 2); a questi sono associati colonie di briozoi, molluschi, foraminiferi bentonici e rari planctonici. I fossili presentano dimensioni variabili da pochi mm sino a 10 cm nei balanidi; la presenza di strutture geopetali congruenti con la stratificazione attesta l'assenza di ogni tipo di rimaneggiamento tafonomico (Fig. 37: sezione 3); tutti i fossili sono quindi classificabili, dal punto di vista tafonomico, come componenti demici di una paleocomunità conservata nella sua interezza.

L'ambiente di deposizione è da ricondurre a settori di piattaforma estesi dal passaggio infra-circalitorale a fondali più profondi. Nei settori orientali dell'*horst* di Apricena la litozona raggiunge spessori plurimetrici, verosimilmente grazie all'azione di correnti in grado di favorire lo sviluppo di rigogliose comunità di sospensivori, come coralli, briozoi, balanidi (Fig. 38: sezione 2).

3.2.7 Orizzonte a *Balanus*

Si tratta di un sottile orizzonte fossilifero che si è sviluppato a tetto della paleocomunità a balanidi-coralli, per uno spessore massimo di 40 cm. Esso è composto da carapaci di *Balanus* sp. cementati in strutture gregarie a prevalente sviluppo laterale; elementi complementari della paleocomunità sono rari coralli *Caryophyllia*. I fossili presentano riempimenti geopetali congruenti, hanno dimensioni relativamente omogenee e conservano posizione di vita o al massimo sono adagiati senza indizi di trasporto; essi sono quindi demici e costituiscono una associazione residuale derivante da una paleopopolazione che ha subito selezione dimensionale con trasporto degli esemplari più piccoli (Fig. 39: sezione 6). La paleocomunità a *Balanus* sp. può essere interpretata come l'evoluzione della sottostante paleocomunità a balanidi-coralli, sottoposta a energia idrodinamica più elevata in grado di allontanare sedimenti e componenti biogeniche.

3.2.8 Litozona a *Glycymeris*

Questa unità affiora solo nella sezione della trincea che porta alle cave Dell'Erba (un tempo cava Pirro); è stratigraficamente sovrapposta alla litozona a *Isognomon*, ma localmente poggia sulla discontinuità a tetto della litozona a megabreccia. Il limite superiore corrisponde alla superficie di discontinuità che sottende la formazio-



Fig. 35 - Cava G. Dell'Erba. Litozona a balanidi-coralli: cluster di *Balanus* sp. in posizione di crescita.

Fig. 36 - Cava G. Dell'Erba. Litozona a balanidi-coralli: modello interno di *Caryophyllia* sp. risedimentato. I tondi chiari sono le sezioni trasversali di carapace di *Balanus* sp.



Fig. 37 - Cava G. Dell'Erba. Litozona a balanidi-coralli: strutture geopetali congruenti entro i carapaci di *Balanus* sp.

Fig. 38 - Cava G. Dell'Erba. Massimo sviluppo della litozona a balanidi-coralli (LBC), troncata a tetto da una superficie erosiva su cui si sovrappone la fm. dei calcari a Briozoi (CB) con rapporti di *onlap*.



ne dei calcari a Briozoi (Fig. 40: sezione 1). Essa è composta da *packstones* organizzati in strati da sottili a medi per uno spessore totale massimo di 4 metri. La biofacies è costituita essenzialmente da fossili univalvi o bivalvi del pelecipode *Glycymeris insubrica*, che conferiscono una tessitura pseudonodulare alla roccia (Fig. 41: sezione 1).

Altri macrofossili sono rappresentati da briozoi Tubuliporata e Cheilostomata, modelli interni di gasteropodi (es. *Schilderia utriculata*, pteropodi), rari brachiopodi e coralli. Analoghe paleocomunità a *G. insubrica* sono note in successioni neogeniche e quaternarie e riferite ai fondali di *shoreface* esterno, come ad esempio quelle del Pliocene Nord-italiano (Ferrero & Pavia, 1996) ricondotte alle biocenosi SFBC del Mediterraneo (Pérès & Picard, 1964).



Fig. 39

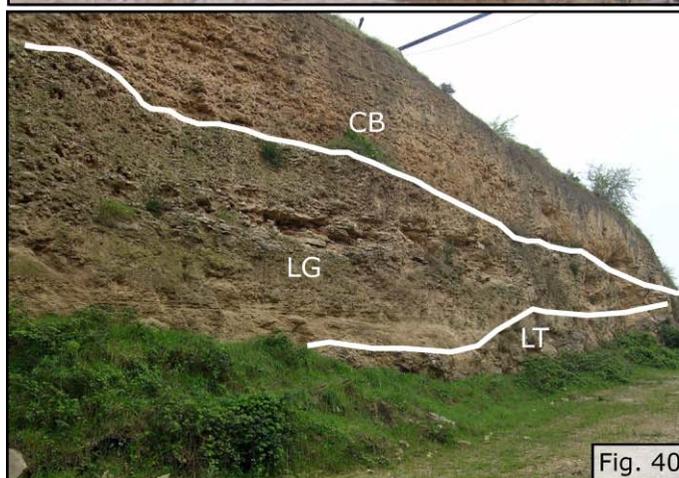


Fig. 40

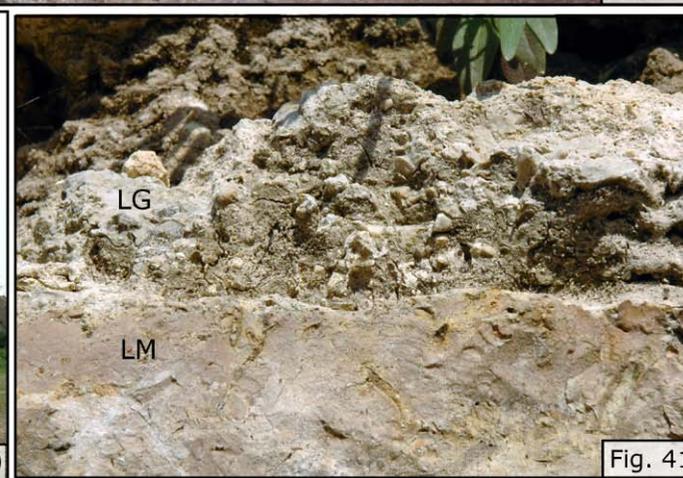


Fig. 41

Fig. 39 - Cava Nar. Orizzonte a *Balanus*: si notino i cespi di balanidi in posizione di crescita con strutture geopetali congruenti.
 Fig. 40 - Sezione 1, Canalone. La litozona a *Glycymeris* (**LG**) compresa tra la litozona a *Isognomon* (**LI**) e la fm. dei calcari a Briozoi (**CB**).
 Fig. 41 - Sezione 1, Canalone. La litozona a *Glycymeris* (**LG**) poggia direttamente sulla discontinuità a tetto della litozona a megabreccia (**LM**). Si notino le numerose gallerie di organismi litofagi sotto la superficie di discontinuità.



3.2.9 Formazione dei calcari a Briozoi

La fm. dei calcari a Briozoi venne istituita da Merla et al. (1969) nell'ambito del rilevamento del F° 164 "Foggia". Pavia et al. (2010) vi hanno descritto facies differenziate le cui variazioni sono da ricondurre da un lato alle irregolarità paleotopografiche del fondale, dall'altro a un trend regressivo con passaggio da sedimenti di ambiente circalitorale a depositi dell'infralitorale superiore, i quali preludono a una fase litorale con emersione nei settori orientali. La litofacies è omogenea e costituita da calcareniti bioclastiche da medie a grossolane, poco cementate e organizzate in strati da decimetrici a metrici con superfici di stratificazione mal definite; presentano un colore giallastro e un aspetto pseudonodulare a causa della cementazione localizzata e per la presenza di sferoidi algali. Lo spessore della formazione è di diversi metri nella parte centrale dell'horst di Apricena, mentre nei settori più occidentali i calcari a Briozoi sono assenti e i sedimenti silicoclastici delle sabbie di Serracapriola si sovrappongono direttamente alla megabreccia della fm. del Lago di Varano (Fig. 42: sezione 9).

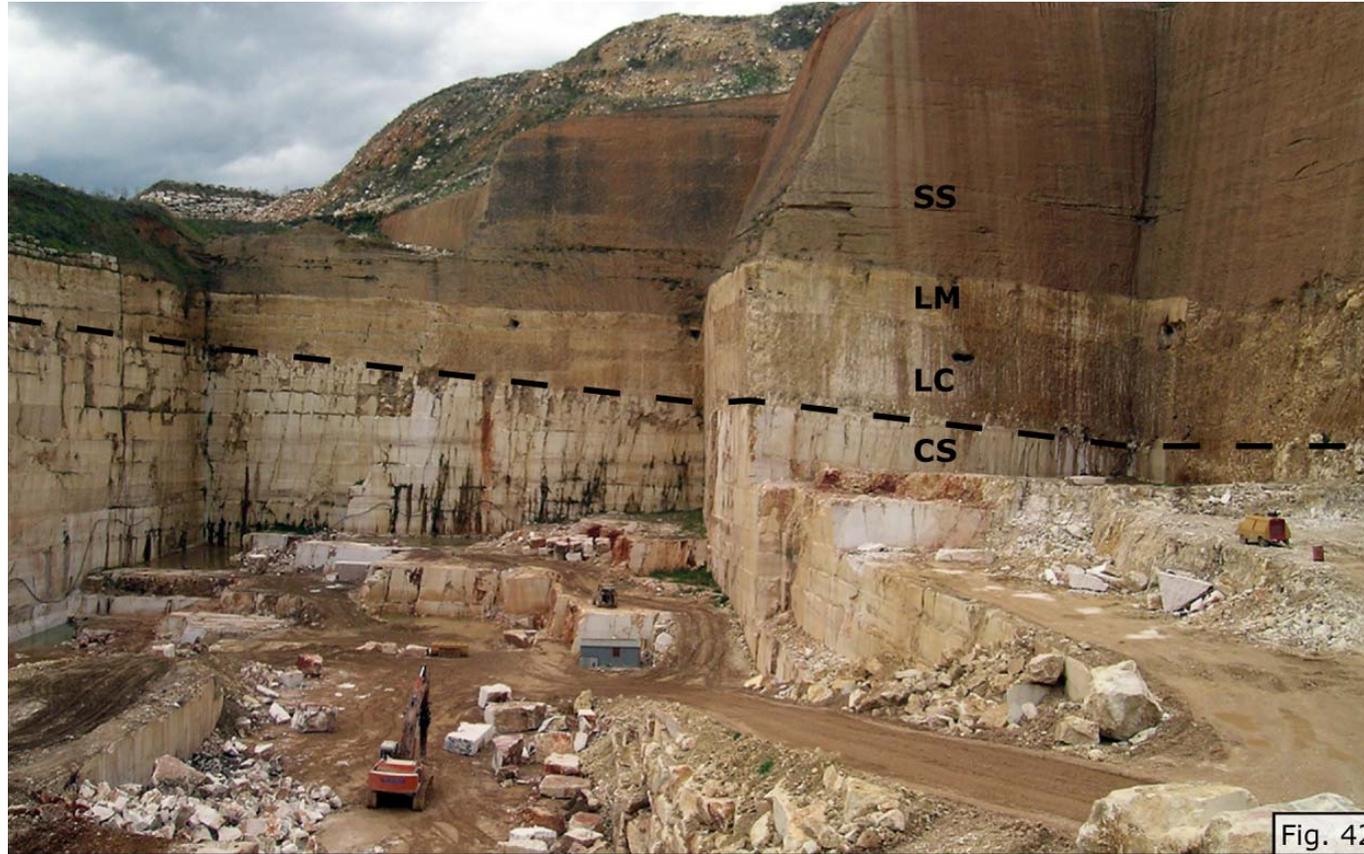


Fig. 42

Fig. 42 - Cava Elce. Sovrapposizione diretta delle sabbie di Serracapriola (**SS**) sulla litozona a megabreccia (**LM**) della fm. del Lago di Varano. In questa sezione, come in tutto il settore occidentale del complesso estrattivo, la fm. dei calcari a Briozoi è assente. Nella parete di cava si riconosce anche la litozona calcarenitica (**LC**) della fm. del Lago di Varano, sovrapposta ai calcari di Sannicandro (**CS**) tramite discordanza angolare. Entro le due litozone della fm. del Lago di Varano si aprono i condotti del reticolo carsico villafranchiano.



L'affioramento più completo dei calcari a Briozoi si ha nella cava Augelli dove si sviluppano per 6 metri di spessore (Fig. 43: sezione 7). Il limite inferiore è erosivo e i livelli basali contengono ciottoli erosi dal substrato, in questo caso la litozona a megabreccia. Le associazioni a macrofossili sono dominate da briozoi *Cheilostomata* e subordinatamente *Tubuliporata* in colonie ramificate oppure in strutture laminari; sono frequenti le alghe melobesie con sferoidi pluricentimetrici. Gli invertebrati sono rappresentati da pelecipodi (*Chlamys multistriata*, *C. opercularis*), brachiopodi (*Megathyris truncata*, *Terebratulina retusa*), gasteropodi (*Astraea rugosa*), dermascheletri di echinoidi (*Schizechinus* sp., *Spatangus* cf. *purpureus*, *Echinocyamus pusillus*). Il tetto dell'unità calcarenitica è costituito da un livello pluridecimetrico con litotamni sferoidali che progressivamente si addensano sino a costituire un crostone cementato sommitale (Fig. 44: sezione 7): tale struttura di incrostazione è riconducibile alle biocenosi dei Fondali Solidi superficiali descritti da Pérès & Picard (1964) in Mediterraneo.

Indicazioni paleoambientali corrispondenti si ricavano dalle associazioni a microfossili (elenco tassonomico riportato nella descrizione dello Stop 10). I foraminiferi bentonici nel complesso indicano fondali detritici della parte superiore del piano circalitorale. Più in particolare, *Neoconorbina terquemi* è segnalata a una profondità di 30-60 m (Jorissen, 1987) e alte percentuali di questa specie sono anche riportate nei fondali detritici del Coralligeno del Golfo di Policastro (Sgarrella et al., 1985). I foraminiferi planctonici sono rari, ma forniscono buone indicazioni cronostratigrafiche con *Globorotalia inflata* che, assieme a rari esemplari di *G. aemiliana* (Valleri, 1984), indica la sottozona MPI16 del Piano Gelasiano, età confermata anche dal brachiopode *Joania cordata*, distribuito dal Pliocene superiore al Recente.

3.2.10 Sabbie di Serracapriola

La formazione delle sabbie di Serracapriola venne istituita da Boni et al. (1969) nell'ambito del rilevamento del F° 155 "San Severo". Le sabbie silicoclastiche di Serracapriola si sviluppano prevalentemente nel settore occidentale dello *horst* di Apricena (Figg. 42, 45: sezione 9). La formazione può essere suddivisa in due parti: quella inferiore è composta da sabbie siltose con stratificazione piano-parallela su uno spessore di 10-20 m; quella superiore supera i 40 m di spessore ed è composta da sabbie con stratificazione incrociata a grande scala, che indicano un ambiente deposizionale tipo *fan-delta*, con apporto detritico dai quadranti Nord-occidentali (Capuano et al., 1996; Casolari et al., 2000). La fm. delle sabbie di Serracapriola si riduce di spessore verso Est (Abbazzi et al., 1996), dove attualmente affiora alla sommità delle cave Dell'Erba con caratteristiche litologiche e paleontologiche peculiari che denotano ambienti deposizionali più superficiali (vedi Stop 4).



Dal punto di vista paleontologico, la migliore documentazione proviene dalle sezioni delle cave Elce e Tre Valli, nella cui parte inferiore le sabbie di Serracapriola hanno fornito ricche associazioni a microfossili e sporadici *cluster* di brachiopodi (*Terebratula scillae*). L'abbondante microbenthos (vedi elenco tassonomico riportato nella descrizione dello Stop 8) indica deposizione in ambiente circalitorale. L'attribuzione cronostratigrafica al Pleistocene inferiore è supportata da *T. scillae*, dagli ostracodi *Aurila punctata*, *Echinocythereis postulata*, *Loxoconcha turbida* e dai foraminiferi planctonici *Globorotalia inflata* e *Neogloboquadrina pachiderma* sinistrorsa.

3.3 Organizzazione geometrica ed evidenze di tettonica sinsedimentaria

Le litozone della parte superiore della formazione del Lago di Varano e la formazione dei calcari a Briozoi presentano forti variazioni laterali delle potenze stratigrafiche. Ciò è dovuto essenzialmente al particolare assetto morfo-strutturale dell'area in esame che, almeno a partire dalla fine della deposizione della megabreccia, appare come un *horst* sommerso delimitato da due faglie principali dirette E-W, caratterizzato da tassi di sedimentazione molto variabili, ripetuti episodi di non sedimentazione e una significativa attività tettonica sinsedimentaria. Il record stratigrafico plio-pleistocenico che ne risulta appare caratterizzato da tre principali discontinuità stratigrafiche:

- la superficie D1, a tetto della litozona a megabreccia (Fig. 46: sezione 1), è associata a evidenze di diagenesi meteorica e quindi fasi di emersione subaerea;
- la superficie D2 corrisponde alla base della fm. dei calcari a Briozoi nei settori orientali, e alla base delle sabbie di Serracapriola nei settori occidentali; è una superficie erosiva netta, associata a una discordanza angolare con geometrie di *onlap* dei sedimenti sovrastanti (Fig. 47: sezione 7);
- la superficie D3 corrisponde al tetto dei calcari a Briozoi; analogamente alla D1, è associata a evidenze di diagenesi meteorica e quindi di esposizione subaerea.

La presenza di queste superfici di discontinuità permette di suddividere la successione plio-pleistocenica in quattro intervalli deposizionali principali; i dati biostratigrafici, inoltre, consentono di inquadrare cronologicamente detti intervalli. Il primo intervallo, compreso tra il tetto dei calcari di Sannicandro e la D1, è riferibile allo Zancleano. Il secondo, compreso tra la D1 e la D2, è riferibile allo Zancleano superiore. Il terzo, compreso tra la D2 e la D3, corrisponde alla fm. dei calcari a Briozoi ed è riferibile al Gelasiano. Il quarto intervallo, sopra la D3, corrisponde alle sabbie di Serracapriola, datate al Gelasiano superiore(?) - Pleistocene inferiore.



I sedimenti del secondo e terzo intervallo presentano le varizioni più significative in facies e potenze, e possono anche essere completamente assenti dove D1, D2 e D3 coincidono in un'unica complessa superficie di discontinuità al tetto della megabreccia (Fig. 42). Questo è il risultato di una intensa attività tettonica, che ha profondamente condizionato l'evoluzione stratigrafica di questo settore. Le favorevoli condizioni di affioramento in cava permettono di osservare direttamente le faglie sinsedimentarie connesse a tale attività tettonica, e in particolare le due faglie normali principali, a direzione circa E-W, che bordano a N e a S lo *horst* di Apricena. Alla faglia del fianco meridionale è dedicata la descrizione dello Stop 10 mentre qui si accenna solo alla faglia settentrionale, che decorre in direzione E-W secondo un tracciato leggermente obliquo rispetto alla carrozzabile di servizio delle "cave di marmo". Nella sua migliore esposizione (Fig. 48: sezione 7) questa faglia presenta un rigetto di una quindicina di metri; il blocco rialzato è costituito da calcari di Sannicandro su cui, sul blocco ribassato, si sovrappongono le litozone della fm. del Lago di Varano e i calcari a Briozoi.

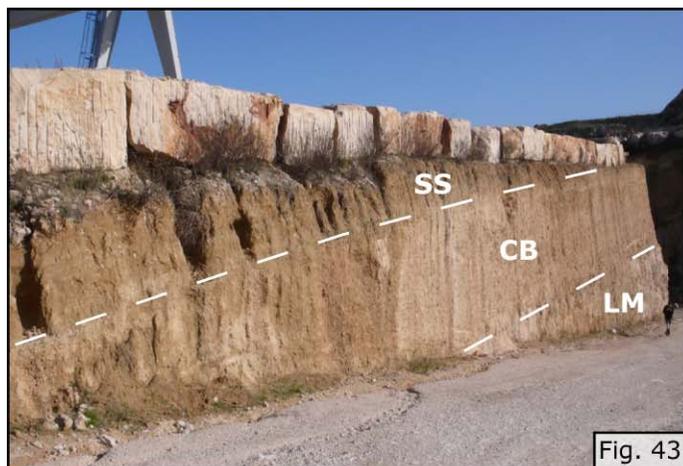


Fig. 43



Fig. 44



Fig. 45

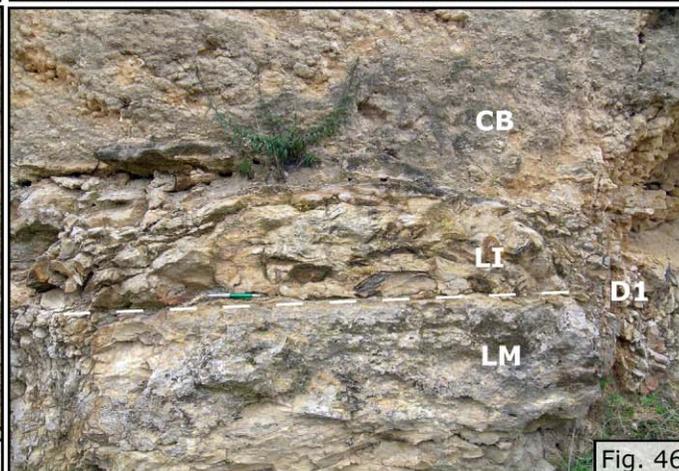


Fig. 46

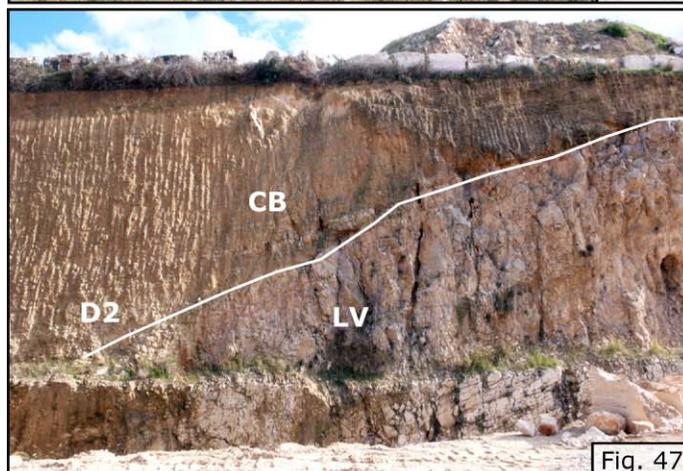


Fig. 47

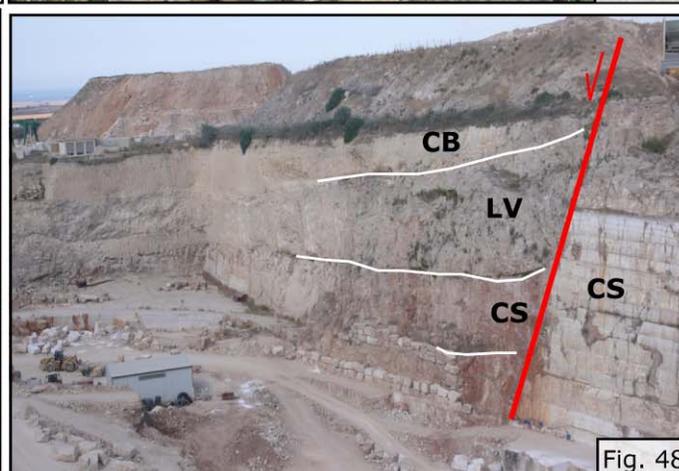


Fig. 48

Fig. 43 - Cava Augelli.
La fm. dei calcari a Briozoi (**CB**) compresa tra la litozona a megabreccia (**LM**) della fm. del Lago di Varano e la fm. delle sabbie di Serracapirola (**SS**). Carlo Bertok come scala.

Fig. 44 - Cava Augelli.
Crostone a litotamni alla sommità della fm. dei calcari a Briozoi.

Fig. 45 - Cava Elce.
La fm. della sabbie di Serracapirola (**SS**) sovrapposte in discordanza sulla sommità della litozona a megabreccia (**LM**) della fm. del Lago di Varano. La parte inferiore delle sabbie silicoclastiche presenta laminazione piano-parallela, mentre nella parte superiore è evidente la stratificazione incrociata a grande scala.

Fig. 46 - Sezione 1, Canalone.
La superficie di discontinuità D1 fra la litozona a megabreccia (**LM**) e la litozona a *Isognomon* (**LI**).

Fig. 47 - Cava Augelli.
La superficie di discontinuità D2 alla base della fm. dei calcari a Briozoi.

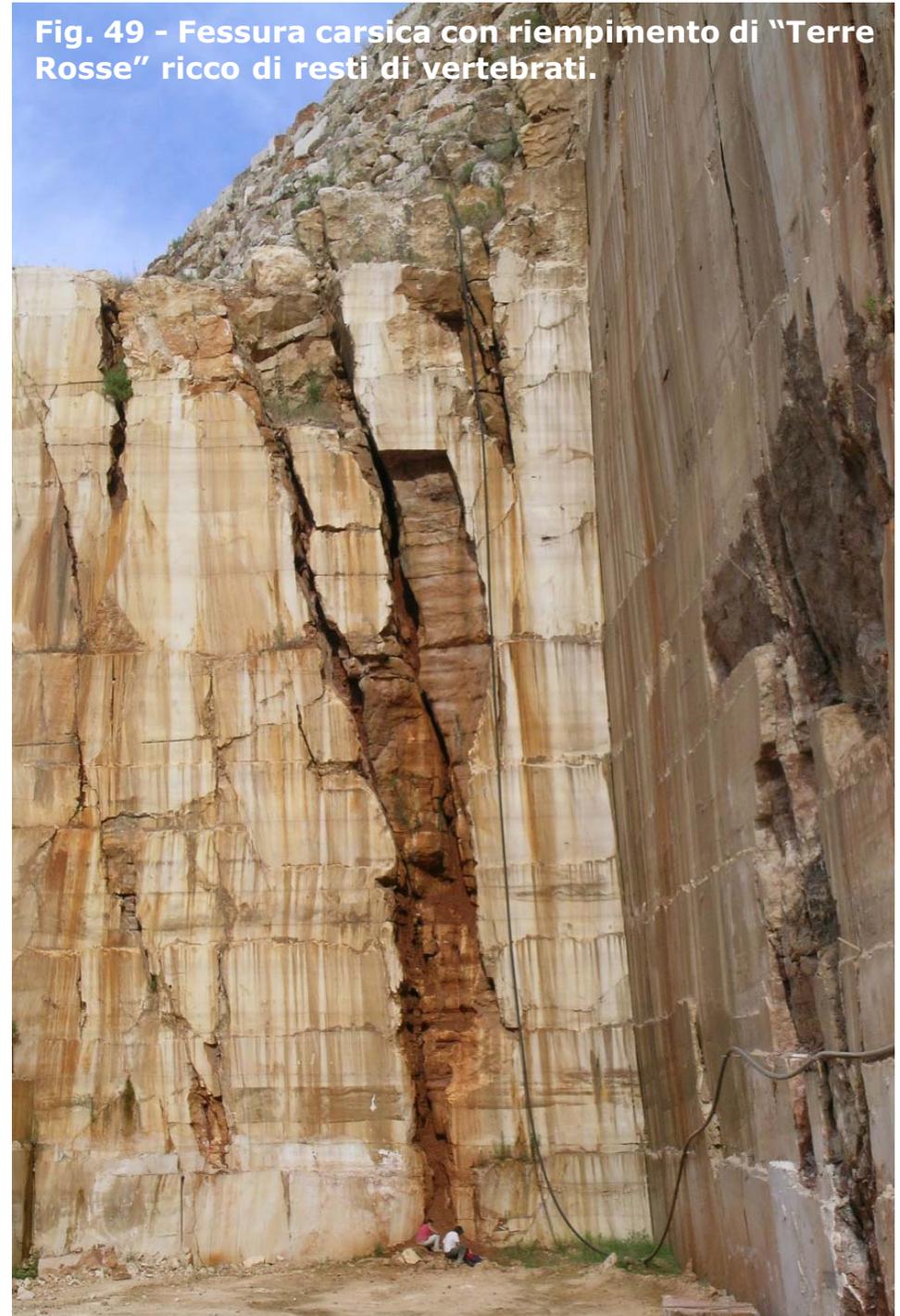
Fig. 48 - Cava Nar.
La faglia normale del fianco settentrionale dello *horst* di Apricena. **CS**: calcari di Sannicandro; **LV**: fm. del Lago di Varano; **CB**: fm. dei calcari a Briozoi.



4. I vertebrati endemici del Neogene del Gargano a cura di Marco Pavia

L'area dove insiste il bacino estrattivo di Apricena-Poggio Imperiale e più in generale l'area pedemontana occidentale del promontorio del Gargano, è interessata da numerosi depositi di "Terre Rosse", sedimenti derivati dall'alterazione di suoli, che normalmente costituiscono i riempimenti di fessure o cavità carsiche. Questi sedimenti riempiono il vasto reticolo carsico formatosi nei calcari mesozoici, che costituiscono il substrato delle pendici occidentali del Promontorio del Gargano, durante una lunga fase di emersione di età tardo neogenica (Fig. 49). Il prodotto di questo carsismo superficiale è la formazione di un *network* molto articolato e molto esteso che interessa tutto il settore occidentale delle pendici del Gargano, anche se si dimostra meno complesso nei settori meridionali e settentrionali rispetto all'alto strutturale di Apricena-Poggio Imperiale. Le cavità ipogee non sono osservabili dalla superficie, ma solo nei tagli di cava, mentre sono visibili doline e depressioni o fratture nella roccia, normalmente allineate secondo le principali direttrici tettoniche e successivamente allargate dalla dissoluzione. Il reticolo carsico interessa il calcare fino a una profondità di oltre 100 m con fessure e cunicoli a volte di grandi dimensioni (Fig. 49) collegate tra loro in modo anche molto complesso. Il *network* carsico dell'area di Apricena-Poggio Imperiale originatosi durante una lunga fase di emersione tardo neogeni-

Fig. 49 - Fessura carsica con riempimento di "Terre Rosse" ricco di resti di vertebrati.





ca, è stato successivamente riattivato nella fase finale del Pleistocene inferiore, limitatamente all'area più elevata dell'alto strutturale. A quest'ultimo evento carsico vanno ricondotte le importanti associazioni a vertebrati fossili che costituiscono l'Unità Faunistica di Pirro Nord.

Il reticolo carsico e la sua complessità sono chiaramente visibili nelle cave di calcare del plesso estrattivo Apricena-Poggio Imperiale e anzi, in quest'area, grazie al progredire dei lavori di cavatura è stato possibile negli anni raccogliere un'enorme mole di materiale paleontologico. Molti riempimenti di "Terre Rosse" tardo mioceniche contengono una ricca e diversificata associazione a vertebrati fossili che documenta una successione di fasi di popolamento dell'area garganica, in un momento in cui questa era isolata e ospitava taxa endemici (Fig.50). La scoperta di questi depositi fossiliferi si deve a un'equipe di studiosi olandesi del Nationaal Natuurhistorische Museum Naturalis di Leiden in Olanda, guidata da M. Freudenthal, che scopre i riempimenti miocenici e villafranchiani (Freudenthal, 1971). Da una prima analisi emerge subito l'estremo interesse per le associazioni mioceniche, vista la loro peculiarità e il forte grado di endemismo mostrato da molti dei taxa presenti, e questo spinge l'equipe olandese a concentrare le ricerche su queste associazioni endemiche. Gli studi sfociano presto in un gran numero di pubblicazioni a partire dall'inizio degli anni '70 fino ai primi anni '80 con pubblicazioni sporadiche in tempi successivi (Ballmann, 1973, 1976; Butler, 1980; Daams & Freudenthal, 1985; Freudenthal, 1972, 1976, 1985, 2006; Freudenthal & Martin-Suarez, 2006;

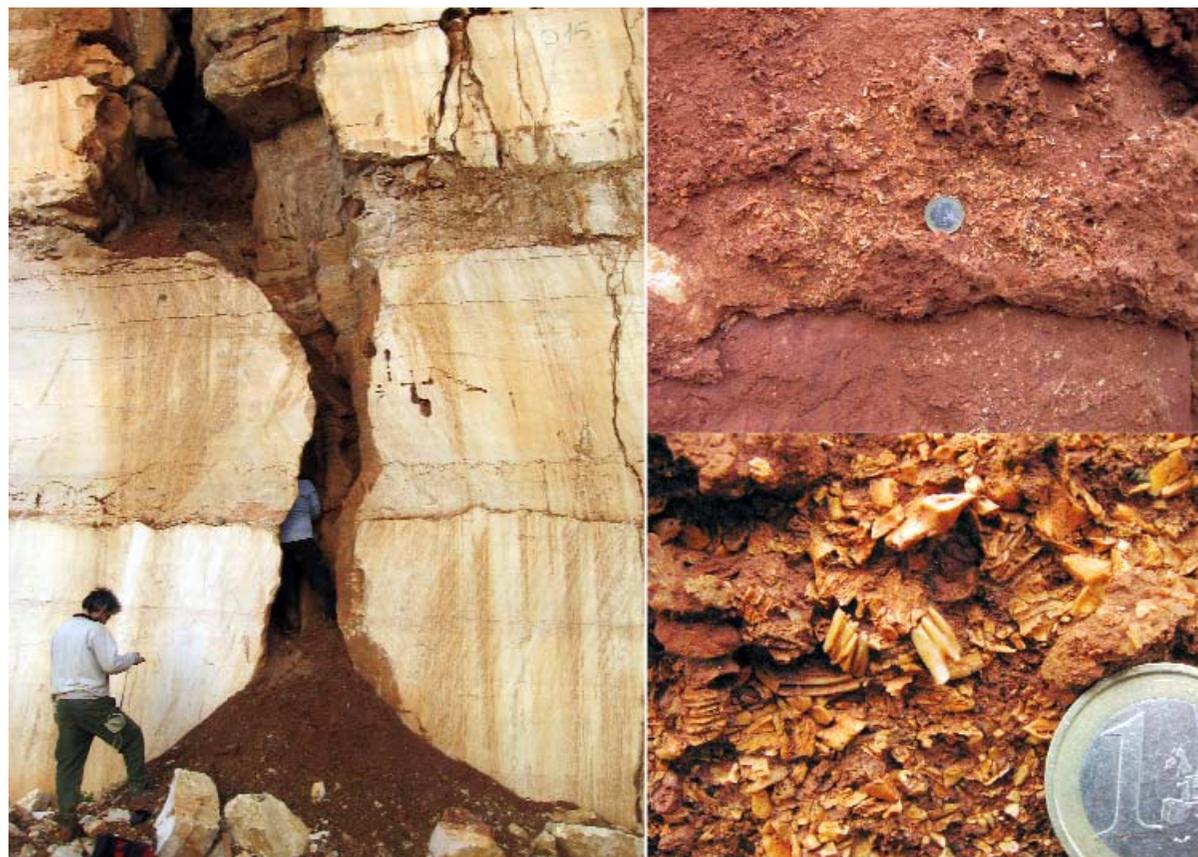


Fig. 50 - Dettaglio di una fessura carsica e del suo riempimento. Notare la ricchezza di resti di vertebrati, in particolare denti di mammiferi.



Leinders, 1984; Martin-Suarez & Freudenthal, 2007; Van der Geer, 1999, 2005, 2008; Willemsen, 1983), Fig. 51.

All'inizio degli anni '80 si interessano all'argomento anche gli studiosi del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze, autori di molte pubblicazioni sia di carattere sistematico che paleobiogeografico (Abbazzi et al., 1996; De Giuli et al., 1984, 1985, 1987; Mazza, 1986a, 1986b, 1987; Mazza & Zafonte, 1987; Mazza & Rustioni, 2008), mentre altri gruppi di ricerca si sono occupati di aspetti particolari legati al genere *Mikrotia* (Millien-Parra, 2000; Millien-Parra & Jaeger, 2001; Parra et al., 1999). Più recentemente sono ripresi gli studi sull'erpetologia (Delfino et al., 2007) ed è in corso la completa revisione dell'associazione a uccelli (Goelich & Pavia, 2008, M. Pavia ined.).

L'associazione a vertebrati fossili delle "Terre Rosse" del Gargano è anche nota come "Fauna a *Mikrotia*" dal nome generico del Muride endemico *Mikrotia*, uno degli elementi più caratterizzanti dell'intera associazione, molto abbondante in tutte le fessure. L'associazione fossile rinvenuta nel complesso delle fessure comprende 5 specie di anfibi, almeno 11 specie di rettili (Delfino, 2002), 28 specie di uccelli (Ballmann, 1973; 1976; M. Pavia, ined.). L'associazione a mammiferi comprende al momento almeno 25 specie, alcune delle quali in corso di revisione (Butler, 1980; Daams & Freudenthal, 1985; Freudenthal, 1972, 1976, 1985; Freudenthal & Martin-Suarez, 2006; Leinders, 1984; Martin-Suarez & Freudenthal, 2007; Mazza, 1986a, 1986b, 1987; Van der Geer, 1999, 2005, 2008; Willemsen, 1983), Fig. 52.

Nonostante che la loro scoperta risalga a oltre 40 anni fa, i diversi taxa che compongono la "Fauna a *Mikrotia*" non sono ancora stati

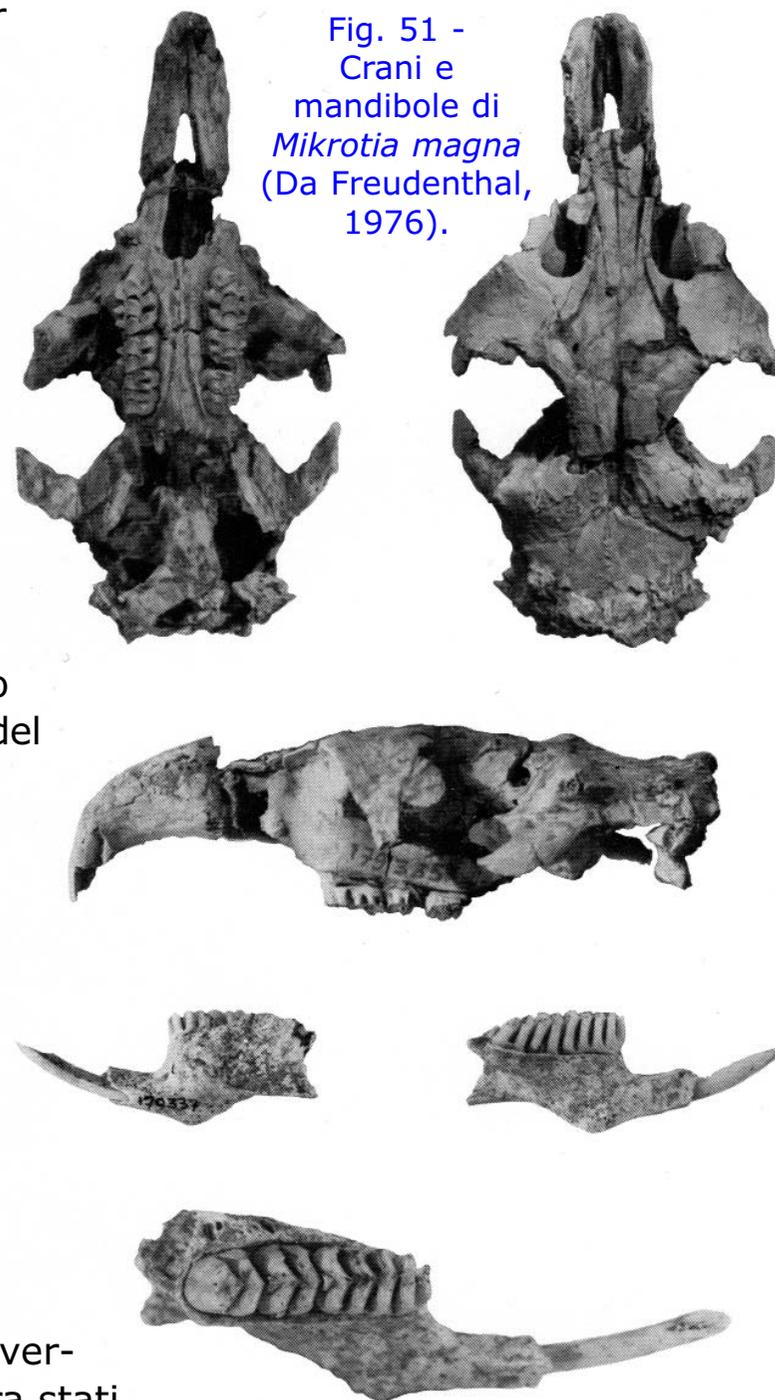


Fig. 51 -
Crani e
mandibole di
Mikrotia magna
(Da Freudenthal,
1976).

3 cm

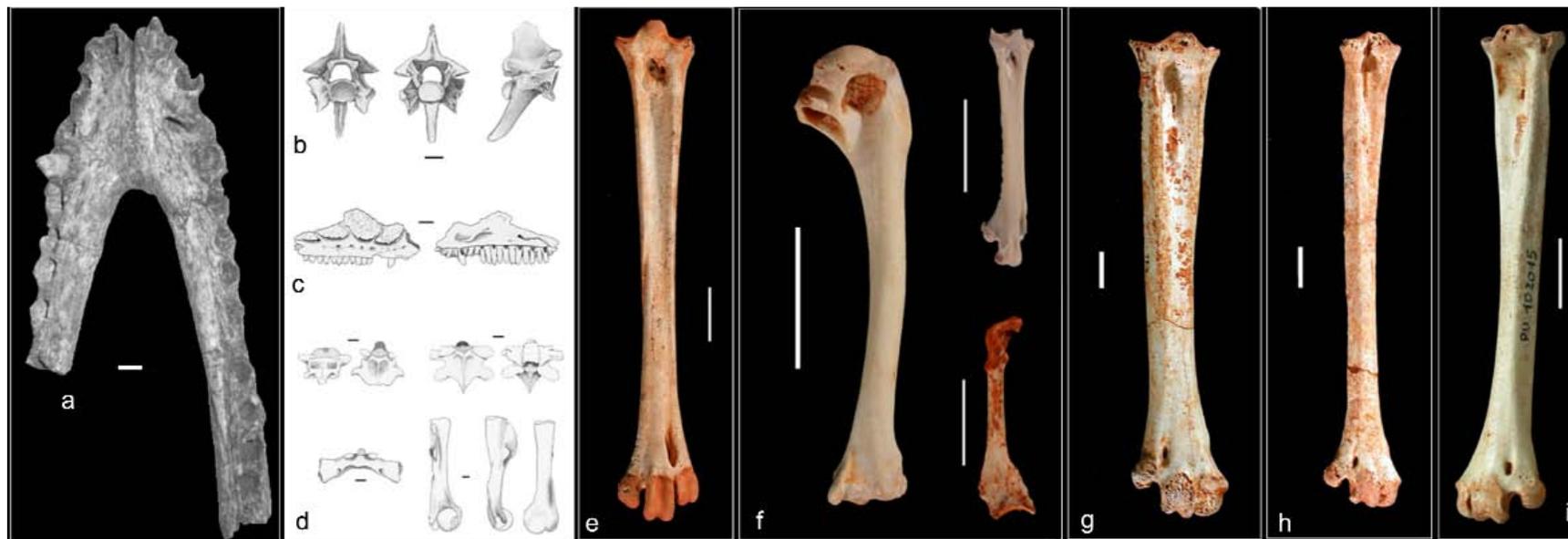


Fig. 52 - Vertebrati fossili della "Fauna a Mikrotia".

a) *Crocodylus* sp. - mandibola, RGM. 335893 (da Delfino et al., 2007)

b) *Vipera* sp. - vertebra precloacale, PU100001.

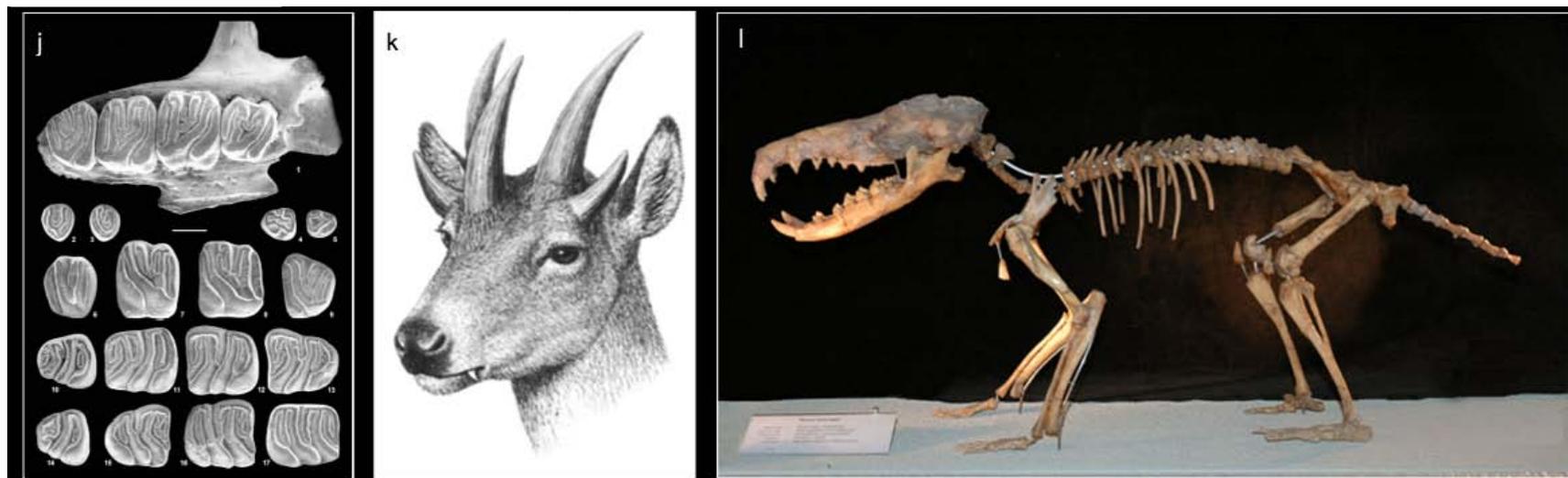
c) *Lacerta* sp. - mascellare destro, RGM 451894.

d) *Latonia* sp. -

varie ossa, RGM (da Delfino, 2002). **e)** *Pseudibis* n. sp., - tarsometatarso sinistro, RGM 425818. (foto M. Pavia). **f)** *Palaeortyx volans* - varie ossa, RGM (da Göhlich & Pavia, 2008). **g)** *Tyto gigantea* - tarsometatarso destro, DST Firenze 123 (foto M. Pavia). **h)** *Tyto robusta* - tarsometatarso destro, DST Firenze 95 (foto M. Pavia). **i)** *Tyto balearica* - tarsometatarso sinistro, PU 102015 (foto M. Pavia). **j)** *Stertomys daunius* - denti diversi, RGM (da Freudenthal & Martin-Suarez, 2006).

k) Ricostruzione di *Hoplitomeryx mathei* (dis. M. Anton).

l) Scheletro di *Deinogalerix koenigswaldi* montato al Nationaal Naturhistorische Museum Naturalis di Leiden, RGM 177777-177884 (foto B. Villier).





tutti analizzati con il dovuto dettaglio tassonomico e le revisioni di alcuni gruppi tutt'ora in corso (*Deinogalerix*, Uccelli) mostrano grandi novità rispetto a quanto conosciuto in letteratura (Göhlich & Pavia, 2008, M. Pavia ined., B. Villier ined.). Durante l'intervallo temporale documentato nelle fessure, i diversi taxa sono andati incontro a una significativa evoluzione; pertanto, basandosi sul contenuto paleontologico delle diverse fessure, è stato possibile organizzare le stesse in una sequenza cronologica e suddividerle in 4 fasi principali, ciascuna caratterizzata dai taxa presenti e dal loro grado evolutivo. Nel suo insieme la "Fauna a *Mikrotia*", pur mostrando un notevole grado di endemizzazione, è composta da un considerevole numero di taxa, che vanno tuttavia diminuendo nelle fasi più recenti del popolamento, in cui il grado di isolamento è più marcato.

L'età delle associazioni endemiche a vertebrati del Gargano è sempre stata oggetto di dibattito nella comunità scientifica, dibattito che a tutt'oggi non ha ancora trovato risposte. Nelle prime fasi del suo studio il complesso di fessure era stato datato al primo Miocene Superiore, successivamente è stata ringiovanita al Messiniano e, soprattutto in seguito agli studi dell'equipe di Firenze, portato al passaggio Messiniano-Pliocene Inferiore. I diversi approcci tentati con lo scopo di stabilire l'età della "Fauna a *Mikrotia*" non hanno portato un risultato definitivo, ma tutti sembrano accordarsi sul passaggio Mio-Pliocene, anche se la struttura dell'associazione ha caratteristiche tipicamente mioceniche.

Ritrovamenti riferibili alla "Fauna a *Mikrotia*" non sono limitati alla sola area delle cave di Apricena-Poggio Imperiale, a dimostrazione di come il popolamento insulare fosse maggiormente esteso. Infatti, fessure fossilifere riferibili allo stesso *network* carsico si trovano più a Nord (San Nazario) e a Sud (Monte Granata) dell'area estrattiva, mentre una fessura contenente resti di *Mikrotia* è stata segnalata anche per l'area di Trani (BA) (Freudenthal, 1971), anche se successive ricerche nell'area non hanno più dato esito positivo. Inoltre elementi in comune con la "Fauna a *Mikrotia*" (*Hoplitomeryx*, *Deinogalerix* tra gli altri, ma non i micromammiferi) sono stati ritrovati nei sedimenti marini costieri di Scontrone (AQ), datati al Tortonian Inferiore (Rustioni et al., 1992; Mazza & Rustioni, 1996, 2008). Questo importante ritrovamento testimonia il fatto che la "Fauna a *Mikrotia*" non sia un evento a sé stante, ma parte di un complesso di bioeventi più ampio, sia da un punto di vista spaziale che temporale, e che l'area del Gargano non rappresenti una singola isola con il suo susseguirsi di popolamenti, ma si tratti di un sistema di terre più o meno isolate, caratterizzate da faune peculiari, più o meno endemizzate. Questo insieme di terre emerse e relativi popolamenti animali, noto come Bioprovincia Apulo-Abruzzese (Masini et al., 2008), sembra originarsi nel tardo Oligocene Inferiore (Mazza & Rustioni, 2008) e terminare al passaggio Mio/Pliocene proprio nell'area del Gargano, rimasto ultima area emersa a seguito del progredire dell'orogenesi appenninica e della conseguente sommersione dell'area di Scontrone e delle zone più vicine alla catena (Masini et al., 2008).



5. I vertebrati del Pleistocene inferiore di Pirro Nord

a cura di Carmelo Petronio, Mauro Petrucci & Raffaele Sardella

5.1 Cenni storici

Le prime raccolte di vertebrati pleistocenici nelle cave di Apricena (FG) hanno avuto inizio nella seconda metà degli anni '60 del secolo scorso, in corrispondenza dello sviluppo delle attività estrattive nel plesso estrattivo Apricena-Poggio Imperiale. In particolare, i primi campionamenti sistematici si devono a gruppi di ricercatori del Nationaal Natuurhistorische Museum Naturalis di Olanda Leiden (Olanda) e dell'Università di Bari che focalizzano la loro attenzione sui fossili neogenici (Freudenthal, 1971).

Nello stesso lavoro Freudenthal fornisce un quadro generale delle caratteristiche geologiche dell'area di Apricena e delle associazioni faunistiche rinvenute nelle fessure carsiche, sia mioceniche sia pleistoceniche. Il primo lavoro approfondito che ebbe per oggetto la fauna pleistocenica fu quello di de Beaumont (1979), che descrive alcuni resti di carnivori facenti parte della collezione di M.O. Feist di Mühlthal (Germania), senza fornire dati precisi sull'ubicazione dei siti di raccolta.

La denominazione di "Pirro Nord" per l'associazione a vertebrati del Pleistocene Inferiore, compare per la prima volta nel lavoro di De Giuli & Torre (1984), dell'Università di Firenze. In questa pubblicazione, in cui sono principalmente presi in considerazione i micromammiferi, si fa riferimento a una fessura, codificata come "Pirro Nord 1" situata nell'area di cava Pirro, la stessa da cui provengono i reperti studiati durante gli anni '70 del secolo scorso. Il materiale fu raccolto durante una serie di attività di recupero avvenuta tra il 1977 e il 1984 da parte dei ricercatori dell'Università di Firenze (De Giuli & Torre, 1984).

Lo studio dell'associazione faunistica fu oggetto di un secondo lavoro (De Giuli et al., 1986) nel quale fu presentato anche uno schema delle specie presenti nelle diverse collezioni paleontologiche disponibili fino a quel momento, comprese la collezione P. Pieri dell'Università di Bari, raccolta nel 1968, e la collezione d'Agostino. Una gran quantità di nuovi reperti fossili provenienti dalle fessure carsiche che le attività estrattive delle cave venivano a scoprire furono raccolti nel corso di differenti campagne condotte dall'Università di Firenze e, a partire dalla seconda metà degli anni '80, anche dall'Università di Roma "La Sapienza". A partire dall'inizio degli anni '90 le cave da cui provengono la maggior quantità di fossili cambiano denominazione e diventano Cave Dell'Erba (dal nome dei nuovi concessionari).



Alle ricerche fece seguito una consistente produzione scientifica (De Giuli & Torre, 1984; De Giuli et al., 1986; Masini, 1989; Masini & Santini, 1991; Mazza & Rustioni, 1992; Mazza et al., 1993; Rook, 1994; Sardella, 1994; Abbazzi et al., 1996; Sardella, 1998; Fanfani, 1999; Delfino & Bailon, 2000; Di Stefano & Petronio, 2002; Bedetti, 2003; Rook et al., 2004; Rook & Sardella, 2005). A partire dal 2004 nuove ricognizioni e attività di campagna nell'area di Apricena sono state condotte da un gruppo di studiosi dell'Università di Torino.

Durante queste campagne di ricognizione, furono individuati nuovi depositi affioranti nelle cave Dell'Erba; oltre a reperti fossili di vertebrati, furono rinvenuti anche alcuni strumenti in selce, testimonianza indiretta della presenza del genere *Homo* nell'area in un periodo molto anteriore rispetto a quello documentato in precedenza (Arzarello et al., 2007, 2009).

In occasione di queste ricerche è stato costituito un gruppo di lavoro comprendente studiosi delle Università di Firenze, Roma "La Sapienza", Torino e di Ferrara.

Nel mese di agosto 2007 è stato avviato lo scavo sistematico di due delle fessure fossilifere di recente scoperta e denominate P10 e P13. Le attività sono proseguite anche nel 2008 e nel 2009 (Fig. 53).

Una serie di lavori che rappresentano il più aggiornato stato dell'arte sui vari gruppi sistematici sono stati recentemente sottomessi e sono in attesa di pubblicazione.

Gli scavi, autorizzati dal Ministero per i Beni e le Attività Culturali per il tramite della Soprintendenza per i Beni Archeologici della Puglia coinvolgono numerosi operatori (da ricercatori a studenti) provenienti dalle sedi di Ferrara, Roma "La Sapienza" e Torino.



Fig. 53 - Fasi delle attività di scavo nella fessura P10 (foto M. Petrucci).



5.2 L'associazione faunistica di Pirro Nord

Le ricerche nell'area delle cave Pirro Nord/Dell'Erba hanno consentito di identificare 20 specie di anfibi e rettili, 47 specie di uccelli e oltre 40 specie di mammiferi (Figg. 54 e 55). La lista completa disponibile comprende:

Anfibi - *Lissotriton* ex gr. *vulgaris*, *Mesotriton* cf. *M. alpestris*, *Pelobates* sp., *Bufo bufo*, *Bufo viridis*, *Hyla* ex gr. *arborea*, *Pelophylax* sp.

Rettili - *Testudo* ex gr. *hermanni*, *Emys orbicularis*, *Mauremys* sp., *Lacerta* sp., *Podarcis* sp., *Pseudopus* sp., *Blanus* sp., *Hierophis viridiflavus*, *Zamenis longissimus*, *Coronella* cf. *C. austriaca*, *Natrix natrix*, *Vipera* ex gr. *aspis*

Uccelli - *Geronticus eremita*, *Anser albifrons*, *Anser* sp., *Branta bernicla*, *Tadorna ferruginea*, *Anas clypeata*, *Anas crecca* vel *Anas quequedula*, *Anas* sp., *Aythya* sp., *Oxyura leucocephala*, *Falco subbuteo*, *Falco peregrinus*, *Alectoris* sp., *Perdix* nov. sp., *Paleocryptonyx donnezanii*, *Grus grus*, *Otis tarda*, *Tetrax tetrax*, *Vanellus vanellus*, *Pluvialis apricaria*, *Scolopax rusticola*, *Numenius phaeopus* vel *Numenius tenuirostris*, *Tringa totanus*, *Tringa* sp., *Philomachus pugnax*, *Larus canus*, *Pterocles orientalis*, *Columba livia*, *Tyto* aff. *T. alba*, *Bubo bubo*, *Athene noctua*, *Jynx torquilla*, *Melanocorypha calandra*, *Calandrella brachydactyla* vel *Calandrella rufescens*, *Galerida cristata* vel *Galerida theklae*, *Alauda arvensis*, *Anthus* sp., *Turdus merula*, *Turdus* sp., *Sylvia* cf. *S. communis*, *Garrulus glandarius*, *Pica pica*, *Pyrrhocorax graculus*, *Corvus pliocaenus*, *Sturnus* sp., *Fringilla coelebs* vel *Fringilla montifringilla*.

Mammiferi - *Petenya hungarica*, *Asoriculus* aff. *A. thenii*, *Sorex bor*, *Crocidura kornfeldi*, *Erinaceus praeglacialis*, *Talpa* sp., *Miniopterus schreibersi*, *Miniopterus degiulii*, *Myotis blythii*, *Myotis capaccinii*, *Rhinolophus ferrumequinum*, *Rhinolophus birzebbugensis*, *Rhinolophus* cf. *R. euryale*, *Hystrix refossa*, *Apodemus flavicollis*, *Allophaiomys* ex gr. *ruffoi*, *Muscardinus* sp., *Hypolagus brachygnathus*, *Oryctolagus lacosti*, *Mustelidae* indet., *Mustela* cf. *M. palerminea*, *Meles meles*, *Ursus etruscus*, *Vulpes alopecoides*, *Canis mosbachensis*, *Lycaon lycaonoides*, *Megantereon whitei*, *Homotherium latidens*, *Lynx issiodorensis* spp., *Acinonyx pardinensis*, *Panthera gombaszoegensis*, *Felidae* indet. (*Puma* size), *Pachycrocuta brevirostris*, *Mammuthus meridionalis*, *Stephanorhinus* cf. *S. hundsheimensis*, *Equus altidens*, *Equus suessenbornensis*, *Capreolus* sp., *Axis eurygonos*, *Praemegaceros obscurus*, *Megalovis* sp., *Bison degiulii*, *Theropithecus* sp., *Homo* sp.

L'associazione di Pirro Nord è caratterizzata da molti carnivori, tra cui la grande iena *Pachycrocuta brevirostris*, le tigri dai denti a sciabola *Homotherium latidens* e *Megantereon whitei*, il grande ghepardo *Acinonyx pardinensis* e i canidi *Canis mosbachensis* e *Lycaon lycaonoides*. Tra gli ungulati i taxa più frequenti sono *Bison degiulii*, *Equus altidens*, *Stephanorhinus* cf. *S. hundsheimensis*, *Axis eurygonos* e *Praemegaceros obscurus* (Abbazzi et al., 1996, Arzarello et al., 2007, Petrucci, 2008).

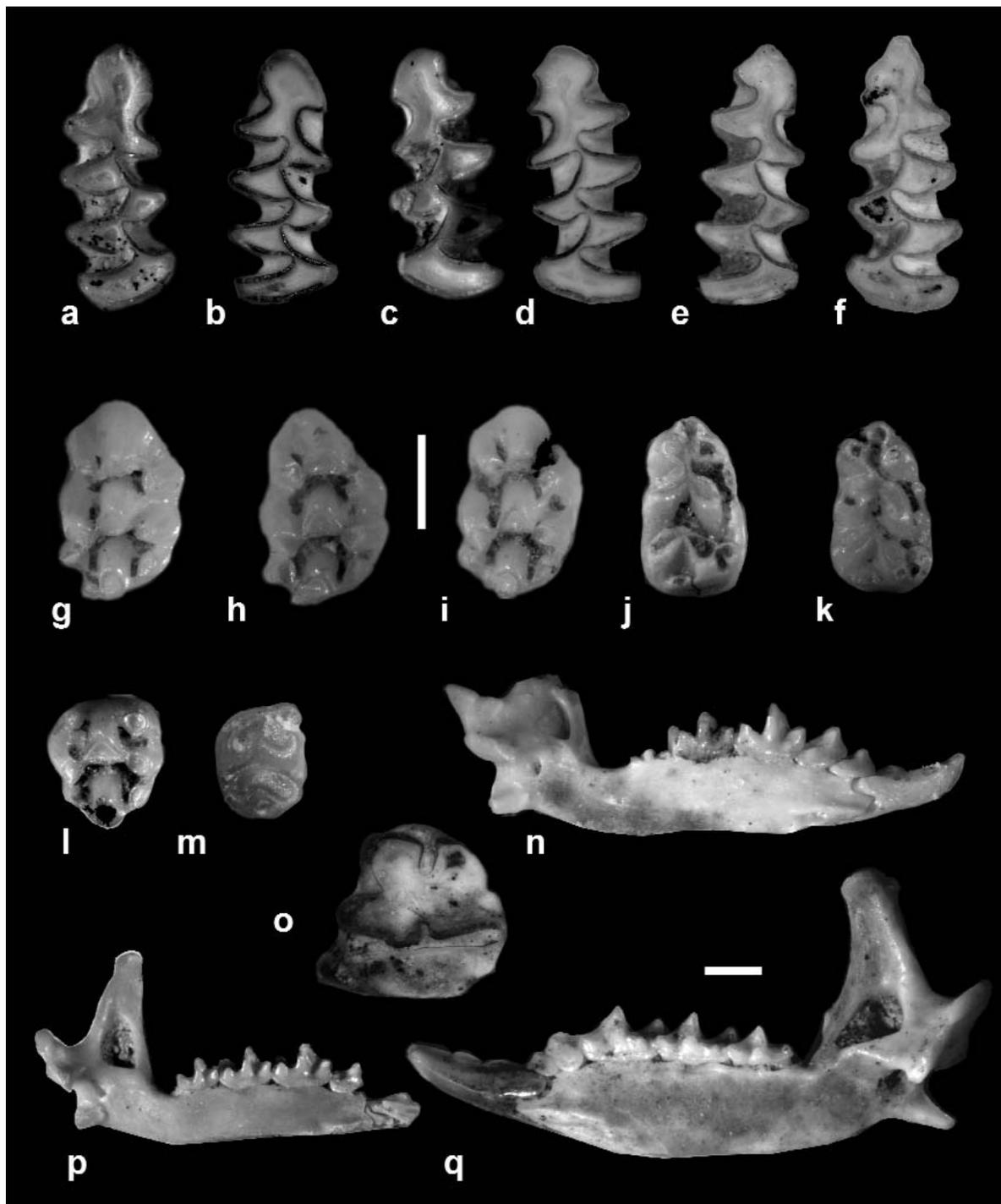


Fig. 54 - *M. (Allophaiomys) ex gr. ruffoi*, stage A: **a.** primo molare inferiore destro, RGM571124; **b.** primo molare inferiore destro, PU101603; **c.** primo molare inferiore sinistro, PU119002. *M. (Allophaiomys) ex gr. ruffoi*, stage B: **d.** primo molare inferiore sinistro, RGM571236; **e.** primo molare inferiore destro, RGM571212; **f.** primo molare inferiore sinistro, RGM571174. *Apodemus flavicollis*: **g.** primo molare superiore destro, RGM571311. *Apodemus flavicollis*: **h.** primo molare superiore destro, RGM571320; **i.** primo molare superiore destro, RGM571327; **j.** primo molare inferiore destro, RGM571254; **k.** primo molare inferiore destro, RGM571268; **l.** secondo molare superiore destro, RGM571410. **m.** secondo molare inferiore destro, PU101636. **n.** *Asoriculus* aff. *A. thenii* - emimandibola sinistra, PU119366. **o.** *Oryctolagus lacostii* - terzo premolare inferiore sinistro, PU119433. **p.** *Sorex bor* - emimandibola sinistra, PU119380. **q.** *Petenya hungarica* - emimandibola destra, PU119368. Scala 1 mm; scala verticale per i Rodentia, scala orizzontale per i Lagomorpha.

Da ricordare la presenza di una scimmia di origine africana *Theropithecus* sp. rappresentata da tre vertebre cervicali e presente fuori dall'Africa solo a Oubeidiyeh (Israele), Cueva Victoria (Spagna) e a Mirzapur (India), (Rook et al., 2004).

Tra i roditori è piuttosto frequente l'istrice *Hystrix refossa* (Rook & Sardella, 2005) ed una forma arcaica dell'arvicolide *Allophaiomys ruffoi*; questo taxon riveste una grande importanza biocronologica ed è presente anche nei siti italiani di Cava Sud e Pietrafitta (Maul et al., 1998; Sala & Masini, 2007). La presenza ed il grado evolutivo di *Allophaiomys* permettono di correlare la U.F. di Pirro Nord con la zona "*Mimomys savini-Mimomys pusillus*", riferibile all'unità biocronologica Villafranchiano superiore/Bihariano inferiore (Maul et al., 1998, Arzarello et al., 2007). I siti spagnoli più antichi in cui è attestata la presenza umana: Barranco León 5, Fuente Nueva 3 e Atapuerca Trinchera Elefante, sono caratterizzati dalla presenza di una forma più evoluta, *Allophaiomys lavocati*, presente in Italia nel sito del Galeriano inferiore/Bihariano inferiore di Monte Peglia (Masini & Santini, 1991) e pertanto sono considerati più recenti di Pirro Nord.

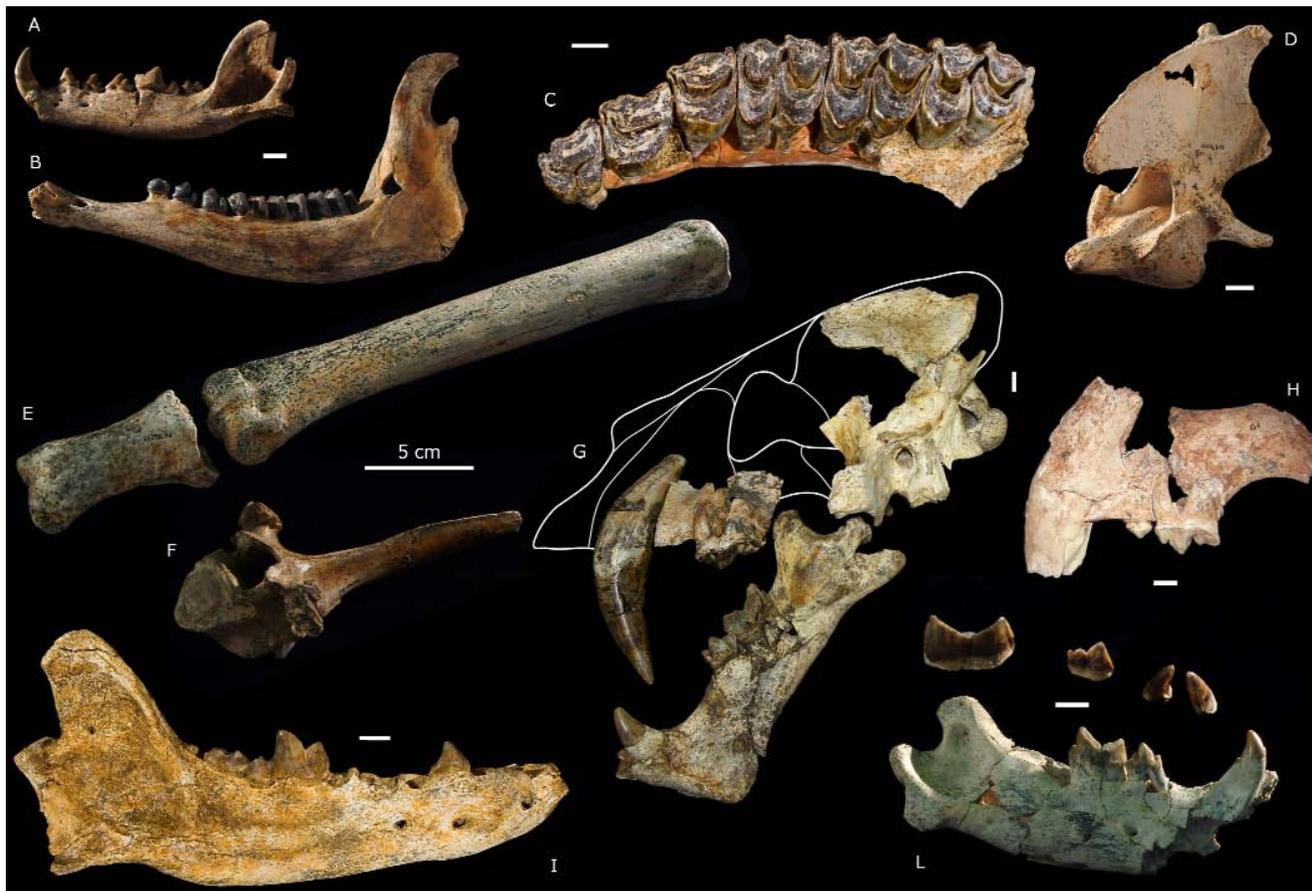


Fig. 55: Pirro Nord (Pleistocene Inferiore):

A. *Canis mosbachensis* - emimandibola sinistra, PU 104678. **B.** *Axis eurygonos* - emimandibola sinistra, PU 104874; **C.** *Praemegaceros obscurus* - mascellare sinistro PU106772; **D.** *Homotherium latidens* - epistrofeo, PU104019; **E.** *Equus altidens* - prima falange sinistra, PU 106774 e terzo metacarpo sinistro, PU104082. **F.** *Bison degiulii* vertebra toracica, PU104953; **G.** *Homotherium latidens*, cranio frammentato, PU126277 e emimandibola sinistra, PU123135 dello stesso individuo; **H.** *Megantereon whitei* - parte di mascellare con denti (da Sardella et al., 2008); **I.** *Xenocyon lycaonoides* - emimandibola destra, PU126273. **L.** *Homotherium latidens* - emimandibola destra giovanile, PU104875. Barra=1cm; (A, B, D, E, F, L foto di Gughi Fassino)



I vertebrati rinvenuti a Pirro Nord suggeriscono condizioni paleoclimatiche tendenzialmente aride e un ambiente caratterizzato da spazi aperti a vegetazione bassa prevalente con presenza di zone umide, anche a carattere temporaneo. L'area circostante doveva ospitare anche affioramenti rocciosi e aree boscate, anche di modesta estensione e prevalentemente legate ai corsi d'acqua e più vaste zone umide costiere. Questo quadro è suggerito dagli studi sull'avifauna (Bedetti, 2003) e sull'erpetofauna (Delfino & Bailon, 2000) e confermato dall'associazione nel suo complesso. Tra gli uccelli sono presenti diverse specie di Alaudidae otarde *Otis tarda* e *Tetrax tetrax* e Pteroclididae legate ad ambienti aridi, insieme a Caradriformi e Anatidi, legati ad ambienti umidi, in cui vivevano i tritoni *Lissotriton* e *Mesotriton* e la Testuggine palustre *Emys orbicularis* (Delfino & Bailon, 2000).

Recenti indagini magnetostratigrafiche (Napoleone et al., 2003), hanno evidenziato una magnetizzazione negativa nei sedimenti di Pirro Nord che porta ad attribuire i depositi fossiliferi al Chron Matuyama post-Olduvai; essi sono quindi riferibili ad un'età più antica di 1,3 Ma, ma più recente di 1,7 Ma. Dal punto di vista biocronologico la fauna locale di Pirro Nord rappresenta l'omonima Unità Faunistica, l'ultima del Villafranchiano superiore (Gliozzi et al., 1997), caratterizzata, tra gli altri, in particolare dalla comparsa di un bisonte *Bison degiulii* e di un equide *Equus altidens*.

La ricca ed estremamente diversificata associazione a vertebrati di Pirro Nord fornisce informazioni importanti sulla biocronologia, sull'ecologia e sull'evoluzione degli ecosistemi terrestri nella regione mediterranea nel Pleistocene Inferiore. Associazioni riferibili ad un intervallo cronologico prossimo sono state scoperte in Spagna (Venta Micena, Fuente Nueva-3, Barranco León-5, Cueva Victoria e Incarcal), Francia (Sainzelles, Le Vallonet), Italia (Monte Argentario, Capena), Germania (Untermassfeld), Grecia (Apollonia e Ravin de Voulgarakis) (Koufous, 1992; Martínez-Navarro, 1992, 2002; Kahlke, 2006; Arzarello et al., 2007; Sardella et al., 2008).

Molte specie di mammiferi furono coinvolte negli eventi di dispersione che ebbero luogo tra Asia ed Europa e tra Africa ed Europa al passaggio Plio-Pleistocene. Alcuni artiodattili come i bisonti e i premegaceri hanno una chiara origine asiatica. In fasi ravvicinate si diffondono in Europa *Pachycrocuta brevirostris* e *Panthera gombaszoegensis*, oltre ad elementi di chiara origine africana come *Megantereon whitei*, *Theropithecus* sp. e *Hippopotamus antiquus* (Martínez-Navarro, 2002); tra i taxa coinvolti in questi eventi di dispersione c'è il genere *Homo*, presente nel sito di Dmanisi, in Georgia (circa 1,8 Ma) e rappresentato indirettamente a Pirro Nord dai manufatti litici di recente scoperta.

Per bibliografia recente sul sito di Pirro Nord vedere anche Arzarello et al. (2011), Pavia et al. (2011) e Zunino et al. (2012)



6. L'industria litica di Pirro Nord

a cura di M. Arzarello

L'insieme litico proveniente dalla fessura P13 è ad oggi composto da 250 pezzi costituiti da nuclei e schegge. La materia prima sfruttata per la produzione di schegge è unicamente costituita da selce proveniente dalle formazioni cretacee del Gargano. La materia prima è stata raccolta sempre in posizione secondaria sotto forma di ciottoli di piccole e, più raramente, medio-grandi dimensioni. Si tratta di selce di buona qualità che risponde bene alla scheggiatura ad eccezione di alcuni rari casi in cui sono stati scelti dei ciottoli con delle fatturazioni interne ricementate. Questi ultimi sono stati sfruttati in modo meno intenso e lasciano supporre che la quantità di materia prima di buona qualità disponibile nelle vicinanze del sito non fosse particolarmente abbondante. Lo stato superficiale delle industrie è fresco sebbene un'analisi microscopica abbia permesso di stabilire la presenza di un'alterazione dei bordi delle schegge che risultano leggermente arrotondati. La maggior parte del materiale è, inoltre, caratterizzato dalla presenza di una patina di colore nero (Fe-Mn), la stessa ritrovata anche su numerosi resti paleontologici.

Sebbene l'insieme litico non sia particolarmente abbondante e non sia stato rinvenuto direttamente nel contesto abitativo, è comunque possibile arrivare ad alcune importanti considerazioni d'ordine tecnologico che possono contribuire alla caratterizzazione dei primi complessi litici europei.

La catena operativa, come ovvio visto la tipologia dell'accumulo, non è totalmente completa ma le fondamentali tappe ne sono rappresentate. La fase di decorticazione è rappresentata da schegge, di dimensioni generalmente superiori alla media, a cortice laterale o distale. Risultano, invece, assenti le prime fasi della decorticazione in quanto non sono presenti schegge a cortice totale.

La fase di produzione è avvenuta secondo due modalità differenti a seconda della morfologia di partenza della materia prima: i ciottoli di piccole dimensioni (max 50 mm di diametro) sono stati sfruttati con una modalità centripeta che ha portato alla produzione di schegge con una morfologia triangolare o quadrangolare. La tecnica di percussione utilizzata è sempre quella della percussione diretta alla pietra dura anche se è possibile ipotizzare che l'apertura dei ciottoli avvenisse per percussione bipolare su incudine. I piani di percussione non sono mai preparati e i talloni sono per la maggior parte naturali o, più raramente lisci. Lo sfruttamento dei ciottoli di piccole dimensioni può essere considerato esaustivo in quanto i nuclei vengono abbandonati sotto

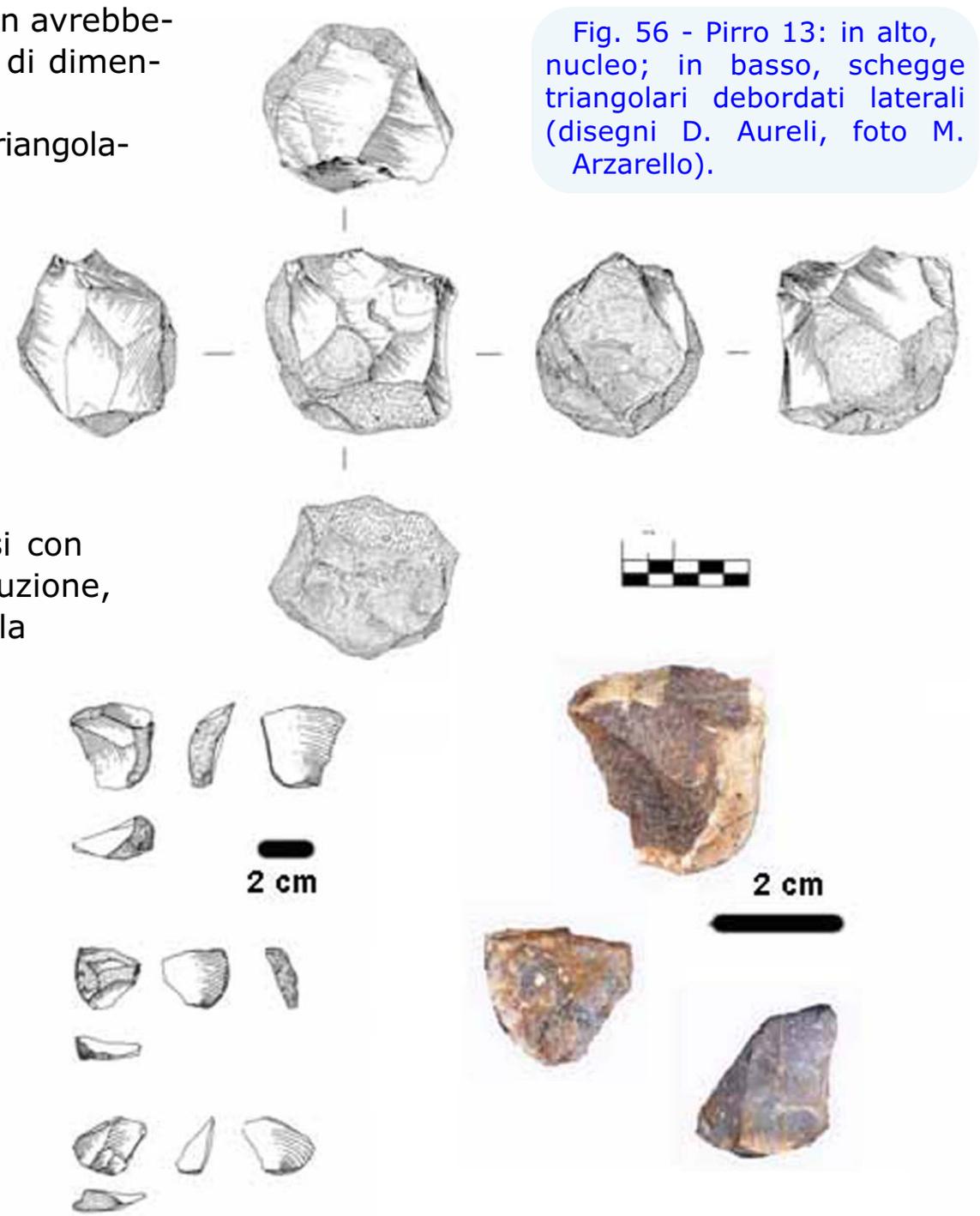


forma di dimensioni estremamente ridotte che non avrebbero permesso la produzione di schegge funzionali di dimensioni ragionevoli.

Da sottolineare la presenza di numerose schegge triangolari *déjeté* presentanti un debordamento laterale corticale. Questo tipo di prodotto è sicuramente tipico di un *débitage* centripeto e potrebbe essere quindi casuale, ma la loro abbondanza lascia presupporre che si tratti, invece, di specifici prodotti ricercati (Fig. 56).

I ciottoli di medio-grandi dimensioni, invece, sono stati sfruttati tramite l'utilizzo di più piani di percussione ortogonali tra loro via via creatisi con l'avanzamento del *débitage*. Questo tipo di produzione, anch'essa avvenuta per percussione diretta alla pietra dura, ha portato essenzialmente alla produzione di schegge di morfologia rettangolare o trapezoidale. Lo sfruttamento della materia prima non sembra essere esaustivo e i nuclei sono stati abbandonati prima del totale sfruttamento senza ragioni evidenti se non quella che potrebbe essere legata alla volontà di ottenere dei prodotti funzionali con delle dimensioni precise.

Altri prodotti della scheggiatura sono stati trovati nelle fessure di P10 e P21. Nella fessura P10 sono state rinvenute 2 schegge provenienti dallo sterro e per il momento non sono





ancora stati rinvenuti elementi litici provenienti dallo scavo sistematico cominciato nel 2007. Nella fessura P21, di dimensioni decisamente inferiori rispetto alle altre fessure oggi in corso di scavo, che è stata svuotata completamente, è stata ritrovato un frammento di scheggia. Le schegge provenienti da P10 e P21 sebbene non permettano di fare alcuna considerazione di ordine tecnologico sembrano potersi inserire perfettamente nelle strategie di produzione osservate per il sito di P13.

L'insieme litico di Pirro Nord, rientra dunque coerentemente nell'ambito delle prime industrie europee caratterizzate da catene operative corte e finalizzate essenzialmente alla produzione di schegge (Carbonell et al., 2008; de Lumley et al., 1988; 2005; 2009; Despriée et al., 2006; Despriée et al., in stampa; Peretto et al., 1999; Toro-Moyano et al., 2009). La presenza di una componente di *façonnage*, presente nei contemporanei siti di Pont de la Vaud, Barranco Léon et Fonte Nuvea 3, su materie prime differenti quali il calcare deve essere ancora verificata a causa del pessimo stato di conservazione di quest'ultimo.



Primo giorno di escursione a cura di R. Graziano

La sequenza della Valle Carbonara (Aptiano inferiore p.p. - Albiano superiore p.p.) e l'evento anossico dell'Aptiano Inferiore (OAE1a "Selli", STOP 1-2-3-4).

La sequenza è completamente esposta, soprattutto nella sua porzione inferiore, potendosi seguire lateralmente lungo l'intero sistema piattaforma-bacino. In termini generali, la sequenza comprende le unità dell'Aptiano inferiore p.p.-Albiano superiore p.p. deposte contemporaneamente alla significativa fase tettonica estensionale che ha intaccato profondamente la Piattaforma Apula (Graziano, 1994, 2000 - Figg. 7.A-B).

L'architettura deposizionale della sequenza mostra alla base un imponente corpo di megabrecce litiche (megabrecce di Posta Manganaro) ospitate in un bacino di *half-graben* la cui faglia listrica bordiera è ben documentata nell'area tipo dell'unità, a sud di Ruggiano (Fig. 6; Stop 2). L'evoluzione verso l'alto delle megabrecce documenta il rimaneggiamento di livelli sempre più antichi della contigua successione di piattaforma a suggerire la sua graduale esumazione tettonica ed erosione. La cresta del blocco ribassato basculante diviene sito di deposizione di facies marginali sintettoniche biocostruite essenzialmente stazionarie (calcari di Casa Calcarulo; Fig. 7.B; Stop 4). Lateralmente, sui fianchi della piattaforma, l'episodica sotto-alimentazione della sua scarpata, precedentemente in forte progradazione grazie all'accumulo di ingenti quantità di sedimenti marcatamente bioclastici (Calcari di Mattinata, membro inferiore), porta alla deposizione della porzione inferiore delle Marne a Fuoidi che forma un cuneo spesso 45 m al massimo ("*transgressive system tract*") rastremante verso il margine della Montagna degli Angeli (Stop 3, Fig. 69; vedi anche Luciani & Cobianchi, 1994; Bosellini et al., 1999, 2000). Il cuneo viene coperto in *downlap* dai clinoforni progradanti del membro superiore dei Calcari di Mattinata (*highstand system tract*) che mostrano una marcata variazione nella composizione dei sedimenti rimaneggiati (prevalentemente litoclastica) e della fisiografia della scarpata (ridotto, ma apprezzabile aumento di pendenza e frequenti processi di canalizzazione; Stop 3, Figg. 70-71). La genesi del limite inferiore della sequenza è da mettersi in relazione ad una marcata crisi di produttività carbonatica, connessa all'evento anossico oceanico Selli (OAE1a), che rispecchia la profonda riorganizzazione



paleoecologica dell'intero sistema carbonatico (Graziano, 1999; Stop 1, 4). Quest'ultima appare essere contemporanea a un mutato contesto geodinamico regionale la cui traccia è ravvisabile localmente nella citata deformazione tettonica in regime estensionale del margine della piattaforma (Graziano, 1994, 2000; Stop 2). L'annegamento del margine in facies urgoniana (vedi anche Bosellini et al., 1999), caratterizzato da ricche associazioni a rudiste (Caprinidae) e da orbitoline, coralli e alghe verdi (dasycladacee e codiacee) (calcari della Montagna degli Angeli; Stop 3, Figg. 75-76), è testimoniato dalla presenza di un livello spesso pochi decimetri che mostra un ricco popolamento oligospecifico dominato da forme "disastro" (il brachiopodo *Orbirhynchia nadiae* e cianobatteri - Graziano & Ruggiero Taddei, 2008; Motchurova-Dekova et al., 2009; Stop 4, Fig. 77). Il limite di sequenza in contesti di piattaforma mostra un'analogia variazione delle facies con la deposizione di un intervallo a ostree, orbitoline e cianobatteri che sostituisce drasticamente le associazioni chloralgali sottostanti, largamente dominate da dasycladacee e foraminiferi bentonici (Graziano, 1999; 2003; Spalluto, 2004; Stop 1). Le coeve facies pelagiche del Bacino Ionico segnano una marcata crisi di produttività carbonatica (crisi dei Nannoconidi) associata a un insieme di caratteri geochimici e paleoecologici che denunciano, tra l'altro, un significativo aumento di produttività primaria (Luciani et al., 2001, 2006; Fig. 15).

Per una sintesi delle caratteristiche stratigrafiche e paleoambientali principali della sequenza di Valle Carbonara (e della sottostante sequenza della Montagna degli Angeli), come anche dei supposti meccanismi di innesco dei limiti relativi, si rimanda alla Fig. 14. La sequenza aptiano-albiana viene chiusa da depositi bioclastici che denotano lo sviluppo di un ulteriore evento paleoceanografico a scala globale posto al passaggio Albiano-Cenomaniano evidenziato, tra gli altri elementi distintivi, da un completo *turn-over* delle comunità bentoniche neritiche con l'avvento delle rudiste (Radiolitidae e Caprinidae) come principali organismi produttori di sedimento carbonatico (Graziano et al., 2007; Stop 2; Stop 3, Fig. 73). Il netto aumento della produttività sedimentaria associata e la fine del *downfaulting* al margine della piattaforma consentono la marcata progradazione del sistema carbonatico neritico per gran parte del Cenomaniano (cfr. Masse & Borgomano, 1987; Graziano, 1994, 2001). Una ulteriore concausa del limite posto tra la sequenza della Valle Carbonara e la sovrastante sequenza di Vico del Gargano (Stop 2) risiede nella brusca variazione dei tassi di subsidenza lungo la transizione piattaforma-bacino indotta da estesi inarcamenti litosferici connessi alla tettonica collisionale eoalpina agente lungo il margine orientale di Adria (Graziano, 1994, 2001).



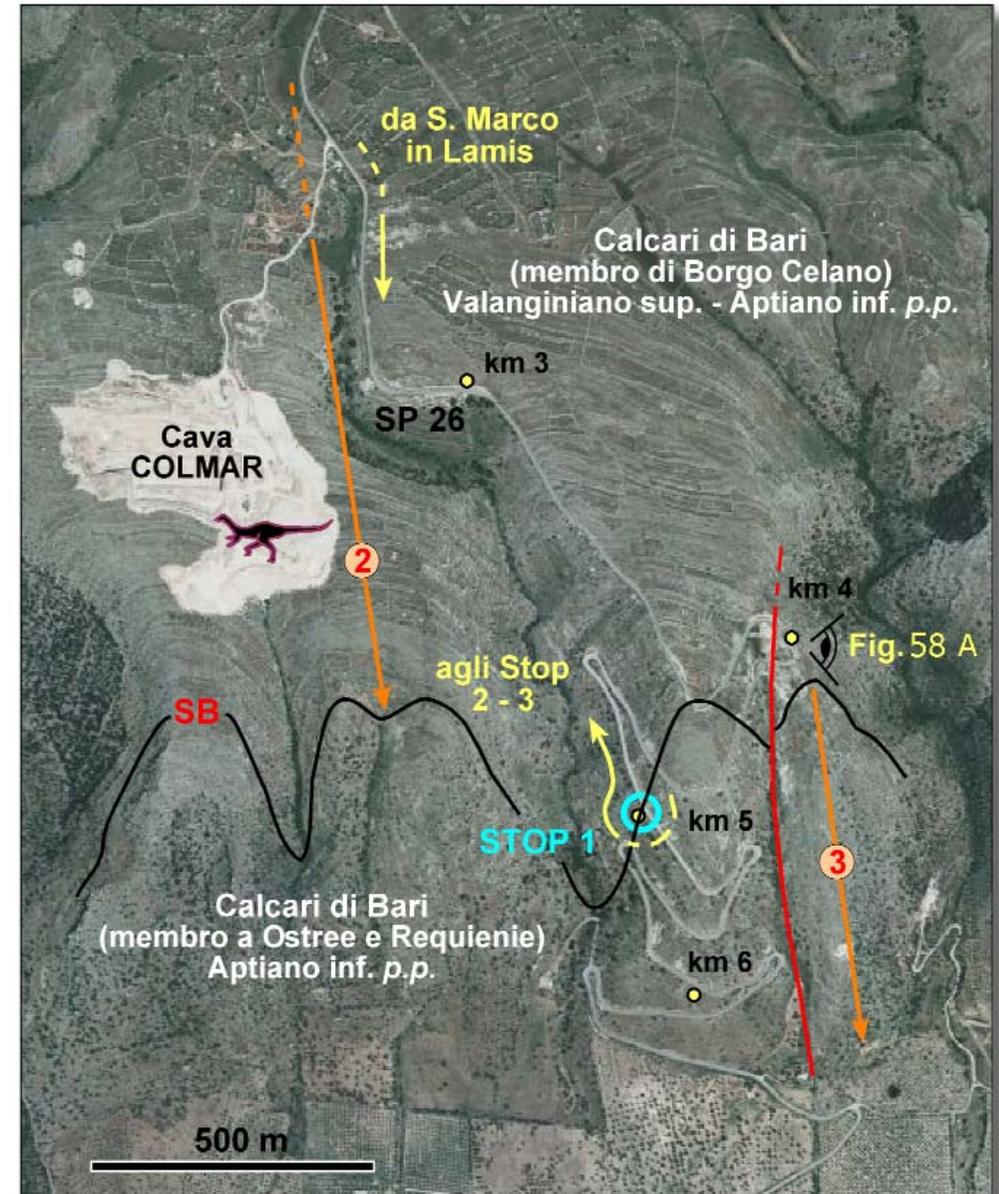
STOP 1 (Strada Provinciale 26 a Sud di Borgo Celano, km 5): Stratigrafia e paleoecologia della Piattaforma Apula durante l'Aptiano inferiore nella successione di Borgo Celano

con la collaborazione di L. Spalluto

Partiti da S. Marco in Lamis si percorre la SP22/SS272 per S. Giovanni Rotondo. Appena lasciato l'abitato di S. Marco, che si attesta sulla porzione inferiore dei Calcari di Bari (membro di Monte Calvo, Calloviano-Valanginiano inferiore), si attraversa la faglia di Mattinata e la fascia cataclastica associata. Giunti a Borgo Celano si imbecca la SP26 per Foggia attraversando la porzione intermedia dei Calcari di Bari (membro di Borgo Celano, Valanginiano superiore - Aptiano inferiore p.p.; Fig. 57).

Poco prima di giungere allo Stop si lascia alla propria destra la cava CO.L.MAR con le note impronte di

Fig. 57 - Carta geologica semplificata su foto aerea delle sequenze deposizionali del Cretacico inferiore riconosciute nelle successioni di piattaforma carbonatica affioranti a Sud di Borgo Celano. Il limite di sequenza (SB) (cfr. Fig. 59) si correla in contesti di margine-scarpata all'annegamento dei calcari della Montagna degli Angeli e dei clinoforni associati (contatto tra il membro inferiore dei Calcari di Mattinata e le sovrastanti Marne a Fucoidi - Stop 3-4). In ambienti bacinali il limite si correla al livello anossico oceanico Selli, poco al di sopra del passaggio Maiolica-Marne a Fucoidi (cfr. Figg. 4, 15). 2: sequenza deposizionale della Montagna degli Angeli; 3: sequenza deposizionale della Valle Carbonara.





**CICLICITA' AD ALTA FREQUENZA NELLA PORZIONE INTERMEDIA DEL CALCARE DI BARI
(MEMBRO DI BORGO CELANO, VALANGINIANO SUP. - APTIANO INF. p.p.)**



dinosauri teropodi in livelli peritidali posti al limite Hauteriviano-Barremiano (Gianolla et al., 2000; Bosellini, 2002; Petti et al., 2008). Le successioni in facies di piattaforma interna, osservabili anche lungo i tagli stradali, sono organizzate in cicli peritidali molto ben sviluppati (Fig. 58) di spessore variabile da pochi decimetri ad alcuni metri. I caratteri biostratigrafici e sedimentologici della successione, già conosciuta con il nome informale di calcari di S. Giovanni Rotondo, sono stati studiati in dettaglio da Luperto Sinni & Masse (1986), Claps et al. (1996), Spalluto (2004) e Spalluto et al. (2005).

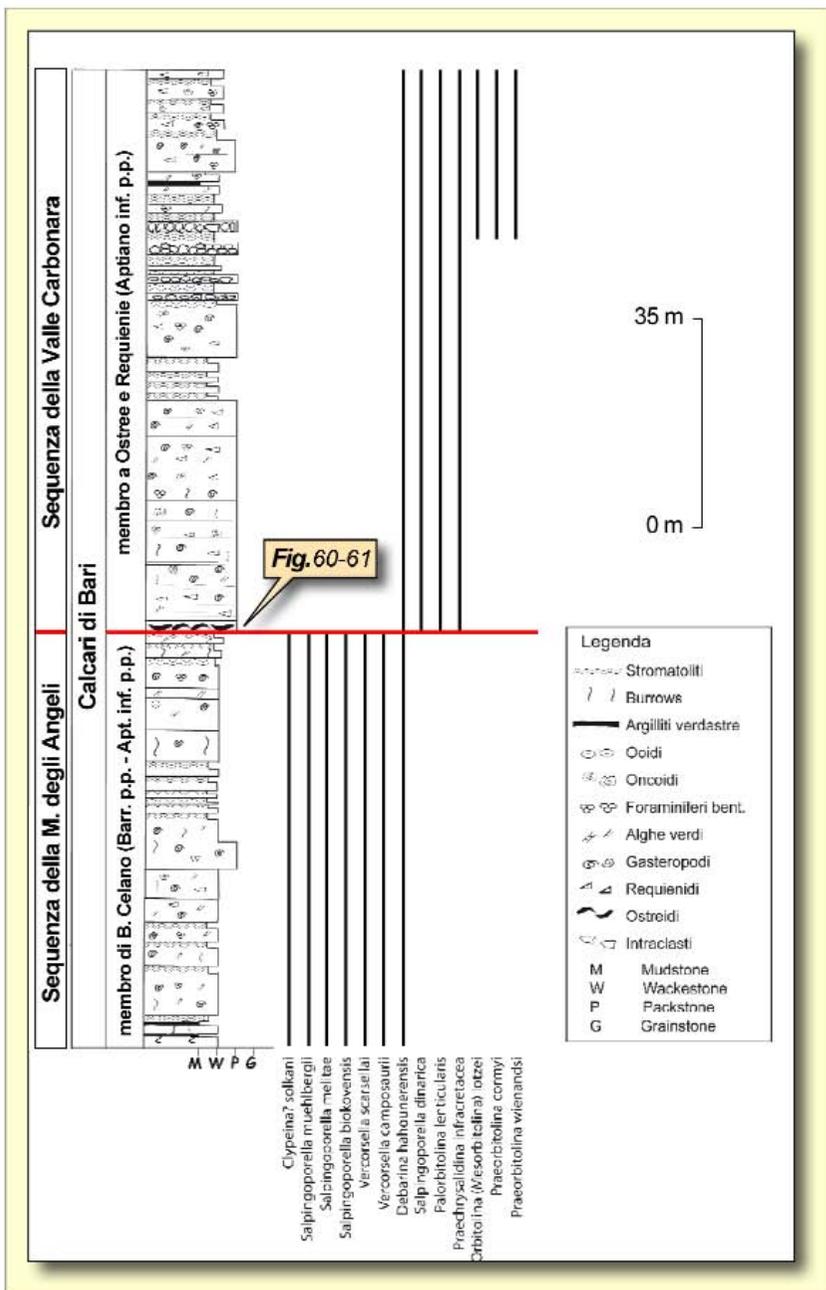
Fig. 58 - Ciclicità ad alta frequenza nella porzione intermedia dei Calcari di Bari (membro di Borgo Celano, Valanginiano superiore-Aptiano inferiore p.p.).

A) Visione d'insieme dei cicli subtidali-peritidali presenti nella porzione superiore del membro di Borgo Celano, poche decine di metri sotto il passaggio con il membro a Ostree e Requenie. I cicli elementari di 1-2 m di spessore sono organizzati gerarchicamente in cicli di ordine superiore spessi per lo più 8-10 m. L'affioramento è visibile a est dei tornanti in prossimità del km 4 della SS26 (vedi Fig. 57).

B) Cicli peritidali spessi circa 2.5 m con ben sviluppate tasche e livelli di argille verdi continentali (paleosuoli). Sono ben evidenti le evidenze di dissoluzione carsica al top dei cicli e i riempimenti delle cavità operati dai paleosuoli. Fronte di cava a SE di Borgo Celano.



**EVOLUZIONE BIO-SEDIMENTARIA DELLA PIATTAFORMA APULA
IN CONNESSIONE DEL LIVELLO SELLI (OAE1a)**



Lo Stop 1 consente l'analisi dei livelli neritici dell'Aptiano inferiore p.p. posti alla base del membro a Ostree e Requinie dei Calcarei di Bari. Questi livelli sono correlabili all'evento anossico oceanico Selli (OAE1a - Graziano, 1999; Graziano & Spalluto, 2009) e costituiscono i depositi di acqua bassa associati al limite di sequenza di tipo *drowning unconformity* che individua la base della sequenza della Valle Carbonara in aree transizionali (Fig. 4; vedi anche Fig. 3). Il limite di sequenza è facilmente osservabile corrispondendo a un insieme di evidenze particolarmente significative. Tra queste, un brusco aumento nello spessore degli strati (da pochi decimetri fino a 2-3 m), la scomparsa della ciclicità peritidale ad alta frequenza e, soprattutto, un significativo cambiamento delle biofacies (Fig. 59-61).

La rivalutazione del significato stratigrafico delle microfaune (soprattutto orbitolinidi) rinvenute da Luperto Sinni & Masse (1986) e Claps et al. (1996) circa 60 m al di sopra del livello a ostree (*P. cormyi*, *P. wienandsi* e *M. lotzei*) induce a

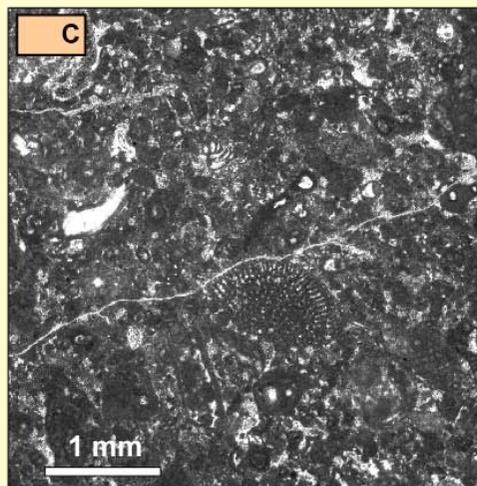
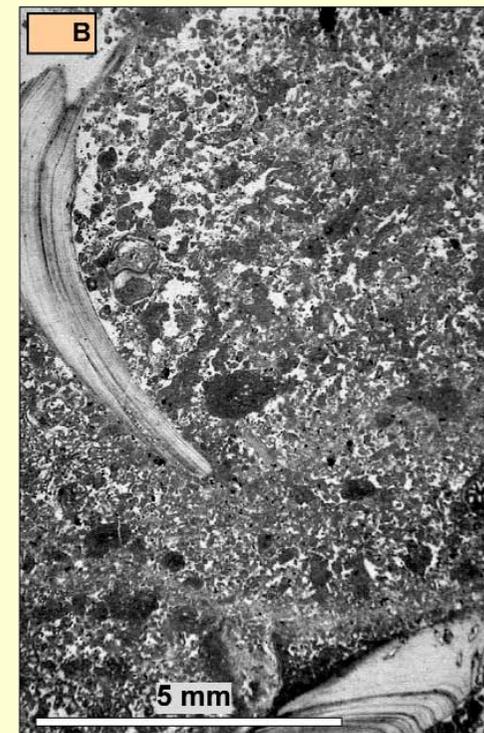
Fig. 59 - Colonna stratigrafica e log sedimentologico-biostratigrafico al passaggio tra i membri di Borgo Celano e a Ostree e Requinie del Calcarea di Bari a sud di Borgo Celano (modificato da Spalluto, 2004). Si osservi la variazione della paleoecologia e del tipo di produttività della piattaforma (da *chloralgal* a *foramol/microbial*) in corrispondenza del limite di sequenza (in rosso) che si correla in bacino al Livello Selli (OAE1a). Il livello a Ostree corrisponde, con molta probabilità, al livello a *Orbirhynchia nadiae* e microbialiti formatosi sul bordo della piattaforma al termine del processo di annegamento (cfr. Stop 4, Fig. 77).



ipotizzare, alla luce delle recenti calibrazioni biostratigrafiche di Schroeder et al. (2010) con le biozone standard ad ammoniti, che l'età biostratigrafica dell'evento sia precedente alla subzona a *P. cf. orbiculata* (corrispondente alla Zona a *D. furcata*) e possa quindi corrispondere (per posizione stratigrafica) alla Zona a *D. deshayesi* (ovvero all'OAE1a).

Fig. 60 - Accumulo primario a ostree e chondrodonta con cianobatteri alla base del membro a Ostree e Requenie (Aptiano inferiore p.p.): evidenza del collasso ambientale della Piattaforma Apula connesso all'OAE1a (Livello Selli). L'accumulo conchigliare è particolarmente denso soprattutto verso la superficie superiore dello strato **(A)**. Le ostree mostrano valve per lo più articolate e la presenza contemporanea di individui juvenili e adulti (*primary shell accumulation*) in una abbondante matrice. Quest'ultima è costituita da un *packstone* fossilifero (gasteropodi, echinidi e foraminiferi bentonici) e peloidale a grana medio-fine che mostra una tipica tessitura trombolitica **(B)**. Le ostree, che presentano bordi micritizzati e segni evidenti di bioerosione (policheti ?), mostrano incrostazioni ad opera di comunità microbiche (cianobatteri). Tra le forme presenti in associazione si osservano *Palorbitolina lenticularis* e *Thaumatoporella* **(C)**. Dal punto di vista tafonomico, la diffusione di colonie di cianobatteri sembra esser funzionale alla fissazione sul fondo delle ostree in ambienti subtidali pur in assenza di evidenze di stabilizzazione diagenetica precoce del sedimento.

ACCUMULO PRIMARIO A OSTREE CON CIANOBATTERI: EVIDENZA DEL COLLASSO AMBIENTALE DELLA PIATTAFORMA IN CONSEGUENZA DELL'OAE1A (LIVELLO SELLI)



L'evento paleoceanografico *Selli* viene registrato dagli ecosistemi di piattaforma con l'esplosione di forme tipiche di ambienti mesotrofici come organismi filtratori (ad es.: ostreidi, requenie) e orbitoline, indici di una elevata produttività primaria delle acque oceaniche. A tale associazione di forme *r*-competitori si uniscono abbondanti cianobatteri (*Bacinella irregularis* e *Thaumatoporella*) che suggeriscono la presenza di acque surriscaldate, alcaline e con una elevata concentrazione di CO₂.



LAG A OSTREE (hydraulic shell concentration)



Fig. 61 - In alcuni livelli a Ostree, spessi anche alcuni decimetri, svariati elementi sedimentari e tafonomici (valve disarticolate e vagliate, isorientate parallelamente alle superfici di strato e impacchettate densamente con le concavità verso il basso) suggeriscono processi di rimobilizzazione *in situ* a opera di tempeste (*lag* conchigliari del tipo *house of cards*).

STOP 2 (Strada Statale 272, diramazione per Ruggiano-S.Salvatore): Stratigrafia e paleotettonica della Piattaforma Apula durante l’Aptiano inferiore - Albiano

Tornati a Borgo Celano lungo la SP26 ci si reimmette sulla SS272 percorrendola verso Est, in direzione M.S. Angelo, lungo la traccia della faglia trascorrente di Mattinata. Una volta

superato l’abitato di S.G. Rotondo si attraversa la depressione morfotettonica del Pantano di S. Egidio, un bell’esempio di bacino di tipo *pull apart* con cinematica sinistra (Brankman & Aydin, 2004; Tondi et al., 2005) e rigetto laterale di circa 5 km (Salvini et al., 1999) la cui formazione, ascrivibile al Miocene superiore-Pliocene inferiore, precede la riattivazione della faglia di Mattinata secondo una cinematica destra, a partire dal Pliocene superiore, con un rigetto complessivo di circa 15 km (Chilovi et al., 2000). Circa 3.5 km a Est del Pantano di S. Egidio, lungo i quali si attraversano ancora i depositi oolitici di piattaforma esterna del Giurassico superiore e del Cretacico basale con evidenze di laminazione e stratificazione incrociata a varia scala (f.ne di M. Spigno), si lascia la SS272 per percorrere la diramazione verso Ruggiano-S. Salvatore costeggiando il *polje* di Campolato, un esteso campo tettono-carsico drenato da un inghiottitoio di notevole interesse speleologico.



Circa 100 m a SE del bivio per gli edifici di q. 578, si osserva lungo il taglio stradale il contatto tettonico con brecce e megabrecce litiche per lo più massive o, a luoghi, con una blanda organizzazione stratoide. Questi depositi rappresentano la porzione superiore (Albiano p.p.) delle megabrecce di Posta Manganaro, unità deposta in un imponente bacino di *half-graben* formatosi al bordo della piattaforma apula durante la fase tettonica estensionale dell'Aptiano inferiore pp.-Albiano superiore p.p (Graziano, 1994, 2000, 2001). Nonostante la mancanza in questo settore di depositi cretacici chiaramente suturanti il contatto tettonico, alcune evidenze stratigrafiche e cartografiche suggeriscono che esso costituisca la faglia di trasferimento associata alla *master fault* listrica che affiora nell'area tipo di Posta Manganaro. Le successioni sedimentarie e l'architettura tettono-stratigrafica affioranti in quest'area (vedi Figg. 6 e 7) costituiscono l'oggetto principale di questo Stop. Procedendo verso sud si attraversano per alcuni km le sovrastanti facies cenomaniane prevalentemente bioclastiche di scarpata dei calcari di M. S. Angelo, ricche in rudiste (Radiolitidae e Caprinidae) e in genere mal stratificate, che mostrano in posizione sommitale (subito a sud del bivio per S. Salvatore) esigui lembi, spessi pochi metri, formati da *sand waves* bioclastiche a rudiste e gasteropodi (nerineidi e acteonidi) in facies marginale del Cenomaniano superiore (calcari di S. Salvatore). Verso il Belvedere di Ruggiano, dal quale si osserva una magnifica veduta della piana di Manfredonia e del suo golfo, affiorano le torbiditi bioclastiche o bio-litoclastiche e i *debris flow* lito-bioclastici a rudiste dei calcari e delle megabrecce del Belvedere di Ruggiano (Turoniano inferiore) deposti durante la fase iniziale dell'emersione della piattaforma apula. Le relative bauxiti, sfruttate in galleria fino agli anni '60, sono presenti ai piedi del tavolato garganico poco a sud di S. Giovanni Rotondo (vedi Fig. 3).

L'area oggetto dello Stop 2 è una delle più rilevanti per l'analisi della evoluzione cretacica non solo del Promontorio del Gargano, ma dell'intera piattaforma apula. Di conseguenza, numerosi sono i lavori di dettaglio e di sintesi pubblicati in relazione agli aspetti biostratigrafici, sedimentologici, stratigrafici e paleotettonici delle successioni affioranti nell'area (Masse & Borgomano, 1987; Masse & Luperto Sinni, 1987; Bosellini & Neri, 1995; Bosellini et al., 1993a, 1993b, 1994, 1999, 2000; Luciani, 1993; Graziano, 1994, 2000, 2001; Laviano & Marino, 1996; Luperto Sinni, 1996; Morsilli et al., 2004). Il loro confronto mette in luce l'esistenza di visioni anche contrastanti, talora solo parzialmente difformi, non solo nelle interpretazioni complessive, ma anche nei dati stratigrafici di base (Fig. 62). La descrizione degli Stop 2A-C ne darà conto per quanto possibile; tuttavia si rimanda il lettore alle pubblicazioni segnalate per un'analisi più completa e accurata (ampia discussione in Graziano, 2000, 2001).

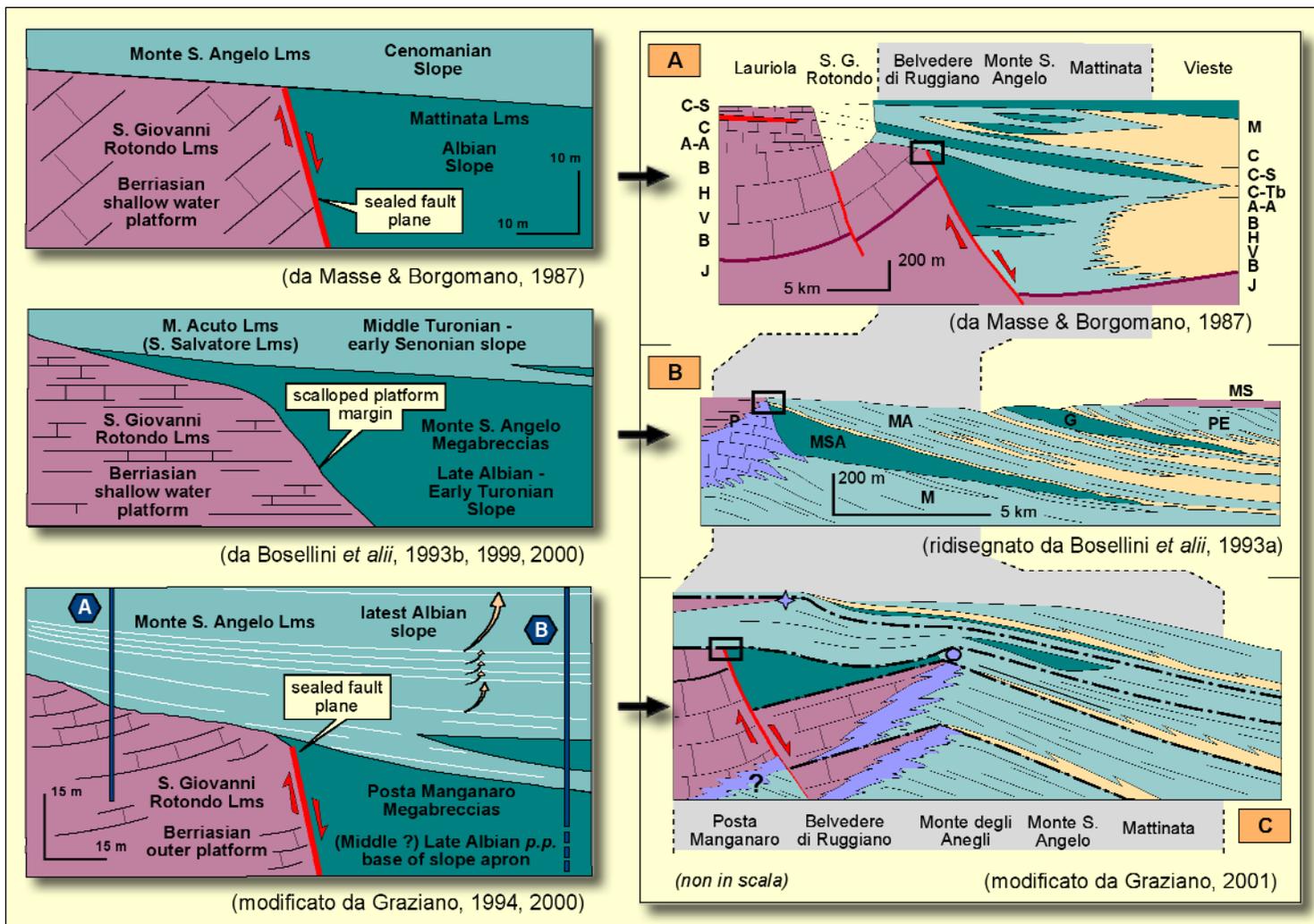


Fig. 62 - Comparazione sintetica dei modelli evolutivi e di alcuni dati stratigrafici di base prodotti per il margine cretaceo della piattaforma apula nel Gargano (riferirsi alla legenda di Fig. 4 per il significato paleoambientale dei colori; l'area in grigio evidenzia settori corrispondenti all'interno dei modelli; i riquadri in neretto indicano la posizione approssimativa dell'architettura stratigrafica riportata nei grafici di sinistra. **A)** Modello paleotettonico con individuazione di un blocco ribassato a subsidenza lateralmente omogenea durante l'intervallo Berriasiano-Albiano e conseguente formazione di un ampio spazio di accomodamento per le facies di scarpata-bacino (assenza locale di facies marginali, ridisegnato da Masse & Borgomano, 1987). **B)** Modello di tipo *scalloped* legato a collassi localizzati del margine durante il Cenomaniano-Turoniano inferiore in conseguenza dell'emersione della piattaforma. P, Piattaforma; M, Calcari di Mattinata; MSA, megabreccia di M. S. Angelo; MA, Calcari di M. Acuto; G, megabreccia del Grottone; PE, formazione dei Calcari di Peschici; MS, formazione di M. Saraceno (ridisegnato da Bosellini et al., 1993b, 1999, 2000). **C)** Modello paleotettonico con individuazione di un blocco ribassato a subsidenza lateralmente differenziata (bacino di tipo *half-graben*) durante l'intervallo Aptiano inferiore-Albiano superiore p.p. con persistenza di facies marginali sintettoniche stazionarie sulla cresta del blocco ruotato (Stop 4, vedi Figg. 4, 7B-C per l'individuazione delle unità stratigrafiche; Graziano, 1994, 2000, 2001).



Lo Stop 2A è finalizzato alla veduta d'insieme dell'architettura stratigrafica di Posta Manganaro (Figg. 62 e 63) mentre gli Stop 2B-C (Figg. 63-66) sono dedicati all'analisi delle facies e alla stratigrafia fisica dei depositi suturanti la paleofaglia del Cretacico inferiore.

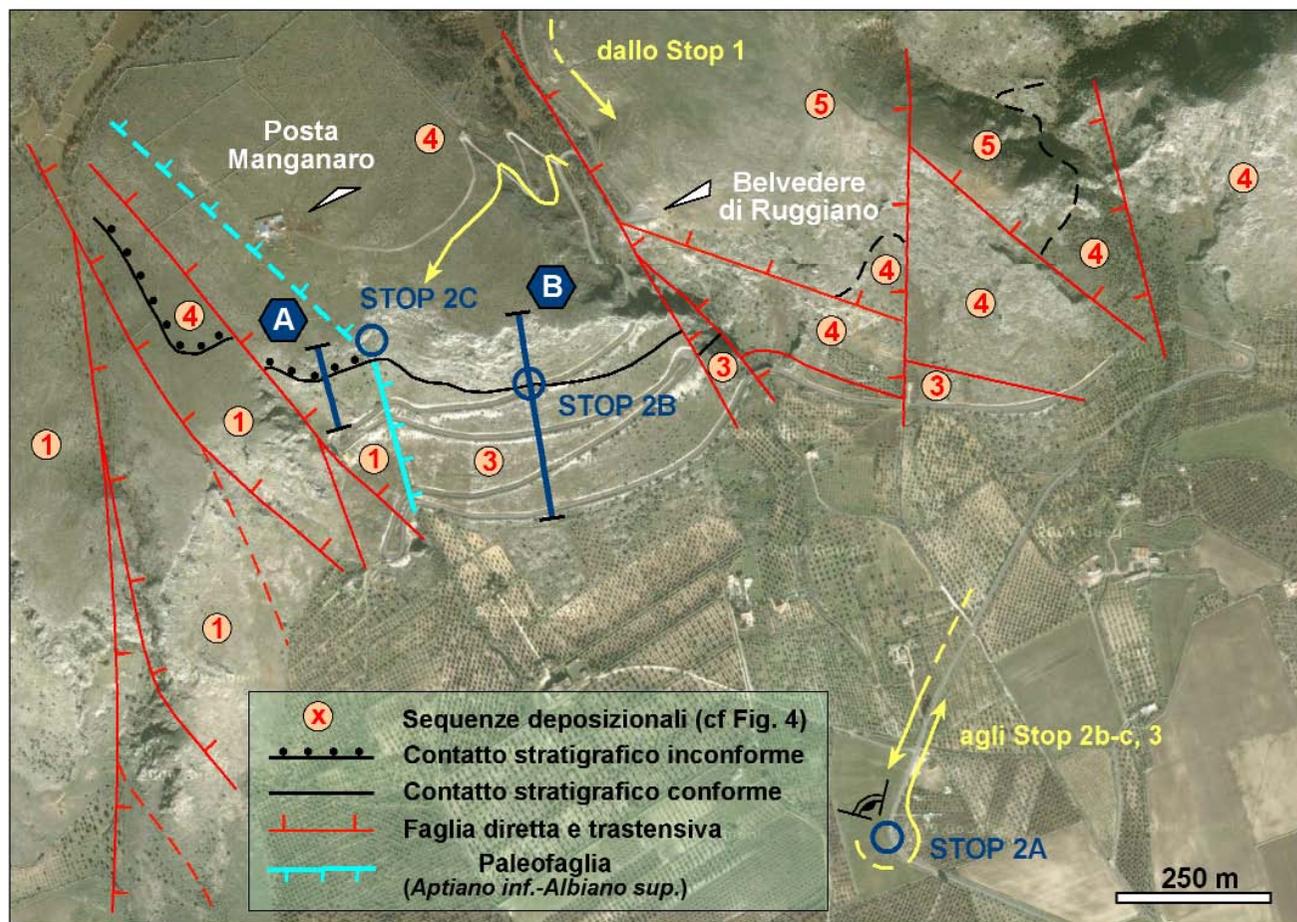


Fig. 63 - Schema geologico semplificato su foto aerea dell'area di Posta Manganaro con indicazione dei limiti di sequenza (in nero), delle faglie principali (in rosso), degli Stop 2A-C e delle colonne stratigrafiche di Fig. 64 (da Graziano, 1994).

- 1: seq. deposiz. di M. Sacro;
- 2: seq. deposiz. della Montagna degli Angeli;
- 3: seq. deposiz. di Valle Carbonara;
- 4: seq. deposiz. di Vico del Gargano;
- 5: seq. deposiz. di Monte S. Angelo 1 (vedi Fig. 4). Una visione d'insieme alternativa degli elementi geologici raffigurati è deducibile dalla carta geologica di sintesi di Bosellini & Neri (1993).

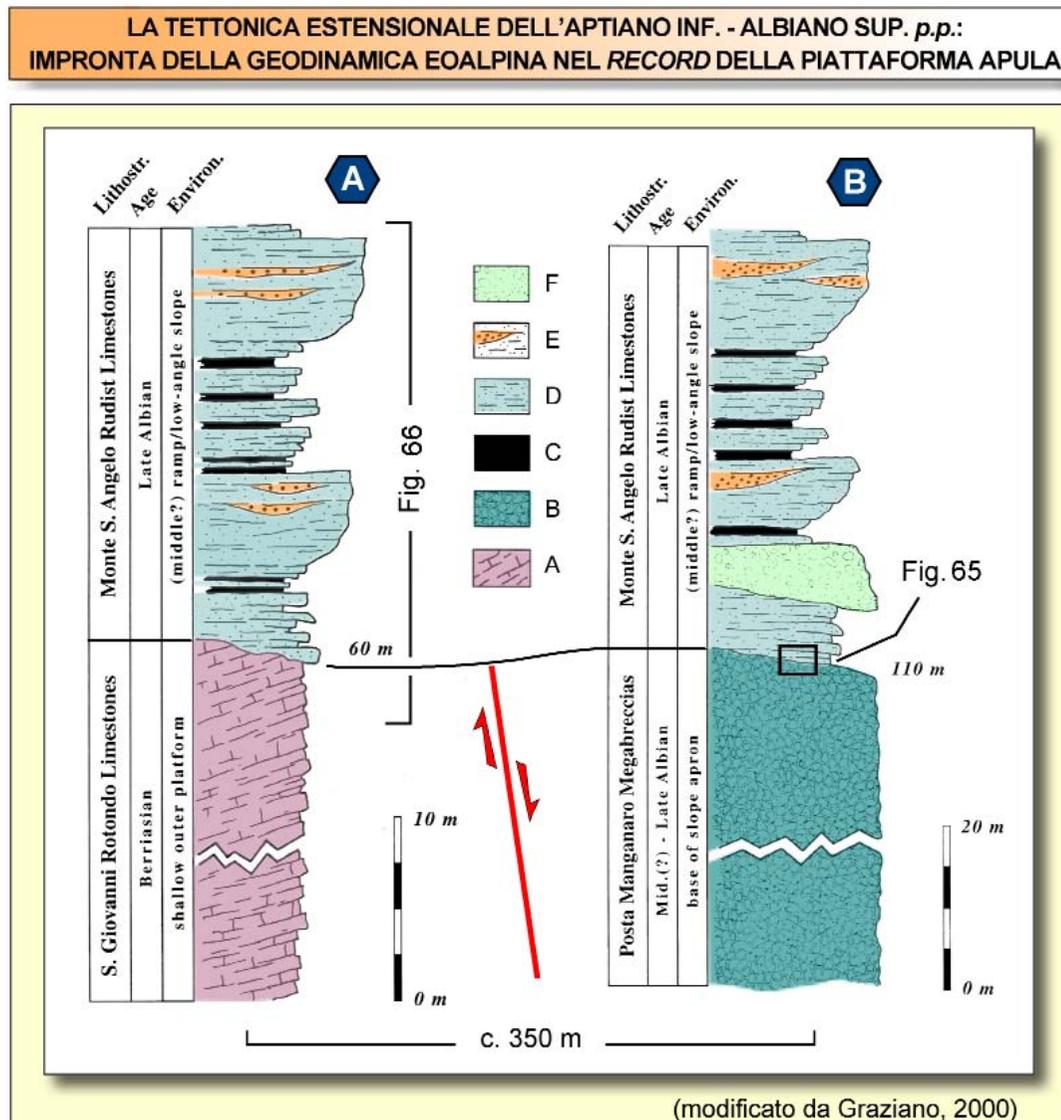
STOP 3 (SP 144 a nord di Monte S. Angelo): Visione d'insieme e stratigrafia della transizione piattaforma-bacino del Valanginiano-Cenomaniano inferiore affiorante sul versante meridionale di Valle Carbonara.

Tornando verso Campolato è interessante compiere un breve Stop in corrispondenza del Belvedere di Ruggiano (dotato di un ampio piazzale per la sosta) dove è possibile osservare il brusco passaggio delle facies



rimaneggiate del Turoniano inferiore (megabrecce del Belvedere di Ruggiano) alla porzione inferiore dei sovrastanti depositi bioclastici di scarpata a rudiste dei Calcari di M. Acuto (Turoniano superiore p.p.-Coniaciano). Il limite è facilmente individuabile per la presenza di un paio di metri di pelagiti marnose e calcaree sottilmente stratificate (Scaglia), talora condensate, del Turoniano inferiore p.p.-medio (biozone a *Quadrum gartneri* e *Helvetoglobotruncana helvetica* - Luciani, 1993; Laviano & Marino, 1996) che rappresentano

Fig. 64 - Colonne stratigrafiche misurate in corrispondenza dei blocchi rialzati e ribassati (colonne di sinistra e destra, rispettivamente) della paleofaglia di Posta Manganaro (da Graziano, 1994, 2000 - vedi Fig. 63 per la loro localizzazione). Si osservi la perfetta correlabilità dei cicli di tipo *coarsening and thickening upward* (CU) nei depositi che fossilizzano il piano di faglia. **A)** *wackestone-grainstone* oolitici, bioclastici e peloidali organizzati in cicli deposizionali subtidali-peritidali. Tra la microfauna: *Conicospirillina* sp., *Protopeneroplis trochangulata* e *Pseudocyclamina lituus*; **B)** breccie e megabrecce litiche a elementi di piattaforma (1-250 cm) del Cretaceo inferiore in scarsa matrice detritica; **C)** intercalazione di *wackestone* emipelagici a foraminiferi planctonici (*Rotalipora*) e *packstone-grainstone* bioclastici torbiditici, da sottili a medi e in strati sottili e molto sottili, a frammenti di rudiste e orbitoline; **D)** *grainstone-rudstone* bioclastici, da fini a grossolani, a frammenti di rudiste (per lo più Radiolitidae) e orbitoline in strati da sottili a molto spessi (torbiditi e *grain supported debris flows*); **E)** *grainstone-rudstone* bioclastici e bio-intraclastici grossolani, in genere canalizzati, a frammenti di rudiste (per lo più Radiolitidae) e orbitoline in strati medi e spessi, (*grain-supported debris flows*); **F)** breccie litiche a elementi di piattaforma del Cretaceo inferiore in matrice bioclastica a frammenti di rudiste e orbitoline.





l'espressione locale della sottoalimentazione della scarpata durante l'emersione della piattaforma apula (vedi Fig. 12). È utile osservare che le breccie del Turoniano inferiore sottostanti il livello della Scaglia sono state correlate (vedi Bosellini & Neri, 1993; Bosellini et al., 1993a-b, 1999, 2000) ai depositi bioclastici dell'Albiano superiore a rudiste e orbitoline, con le intercalate pelagiti a *R. balernaensis*, dei calcari di M. S. Angelo descritti nello Stop 2.

Giunti nuovamente all'innesto sulla SS272, si prosegue per pochi km verso est percorrendo la Valle Carbonara. Sulla destra si erge il versante di Richter che culmina nella Montagna degli Angeli (884 m), quota più elevata nel Gargano a sud della faglia di Mattinata; la cornice sommitale residua rappresenta il relitto receduto dell'originario piano di faglia. Poco a Sud della cima affiora il margine della Piattaforma Apula del Barremiano superiore (?)-Aptiano inferiore p.p. (calcari della Montagna degli Angeli) e le sovrastanti facies di annegamento a brachiopodi e microbialiti correlabili al Livello Selli (Graziano & Ruggiero Taddei, 2008).

Fig. 65 - Dettaglio del passaggio tra le megabreccie di Posta Manganaro (con evoluzione di tipo *fining upward*) e i calcari di Monte S. Angelo a frammenti di rudiste e orbitoline (vedi Fig. 66 per le microfacies).





Tale margine mostra chiare relazioni eteropiche con i clinoforimi costituenti il membro inferiore dei Calcari di Mattinata ed è sovrastato dalla terminazione a cuneo delle Marne a Fucoidi che si intercalano profondamente nella scarpata del Cretacico inferiore a testimoniare una profonda riorganizzazione paleotettonica ed ambientale dell'intera transizione piattaforma-bacino (cfr. Stop 1; Figg. 67 e 68).

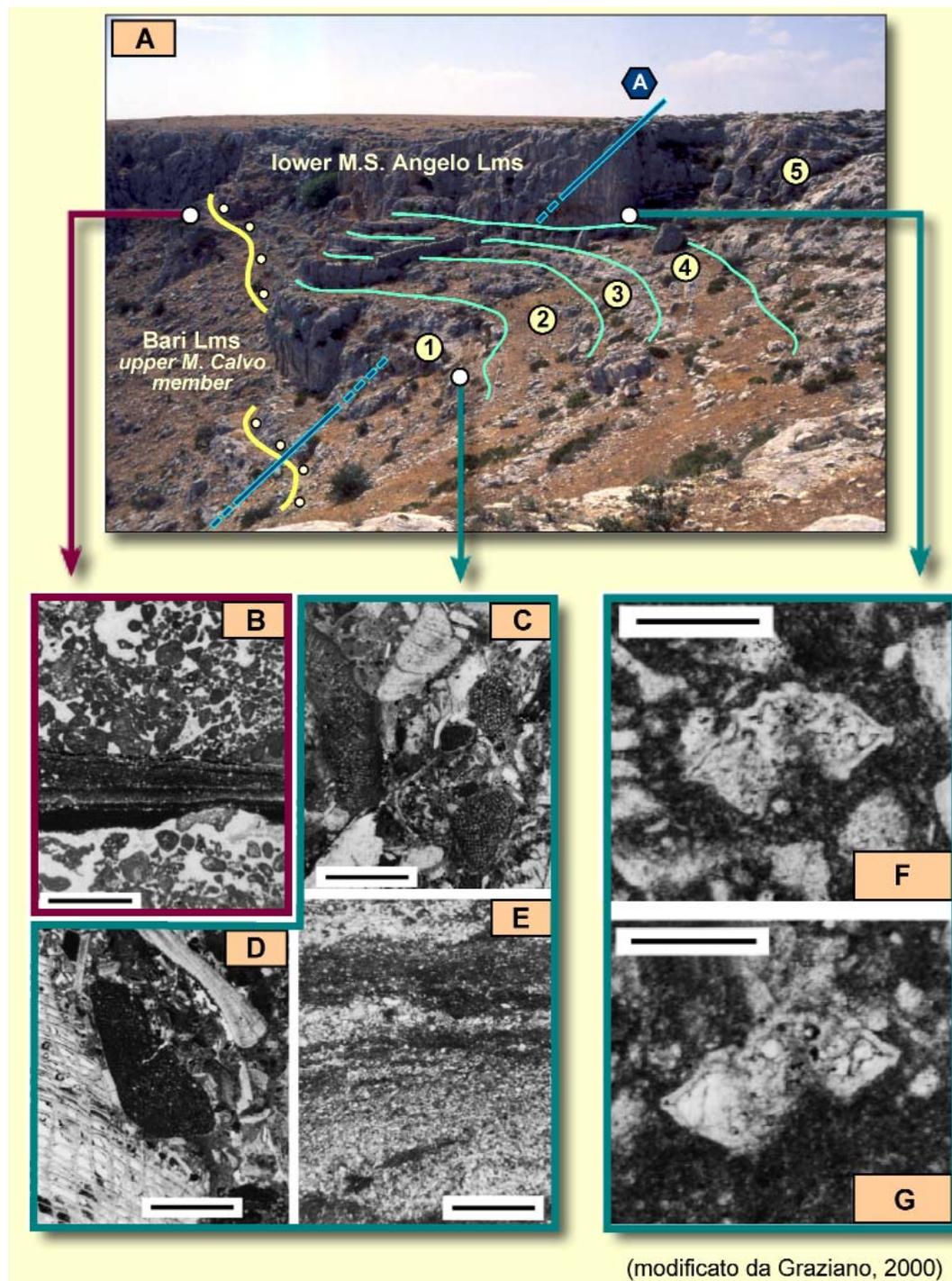


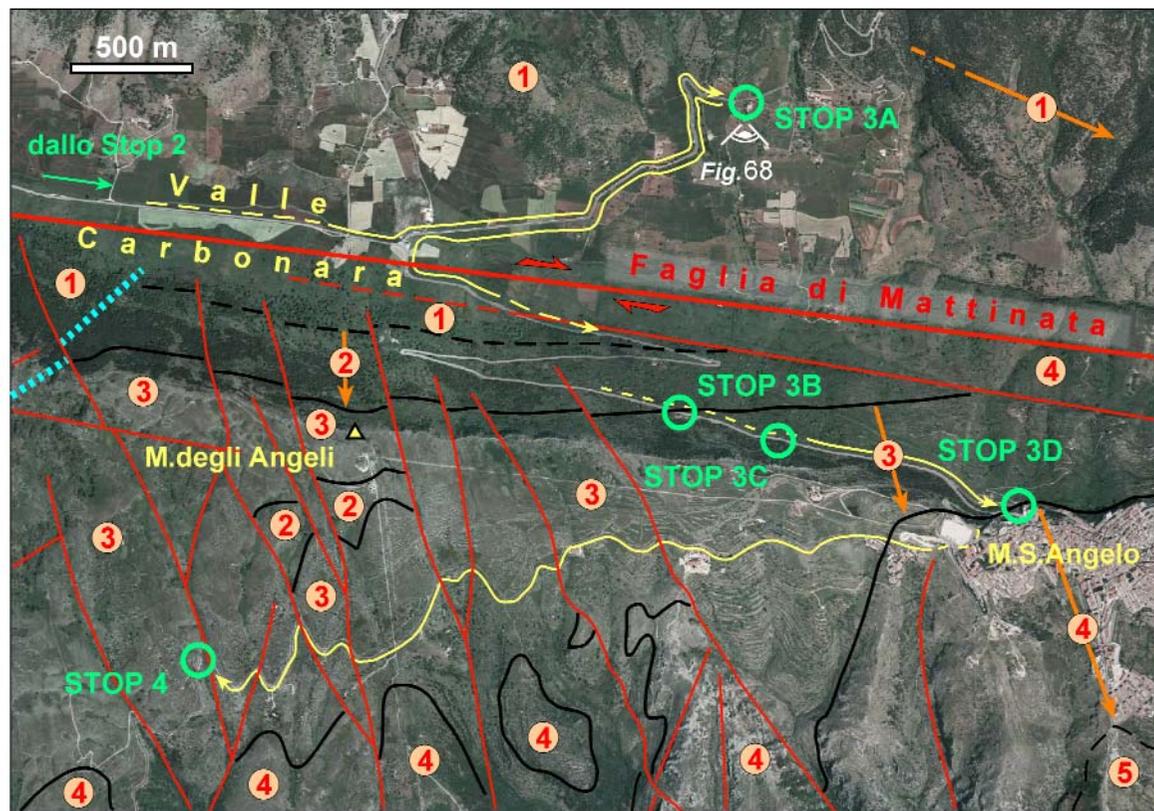
Fig. 66 - Stratigrafia fisica (A; Stop 2C) e microfacies dei Calcari di Bari (membro di Monte Calvo) (B) e dei calcari di Monte S. Angelo (C-G).
B) *grainstone-packstone* biopeloidale; un'ampia cavità da dissoluzione precoce è riempita da silt vadoso organizzato in lamine sottili piano-parallele: C-D) *grainstone* grossolano (C) e *rudstone* (D) bioclastici a frammenti di rudiste (radiolitidi) e orbitoline (associazione di litofacies D, cfr. Fig. 64); **E)** sottile intercalazione di *wackestone* emipelagici a *Rotalipora* e *grainstone* bioclastici torbiditici a grana fine (associazione di litofacies C, cfr. Fig. 64); scala microfacies B-E: 2.5 mm.
 F-G) Dettaglio di alcuni foraminiferi planctonici rinvenuti nell'associazione di litofacies C dei calcari di M. S. Angelo (base ciclo 5; cfr. Fig. 64); scala: 0.25 mm. **F)** *Rotalipora balernaensis* Gandolfi; **G)** *Rotalipora* cf. *balernaensis* Gandolfi (Biozona a *Rotalipora appenninica*; Albiano superiore); da Graziano, 2000.

(modificato da Graziano, 2000)



Fig. 67 - Schema geologico semplificato su foto aerea dell'area di M. degli Angeli - Monte S. Angelo con indicazione dei limiti di sequenza (in nero), delle faglie principali (in rosso) e degli Stop 3-4. La linea a tratteggio in azzurro indica la traccia approssimativa della faglia di trasferimento connessa alla faglia bordiera listrica dell'*half graben* aptiano-albiano di Posta Manganaro (Stop 2). Per la nomenclatura delle unità litostratigrafiche affioranti vedi Fig. 4 e Fig. 68.

1: seq. deposiz. di M. Sacro;
2: seq. deposiz. della Montagna degli Angeli;
3: seq. deposiz. di Valle Carbonara;
4: seq. deposiz. di Vico del Gargano;
5: seq. deposiz. di M. S. Angelo 1. (Semplificato e modificato da Graziano, 1994).



L'analisi biostratigrafica e sedimentologica della transizione del Cretacico inferiore e del Cenomaniano affiorante sul versante meridionale di Valle Carbonara è stata studiata in dettaglio da Luperto Sinni & Masse (1987), Luciani & Cobianchi (1994) e Graziano (1994, 2001). Sintesi sulla relativa evoluzione stratigrafica sono presentate da Masse & Borgomano (1987), Bosellini et al. (1993a-b, 1999, 2000) e Graziano (1994, 1999, 2000).

Lo Stop 3A è finalizzato all'analisi panoramica dell'architettura deposizionale delle facies di scarpata del Cretacico inferiore e al loro inquadramento sequenziale con particolare riferimento all'evento di annegamento dell'Aptiano inferiore p.p. connesso al Livello Selli (Figg. 68 e 69; Stop 4) e del passaggio Albiano-Cenomaniano (Fig. 73). Si avrà così la possibilità di osservare l'analogo in affioramento di una significativa porzione di linea sismica con le sue caratteristiche terminazioni stratali indotte da una complessa interazione di processi paleoecologici e paleotettonici a varia scala (Fig. 68A).

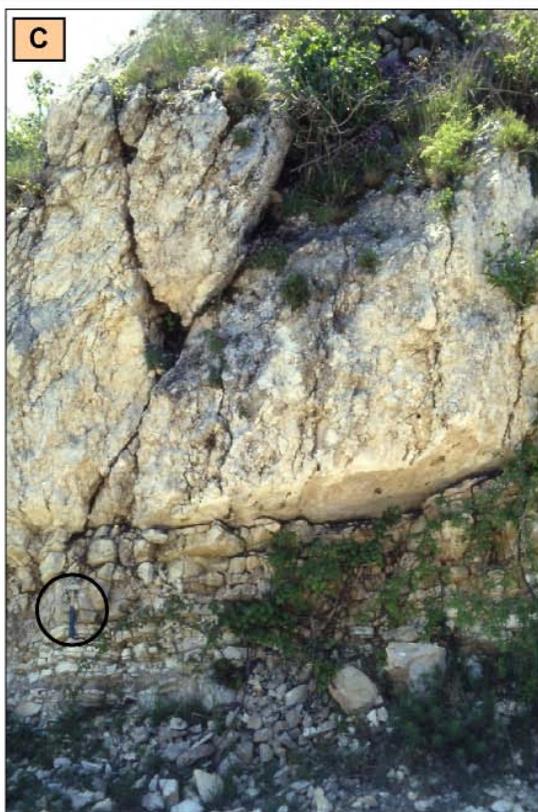
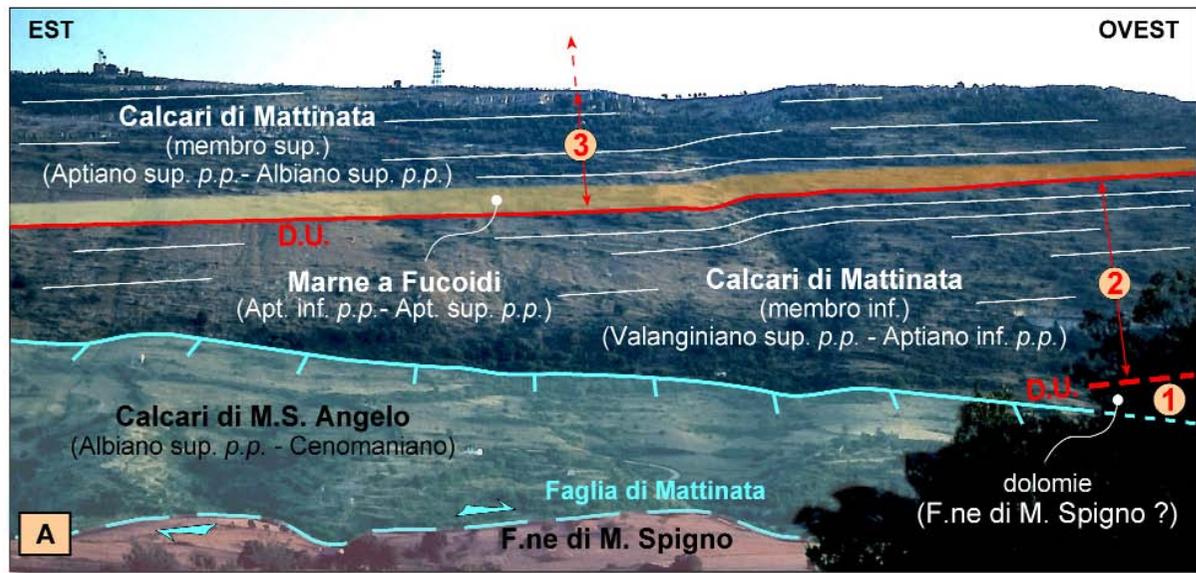


Fig. 68 - Il versante meridionale di Valle Carbonara: un esempio di sezione sismica affiorante della transizione tra la Piattaforma Apula e il Bacino Ionico (Cretacico inferiore).

A: Il trend progradazionale generalizzato della scarpata è interrotto da due episodi di annegamento (D.U.), semplificato da Graziano, 1994. 1) sequenza di M. Sacro; 2) sequenza della Montagna degli Angeli; 3) sequenza della Valle Carbonara). Nella parte superiore del versante sono ben visibili alcuni clinoforni, costituiti da banchi plurimetrici di breccie litoclastiche, che simulano l'originario angolo di pendenza della paleoscarpata (Stop 3C).

B-D: Principali tipologie di litofacies costituenti la sequenza della Valle Carbonara.

B: Breccia lito-bio-intraclastica in matrice detritica con *Eoradiolites lyratus* (frecche verdi) (membro superiore dei Calcarei di Mattinata, Albiano medio; loc. Poggio del Sole di M.S. Angelo);

C: Banco di breccie litiche massive con accenni di gradazione diretta sovrapposto ad una sottile intercalazione di turbiditi lito-bioclastiche e pelagiti (martello per scala, cerchiato; sentiero attrezzato a nord della Grotta di S. Michele).

D: Vista ravvicinata del limite di sequenza dell'Aptiano inferiore p.p. (in rosso) con la netta sovrapposizione delle Marne a Fucoidi sulle facies turbiditiche bioclastiche silicizzate del membro inferiore dei Calcarei di Mattinata (Stop 3B). Il livello basale delle Marne a Fucoidi mostra una facies marnoso-argillosa di colore verde scuro e nerastra, spesso pochi cm, che è probabilmente correlabile alla base dei *black shales* bacinali del Livello Selli (cfr. Fig. 15).



Fig. 69 - Stop 3B. loc. Valle Carbonara, al km 55,300 ca. della SS272. La sottoalimentazione della scarpata dell'Aptiano inferiore durante la crisi di produttività della piattaforma connessa all'OAE1a (Livello Selli).

A) Affioramento della porzione inferiore delle Marne a Fucoidi corrispondente alla parte inferiore del Livello Selli equivalente (cfr. Luciani & Cobianchi, 2006, fig. 6; cfr. Fig. 15) (tardo Aptiano inferiore; limite tra le Biozone a *G. blowi* e *L. cabri*); questo intervallo è appena sovrastante i clinoforni a composizione bioclastica del membro inferiore dei Calcari di Mattinata.



Tre soste molto rapide possono essere effettuate salendo i tornanti verso M. S. Angelo in modo da focalizzare l'attenzione su livelli stratigrafici di particolare interesse della transizione margine-bacino: la porzione inferiore delle Marne a Fucoidi (Stop 3B, Fig. 69); i clinoforni progradanti del membro

B) particolare delle marne fogliettate e dei calcari marnosi leggermente selciferi e sottilmente stratificati della porzione inferiore delle Marne a Fucoidi.

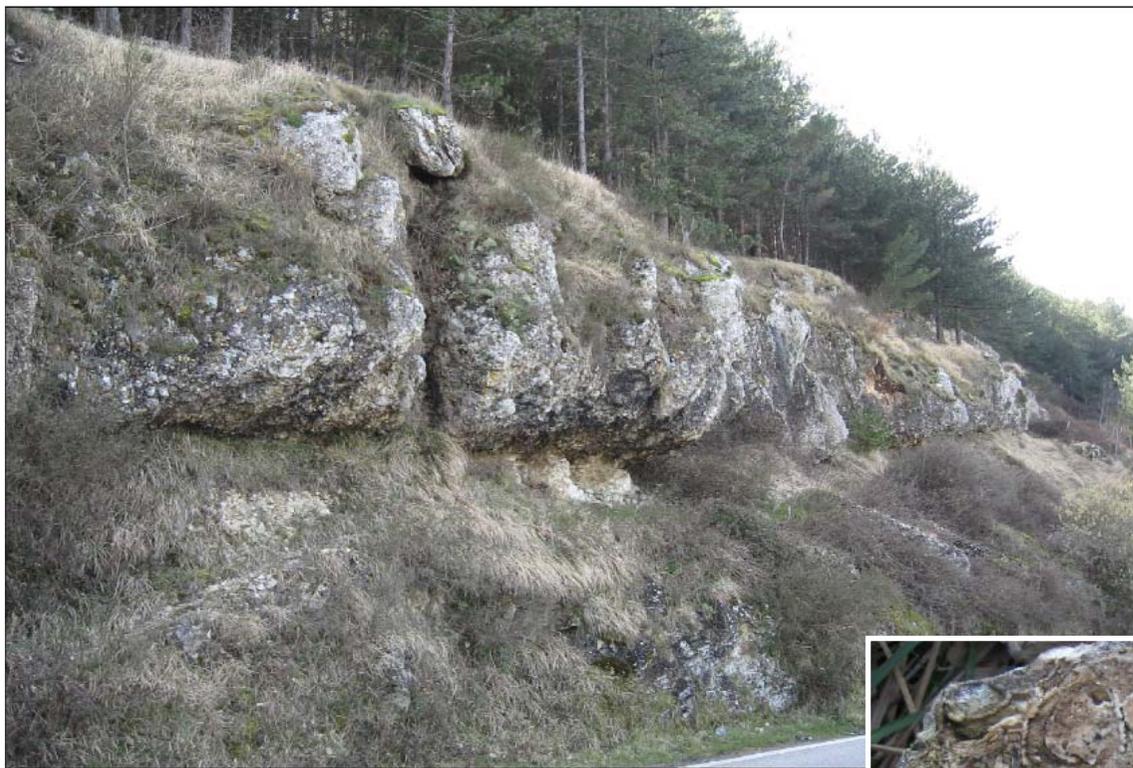


Fig. 70 - Stop 3C (loc. Valle Carbonara, km 56 circa della SS272). I clinoforni litoclastici progradanti lungo la scarpata deposizionale dell'Aptiano superiore-Albiano (Calcari di Mattinata, membro superiore). Banco spesso circa 5 m (tabulare alla scala dell'affioramento, ma lenticolare a scala chilometrica), di breccie litoclastiche grossolane leggermente gradate intercalato nelle marne fogliettate e nei *grainstone* torbiditici biolitoclastici in strati sottili e medi del membro superiore dei Calcari di Mattinata. Tra gli elementi delle breccie si osservano anche litoclasti a *Palorbitolina lenticularis*, coralli e rudiste (Caprinidae) provenienti dall'erosione del margine urgoniano dell'Aptiano inferiore (calcari della Montagna degli Angeli; cfr. Stop 4).

superiore dei Calcari di Mattinata (Stop 3C, Fig. 70-71); le evidenze di episodici depositi disossici (*black shales*, Fig. 72) al top dei Calcari di Mattinata (Stop 3D).

Fig. 71 - Stop 3C. Particolare di un blocco con Caprinidae e gasteropodi ricristallizzati dell'Aptiano inferiore nelle breccie litoclastiche canalizzate progradanti (Aptiano superiore) che sovrastano la lingua di Marne a Fucoidi lungo la sezione di Valle Carbonara (base del membro superiore dei Calcari di Mattinata).





STOP 4 (Strada per l'Abbazia di S. Maria di Pulsano): Stratigrafia e paleoecologia del margine della Piattaforma Apula nel Cretacico inferiore (calcari della Montagna degli Angeli e calcari di Casa Calcarulo)

Lasciamo l'abitato di Monte S. Angelo percorrendo Via Pulsano verso l'omonima Abbazia alto-medievale. Attraversiamo per pochi metri le megabrecce di M. S. Angelo (appena a Est della loc. Poggio del Sole) e, per circa 3 km, la sottostante successione di scarpata del Cretacico inferiore (Calcari di Mattinata) a partire dai suoi termini superiori. Corpi caotici canalizzati, megabrecce gradate e tabulari da *debris flow* e paleofaglie suturate da drappeggi empipelagici e gravitativi (Fig. 72) in contesti di scarpata prossimale ci accompagnano fino allo Stop 4.

Questa successione, deposta in un chiaro trend progradante, costituisce un'ottima opportunità per studiare in dettaglio la porzione superiore della successione osservata nella panoramica dei clinoforni del Cretacico inferiore e negli Stop 3C-D.

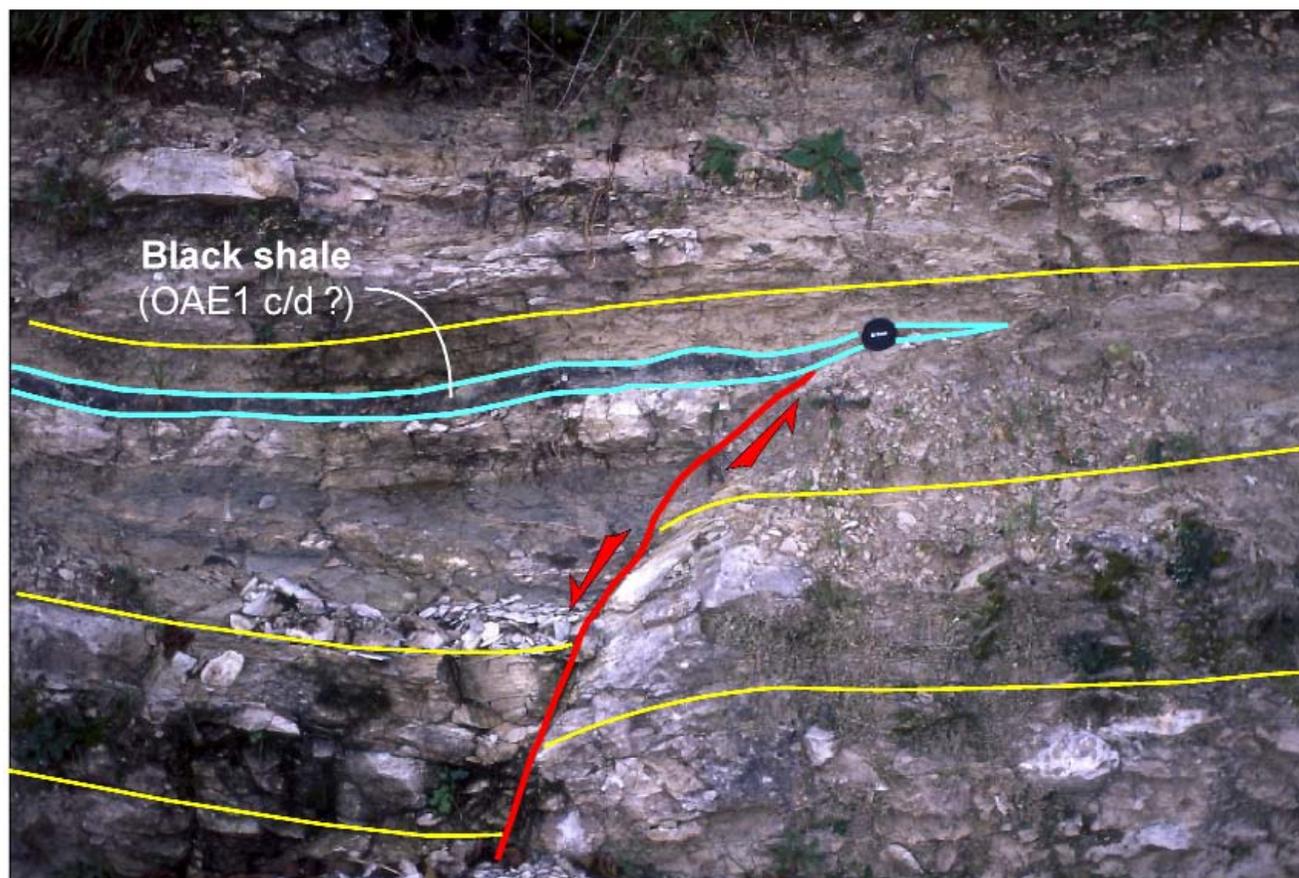


Fig. 72 - Evidenze di instabilità paleoambientale e paleotettonica durante il Cretacico inferiore (Aptiano inferiore p.p.-Albiano superiore p.p.). Faglia diretta di crescita suturata da un sottile livello di *black shale* in prossimità del tetto dei Calcari di Mattinata (Monte S. Angelo, adiacenze della Grotta di S. Michele, Albiano superiore).



A Sud della Montagna degli Angeli fiancheggiamo il margine bioclastico annegato della sequenza omonima; le facies relative (comunque male affioranti) non sono visibili dalla strada, ma sono caratterizzate con alcune figure inserite in questa parte della guida (Figg. 73-77).

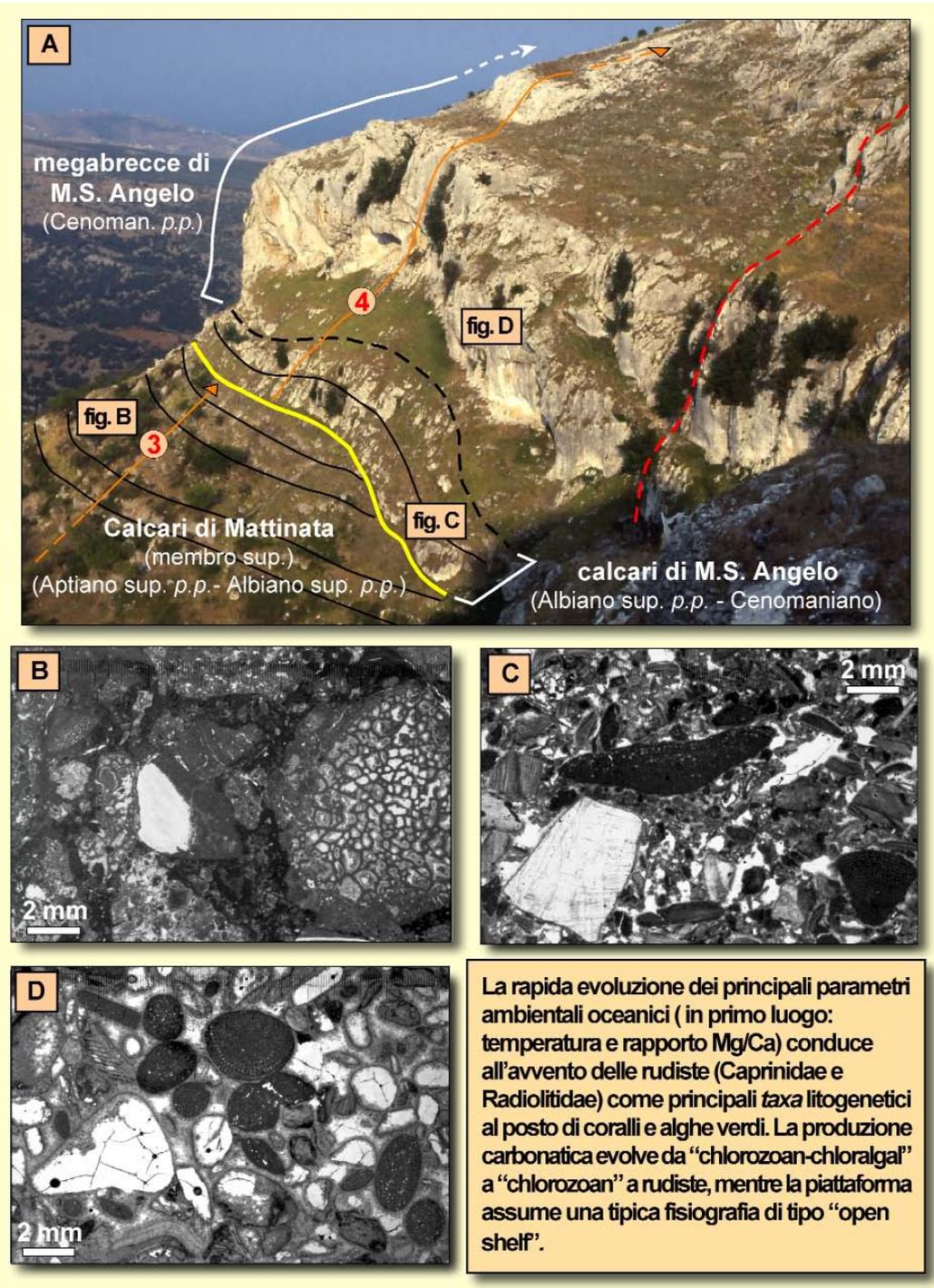
Fig. 73 - Il limite Albiano-Cenomaniano: collasso paleoceanografico e riorganizzazione di produttività e architettura stratigrafica del sistema carbonatico apulo.

A: Panorama dei clinoforni dell'Albiano superiore-Cenomaniano inferiore nell'area di Monte S. Angelo (cfr. Stop 2 e Fig. 6). Il limite di sequenza erosionale (linea gialla) separa la sequenza della Valle Carbonara (3) (successione di tipo "chlorozoan-chloralgal") da quella fortemente progradante di Vico del Gargano (4) (successione di tipo "chlorozoan" dominato da rudiste) (modificato da Graziano, 1994). B-D: Principali litofacies rappresentative dei sedimenti neritici rimaneggiati nelle due sequenze investigate.

B: *rudstone* lito-bioclastico in matrice di tipo packstone detritico; sono evidenti frammenti di idrozoi/stromatoporoidi, orbitoline e lamellibranchi (Calcarei di Mattinata, membro superiore);

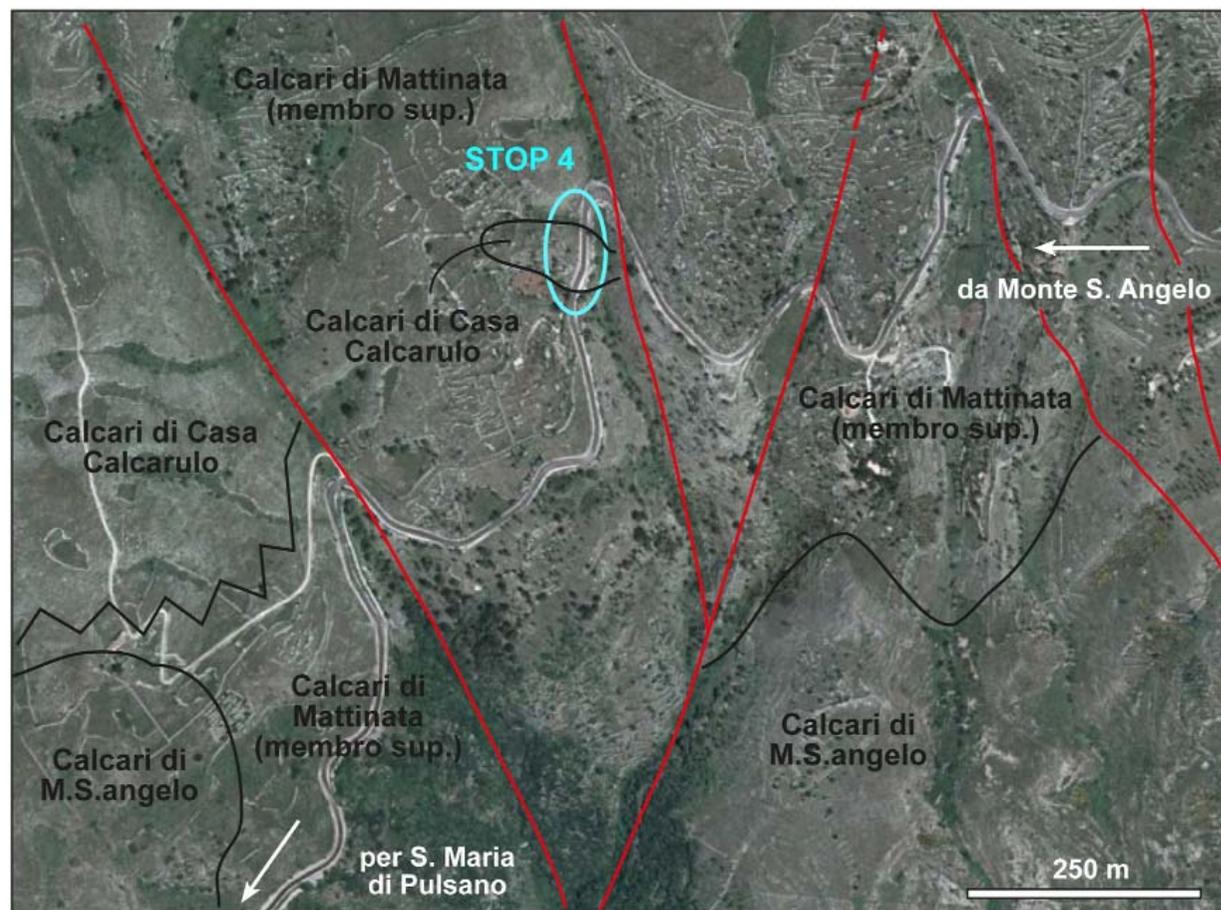
C: *grainstone-rudstone* bioclastico a rudiste (Radiolitidi) e orbitoline (calcarei di Monte S. Angelo; cfr. Figg. 66C-D);

D: *rudstone* bioclastico a rudiste (Caprinidi e Radiolitidi) e orbitoline da un intraclasto di provenienza marginale (*sand waves*) caratterizzato da un'elevata porosità ascrivibile a dissoluzione precoce dei frammenti di Caprinidae in ambienti diagenetici freatici di acqua dolce (megabrecce di M. S. Angelo, Cenomaniano inferiore).





Sempre in corrispondenza del versante meridionale della Montagna degli Angeli è osservabile la terminazione verso il margine della piattaforma della lingua di Marne a Fucoidi che separa i due membri dei Calcari di Mattinata. Moderne analisi paleontologiche e biostratigrafiche hanno consentito di riconoscere numerose specie di rudiste (alcune di nuova istituzione) nelle successioni di scarpata aptiane e albiane affioranti nell'area attraversata dal percorso per lo Stop 4 (vedi Masse, 1992; Masse & Gallo Maresca, 1997; Masse et al., 1997).



Lungo il percorso si osserva una bella vista del Golfo di Manfredonia su una quinta scenografica di dorsali e valli profonde intagliate nella successione di scarpata del Cretacico superiore (calcari e megabrecce di M. S. Angelo e, verso l'alto, Calcari di Monte Acuto).

Fig. 74 - Schema geologico semplificato su foto aerea dell'area di Casa Calcarulo e indicazione dello Stop 4 (faglie in rosso; limiti delle unità litostatigrafiche in nero; semplificato da Graziano, 1994).

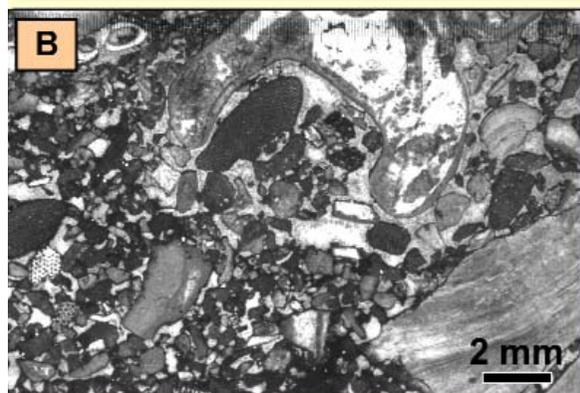
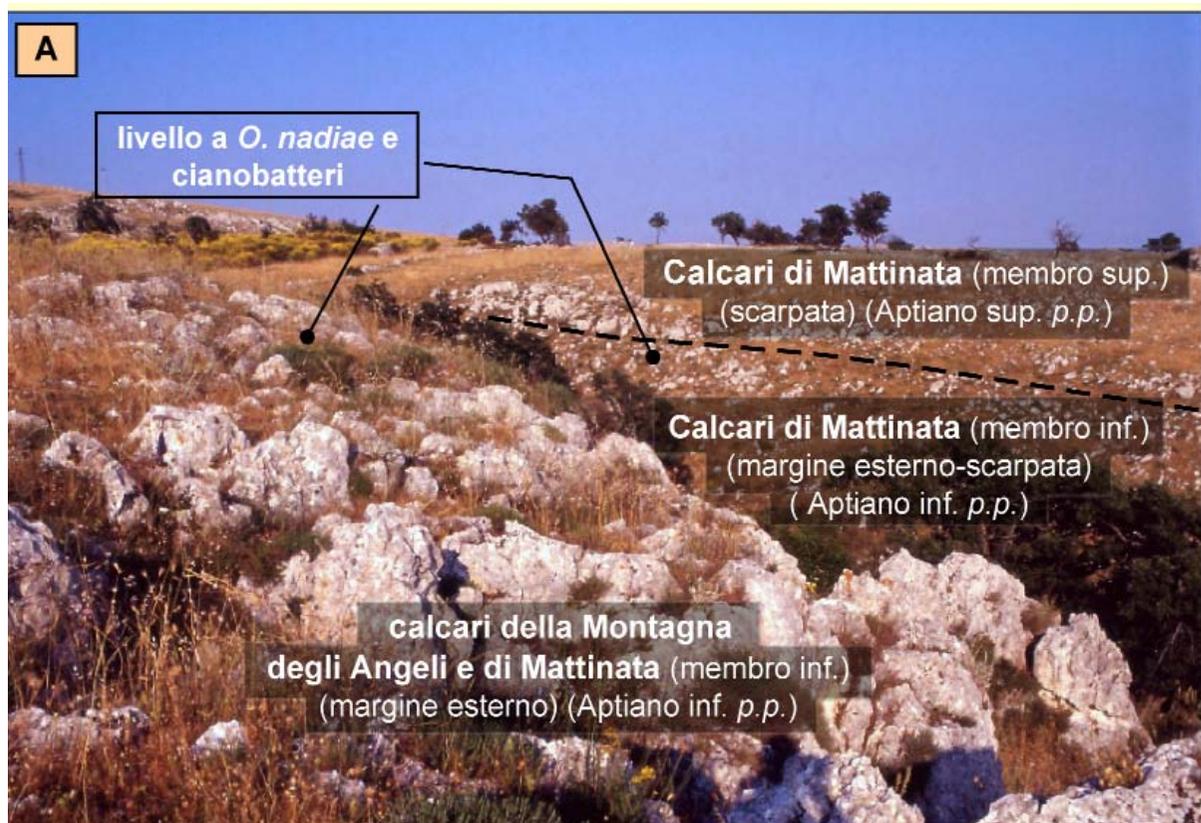


Fig. 75 - Il complesso marginale "leeward" in facies urgoniana della Montagna degli Angeli e il livello di annegamento a *Orbirhynchia nadiae* e cianobatteri.

A: Contatto stratigrafico tra le facies del complesso marginale bioclastico urgoniano (transizione margine esterno-scarpata prossimale) dell'Aptiano inferiore p.p. (calcari della Montagna degli Angeli) e le eteropiche facies biodetritiche di scarpata superiore (Calcari di Mattinata, membro inferiore) (loc.: versante meridionale della Montagna degli Angeli). L'affioramento è posto in corrispondenza del livello di annegamento a brachiopodi e cianobatteri che si correla in bacino all'evento anossico oceanico Selli e in piattaforma interna ai livelli a Ostree posti alla base del membro a Ostree e Requenie dei Calcari di Bari (Stop 1). L'affioramento è chiuso da bancate massive di breccie litiche, con frequenti elementi provenienti dal margine dell'Aptiano inferiore, in una matrice bioclastica a Chaetetidi, Chondrodonta ed Echinidi.

B-C: Microfacies caratteristiche dei calcari della Montagna degli Angeli.

B: *grainstone-rudstone* bioclastico in facies marginale con un'associazione diversificata a rudiste (requienidi), orbitoline e alghe verdi dasicladacee. Si evidenziano sottili croste di cementi isopaci precoci.

C: *grainstone-rudstone* bioclastico ad alghe verdi dasicladacee (*Triploporella* aff. *marsicana*), gasteropodi, rudiste (requienidi) e foraminiferi bentonici.

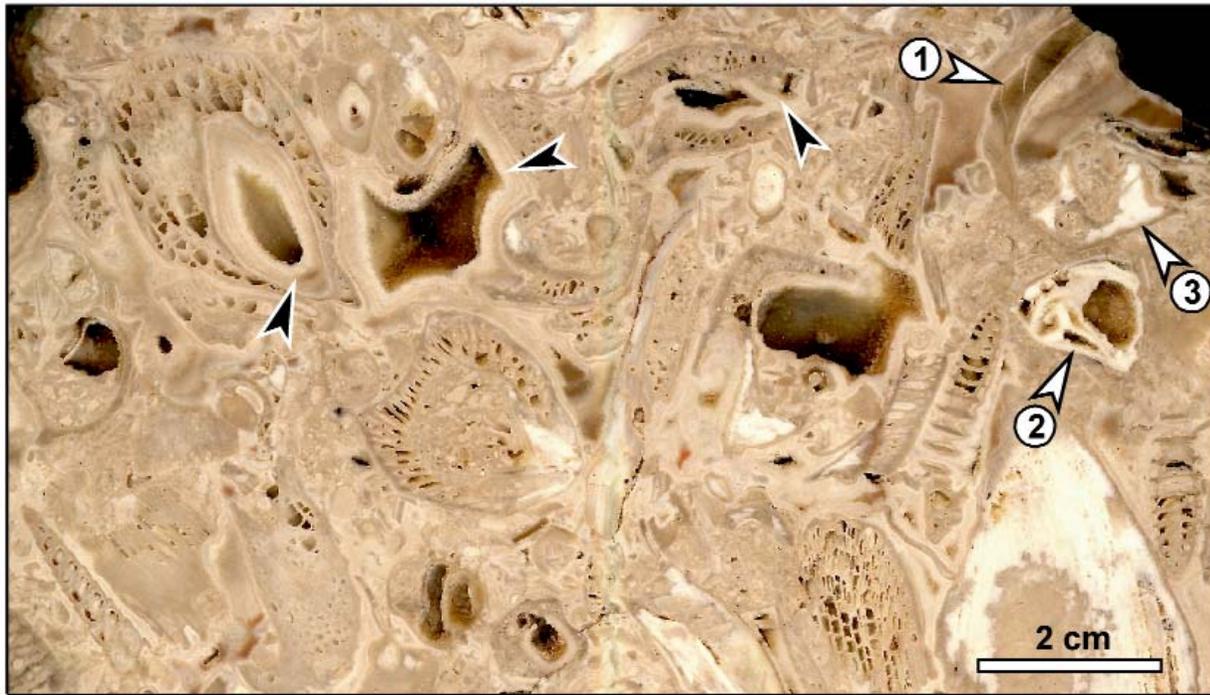


Fig. 76 - Slab levigato da una biostroma a rudiste, per lo più di tipo recumbent, e gasteropodi turricolati del Bedouliano medio (Aptiano inferiore; calcari della Montagna degli Angeli). Abbondanti valve di Caprinidae (*Offneria murgensis* Masse) e conchiglie di nerineidi sono immersi in un detrito bioclastico grossolano con orbitolinidi (*Praeorbitolina cormy* Schroeder). Sono presenti nell'associazione a rudiste anche probabili frammenti di requienidi di grandi dimensioni **(1)** e *Oedomyophorus* Skelton **(2)**, oltre a *Himeralites* **(3)**. Numerose cavità sia extra- che intra-scheletriche sono parzialmente occluse da frange isopache di cementi precoci (frecche nere).

Lo Stop 4 è particolarmente interessante per l'analisi di uno dei pochi affioramenti del Cretacico inferiore riferibili con sicurezza a facies di margine di piattaforma dell'intero Promontorio del Gargano. Più in particolare, lo Stop è finalizzato all'osservazione delle facies albiane biocostruite sulla cresta del blocco basculato di *half graben* durante la fase tettonica estensionale sinsedimentaria che ha interessato la Piattaforma Apula (calcari di Casa Calcarulo, Fig. 78). Esso è funzionale anche allo studio delle associazioni biotiche marginali instaurate a seguito dell'evento paleoceanografico Selli e dei relativi stravolgimenti paleoecologici (cfr. Graziano, 1999, 2003; Graziano & Ruggiero Taddei, 2008).



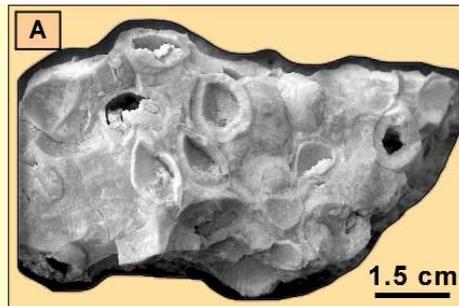
Fig. 77 - Biofacies del livello di anegamento dell'Aptiano inferiore p.p. rilevato al top dei depositi urgoniani marginali dei calcari della Montagna degli Angeli (da Graziano & Ruggero Taddei, 2008; Motchurova-Dekova et al., 2009).

A: *Coquina* del brachiopodo *Orbirhynchia nadiae*; l'accumulo primario di conchiglie articolate, con presenza di forme juvenili e adulte, è immerso in una abbondante matrice microbialitica (Figg. 77B-D).

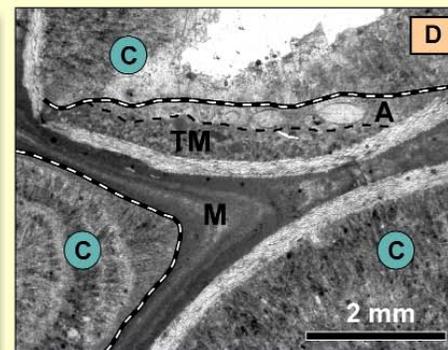
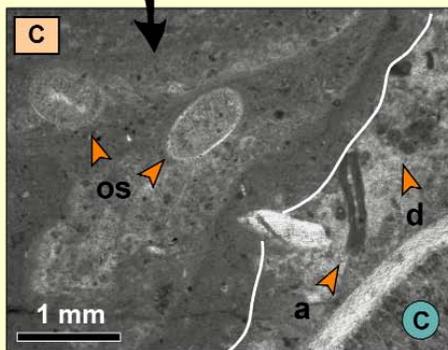
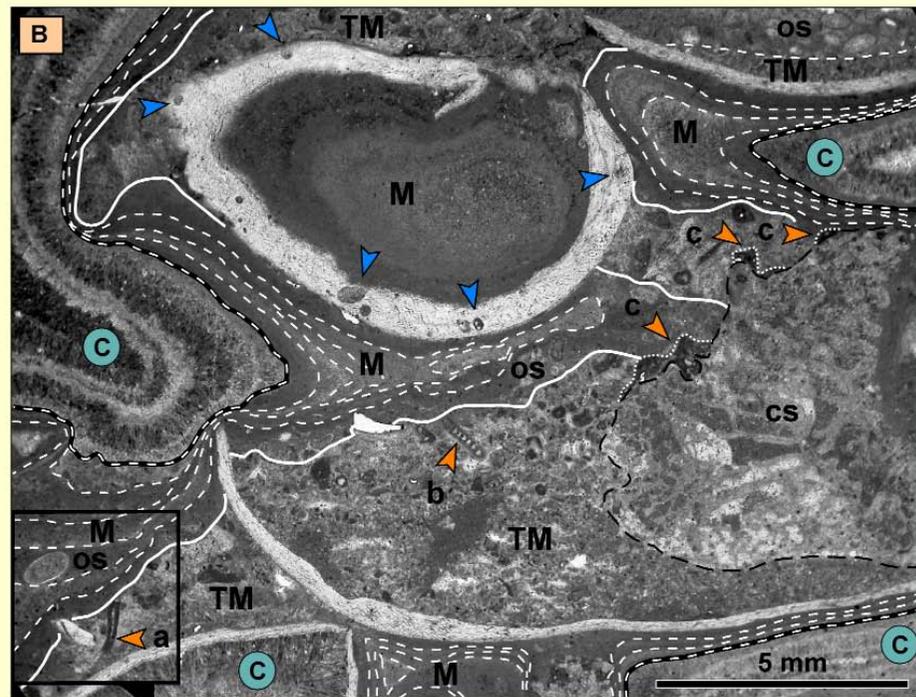
B: *Floatstone* a *O. nadiae* in una matrice *wackestone-packstone* peloidale con un chiaro *fabric* trombolitico (TM); i brachiopodi sono talora bioerosi (policheti?) (frecche azzurre). Spesse frange di croste micritiche con una tessitura a cavolfiore (M, linee bianche tratteggiate) indotte da comunità microbialitiche bordano le cavità (le linee bianche in grassetto indicano il contatto di accrezione tra M e TM). Frange di cementi calcitici precoci con cristalli torbidi aciculari (C) hanno occluso parzialmente le cavità (linee tratteggiate bianche e nere). a: *Tubiphytes*; b: foraminiferi bentonici uniseriati; c: foraminiferi incrostanti; cs: spugna calcarea (Chetetide) evidenziata da linea nera tratteggiata; os: ostracodi.

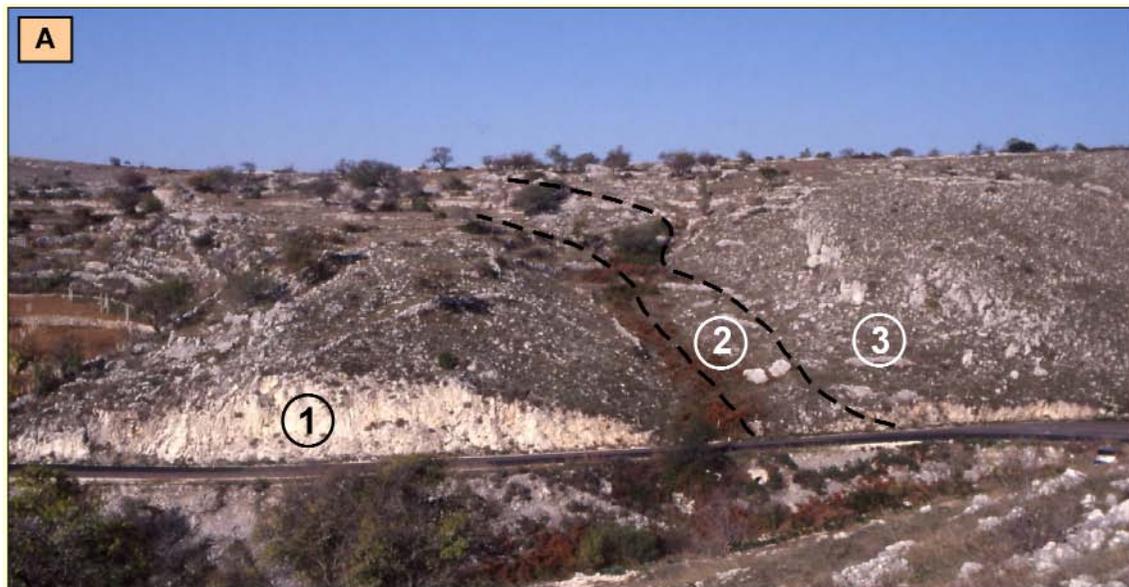
C: Ingrandimento delle croste microbialitiche contenenti ostracodi (os); sono evidenti tipici tromboliti sia nelle croste micritiche con *fabric* di tipo *clotted* che nella matrice peloidale. a: *Tubiphytes*; d: *clots* ben definiti.

D: Ingrandimento dello strato secondario della conchiglia di *O. nadiae* e del sedimento interno. Un deposito precoce di *wackestone-packstone* microbialitico (TM) è coperto (linea tratteggiata nera) da automicrite (A).



Il taxon "disastro" *O. nadiae* e la peculiare associazione di cianobatteri, echinidi, crinoidi, spugne chetetidi, foraminiferi incrostanti e ostracodi suggeriscono che ambienti eutrofici e possibilmente alcalini si svilupparono in connessione del Livello Selli favorendo lo sviluppo di organismi sospensivori e generalisti di tipo "r-mode". Di fatto, tale associazione di anegamento sostituisce quella "chloralgal" precedente (vedi Fig.)





Patch reefs localizzati si svilupparono sulla cresta di un blocco ruotato di half-graben durante l'evoluzione tettonica del margine (vedi Fig. 7). Le associazioni biotiche sono dominate da Chondrodonta, spugne calcaree (chaetetidi), coralli e rudiste (radiolitidi) che mostrano una tipica biozonazione, nell'ordine, dalle zone più profonde verso quelle protette di retromargine.

Fig. 78 - I calcari di Casa Calcarulo: il margine biocostruito durante la crisi tettonica e ambientale del Cretacico inferiore (Aptiano inferiore p.p.- Albiano superiore p.p.).

A: Affioramento di una biocostruzione organogena albiana (1) e delle relative facies di perimargine (2) (calcari di Casa Calcarulo) che passano lateralmente e verso l'alto a depositi intraclastici e litoclastici grossolani di scarpata superiore (3) (transizione tra i Calcari di Mattinata - membro superiore - e le megabrecce di Posta Manganaro) (semplificato da Graziano, 1994).

B: *slab* levigato che mette in evidenza le spesse frange di cementi precoci che orlano una impalcatura organogena quasi completamente ricristallizzata. Alcune delle cavità residue sono parzialmente riempite da sedimento interno a grana fine (frece verdi) privo di fossili. Scala in cm.

C: Spugna calcarea (chaetetide) in posizione di crescita all'interno del "buildup" organogeno (unità 1 in fig. A).



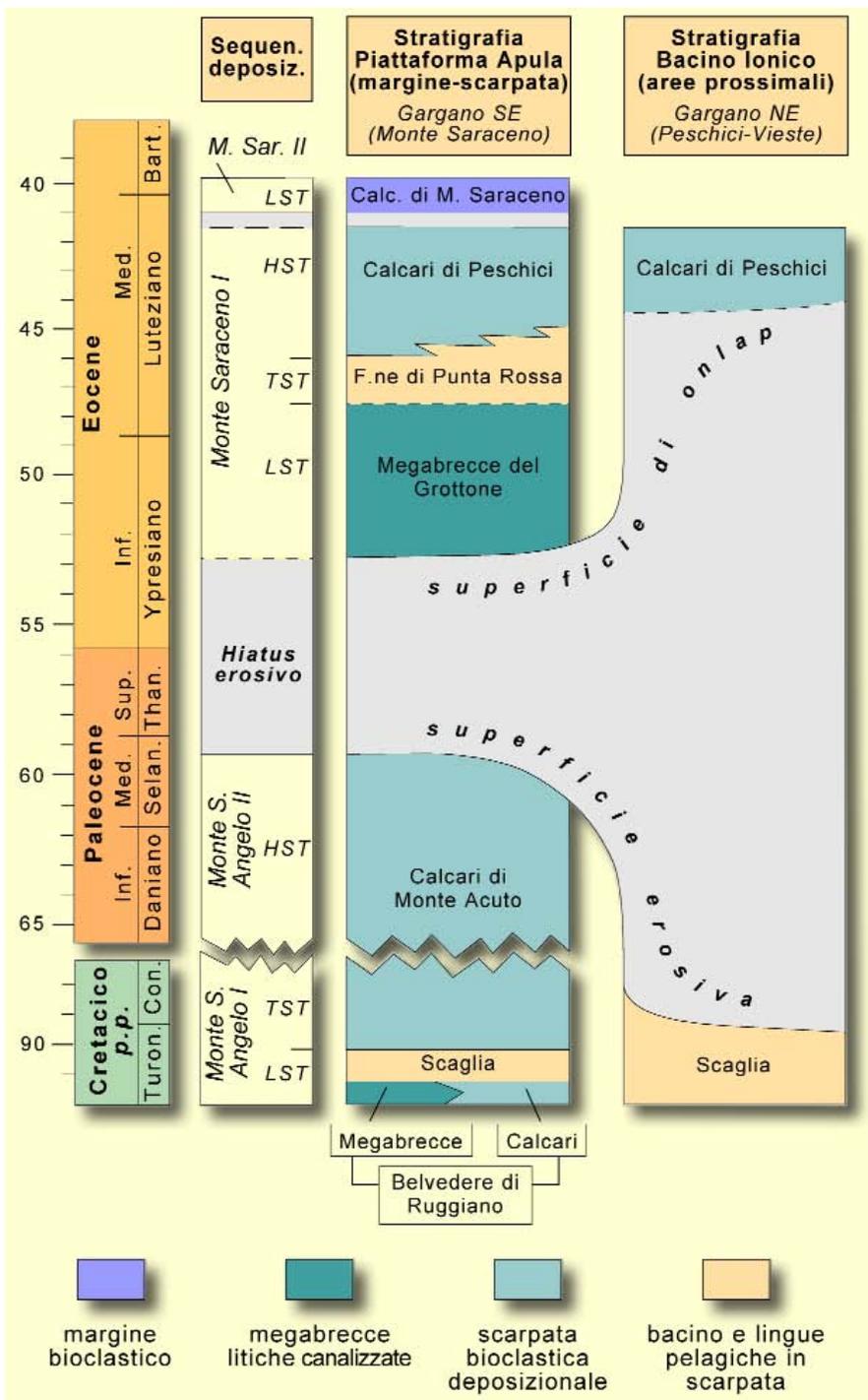
La sequenza eocenica di Monte Saraceno nella località tipo

La sequenza eocenica è formata alla base da un corpo di megabrecce massive e litiche, costituente un corpo lentiforme spesso fino a circa 50 metri, (megabrecce del Grottone) i cui litoclasti derivano per lo più dall'erosione della scarpata del Cretacico superiore e del Paleocene p.p. (Calcari di M. Acuto), con locali contributi di *boundstone* a coralli e calcari ad alveoline. L'età della megabreccia del Grottone è compresa tra il Selandiano-Thaneliano p.p. (biozona a *Globanomalina pseudomenardii* osservata al top dei sottostanti calcari di M. Acuto; Graziano, 1994) e il Luteziano p.p. (biozona a *Turborotalia possagnoensis* rinvenuta nella sovrastante f.ne di Punta Rossa; Bosellini et al., 2000 - Fig. 4. È utile evidenziare che questi Autori propendono per una diversa attribuzione stratigrafica del limite inferiore delle megabrecce).

La megabreccia del Grottone costituisce il *lowstand systems tract* della sequenza cui seguono circa 20 m di calcareniti torbiditiche a nummuliti e pelagiti a foraminiferi planctonici organizzate in un *trend* di tipo *fining and thinning upward*. Questo intervallo passa verso l'alto e lateralmente ad alcune decine di metri di pelagiti in facies di bacino prossimale caratterizzate da numerose superfici di troncatura erosiva (*slide scar*) (f.ne di Punta Rossa - *transgressive system tract*). La porzione superiore di quest'ultima unità viene sostituita in *downlap* da calcareniti grossolane bioclastiche ricchissime in nummuliti (*N. meneghinii*) e discocycline, con quantità accessorie di frammenti di lamellibranchi, gasteropodi, echinidi e alghe rosse (fm. dei calcari a nummuliti di Peschici) organizzate in un chiaro sistema di scarpata progradante (Stop 5; Figg. 79-81).



Fig. 79 - Schema geologico semplificato su foto aerea dell'area di M. Saraceno-Punta Rossa e indicazione degli Stop 5A-B.



Localmente, ma solo nell'area tipo, i clinoforni passano verso l'alto a esigui lembi, spessi circa una quindicina di metri, di calcari massivi in giacitura suborizzontale, gremiti di grosse nummulitidi (tra cui *Nummulites beaumonti*, *N. gizehensis* e *N. meneghinii*) con lamellibranchi e coralli in facies di margine-perimargine (f.ne di M. Saraceno - cfr. Bosellini et al., 1993, 1999; Bosellini & Neri, 1995; Matteucci et al., questa guida). L'unità marginale mostra geometrie assimilabili ad un *lowstand shelf edge*, legato ad una regressione forzata del Luteziano terminale, tale da individuare con buona probabilità una ulteriore sequenza deposizionale (Figg. 4, 80 e 81).

È interessante notare che la sequenza deposizionale eocenica nel suo complesso si poggia in "onlap" contro i fianchi erosi e tiltati della piattaforma del Cretacico superiore-Paleocene superiore (sequenza di Monte S. Angelo 2), mentre nell'area di Peschici-Vieste i sedimenti di scarpata della sequenza (fm. dei calcari a nummulitidi di Peschici) poggiano con una discordanza più marcata direttamente sui livelli bacinali della Scaglia che Pavan &

Fig. 80 - Schema stratigrafico della successione eocenica del Gargano (aree di M. Saraceno e Peschici-Vieste). Si noti la riduzione dell'estensione della lacuna principale verso la piattaforma e l'esistenza di una possibile, ulteriore sequenza seposizionale nel Luteziano terminale-Bartoniano p.p. (?) (vedi Fig. 81).

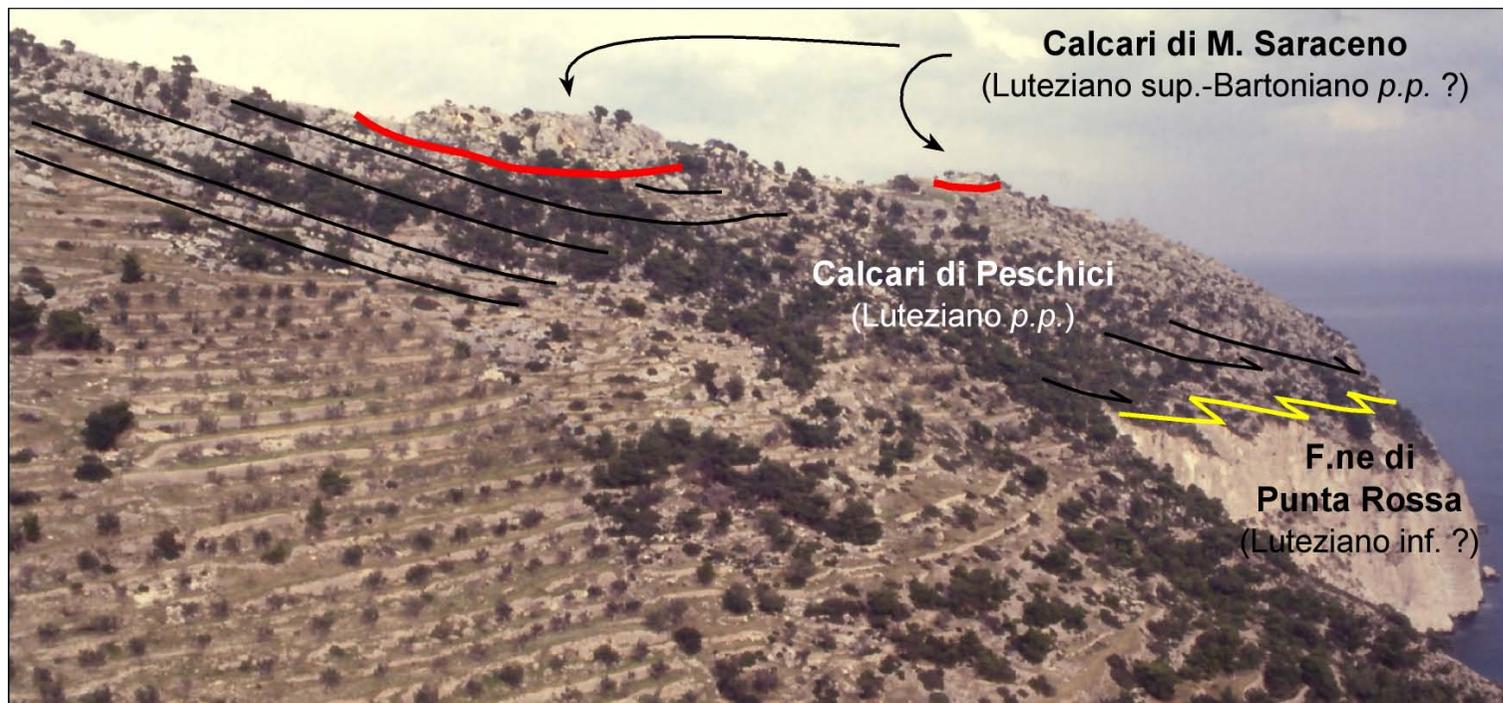


Fig. 81 - Foto-panorama della sequenza eocenica di M.Saraceno e dei soprastanti depositi neritici della formazione omonima (limite in rosso). I clinoforni a composizione bioclastica (evidenziati da linee nere) mostrano un evidente appoggio in *downlap* (linea gialla) sui sottostanti depositi in facies di bacino/piede di scarpata. Il chiaro e marcato *trend* progradazionale suggerisce una elevata produttività della contigua fattoria carbonatica.

Pirini (1965) e Bosellini et al. (1993) hanno datato al Turoniano superiore-Coniaciano inferiore (sequenza di Monte S. Angelo 1; Figg. 4 e 13). L'*unconformity* alla base della sequenza appare legata ad una importante fase tettonica del Paleocene superiore legata, tra l'altro, alla messa in posto delle subvulcaniti alcaline intraplacca delle Pietre Nere (Graziano, 1994 - vedi Cenni sull'assetto geologico-stratigrafico). Tale fase è presumibilmente in relazione anche alla emersione della Piattaforma Apula osservata nel Gargano da Matteucci & Pignatti (1991) in base al rinvenimento di "black pebbles" ed estese colonizzazioni di *Microcodium* nei depositi rimaneggiati in facies di scogliera a *Pseudolithothamnium album* del Thanetiano inferiore. Il *trend* emersivo documentato nel Gargano sembra costituire l'evidenza locale di un ben più ampio scenario documentato in chiave regionale (Pignatti, 1994).



STOP 5 (M. Saraceno e Punta Rossa): La transizione eocenica margine-bacino del Gargano meridionale

- **Stop 5A** - Visione d'insieme e analisi dell'architettura stratigrafica della sequenza affiorante tra M. Saraceno e Punta Rossa
- **Stop 5B** - Analisi sedimentologica e paleontologica delle facies di scarpata (formazione dei calcari a nummuliti di Peschici) e di piattaforma-margine (formazione di M. Saraceno).

Trasferimento verso M. Saraceno e inquadramento dello Stop 5

Lasciata Via Pulsano costeggiamo l'abitato di Monte S. Angelo con i suoi affioramenti di megabrecce intraclastiche cenomaniane e turoniane. Il rione Junno, con le sue caratteristiche costruzioni a schiera medievali ci accompagna per alcune centinaia di metri. Proseguiamo verso Sud lungo la SP55 attraversando gran parte della successione di scarpata del Cretacico superiore splendidamente esposta (Calcari di Monte Acuto). La totalità delle facies è composta quasi esclusivamente da frammenti bioclastici di rudiste anche grossolani (prevalentemente radiolitidi) a formare un *apron* con le sue caratteristiche facies canalizzate e da *debris flow* organizzate in cicli di tipo *fining and coarsening upward* di spessore per lo più decametrico (Fig. 8). Sottili intervalli pelagici si intercalano nella porzione di successione sottostante una lingua di tipo Scaglia potente non più di 50 m che si interdigita profondamente nelle facies di scarpata. La sedimentologia e la biostratigrafia di dettaglio dei Calcari di Monte Acuto sono state studiate in numerosi lavori recenti (Borgomano & Philip, 1987; Neri, 1993; Graziano, 1994; Bosellini et al., 1993a, b). Raggiunta la Piana di Macchia imbocchiamo la Strada Statale 89 per Mattinata; sulla nostra sinistra affiorano ancora i Calcari di M. Acuto del Cretacico superiore, ma giunti in prossimità del km 151.500, poco oltre il bivio per M. Saraceno, si osservano i livelli paleocenici dell'unità sottostanti le megabrecce del Grottone, formazione basale della sequenza eocenica di M. Saraceno. Da questo punto, e fino agli Stop 5A/B, sono presenti in affioramento i depositi bioclastici di scarpata a macroforaminiferi della formazione dei calcari a nummuliti di Peschici.

Dallo Stop 5A è possibile osservare con chiarezza l'architettura deposizionale della sequenza eocenica nel suo complesso inquadrando in maniera precisa il contesto stratigrafico degli affioramenti relativi allo Stop 5B, costituiti dalle biofacies rimaneggiate nei clinoforni luteziani (Fig. 82).

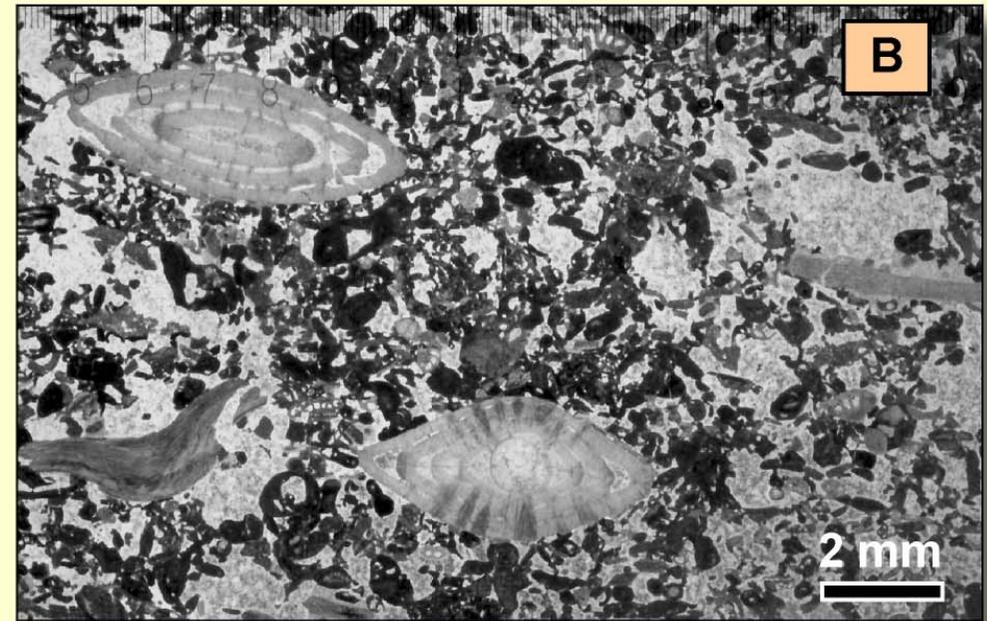
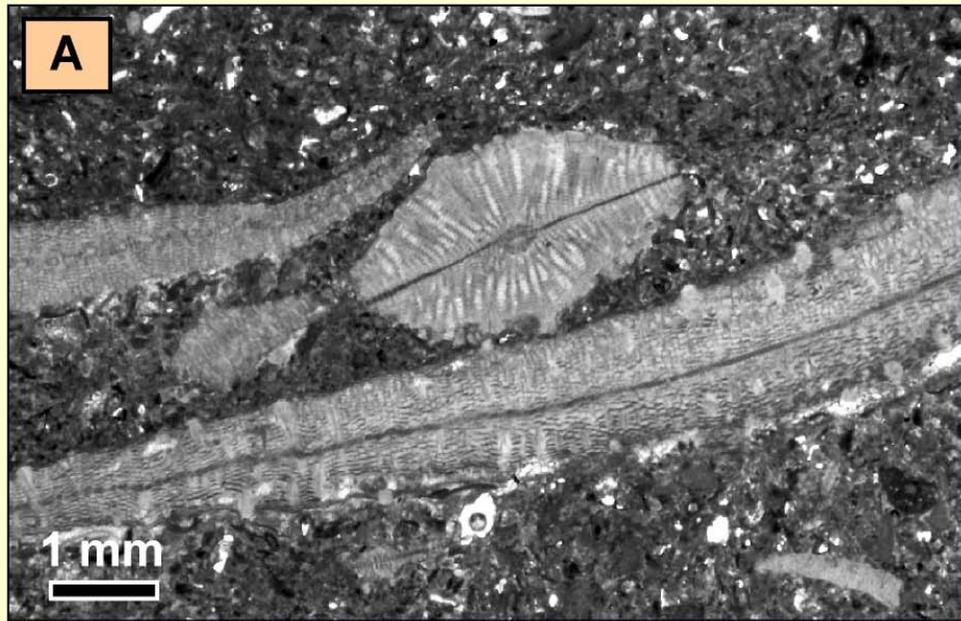


Fig. 82 - Microfacies del complesso progradante di età luteziana nell'area di Monte Saraceno. **A:** *packstone* fossilifero a *Discocyclusina* (fm. dei calcari a nummuliti di Peschici) in prossimità del passaggio inconforme con i sovrastanti banchi organogeni neritici (calcari di M. Saraceno); **B:** *grainstone* biodetritico a *Nummulites*, frammenti di echinidi, lamellibranchi (ostreidi ?) e alghe rosse (fm. dei calcari a nummuliti di Peschici) in prossimità del piano di *downlap* dei clinoforni sulle pelagiti della f.ne di Punta Rossa.

Un ulteriore Stop in corrispondenza della cima di q. 240 m consente di analizzare il passaggio netto ai banchi neritici massivi con nummuliti di grosse dimensioni associate a coralli, echinidi e lamellibranchi della formazione di Monte Saraceno nell'area tipo (Matteucci et al., questa guida). Le relazioni geometriche complessive di questa unità e il significato delle sue facies suggeriscono la presenza di un corpo deposizionale di tipo *autochthonous lowstand wedge* in rapporti di netta discontinuità stratigrafica sui sottostanti clinoforni della fm. dei calcari a nummuliti di Peschici.

Moderne analisi sedimentologiche e biostratigrafiche sulla sequenza di M. Saraceno sono state compiute da Ferioli (1991), Matteucci & Pignatti (1991), Bosellini et al. (1993), Graziano (1994), Pignatti (1994) e Bosellini & Neri (1995 - vedi anche Matteucci et al., questa guida). Più recentemente, Adams et al. (2002) hanno utilizzato la successione di M. Saraceno per studiare la relazione esistente tra l'inclinazione dei clinoforni e le tessiture dei sedimenti costituenti.



STOP 6: Guida alle facies a macroforaminiferi del Paleocene-Eocene: gli affioramenti rappresentativi del Gargano meridionale

a cura di Ruggero Matteucci, Johannes Pignatti, Massimo Di Carlo & Michela Ragusa

- **Stop 6A** - Strada panoramica "Garganica vecchia", km 152,5-151,5.

Lungo la strada panoramica "Garganica vecchia" che collega Mattinata a Manfredonia si osserva il contatto tra i Calcari di Monte Acuto e la megabreccia del Grottone, esposta per un ampio tratto. La megabreccia, a base marcatamente erosiva, con geometria cuneiforme e di spessore variabile fino a un massimo di 50-60 m, consta di corpi canalizzati e poggia sui Calcari di Monte Acuto e, localmente, su emipelagiti riferite alla zona a *M. trinidadensis* da Bosellini et al. (1993a). La colonizzazione di questi clasti paleocenici da parte di *Microcodium* suggerisce una o più fasi emersive anteriori all'ingente erosione dei depositi neritici selandiano-thanetiani, documentata anche nel settore settentrionale del Gargano (Peschici-Vieste). Verso l'alto la megabreccia è caratterizzata da matrice più fine e in parte meno cementata, in cui sono abbondanti nummuliti e discocycline luteziani.

Nella megabreccia sono riconoscibili clasti di facies ed età diversa (Cretacico, Paleocene ed Eocene Inferiore). Tra i clasti cretacici si rinvencono *packstones* e *floatstones* del Maastrichtiano con microfaune rappresentate da *Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus macroporus*, *Hellenocyclina beotica*, *Orbitoides* sp., rotaliidi e rari foraminiferi planktonici (Fig. 83). I clasti riferibili al Paleocene medio e superiore (Selandiano e Thanetiano; SBZ2 e SBZ3 di Serra-Kiel et al., 1998), caratterizzati dalla diffusa presenza di alghe (*Polystrata alba*, alghe corallinacee, dasycladali) e celenterati, sono ricchi in *Globoflarina sphaeroidea*, *Glomalveolina primaeva*, *Idalina sinjarica*, *Fallotella alavensis*, *Planorbulina cretae*, *Stomatorbina binkhorsti*, *Miscellanea*, *Daviesina*, "Plumokathina", *Discocyclina* e *Orbitoclypeus*. Nelle porzioni superiori della megabreccia compaiono *grainstone* ad alveoline, orbitoliti e, subordinatamente, nummulitidi, tipici del Cuisiano inferiore-medio (SBZ 10-11) e infine nummulitidi e discocyclinidi, in parte come esemplari sciolti, del Luteziano (SBZ 15-16).

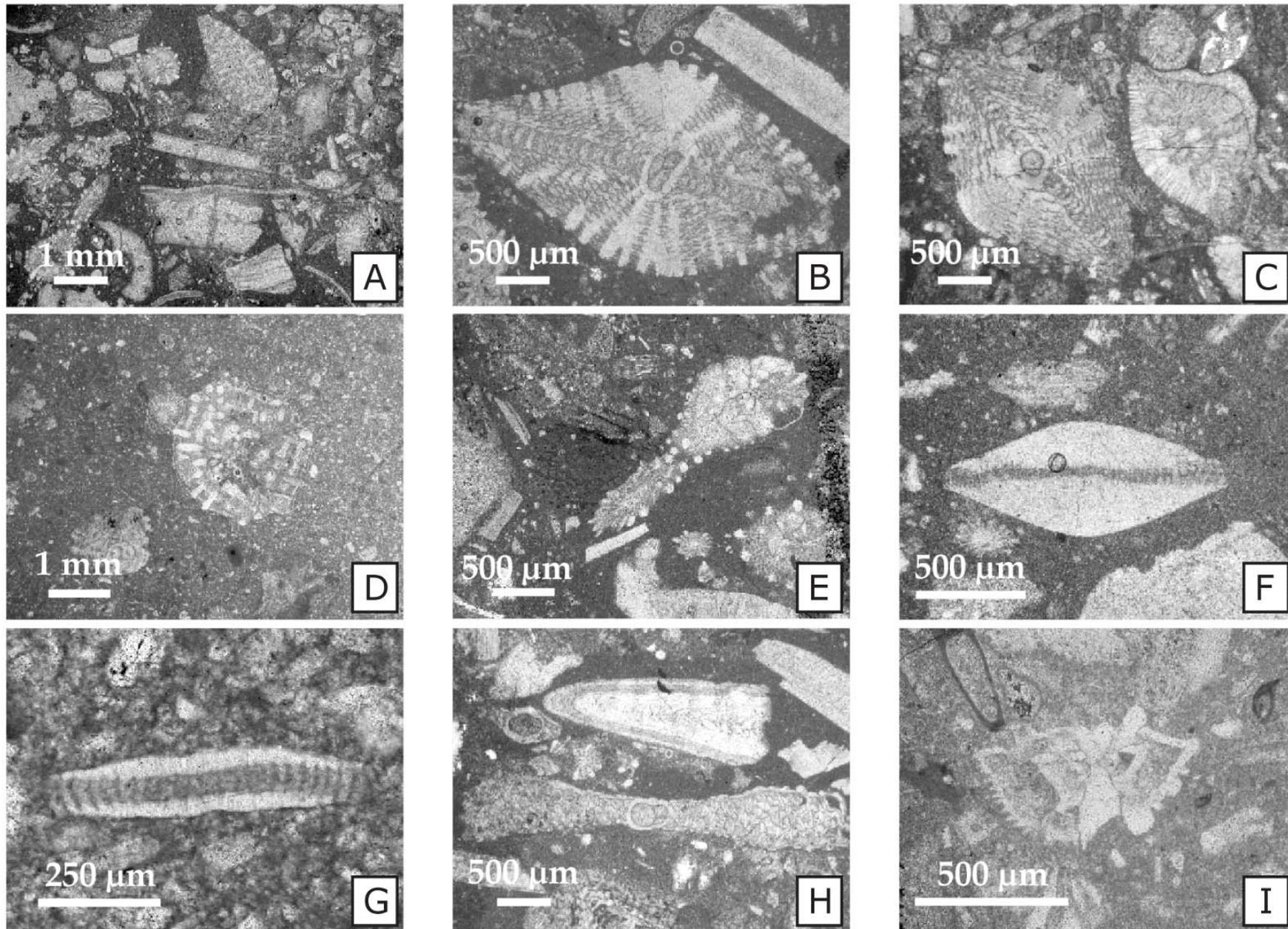


Fig. 83 – Macroforaminiferi maastrichtiani da clasti della megabreccia del Grottone. **A)** packstone a macroforaminiferi; **B, C)** *Orbitoides* sp.; **D, E)** *Siderolites* cf. *calcitrapoides* Lamarck, 1801; **F, G)** *Hellenocyclina beotica* Reichel, 1949; **H)** *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck, 1816); **I)** Rotaliidae indet.



- **STOP6B** - Strada panoramica "Garganica vecchia", km 149,63 (Bivio La Cavola).

Il complesso sommitale della successione (calcari di Monte Saraceno) è articolato in più facies, che si succedono dal basso verso l'alto gradualmente o con interdigitazioni (a grandi discocyclinidi piatti; a *Schizaster*; a gasteropodi e foraminiferi epifiti; a grandi nummulitidi del gruppo di *N. perforatus*; a coralli isolati e coloniali). I calcari sono generalmente costituiti da *grainstones* e *packstones* poco sciacquati, con una componente micritica relativamente abbondante, poco cementatati e ad elevato grado di porosità.

La prima facies è caratterizzata dal predominio di grandi discocyclinidi piatte (soprattutto *D. sella*), distribuite in nubi e agglomerati in una matrice sabbiosa fine che contiene anche piccoli nummuliti sparsi, grandi nummulidi piatti insieme a grandi assiline (gruppi di *N. distans-millecaput* e *A. spira* rispettivamente) e foraminiferi planctonici. La seconda facies è distinta dalla presenza, talora ricchezza, di echinidi irregolari, rappresentati da numerose specie di *Schizaster*, accompagnato da *Echinolampas*, e altre forme (Checchia-Rispoli, 1902); prevalgono le forme endobionti di acque poco profonde che tollerano o richiedono sedimenti fini con una significativa componente fangosa. La terza facies è rappresentata da calcareniti grossolane poco o affatto cementate, ricche in gasteropodi e subordinatamente bivalvi, accompagnati da una associazione a foraminiferi epibionti ed epifiti (Miliolidi, *Gypsina moussaviani* Brugnatti & Ungaro, 1987, *Gypsina* sp., ?*Miniacina* sp., ?*Acervulina* sp., *Cibicides* spp., *Eponides* sp., *Discorbis* spp., *Fabiania* sp., *Rotalia* spp., *Pararotalia* spp., *Planulina* spp., *Gyroidinella* sp.), tipica di ambienti alto-subtidali e basso intertidali vegetati. La quarta facies è rappresentata da calcareniti in depositi massivi, con grandi nummulitidi del gruppo di *N. perforatus*, disposti a costituire aggregati molto fitti, caotici o in allineamenti; la ricchezza in gusci, il buon rapporto tra forme A e B e la loro disposizione permettono di avvicinare tali livelli ai "banchi o reefs a nummuliti", quali descritti da Arni nel 1965. La quarta facies è costituita da calcareniti fini a matrice micritica, talora relativamente ben cementate, ricche in coralli coloniali, ma anche a sviluppo individuale. I *mounds* recifali sommitali si appoggiano ai livelli a grandi nummulitidi del gruppo *perforatus* e/o si interdigitano con essi. La prevalenza di forme crostose accompagnate da colonie di tipo ramificato, oltre alla presenza di forme a sviluppo individuale, permettono di ipotizzare una colonizzazione di fondi molli, i cui primi tentativi si rinvengono, sparsi, nei livelli sottostanti lo sviluppo del corpo biocostruito. L'associazione è relativamente differenziata, composta da almeno 17 generi (tra cui, *Stylophora*, *Dendracis*, *Astreophora*, *Cyathoseris*, *Actinacis*, *Goniopora*, *Phyllocoenia*, *Cereiphillia*, *Antiguastraea*, *Leptomussa*, *Michelottiphyllia*, *Ilariosmilia*, *Plocophyllia*, *Wellsia*); essa è confrontabile, per composizione, con analoghe associazioni del Veneto.



Le diverse facies brevemente descritte si possono collegare in uno schema di distribuzione areale condizionato dal "banco" a grandi nummulitidi, vicariato da *patch reefs*, che separa la facies a discocyclinidi piatte, più esterna e profonda (zona oligofotica; 80-100 m) e le facies a *Schizaster* e a foraminiferi epifiti più costiere e più superficiali (zona eufotica; 0-40 m).

A Bivio La Cavola è possibile osservare la successione eocenica di M. Saraceno (formazione della Punta Rossa, calcare di Monte Saraceno) ricchissima di macroforaminiferi soprattutto nella parte sommitale. Più a valle rispetto al bivio, verso la piana di Mattinata, è possibile osservare un canale di erosione intagliato in calcari nummulitici del Luteziano (descritto da Arni & Lanterno, 1976), costituito da un impasto di gusci prevalentemente dei gruppi di *Nummulites gizehensis* e *Nummulites distans-millecaput*, questi ultimi forse in parte riferibili al Cuisiano. Lungo il sentiero che conduce verso Punta Rossa, si osservano soprattutto i calcari a nummuliti del gruppo di *N. perforatus*, accompagnato da nummuliti di piccola taglia (*N. discorbinus*, *N. garganicus*), con *Gypsina mussaviani* e *Fabiania*, subordinati *Discocyclina* e *Orbitoclypeus* e, più

rara, *Alveolina*. Superato un breve tratto lungo il quale l'affioramento è malamente osservabile, si giunge, grosso modo in corrispondenza delle quote più elevate del Monte (quota 260 e 240) a tagli nella roccia che evidenziano la straordinaria concentrazione e la disposizione caotica o a livelli delle forme macro e microsferiche, talora accompagnate da frammenti di bivalvi e di echinidi. I nummuliti sono perfettamente conservati, spesso non riempiti da sedimento e cemento e, al loro interno, mostrano una ricca associazione di foraminiferi incrostanti (*Gypsina*, *Haddonia*) e perforanti (*Sagenina* e *Ramulina*; Fig. 84).

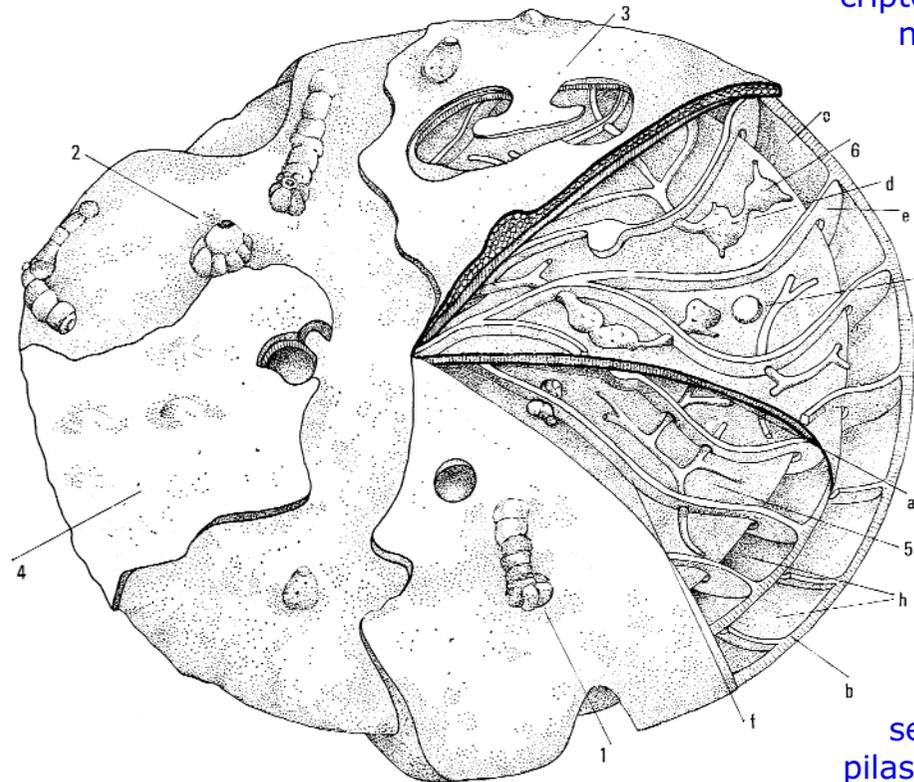


Fig. 84 – Foraminiferi epibionti e criptobionti in un guscio di nummulite, parzialmente decorticato (disegno schematico, da Matteucci, 1978).

- 1) *Haddonia*; 2) *Haddonia* attorno ad una papilla di porifero; 3) *Gypsina*; 4) alga corallinacea; 5) *Sagenina*; 6) *Ramulina*.

Terminologia essenziale: a) lamina spirale; b) corda marginale; c) camera; d) spazio interlaminare; e) setto; f) filetto settale; g) pilastro; h) giri esterni.



In corrispondenza della seconda maggiore elevazione (quota 240), la parte superiore dell'affioramento corrisponde al corpo biocostruito.

È possibile avere una visione panoramica della successione affiorante nella falesia di Monte Saraceno dalla strada panoramica "Garganica vecchia", qualche centinaio di metri a Sud del bivio la Cavola. La falesia mette in evidenza la fitta stratificazione, la presenza di superfici troncate e di discordanze, interpretate come *slump scars* (Bosellini et al., 1999) e l'inclinazione degli strati verso mare (più di 15°), interpretata come clinostratificazione, con pendenze che tendono ad annullarsi verso est (Adams et al., 2002). La visione panoramica del promontorio di Monte Saraceno mostra anche con tutta evidenza il corpo biocostruito sommitale, che si eleva massivo per più di 10-12 m e si estende compatto su un fronte di ca. 50 metri.

STOP 7: Il Museo Di Mattinata

a cura di Eva Sacchi & Umberto Nicosia

Nel cortile del Museo Civico Storico-Archeologico di Mattinata sono conservati tre blocchi con orme di dinosauri. I blocchi furono rinvenuti nell'inverno del 2001 da alcuni amatori locali (L. Di Maggio, V. Savino, A. Wagensommer) sul molo del porticciolo di Mattinata. I blocchi mostrano in totale una trentina di orme di Teropodi di medie dimensioni, conservate sia come controimpronte (Fig. 85) che come vere impronte (Fig. 86).

L'analisi delle strutture sedimentarie ha portato a riconoscere la contiguità di due di essi (Fig. 86).

Pur essendo decontestualizzati, quasi completamente dolomitizzati e privi di una microfauna significativa, l'analisi

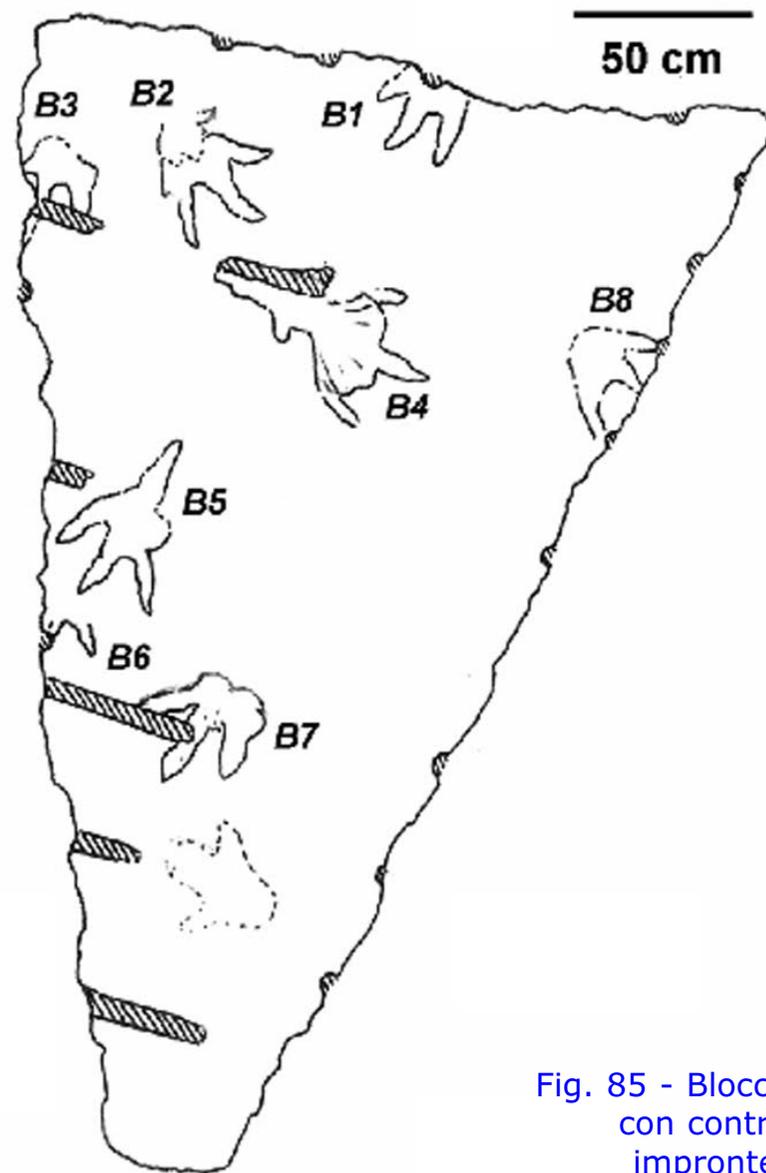
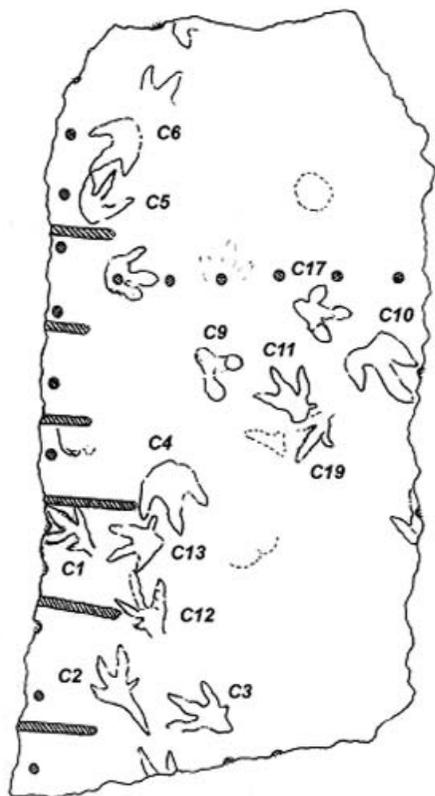


Fig. 85 - Blocco con controimpronte.



sedimentologica ne ha consentito l'attribuzione alla formazione dei calcari di Sannicandro, unità che, nella successione garganica, viene riferita all'intervallo Giurassico finale-Cretacico Inferiore, in eteropia laterale con la più nota fm. di Monte Spigno.

Lo studio icnosistematico ha permesso di riconoscere tre differenti morfotipi (Figg. 85-88). All'interno dello stesso morfotipo sono stati riconosciuti differenti aspetti morfologici riconducibili a variazioni di andatura e al tipo di rapporto tra autopodio e substrato. In alcuni casi le impronte mostrano un aspetto peculiare permettendo di riconoscere variazioni di andatura con irregolarità nell'avanzamento e tracce dell'appoggio a terra dei metatarsali (Conti et al., 2005).

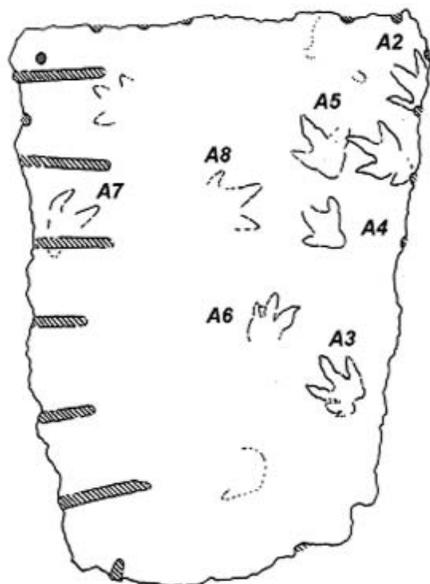


Fig. 86 - Blocchi, originariamente contigui, con impronte.

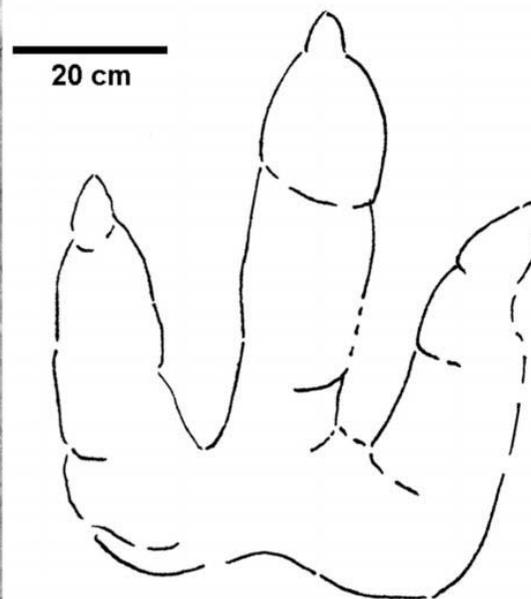
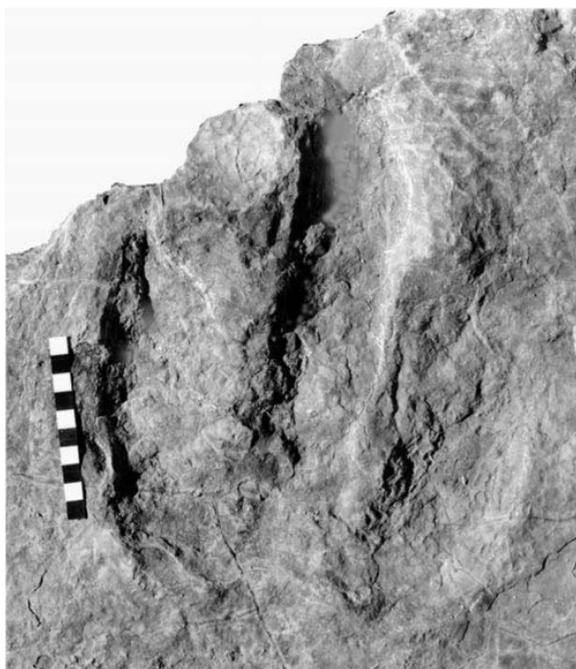
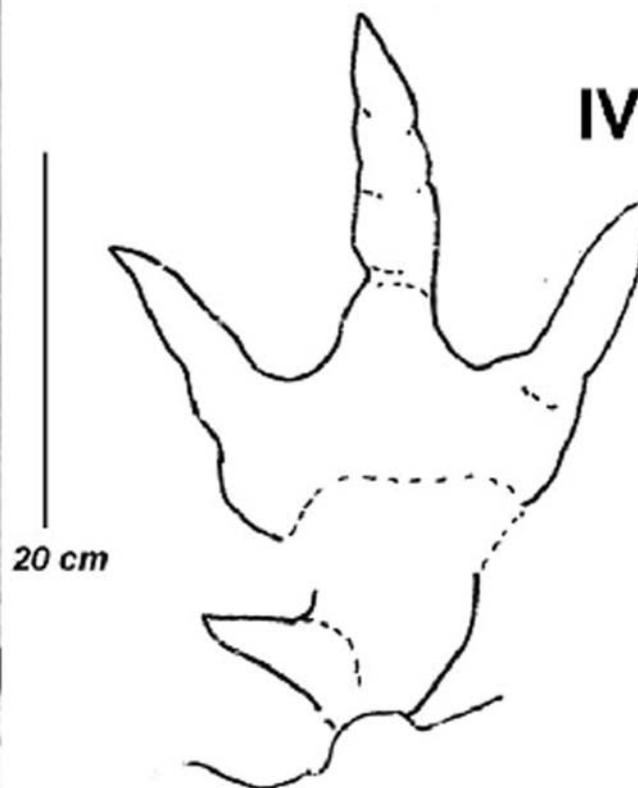


Fig. 87 - Foto e rappresentazione schematica di uno dei morfotipi di Teropode (?*Kayentapus*).



I *trackmaker* erano Teropodi lunghi in media intorno ai 6 metri, in complesso tra i più grandi, se non i più grandi in assoluto, tra quelli individuati in Italia peninsulare, e tutti non molto derivati, come dimostrato dalle frequenti tracce di funzionalità del persistente dito I (Fig. 88).

Le orme di animali terrestri costituiscono oggi un vincolo cruciale per la ricostruzione paleogeografica dell'area perimediterranea durante il Mesozoico. Le orme presenti sulle rocce carbonatiche della piattaforma Apula ad Altamura (Nicosia et al., 2000a, 2000b), Borgo Celano (Petti et al., 2008) Mattinata (Conti et al., 2005) e Bisceglie (Sacchi et al.,

Fig. 88 - Foto e rappresentazione schematica di una impronta con dito I a terra.

2009), quelle rinvenute nel dominio Laziale-Abruzzese (Nicosia et al., 2007; Petti et al., 2007) e, in ultimo, un resto osseo proveniente dal dominio Panormide (Grilli et al., 2009), insieme ai dati già noti dell'Istria, della Croazia e della Campania, hanno portato a ipotizzare una colonizzazione delle piattaforme centromediterranee, da parte dei dinosauri, reiterata nel tempo.

I dati che supportano l'ipotesi di una diffusa "continentalizzazione", come le orme, i resti di vegetali, i livelli bauxitici ecc., sono ad oggi estremamente numerosi (Fig. 89).



Age	Platform	LAC	AP	AD
Maastrichtian				
Campanian				
Santonian				
Coniacian				
Turonian	β ²⁸		β ²²	β ²
Cenomanian	β ¹⁸		β ²²	β ²
Albian	β ¹⁶			β ²
Aptian				
Barremian				
Hauterivian				
Valanginian				
Berriasian				?
Tithonian				β ²

- Thyreophoran footprints
- Sauropod footprints
- Ornithopod footprints
- Thyreophoran footprints
- Theropod bones
- Ornithopod bones
- Sauropod bones
- Amphibians
- Non-dinosaurian archosaurs
- Land plants
- Charophytes
- β Bauxites

Questi dati hanno posto vincoli imprescindibili e indicazioni stringenti nel posizionamento delle piattaforme Apula, Laziale-Abruzzese-Campana, e Dinarica e del dominio Panormide (Turco et al., 2007). L'arrivo dei dinosauri sarebbe stato possibile, attraverso un ponte filtrante, soltanto dopo la restaurazione delle condizioni di piattaforma nel dominio Panormide (Fig. 90), e cioè a partire dal Giurassico Superiore (Zarcone & Di Stefano, 2007).

In questo quadro, l'aspetto più importante del ritrovamento delle orme di Mattinata è dato principalmente dalla loro età; sono infatti le più antiche tra quelle scoperte nell'Italia peninsulare e rappresenterebbero la prima ricomparsa di dinosauri sulle piattaforme mesozoiche centromediterranee dopo la fase di rifting del Giurassico inferiore, fase che separò momentaneamente le piattaforme dal retroterra africano e che, per alcuni domini, segnò l'annegamento definitivo delle piattaforme triassico-giurassiche inferiori.

Fig. 89 - Schema riassuntivo dei dati indicatori di emersione o di prossimità di aree emerse, durante il Cretacico, per le tre maggiori piattaforme: **LAC)** Laziale-Abruzzese-Campana; **AP)** Apula; **AD)** Adriatico-Dinarica. Il cerchio indica le orme di Mattinata studiate da Conti et al., 2005 (modificato da Sacchi et al., 2009).

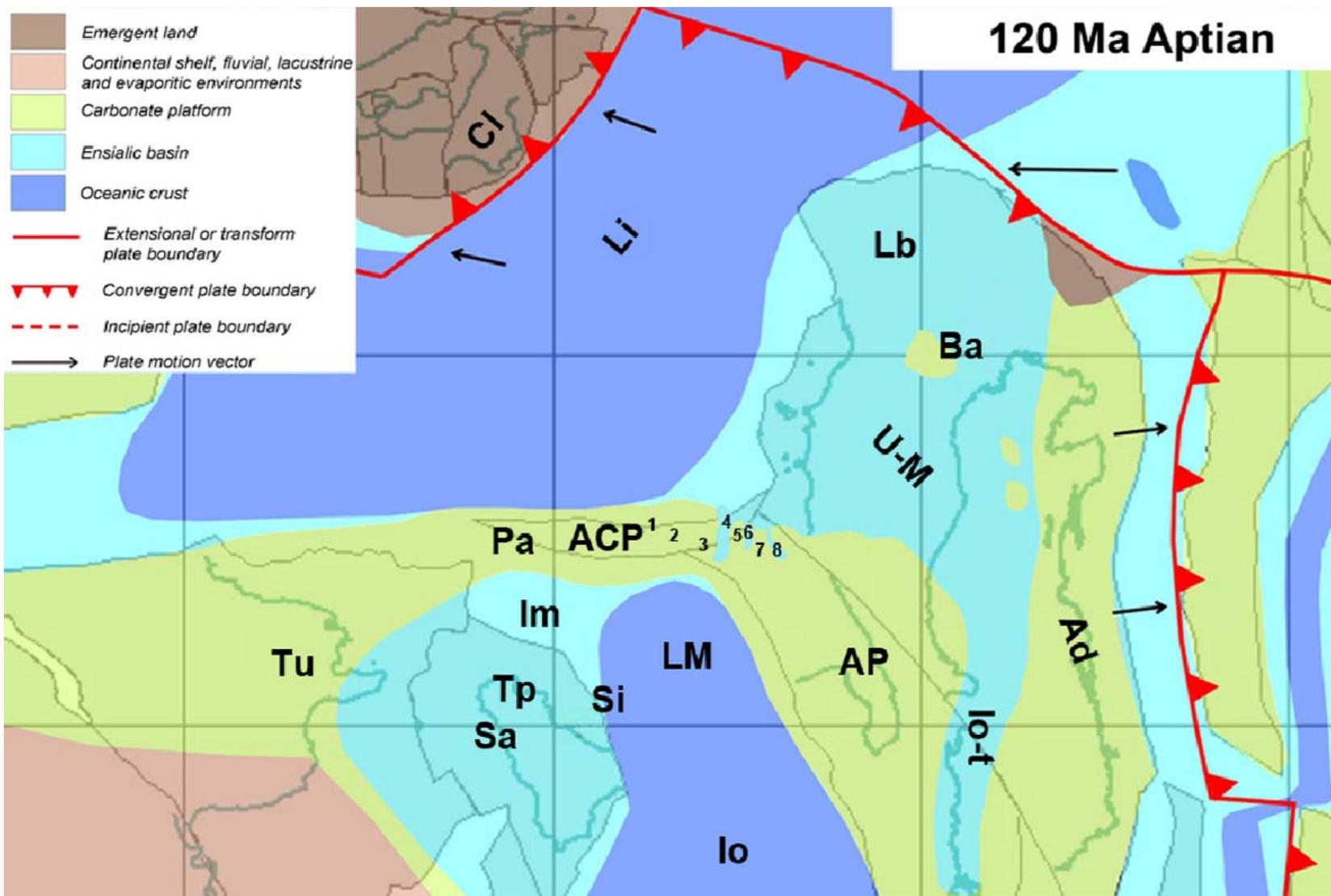


Fig. 90 - Carta paleogeografica dell'area centromediterranea durante l'Aptiano (120 Ma).

Ad = Piattaforma carbonatica Adriatico-Dinarica;
 Al = Algeria;
 AT = Tetide Alpina;
 AP = Piattaforma carbonatica Apula;
 Ba = Piattaforma carbonatica Bagnolo;
 Br = Brianzonese;
 Cl = Calabria;
 Ib = Iberia;
 Io = Oceano Ionian Tethys;
 Im = Bacino Imerese;
 Io-t = Solco Ionico;
 ACP = Piattaforma carbonatica Appenninica;
 Lb = Bacino Lombardo;
 Li = Oceano Ligure-

Piemontese; LM = Bacino Lagonegrese-Molisano; Pa = Piattaforma carbonatica Panormide; Si = Bacino Sicano; Tp = Plateau pelagico Trapanese; Sa = Plateau pelagico Saccense; Tu = Tunisia; U-M = Bacino Umbro-Marchigiano; Val = Oceano Vallese.
1 = Lepini-Ausoni-Aurunci; **2** = Simbruini-Ernici-Matese; **3** = Velino-Montagna Grande; **4** = bacino Genzana-Greco; **5** = Morrone; **6** = bacino della Maiella occidentale; **7** = Maiella; **8** = bacino della Maiella orientale. (Da Turco et al. 2007, modificata).



Secondo giorno di escursione

a cura di C. Bertok & G. Pavia

L'escursione permette di visitare il complesso estrattivo della "Pietra di Apricena", gli Stop previsti sono descritti di seguito (Fig. 91).





STOP 8

Partiti da San Marco in Lamis, si percorrono la SS272 e la SP28 fino ad Apricena, da qui si prende la SP38 fino al bivio con la SP38bis Apricena-Poggio Imperiale che si percorre fino all'incrocio con la carrarecchia di servizio alle "cave di marmo".

Nei pressi dello stabilimento Passalacqua, si può osservare una delle successioni stratigrafiche tipiche esposte nel complesso estrattivo. Sul fronte di sbancamento della Cava Passalacqua (Fig. 92) sono esposte due delle unità litostratigrafiche della successione plio-pleistocenica dello *horst* di Apricena, al di sopra dei calcari tardo-mesozoici di Sannicandro e delle "Terre Rosse" mio-plioceniche.

Il tratto medio della parete è occupato dalla parte inferiore della fm. del Lago di Varano. Si riconoscono le tre litozone:

- (1)** Itz. pelitico-calcareo: rappresenta la fase iniziale di sedimentazione marina, con episodi di esposizione subaerea, dopo la continentalità delle "Terre Rosse", qui ben sviluppate tra i calcari di Sannicandro e la fm. del Lago di Varano;
- (2)** Itz. calcarenitica: *grainstones* peloidali e bioclastiche ben classate indicano il passaggio ad ambienti di *shoreface* medio o superiore;
- (3)** Itz. a megabreccia: lo strato tabulare di circa 6 m di spessore con struttura caotica, tessitura brecciata, clasti di diversa pezzatura sino a blocchi metrici, è interpretato come deposito in massa da una corrente di riflusso generata da uno *tsunami*.

La metà superiore del fronte di cava è costituito dalle sabbie silicoclastiche di Serracapriola, mostranti stratificazione piano-parallela e indicanti deposizione in condizioni di prodelta. Le associazioni a microfossili dei livelli basali sono molto ricche, seppure con composizione leggermente variabile da sezione a sezione (vedi elenco in calce). È evidente l'assenza sia delle litozone della parte superiore della fm. del Lago di Varano, sia della fm. dei calcari a Briozoi. Il limite netto tra la megabreccia calcarea e le sabbie silicoclastiche corrisponde alle superfici D1, D2 e D3, qui coincidenti in un'unica superficie di discontinuità complessa al tetto della megabreccia (Fig. 93: sezione 8).

- Microfossili presenti nella parte inferiore delle sabbie di Serracapriola.

Foraminiferi: *Ammonia beccarii*, *A. gaimardi*, *A. parkinsoniana*, *A. tepida*, *Asterigerinata mamilla*, *Bolivina alata*, *B. albatrossi*, *B. catanensis*, *B. dilatata*, *B. spathulata*, *Buccella granulata*, *Bulimina costata*, *B. echinata*, *B. marginata*, *Cassidulina carinata*, *Cibicidella irregularis*, *Cibicides lobatulus*, *Cibicidoides pachyderma*, *Discorbinella berthelothi*, *Dorothia gibbosa*, *Elphidium*



Fig. 92

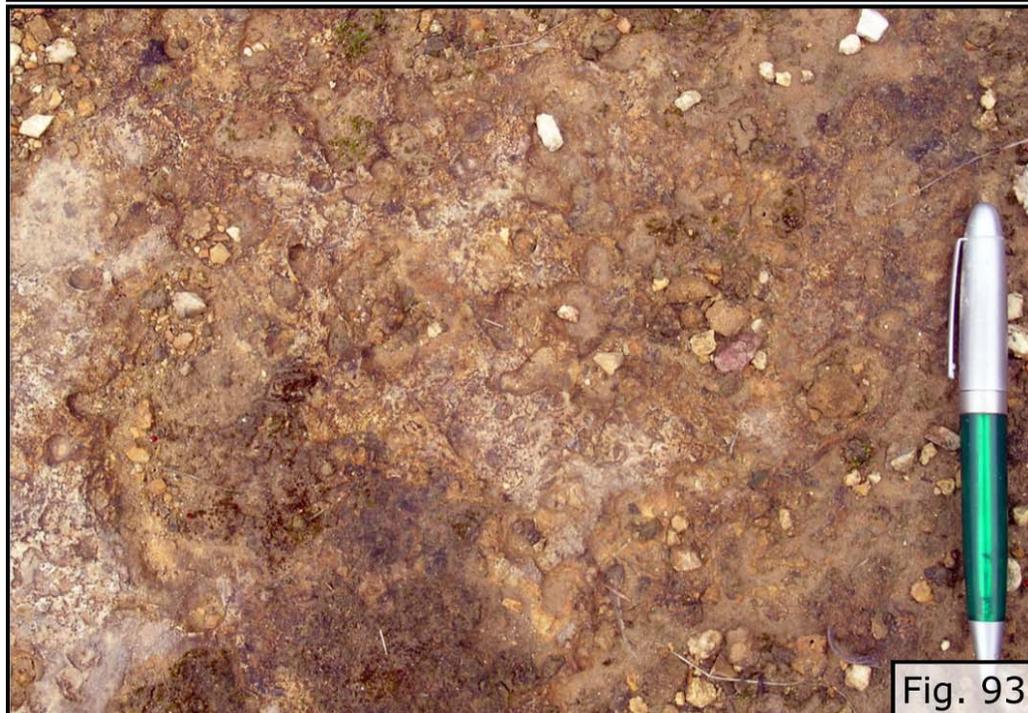


Fig. 93

advenum, E. aculeatum, E. complanatum, E. crispum, E. decipiens, E. macellum, E. poyeanum, E. pulvereum, Fissurina orbignyana, Florilus boueanum, Globocassidulina subglobosa, Lenticulina rotulata, Melonis barleeanum, Neoconorbina terquemi, Nonion boueanum, Nonionella turgida, Oolina striata, Planulina ariminiensis, Plectofrondicularia semicosta, Pullenia bulloides, P. quinqueloba, Quinqueloculina viennensis, Rosalina floridana, Stilostomella adolphina, Textularia sp., Uvigerina peregrina, Valvulineria bradyana.

Ostracodi: *Aurila punctata, Cytherella robusta, Cytheropteron ruggierii, Echinocythereis postulata, Leptocythere bacescoi, L. rara, Loxoconcha oculata, L. turbida, Pontocythere turbida, Semicytherura incongruens.*

Fig. 92 - Cava Passalacqua. La tipica successione stratigrafica del settore occidentale dello *horst* di Apricena: i calcari di Sannicandro (**CS**), le Terre Rosse (**TR**), la parte inferiore della fm. del Lago di Varano (**LV**), le sabbie di Serracapriola (SS). I calcari a Briozoi sono assenti, e le sabbie di Serracapriola poggiano su una superficie di discontinuità complessa D1+D2+D3.

Fig. 93 - Cava Tre Valli. Perforazioni di litodomi sulla superficie di discontinuità a tetto della litozona a megabreccia.



STOP 9

Dall'incrocio nei pressi dello stabilimento Passalacqua, si imbocca la confluyente destra e si percorre la carrareccia di servizio delle cave sino all'entrata della cava Rag. Franco Dell'Erba. Si entra quindi nel complesso di cave di concessione Chirò e Dell'Erba (Figg. 94, A e B; per gentile concessione di F. Masini).

Nel panorama a Sud, il fronte della cava Gaetano Dell'Erba espone i calcari di Sannicandro intensamente lavorati nella coltivazione della "Pietra di Apricena" (Fig. 94).



Fig. 94



Fig. 94A



Fig. 94B

Fig. 94 - Cave Dell'Erba, un tempo Cava Pirro. Le sigle numeriche ubicano le sezioni stratigrafiche studiate da Pavia et al. (2010): 1, sezione canale; 2, sezione G. Dell'Erba est; 3, sezione G. Dell'Erba sud; 4, sezione G. Dell'Erba ovest. Gli asterischi numerati indicano la posizione degli scavi paleontologici nelle località Pirro 10 e Pirro 13, iniziati nel 2007.

A, B - Cava G. Dell'Erba. Vista frontale del fronte di cava rispettivamente nel 1991 (A) e nel 2006 (B). I cerchi individuano una casamatta e un palo elettrico la cui posizione permette di apprezzare lo stato di avanzamento dei lavori di cavatura in 15 anni. Gli asterischi numerati ubicano la posizione dei siti Pirro 10 e Pirro 13.



La vista panoramica permette di ubicare le sezioni 1-3, che verranno visitate nei successivi Stop, e di posizionare nella parete di cava i siti di campionamento Pirro 10 e Pirro 13. Detti affioramenti espongono depositi carsici con sedimenti villafranchiani, che sono oggetto di scavo paleontologico-antropologico a partire dal 2007 con concessione ministeriale, e in collaborazione con la Soprintendenza Archeologica della Puglia (dr. G. Andreassi e dr.ssa A.M. Tunzi).

Si ritorna sulla carrareccia di servizio alle cave e si prosegue per circa mezzo chilometro in direzione Est. In corrispondenza con la cava Pizzicoli, nota per il rinomato "Festival della Musica" che si tiene da diversi anni a metà del mese di agosto, ci si spinge con cautela sino all'imbocco meridionale della cava Gaetano Dell'Erba dove si visiteranno le sezioni 1-3 e la località Pirro 10 oggetto di scavo paleontologico-antropologico.

STOP 10

con la collaborazione di M. Zunino

La sezione 1, cosiddetta del canalone, si sviluppa lungo la trincea un tempo di accesso alle cave Dell'Erba. Il taglio artificiale espone i termini pliocenici successivi alla litozona a megabreccia, e offre altresì una spettacolare sezione trasversale della faglia meridionale dello *horst* di Apricena. All'ingresso della trincea si riconoscono in sovrapposizione stratigrafica tre delle litozone della fm. del Lago di Varano (Itz. megabreccia, Itz. *Isognomon*, Itz. *Glycymeris*) e le calcareniti giallastre delle fm. dei calcari a Briozoi.

All'estremità meridionale della sezione, all'uscita dalla trincea (Fig. 95: sezione 1), è visibile la chiusura laterale "a becco di flauto" della litozona a *Glycymeris* per incisione della superficie D2 sino a tetto della litozona a *Isognomon*.

Spostandosi verso Nord, all'ingresso nella platea del complesso di cave Dell'Erba, si giunge nella fascia di influenza della faglia (Fig. 96: sezione 1). Il blocco settentrionale rialzato è interamente composto dai calcari suborizzontali di Sannicandro, che presentano un crescente grado di fratturazione avvicinandosi alla core-zone della faglia. Quest'ultima è rappresentata da un livello subverticale di megabreccia potente 4-6 metri, composta da blocchi di calcari di Sannicandro immersi in una matrice a bioclasti di balanidi, coralli, briozoi, foraminiferi. Circa 30 metri verso Sud, risalendo il tratturo della trincea, si incontra una seconda faglia con opposta immersione, antitetica della principale. La depressione morfologica compresa tra la faglia principale e la sua antitetica è stata colmata da depositi risedimentati derivanti dallo *horst* adiacente (vedi paragrafi



successivi). Tali depositi e il livello subverticale di breccia nella *core-zone* della faglia principale sono ricoperti in *onlap* dai calcari a Briozoi; la principale fase di attività tettonica sinsedimentaria risulta quindi chiusa con il Gelasiano. La faglia antitetica disloca le litozone della fm. del Lago di Varano ed è a sua volta sigillata dai calcari a Briozoi (Fig. 97: sezione 1). Essa è accompagnata da faglie parallele minori che hanno interessato la sommità della litozona a *Isognomon* e generato depressioni cuneiformi a scala metrica colmate dai livelli inferiori della litozona a *Glycymeris*.

Per quanto concerne i depositi risedimentati che hanno colmato la depressione morfo-strutturale, si riconoscono due corpi sedimentari sovrapposti. L'inferiore è costituito da calcareniti a matrice pelitica verdastra ricche di carapaci isolati o gregari di *Balanus* sp.; presenta una geometria a cuneo con una brusca chiusura contro il livello sub-verticale di breccia della *core-zone*, e superfici di stratificazione concave verso l'alto. I fossili sono allineati lungo le superfici di stratificazione (Figg. 98 e 99: sezione 1). Tale corpo sedimentario viene interpretato come il prodotto della risedimentazione di resti biogenici prodotti nella litozona a *Balanus* sp. (vedi capitolo Litostratigrafia) e ripetutamente trasferiti dalla piattaforma verso la base della scarpata di faglia. Il contenuto paleontologico è ricco di microfossili (vedi elenco) che assieme ai macrofossili forniscono importanti indicazioni paleoambientali e cronostratigrafiche. La presenza di *Globorotalia puncticulata* assegna questo deposito alla sottozona MPI4b, nella parte alta del Pliocene inferiore. Circa il paleoambiente, escludendo i risedimentati *Balanus* sp. (60% dell'associazione), l'associazione fossile indica deposizione su fondali circalitorali paragonabili a quelli delle biocenosi del Detritico Costiero (con particolare alla "facies a *Ophiura texturata*") e del Coralligeno descritti in Mediterraneo da Pérès & Picard (1964): lo indicano la frequenza di scleriti di Ophiuroidea, i briozoi Cheilostomata, i brachiopodi *Megerlia truncata* e *Terebratulina retusa*, i foraminiferi bentonici *Cibicoides pachyderma*, *Gyroidina neosoldanii*, *Melonis barleeaanum*.

Il corpo sedimentario superiore è composto da una breccia di clasti da millimetrici a centimetrici di *packstones* con frammenti di coralli e balanidi, in una matrice micritica con un'associazione a foraminiferi planctonici (*Globorotalia puncticulata*, *G. p. padana*, *G. bononiensis*) riferibile alla sommità del Pliocene inferiore. Dal punto di vista genetico questo corpo sedimentario deriva dallo smantellamento, probabilmente per fenomeni di crollo innescati da *shocks* sismici, dei sedimenti semi-litificati della litozona a balanidi-coralli e il trasferimento dei clasti così generati alla base della scarpata di faglia (Fig. 100: sezione 1).

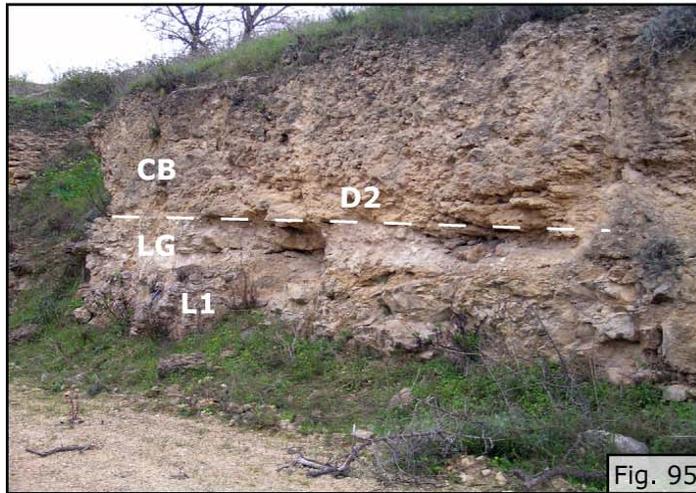


Fig. 95



Fig. 96

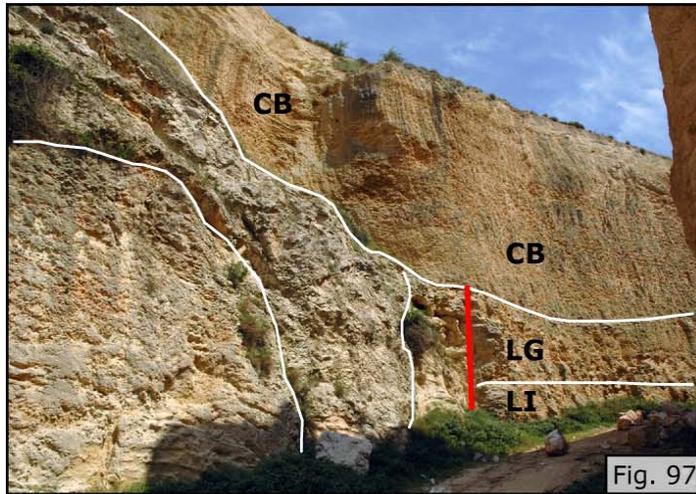


Fig. 97



Fig. 98

Fig. 95 - Sezione Canalone. Chiusura della litozona a *Glycymeris* (LG) per incisione della superficie di discontinuità D2 tra litozona a *Isognomon* (LI) e calcari a Briozoi (CB).

Fig. 96 - Sezione Canalone. La faglia normale del fianco meridionale dello *horst* di Apricena. A sinistra, il livello subverticale di megabreccia corrispondente alla *core-zone* della faglia. Nel settore centrale il cuneo di depositi risedimentati che colmano la depressione strutturale generatasi al piede della scarpata di faglia.

Fig. 97 - Sezione Canalone. La faglia antitetica che chiude verso sud la depressione strutturale illustrata nella Fig. 33; contro la parete di faglia terminano le litozone a *Isognomon* (LI) e a *Glycymeris* (LG). I corpi risedimentati e la litozona a *Glycymeris* sono ricoperti in *onlap* dalla fm. dei calcari a Briozoi (CB); tali depositi calcarenitici sigillano anche la faglia antitetica.

Fig. 98 - Sezione Canalone, calcareniti verdastre a matrice pelitica con allineamenti di balanidi, risedimentati dalla litozona a *Balanus* sp. presente sull'adiacente *horst* di Apricena.

- Microfossili presenti nella parte inferiore della litozona a *Balanus* sp. risedimentati.

Foraminiferi: *Bolivina leonardii*, *Cibicidoides pachyderma*, *Elphidium* spp., *Gyroidina neosoldanii*, *Lenticulina cultrata*, *Melonis barleeanum*, *Orthomorphina bassanii*, *Planulina ariminiensis*, *Pleurostomella alternans*, *Siphonina planoconvexa*, *Sphaeroidina bulloides*, *Textularia sagittula*, *Uvigerina longistriata*. **Ostracodi:** *Acanthocythereis hystrix*, *Argilloecia* sp., *Bytocythere* cf. *minima*, *Costa edwardsi*, *Eucytherura gibbera*, *Henryhowella sarsi*, *Occultocythereis dohrni*, *Pterigocythereis jonesi*, *Semicytherura salifera*, *Triebelina* aff. *raripila*.



Fig. 99

- **Foraminiferi** campionati alla base della fm. dei calcari a Briozoi: (planctonici) *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia inflata*, *Orbulina universa*; (bentonici) *Ammonia parkinsoniana*, *Asterigerinata planorbis*, *Bulimina costata*, *Cibicidella irregularis*, *Cibicides lobatulus*, *Cibicidoides pachyderma*, *Dorothia gibbosa*, *Elphidium complanatum*, *E. macellum*, *Florilus boueanum*, *Fissurina* sp., *Globocassidulina oblonga*, *Melonis barleeaanum*, *Neoconorbina terquemi*, *Quinqueloculina viennensis*, *Uvigerina peregrina*.

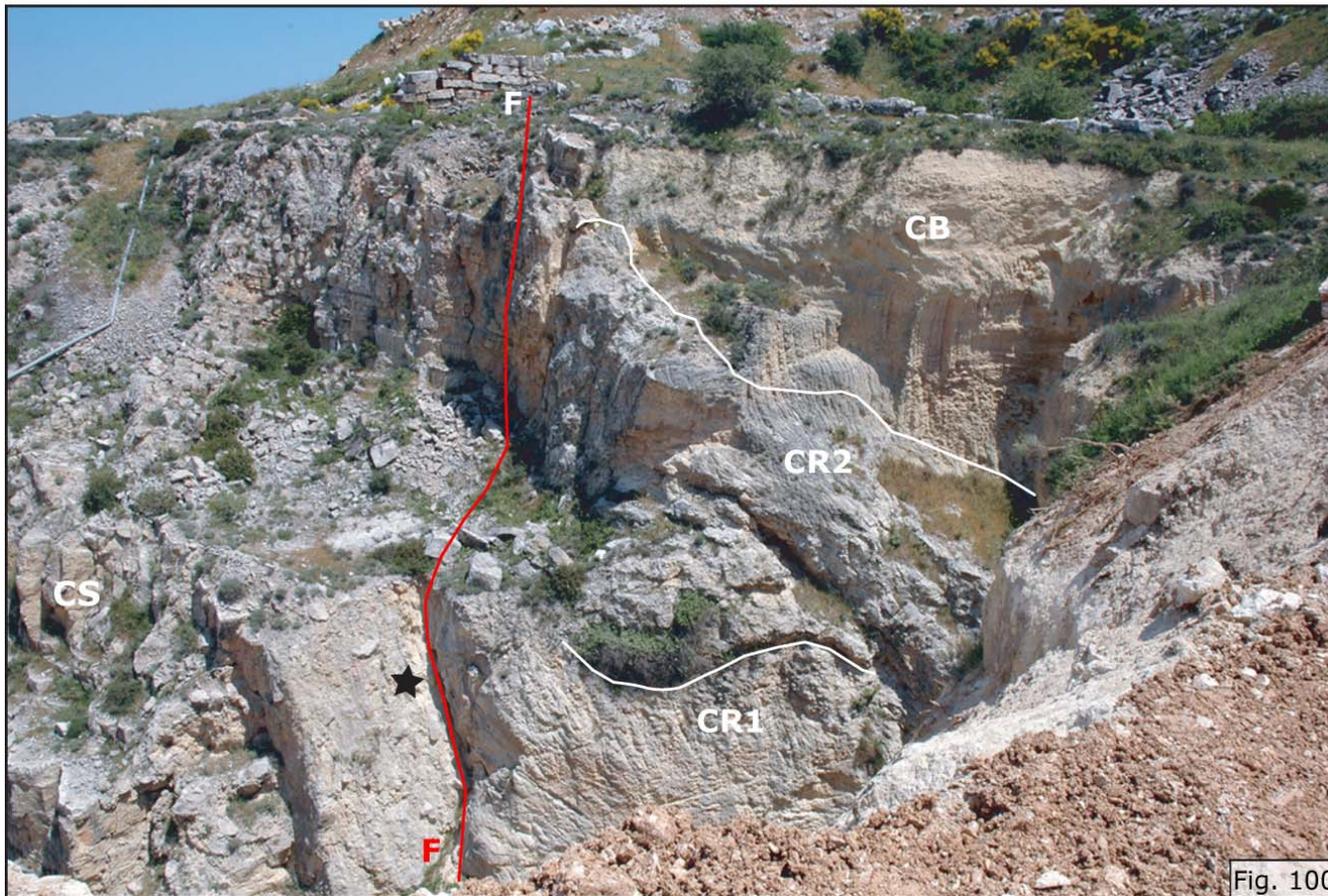


Fig. 100

Fig. 99 - Sezione Canalone, dettaglio dell'affioramento in Fig. 98 con carapaci individuali e gregari di *Balanus* sp.

Fig. 100 - Sezione Canalone. Vista dall'alto della faglia meridionale (F-F) dello *horst* di Apricena, con (*) sul livello di megabreccia corrispondente alla *core-zone*, e della copertura a sigillo in *onlap* dei calcari a Briozoi (**CB**). **CS**: calcari di Sannicandro.

CR: litozone di risedimentazione di materiale proveniente dallo *horst*; **CR1**, depositi dalla litozona a *Balanus* sp.; **CR2**, depositi dalla litozona a balanidicoralli.



STOP 11

Gli accessi di servizio alla cava gestita da Gaetano Dell'Erba permettono di campionare la litozona a balanidi-coralli e la fm. dei calcari a Briozoi. Si noti qui l'assenza delle litozone inferiori della fm. del Lago di Varano, verosimilmente per la profonda azione erosiva connessa con la discontinuità D1. Mancano altresì le litozone a *Isognomon* e a *Glycymeris* verosimilmente a causa di erosione nel settore di soglia dello *horst* di Apricena.

La sezione 3 (Fig. 101) espone il contatto tra i calcari di Sannicandro e le *rudstones* a balanidi-coralli. I calcari di Sannicandro sono interessati da un reticolo di filoni sedimentari riempiti di micrite da rossastra a giallastra di incerta origine. La litozona a balanidi-coralli mostra le caratteristiche più tipiche; i carapaci di *Balanus* sp. conservano le strutture calcitiche originali, mentre coralli e molluschi a scheletro aragonitico sono conservati come modelli interni (Fig. 102: sezione 3).

Le calcareniti gialle a briozoi si sovrappongono alle *rudstones* a balanidi-coralli con limite netto, erosivo alla media scala, corrispondente alla superficie di discontinuità D2. Le calcareniti, da medie a grossolane, sono ben classate e presentano un aspetto pseudonodulare dovuto a una cementazione localizzata e alla presenza di noduli di alghe melobesie. La biofacies è caratterizzata dalla abbondanza di briozoi in cui prevalgono forme erette rigide, delicate e ramificate associate a forme incrostanti multilaminari A e C di Cheilostomata e di Tubuliporata fenestrati (terminologia secondo Nelson et al., 1988). Ai briozoi sono associati bioclasti di echinoidi, crostacei, serpulidi. I macrofossili sono abbondanti (vedi elenco in calce). L'associazione a brachiopodi indica deposizione su fondali circalitorali a profondità anche di -100 m. L'ambiente può essere paragonato alle biocenosi del Detritico Costiero del Mediterraneo (Pérès & Picard, 1964) anche per l'elevata frequenza di briozoi che creavano un fondale semi-rigido adatto sia a biota sessili (brachiopodi, ostreidi) o semi-sessili (*Chlamys* spp., *Lima lima*), sia ai seminafaunali come *Pinna* sp. In un affioramento intermedio tra le sezioni 2 e 3, sono esposte le peliti rossastre provenienti da un'ampia fessura scavata dal carsismo tardo-miocenico entro i calcari di Sannicandro. Da tali depositi residuali di riempimento sino al 2008 provenivano copiose associazioni fossili a vertebrati della "Fauna a *Mikrotia*" (Fig. 103A, B), di cui attualmente si hanno scarse tracce.

La sezione 2 espone nuovamente il contatto tra la litozona a balanidi-coralli, qui sviluppata su parecchi metri di spessore, e le calcareniti a briozoi. Aspetti peculiari di tale affioramento sono: (a) l'evidenza delle *rudstones* a balanidi-coralli che mostrano autoctonia attestata dalle strutture geopetali congruenti con la stratificazione (Fig. 104: sezione 2), (b) la superficie marcatamente erosiva del limite inferiore della fm. dei calcari a Briozoi (discontinuità D2). Nel dettaglio di questo secondo aspetto, si può notare all'affioramento un mega-blocco di *rudstone* a balanidi-coralli staccato dal corpo biostromale, leggermente tiltato (notare le strutture geopetali non congruenti) e inglobato nelle

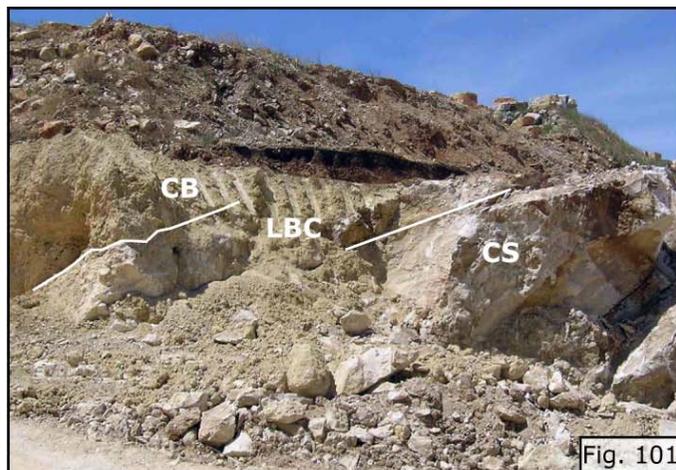


Fig. 101



Fig. 102



Fig. 103A



Fig. 103B



Fig. 104

calcareniti: questo dimostra il perdurare sino al Pliocene superiore di una tettonica sinsedimentaria in grado di determinare crolli da falesie sommerse (Fig. 105: sezione 2). Al riguardo, si può ipotizzare che a tali crolli sia da riferire la genesi del corpo sedimentario superiore osservato nella depressione morfo-strutturale dello Stop 3.

Fig. 101 - Cava G. Dell'Erba Sud. Successione dei calcari di Sannicandro (CS), litozona a balanidi-coralli (LBC), calcari a Briozoi (CB).

Fig. 102- Cava G. Dell'Erba Sud. Dettaglio di associazione a *Balanus* sp., coralli ahermatipici, molluschi della litozona a balanidi-coralli.

Fig. 103 - Cave Dell'Erba. **A)** Associazione fossile con abbondanti esemplari di *Mikrotia* spp. **B)** Fessura carsica con peliti rossastre con resti di vertebrati della "Fauna a *Mikrotia*".

Fig. 104 - Cava G. Dell'Erba Est. Associazione a *Balanus* sp. e *Caryophyllia* sp. della litozona a balanidi e coralli.

Le cavità interne dei carapaci dei balanidi presentano strutture geopetali congruenti con la stratificazione.



Nella sezione 2 è esposto anche il tetto della fm. dei calcari a Briozoi. Esso è rappresentato da un livello decimetrico fortemente cementato ad opera di litotamni e contenente anche ciottoli di differenti litologie, tra cui *rudstones* a balanidi-coralli e calcari di Sannicandro. Frequenti sono i macrofossili tra cui le conchiglie di *Patella ferruginea* ad alto profilo, che testimoniano un ambiente ad elevata energia. L'associazione a microfossili bentonici (vedi elenco) è riferibile a fondali della parte superiore dell'infralitorale, con analogie alle biocenosi del Fondali Solidi mediolitorali del Mediterraneo (Pérès & Picard, 1964).

La parte alta della sezione 2 è costituita da una successione argilloso-sabbiosa che può essere correlata con le sabbie di Serracapriola in base alla composizione silicoclastica della sabbie, alla posizione stratigrafica sopra i calcari a Briozoi e all'attribuzione al Pleistocene inferiore.

Nel complesso questa successione presenta uno spessore di circa 5 metri ed è divisa in due unità separate da una crosta calcarea pedogenetica che attesta un periodo di emersione sotto condizioni climatiche aride (Fig. 106: sezione 2). Le sabbie dell'unità inferiore presentano laminazione incrociata e contengono una frazione carbonatica dovuta a clasti rimaneggiati dalle sottostanti calcareniti.

Il contenuto paleontologico è limitato a foraminiferi e ostracodi (vedi elenco) la cui associazione è coerente con ambienti infralitorali del Mediterraneo sottoposti a influssi d'acqua dolce (Blanc-Vernet,

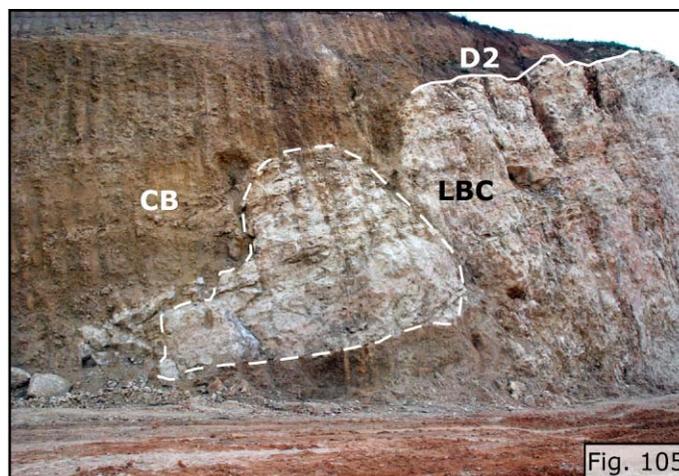


Fig. 105 - Cava G. Dell'Erba Est. La litozona a balanidi-coralli (**LBC**) raggiunge spessore decametrico sulla soglia dell'*horst* di Apricena. Il limite superiore è una superficie erosiva corrispondente alla discordanza **D2**, su cui si appoggia in *onlap* la calcarenite della formazione dei calcari a Briozoi (**CB**). Si noti sulla sinistra la presenza di un megablocco (limiti evidenziati) distaccato dal biostroma principale, leggermente tiltato e inglobato dalla calcarenite.



Fig. 106 - Cava G. Dell'Erba Est. La formazione delle sabbie di Serracapriola (**SS**) in facies marina prossimale al di sopra della fm. dei calcari a Briozoi (**CB**).

Le frecce segnalano l'orizzonte calcareo pedogenetico, a cui seguono facies di ambienti salmastri nella parte alta della sezione. P. Aucelli come scala.



1969; Bonaduce et al., 1975; Breman, 1976; Langer, 1988; Sgarrella et al., 1985; Sgarrella & Moncharmont Zei, 1993). La presenza di *Globorotalia aemiliana* e *G. inflata* permette un'attribuzione cronostratigrafica di questa unità al Pleistocene inferiore. L'unità superiore, con argille verdastre e sabbie silicoclastiche, è riferibile ad ambienti sia marini marginali (vedi elenco) sia salmastri oligoalini e mesoalini per la frequenza, nelle associazioni a microfossili, di *Ammonia tepida*, *Cyprideis torosa*, *Ilyocypris gibba*, Candonidae.

- Macrofossili dei livelli basali della formazione dei calcari a Briozoi nella sezione 3.

Brachiopodi: *Joania cordata*, *Megathyris detruncata*, *Terebratulina* sp. nov., *Terebratulina retusa*. **Gasteropodi:** *Patella* cf. *ferruginea*, *Astraea rugosa* molds. **Pelecipodi:** *Arca noae*, *Pinna* sp., *Lima lima*, *Chlamys multistriata*, *C. opercularis*, *C. pesfelis*, *Pecten jacobaeus*, *Ostrea lamellosa*, *Hinnites crispus*, *Spondylus gaederopus*, *Thyasira* sp., *Tellina* sp..

- Microbenthos della sommità della formazione dei calcari a Briozoi nella sezione 2.

Foraminiferi: *Ammonia beccarii*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*. **Ostracodi:** *Costa batei*, *Cytherella robusta*, *Grinoides heidingeri*, *Loxoconcha* gr. *bairdi*, *Pontocythere turbida*, *Semicytherura alifera*, *Ulocythereis sororcula*.

- Microbenthos dell'unità inferiore delle sabbie di Serracapriola nella sezione 2.

Foraminiferi: (planctonici) *Globigerina bulloides*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *G. ruber*, *G. trilobus*, *Globorotalia aemiliana*, *G. inflata*, *Neogloboquadrina atlantica*, *Orbulina universa*, *Turborotalita quinqueloba*; (bentonici) *Ammonia beccarii*, *Asterigerinata mamilla*, *A. planorbis*, *Bolivina catanensis*, *B. dilatata*, *B. plicatella*, *Buccella granulata*, *Cancris auriculus*, *Cassidulina carinata*, *Cibicidella irregularis*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium aculeatum*, *E. complanatum*, *E. crispum*, *E. macellum*, *Fissurina* sp., *Fursenkoina acuta*, *Gyroidina neosoldanii*, *Globocassidulina subglobosa*, *Neoconorbina orbicularis*, *Nonion boueanum*, *Planulina ariminiensis*, *Rosalina bradyi*, *R. floridana*, *R. obtusa*, *Stainforthia complanata*. **Ostracodi:** *Aurila* aff. *nimbosa*, *Aurila* aff. *puncticrucata*, *Callistocythere littoralis*, *C. intricatoides*, *C. pallida*, *Caudites calceolatus*, *Cimbourila vitricincta*, *Cytheretta semiornata*, *Eucytherura partecoli*, *Falsocythere maccagnoii*, *Hemicytherura defiorei*, *Henryhowella sarsi*, *Loxoconcha oculata*, *L. rhomboidea*, *Mutilus elegantulus*, *M. pygadiana*, *Pachycaudites ungeri*, *Paracytheridea bovetensis*, *Pontocythere turbida*, *Rectotrachyleberis elegans*, *Urocythereis* aff. *favosa*.

- Microbenthos dell'unità superiore delle sabbie di Serracapriola nella sezione 2.

Foraminiferi: *Cibicides lobatulus*, *Elphidium macellum*, *Rosalina floridana* sono le specie più abbondanti. **Ostracodi:** *Aurila convexa*, *A. puncticrucata*, *Callistocythere flavidofusca*, *C. littoralis*, *Cytherelloidea backmanni*, *Eucytherura gibbera*, *E. completa*, *Hemicytherura gracilicosta*, *H. defiorei*, *Leptocythere bacescoi*, *L. rara*, *Loxoconcha rhomboidea*, *L. tumida*, *Mutilus laticancellatus*, *Occultocythereis dohrni*, *Pachycaudites h-scripta*, *Pontocythere turbida*, *Semicytherura alifera*, *S. cribriformis*, *S. incongruens*, *S. ruggierii*, *Tetracytherura angolosa*, *Xestoleberis plana*, *X. communis*.



Stop 12

con la collaborazione di M. Pavia

Il sito Pirro 10 è situato a metà della parete di sbancamento della cava gestita da Gaetano Dell'Erba, in concessione su terreno di proprietà della dr.ssa Liliana Gervasio di Bologna (vedi Fig. 94) Il sito è stato scoperto nel 2004 da ricercatori dell'Università di Torino e da allora è stato oggetto di scavi in contesto stratigrafico, volti a documentare e recuperare il suo ricco contenuto paleontologico.

Il sito è costituito da una grande fessura carsica, con sviluppo prevalentemente orizzontale. Nella parte più bassa la fessura presenta un riempimento di "Terre Rosse" ricche di resti di vertebrati neogenici della "Fauna a *Mikrotia*", a dimostrazione come la fessura fosse già esistente in epoca tardo-miocenica e riempita, tutta o in parte, di sedimenti continentali. In seguito alla riattivazione del reticolo nel Pleistocene inferiore, la fessura è stata parzialmente svuotata dalle "Terre Rosse" e riempita completamente di sedimenti di età villafranchiana, depositi in strati piano-paralleli di spessore da sottile a medio. Alcuni livelli si presentano ricchi di resti di vertebrati con individui anche di grandi dimensioni, spesso perfettamente conservati (Fig. 107).



Dopo le prime raccolte effettuate in emergenza, anche per evitare che il materiale paleontologico andasse perduto, nel 2007 sono iniziate le campagne di scavo sistematico.

Dopo il rilievo stratigrafico di dettaglio, che ha evidenziato la presenza di diversi livelli, alcuni più continui, altri invece con sviluppo lenticolare, il sito è stato diviso in 3 settori di intervento e ulteriormente suddiviso in quadrati di un metro di lato, per poter meglio documentare le diverse fasi di scavo e ubicare i resti man mano raccolti (Figg. 108 e 109).

Fig. 107 - parte della fessura Pirro 10 al momento della sua scoperta nel settembre del 2004.



Fig. 108 - I cantieri di scavo di Pirro 13 (in primo piano) e Pirro 10 durante la campagna di scavo 2007.



I resti ossei sono presenti in tutta la successione, con concentrazioni variabili. In realtà, si individuano alcuni livelli a forte concentrazione, in particolare due a metà della successione e uno alla sommità, separato dal resto del riempimento da una netta superficie di erosione (Fig. 107). Gli abbondanti resti ossei recuperati nei diversi livelli testimoniano la presenza di tutti gli elementi faunistici caratterizzanti l'Unità Faunistica di Pirro Nord. La specie più abbondante è *Axis eurygonos*, ma non mancano resti di specie rare, quali *Megantereon withej*, *Acinonyx pardinensis*, *Meles meles* e *Mammuthus meridionalis*. Molto ricca è anche la componente di microvertebrati, soprattutto micromammiferi, rettili e anfibi, mentre scarsi risultano essere i resti di uccelli.

Le caratteristiche della fessura e, soprattutto, la prosecuzione verso il basso dei lavori di cavatura, al punto da "sospendere" a metà parete l'affioramento, hanno determinato il fatto che il cantiere di scavo debba prevedere, per garantire le necessarie condizioni di sicurezza, l'imbragatura alpinistica per tutti gli operatori (Fig. 109). Questa complicazione rende, purtroppo, non particolarmente agevole l'accesso al sito nei periodi di chiusura del cantiere di scavo. Per tale motivo non si è ritenuto opportuno consentire l'accesso diretto all'affioramento dei partecipanti alle Giornate di Paleontologia 2009. Il sito sarà quindi visibile dalla piazzola di accesso, distante pochi metri.



Fig. 109 - Pirro 10, particolare del II Settore di scavo.



Fig. 110 - Pirro 10, particolare del I Settore di scavo.

RINGRAZIAMENTI

Il lavoro è stato svolto grazie al contributo finanziario MIUR PRIN 2006, Italcementi Group, Fondazione Cassa di Risparmio di Torino e Compagnia di San Paolo. Si desidera ringraziare la Città di Apricena, e in particolare l'ex Sindaco prof. V. Zuccarino, per il supporto logistico e finanziario durante i soggiorni ad Apricena.

Si intende inoltre ringraziare la Soprintendenza Archeologica della Puglia (G. Andreassi, A. Tunzi e G. D'Onofrio) per il supporto nelle pratiche amministrative e F. Dell'Erba, G. Dell'Erba, L. Gervasio e A. Verni per averci facilitato il lavoro nelle cave di pietra da loro gestite.

Uno speciale ringraziamento va inoltre rivolto alle molte persone che hanno partecipato, a vario titolo, ai lavori di scavo e ricerca, senza le quali il nostro lavoro non sarebbe stato possibile.

Bibliografia

- Abbazzi L., Benvenuti M., Boschian G., Dominici S., Masini F., Mezzabotta C., Piccini L., Rook L., Valleri G. & Torre D. (1996) – Revision of the Neogene and Pleistocene of the Gargano region (Apulia, Italy). The marine and continental successions and the mammal faunal assemblages in an area between Apricena and Poggio Imperiale (Foggia). *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 383-402.
- Adams E.W., Morsilli M., Schlager W., Keim L. & van Hoek T. (2002) – Quantifying the geometry and sediment fabric of linear slopes: examples from the Tertiary of Italy (Southern Alps and Gargano Promontory). *Sedimentary Geology*, 154 (1/2), 11-30.
- Aiello G. & De Alteriis G. (1991) – Il margine adriatico della Puglia: fisiografia ed evoluzione terziaria. *Mem. Soc. Geol. It.*, 47, 197-212.
- d'Archiac L.V., & Haime J. (1853) – Description des animaux fossiles du groupe Nummulitique de l'Inde précédée d'un résumé géologique et d'une monographie des Nummulites. 373 pp. Gide et J. Baudry, Paris.
- Argnani A., Favali P., Frugoni F., Gasperini M., Ligi M., Marani M., Mattiotti G. & Mele G. (1993) – Foreland deformation pattern in the Southern Adriatic Sea. *Ann. Geof.*, 36, 229-247.
- Arni P. (1965) – L'évolution des Nummulitinae en tant que facteur de modification des dépôts littoraux. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 32, 7-20.
- Arni P. & Lanterno E. (1976) – Observations paléocéologiques dans l'Éocène du Gargano (Italie méridionale). *Arch. Sci. Genève*, 29(3), 287-314.
- Arrisi Rota F. & Fichera R. (1987) – Magnetic interpretation related to geo-magnetic provinces: the Italian case history. *Tectonophysics*, 138, 179-196.
- Arzarello M., Marcolini F., Pavia G., Pavia M., Petronio C., Petrucci M., Rook L. & Sardella R. (2007) – Evidence of earliest human occurrence in Europe: the site of Pirro Nord (Southern Italy). *Naturwissenschaften*, 94, 107–112.
- Arzarello M., Marcolini F., Pavia G., Pavia M., Petronio C., Petrucci M., Rook L. & Sardella R. (2009) – L'industrie lithique du site Pléistocène inférieur de Pirro Nord (Apricena, Italie du sud): une occupation humaine entre 1,3 et 1,7 Ma. *L'anthropologie*, 113, 47–58.
- Arzarello M., Pavia G., Peretto C., Petronio C. & Sardella R. (2011) – Evidence of an Early Pleistocene hominin presence at Pirro Nord (Apricena, Foggia, southern Italy): P13 site. *Quaternary International* (2011), doi:10.1016/j.quaint.2011.01.042.
- Ballmann P. (1973) - Fossile Vogel aus dem Neogen der Halbinsel Gargano (Italien). *Scripta Geologica*, 17, 1–75.
- Ballmann P. (1976) - Fossile Vogel aus dem Neogen der Halbinsel Gargano (Italien) zweiter Teil. *Scripta Geologica*, 38, 1–59.
- Bedetti C. (2003) – Le avifaune fossili del Plio-Pleistocene italiano: sistematica, paleoecologia ed elementi di biocronologia. *Tesi di Dottorato in Scienze della Terra. Università di Roma "La Sapienza"*.
- Bernoulli D. (1972) – North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison. In: Hollister C.D. (ed.), *Deep Sea Drilling Project, Initial reports*, 11, 801-871. Washington.
- Bernoulli D. (2001) – Mesozoic-Tertiary carbonate platforms, slopes and basins of the external Apennines and Sicily. In: Vai G.B. & Martini I.P., *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent mediterranean basins*, 307-326, Kluwer.
- Bertotti G., Casolari E. & Picotti V. (1999) - The Gargano Promontory: a Neogene contractional belt within the Adriatic plate. *Terra Nova*, 11, 168-173.

- Bigazzi G., Laurenzi M.A., Principe C., Brocchini D. (1996) – New geochronological data on igneous rocks and evaporites of the Pietre Nere point (Gargano Peninsula, Southern Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 115, 439-448.
- Billi A. & Storti F. (2004) - Fractal distribution of particle size in carbonate cataclastic rocks from the core of a regional strike-slip fault zone. *Tectonophysics*, 384, 115-128.
- Blanc-Vernet L. (1969) - Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée. Thèse de Doctorat Etat. Travaux de la Station Marine d'Endoume, Marseille, 281 p.
- Boccaletti M. & Dainelli P. (1982) – Il sistema regmatico Neogenico-Quaternario nell'area mediterranea: esempio di deformazione plastico-rigida post collisionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, 465-482.
- Bonaduce G., Ciampo G. & Masoli M. (1975) - Distribution of Ostracoda in the Adriatic Sea. *Pubbl. Staz. Zool. Napoli*. 40 suppl., 304 p.
- Boni A., Casnedi R., Centamore E., Colantoni P., Cremonini G., Elmi C., Monesi A., Selli R. & Valletta M. (1969) - Note Illustrative della carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 155 "S. Severo". *Serv. Geol. It.*, 46 p.
- Borghi M. & Pignatti J. (2006) – "Taberina" bingistani Henson (1948 (Foraminifera) from the upper Cenomanian of Apulia (Southern Italy): a new record. *Geol. Romana*, 39, 89-94.
- Borgomano J. (2000) – The Upper Cretaceous carbonates of the Gargano-Murge region, southern Italy: a model of platform-to-basin transition. *AAPG Bull.*, 84, 1561-1588.
- Borgomano J. & Philip J. (1987) - The rudist carbonate build-ups and the gravitary carbonates of the Gargano-Apulian margin (Southern Italy, Upper Senonian). *Mem. Soc. Geol. It.*, 40, 125-132.
- Borre K., Cacon S., Cello G., Kontny B., Kostak B., Lykke-Andersen H., Moratti G., Piccardi L., Stemberk J. & Tondi E. (2003) – The COST project in Italy: analysis and monitoring of seismogenic faults in the Gargano and Norcia areas (centralsouthern Apennines, Italy). *J. Geodyn.*, 36, 3-18.
- Bosellini A. (2002) – Dinosaurs "re-write" the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulia Platform. *Earth-Sci. Rev.*, 59, 211-234.
- Bosellini A. (2004) – The western passive margin of Adria and its carbonate platforms. In: Crescenti U., D'Offizi S., Merlino S. & Sacchi L. (Eds), *Geology of Italy, Soc. Geol. Ital., Spec. Vol., IGC 32, Firenze-2004*, 79-92.
- Bosellini A. & Ferioli G.L. (1988) – Sequenze deposizionali e discordanze nel Gargano meridionale. *Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento 1988*, A, 49-54.
- Bosellini A. & Morsilli M. (1997) – A Lower Cretaceous drowning unconformity on the eastern flank of the Apulia Platform (Gargano Promontory, southern Italy). *Cretaceous Research*, 18, 51-61.
- Bosellini A. & Morsilli M. (2001) – Il promontorio del Gargano. *Cenni di geologia e itinerari geologici*, 1-47. Quaderni del Parco Nazionale del Gargano, Foggia.
- Bosellini A. & Neri C. (1993) - Il margine della Piattaforma Apula nel Gargano meridionale. *Ann. Univ. Ferrara, (N.S.), Sez. Sc. della Terra*, Vol. A, 1-12.
- Bosellini A. & Neri C. (1995) – L'Eocene di Monte Saraceno (Promontorio del Gargano, Puglia). *Annali Università di Ferrara (N. S.). Sez. Scienze della Terra*, 6/3, 27-40.

- Bosellini A., Morsilli M. & Neri C. (1999) – Long-term event stratigraphy of the Apulia platform margin (Upper Jurassic to Eocene, Gargano, Southern Italy). *J. Sedim. Res.*, 69, 6, 1241-1252.
- Bosellini A., Morsilli M. & Neri C. (2000) – The eastern margin of the Apulia platform: the Gargano transect. CRER Working Group 4, Vieste) - September 2000, Guide Book, 46 p.
- Bosellini A., Neri C. & Luciani V. (1993a) – Platform margin collapses and sequence stratigraphic organization of carbonate slopes: Cretaceous-Eocene, Gargano Promontory, southern Italy. *Terra Nova*, 5, 282-297.
- Bosellini A., Neri C. & Luciani V. (1993b) – Guida ai carbonati cretaceo-eocenici di scarpata e bacino del Gargano (Italia meridionale). *Annali Univ. Ferrara, sez. Sci. Terra*, 4 (suppl.), 1-81.
- Brankman C.M. & Aydin A. (2004) – Uplift and contractional deformation along a segmented strike-slip fault system: the Gargano Promontory, southern Italy. *Jour. Struct. Geol.*, 26, 807-824.
- Breman E. (1976) - Distribution of Ostracodes in the bottom sediments of the Adriatic Sea. *Acad. Proefschr. Vrije Univ. Amsterdam*, 165 p.
- Butler M. (1980) - The giant erinaceid insectivore, *Deinogalerix Freudenthal*, from the upper Miocene of Gargano, Italy. *Scripta Geologica* 57, 1-72.
- Calcagnile G. & Panza G.F. (1976) – Seismicity and seismic risk in the Gargano region in relation to its gravitational anomalies. *Riv. It. Geof. Sci. Aff.*, 3, 61-66.
- Cantalamesa G. & Di Celma C. (2005) - Sedimentary features of tsunami backwash deposits in a shallow marine Miocene setting, Majillones Peninsula, northern Chile. *Sedimentary Geology*, 178, 259-273.
- Capuano N., Pappafico G. & Augelli G. (1996) - Ricostruzione dei sistemi deposizionali plio-pleistocenici del margine settentrionale dell'avanfossa pugliese. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 27-292.
- 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.D.A. "Cool-water carbonates", *SEPM Spec. Publ.*, 56, 309-325.
- 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., 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 context of global vs regional controls. In: Lukasik J. & Simo A. (eds), *Controls on carbonate platform and reef development*. *SEPM (Society for Sedimentary Geology). Spec. Publ.*, 89, 255-270.
- Carbonell E., Bermudez de Castro J., Pares J., Perez-Gonzalez A., Cuenca-Bescos G., Olle A., Mosquera M., Huguet R., van der Made J., Rosas A., Sala R., Vallverdu J., Garcya N., Granger D., Martinon-Torres M., Rodríguez X., Stock G. Verges J., Allue E., Burjachs F., Caceres I., Canals A., Benito A., Díez C., Lozano C., Mateos A., Navazo M., Rodríguez J., Rosell J. & Arsuaga J.L. (2008) - The first hominin of Europe. *Nature*, 452, 456-470.
- Casolari E., Negri A., Picotti V. & Bertotti G. (2000) - Neogene stratigraphy and sedimentology of the Gargano Promontory (southern Italy). *Eclogae geol. Helv.*, 93, 7-23.

- Cassano E., Anelli L., Cappelli V. & La Torre P. (2001) – Magnetic and gravity analysis of Italy. In: Vai G.B. & Martini I.P. (2001). *Anatomy of an orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, 53-64, Kluwer.
- Cassinis R., Scarascia S. & Zini E. (1984) – Shallow seismicity and seismic velocity distribution as determined by DSS in the Italian region. *Boll. Geof. Teor. e Appl.*, 25, 49-59.
- Cassinis R., Scarascia S. & Lozej (2007) – The structure of the lower crust and Moho boundary in the area crossed by the CROP-04 profile: a survey of the available results of the wide angle reflecton-refraction lines. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. Spec. 7, 155-161.
- Checchia-Rispoli G. (1902) – Gli Echinidi eocenici del Monte Gargano. *Boll. Soc. Geol. It.*, 21, 51-77.
- Checchia-Rispoli G. (1923) – Sulla "Nummulites molli d'Archiac" dell'Eocene del Promontorio garganico. *Boll. R. Uff. geol. Italia*, 49 (7), 1-8.
- Chilovi C., De Feyter A.J. & Pompucci A. (2000) – Wrench zone reactivation in the Adriatic Block: the example of the Mattinata Fault System (SE Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 119, 3-8.
- Claps M., Parente M., Neri C. & Bosellini A. (1996) – Facies and cycles of the S. Giovanni Rotondo limestone (Lower Cretaceous, Gargano Promontory, Southern Italy): the Borgo Celano section. *Ann. Univ. Ferrara*, 6, supplemento, 5-35.
- Cobianchi M., Luciani V. & Bosellini A. (1997) – Early Cretaceous nannofossils and planktonic foraminifera from northern Gargano (Apulia, southern Italy). *Cretaceous Research*, 18, 249-293.
- Cobianchi M., Luciani V. & Menegatti A. (1999) – The Selli Level of the Gargano Promontory, Apulia, southern Italy: foraminiferal and calcareous nannofossil data. *Cretaceous Research*, 20, 255-269.
- Colantoni P., Tramontana M. & Tedeschi R. (1990) – Contributo alla conoscenza dell'avampaese Apulo: Struttura del Golfo di Manfredonia (Adriatico meridionale). *Giornale di Geologia*, 52, 19-32.
- Conti M.A., Morsilli M., Nicosia U., Sacchi E., Savino V., Wagensommer A., Di Maggio L. & Gianolla P. (2005) - Jurassic dinosaur footprints from southern Italy: footprints as indicators of constraints in paleogeographic interpretation. *Palaios*, 20 (6).
- Cremonini G, Elmi C. & Selli R. (1971) - Note Illustrative della carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000. Foglio 156 "S. Marco in Lamis". *Serv. Geol. It.*, 64 p.
- Crescenti U. & Vighi L. (1964) – Caratteristiche, genesi e stratigrafia dei depositi bauxitici cretaci del Gargano e delle Murge: cenni sulle argille con pisoliti bauxitiche del Salento (Puglie). *Boll. Soc. Geol. It.*, 83, 5-51.
- Daams R. & Freudenthal M. (1985) - *Stertomyx laticrestatus*, a new glirid (dormice, Rodentia) from the insular fauna of Gargano (Prov. of Foggia, Italy). *Scripta Geologica*, 77, 21-27.
- D'alessandro A., Laviano A., Ricchetti G. & Sardella A. (1979) – Il Neogene del Monte Gargano. *Boll. Soc. Geol. It.*, 18, 9-116.
- D'Argenio B. & Mindszenty A. (1991) – Karst bauxites at regional unconformities and geotectonic correlation in the Cretaceous of the Mediterranean. *Boll. Soc. Geol. It.*, 110, 85-92.
- De Alteriis G. & Aiello G. (1993) – Stratigraphy and tectonics offshore of Puglia (Italy, southern Adriatic Sea). *Marine Geology*, 113, 233-253.
- de Beaumont G. (1979 – Note sur quelques carnivores (Mammifères) du Quaternaire ancien de la province de Foggia (Italie). *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, 74 (335), 217-226.

- De Dominicis A. & Mazzoldi G. (1987) – Interpretazione geologico strutturale del margine orientale della Piattaforma Apula. Mem. Soc. Geol. It., 38, 163-176.
- De Fino M., La Volpe L. & Piccarreta G. (1981) – Geochemistry and petrogenesis of the Paleocene platform magmatism at Punta delle Pietre Nere (Southeastern Italy). N. Jb. Miner. Abh., 142, 161-177.
- De Giuli C. & Torre D. (1984) – A microfauna with *Allophaiomys pliocaenicus* from Gargano (Southern Italy). Palaeontographia Italica, 73, 116-128.
- De Giuli C. & Torre D. (1984) - Species interrelationships and evolution in the Pliocene endemic faunas of Apricena (Gargano Peninsula—Italy). Geobios, mem. Special., 8, 379–383.
- De Giuli C., Masini F. & Torre D. (1985) - Effetto arcipelago: un esempio nelle faune fossili del Gargano. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, 24 (2–3), 191–193.
- De Giuli C., Masini F. & Torre D. (1986) – The latest Villafranchian faunas of Italy. The Pirro Nord Fauna (Apricena, Gargano). Palaeontographia Italica, 74, 51-62.
- De Giuli C., Masini F., Torre D. & Boddi V. (1987) - Endemism and biochronological reconstructions: the Gargano case history. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, 25, 267–276.
- de Lumley H., Fournier A., Krzepakowska J. & Echassoux A. (1988) - L'industrie du Pléistocène inférieur de la grotte du Vallonet, Roquebrune-Cap-Martin. Alpes-Maritimes. L'Anthropologie, 92, 465–495.
- de Lumley H., Nioradzé M., Barsky D., Cauche D., Celiberti V., Nioradzé G., Notter O., Zvania D. & Lordkipanidze D. (2005) - Les industries lithique préoldowayennes du début du Pléistocène inférieur du site de Dmanissi en Géorgie. L'Anthropologie, 109, 1–182.
- de Lumley H., Barsky D. & Cauche D. (2009) - Les premières étapes de la colonisation de l'Europe et l'arrivée de l'Homme sur les rives de la Méditerranée. L'anthropologie, 113, 1-46.
- Decrouez D. & Lanterno E. (1979) – Les «bancs à Nummulites» de l'Eocène mésogéen et leurs implications. Arch. Sci., 32(1), 67-94.
- Delfino M. (2002) - Erpetofauna italiana del Neogene e del Quaternario. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, . 382 pp.
- Delfino M. & Bailon S. (2000) – Early Pleistocene Herpetofauna from cava dell'Erba and cava Pirro (Apulia, Southern Italy). Herpetological Journal, 10, 95-110.
- Delfino M., Böhme M. & Lorenzo Rook L. (2007) - First European evidence for transcontinental dispersal of *Crocodylus* (late Neogene of southern Italy) Zoological Journal of the Linnean Society, 149, 293–307.
- Della Vedova B., Marjon I., Panza G.F. & Suhadolc P. (1988) – Upper mantle properties along a profile intersecting EGT (Corsica-Sardinia). Atti XIII E.G.S., General Assembly, Bologna.
- Despriée J., Gageonnet R., Voinchet P., Bahain J.J., Falguères C., Varache F., Courcimault G. & Dolo J.M. (2006) - Une occupation humaine au Pléistocène inférieur sur la bordure nord du Massif Central. Comptes Rendu PALEVOL., 5, 821-828.
- Despriée J., Voinchet P., Moncel M-H., Arzarello M., Robin S., Sala R., Bahain J.J., Falguères C., Tissoux H., Dépont J. & Courcimault G. (In stampa). Sites of Lower Pleistocene in the basin of the Middle Loire River, Centre region, France. Proceedings of the Russian Academy of Sciences.

- Di Stefano G. & Petronio C. (2002) – Systematic and evolution of the Eurasian Plio-Pleistocene tribe Cervini. *Geologica Romana*, 36, 311-334.
- Dogliani C., Mongelli F., Pieri P. (1994) – The Puglia uplift (SE Italy): an anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere. *Tectonics*, 13, 1309-1321.
- Dogliani C., Tropeano M., Mongelli F. & Pieri P. (1996) – Middle-Late Pleistocene uplift of Puglia: an “anomaly” in the Apenninic foreland. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 101-117.
- Einsele G. (1998) - Event Stratigraphy: Recognition and Interpretation of Sedimentary event Horizons. In Doyle P. and Bennet M.R. Eds., *Unlocking Stratigraphical Record: Advances in Modern Stratigraphy*, 145-193.
- Fanfani F. (1999) – Revisione degli insettivori (Mammalia) tardo neogenici e quaternari dell’Italia peninsulare. Tesi di Dottorato in Paleontologia, Università di Modena, Bologna e Roma La Sapienza.
- Favali P., Mele G. & Mattiotti G. (1990) – Contribution to the study of the Apulian microplate geodynamics. *Mem. Soc. Geol. It.*, 44, 71-80.
- Feroli G. (1991) – Microfaune paleoceniche al tetto della formazione di Monte Acuto presso Mattinata. *Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena*, 122, 67-71.
- Ferrero E. & Pavia G. (1996) - La successione marina pre-villafranchiana. In Carraro F. Ed., *Revisione del Villafranchiano nell’area-tipo di Villafranca d’Asti - Il Quaternario*, 9, 36-38.
- Freudenthal M. & Martín-Suárez E. (2006) - Gliridae (Rodentia, Mammalia) from the late Miocene fissure filling Biancone 1 (Gargano, prov. Foggia, Italy). *Paleontologia Electronica*, 9, 2: 1-23.
- Freudenthal M. (1971) - Neogene vertebrates from the Gargano Peninsula, Italy. *Scripta Geologica*, 3, 1–10.
- Freudenthal M. (1972) - *Deinogalerix koenigswaldi* nov. gen., nov. spec., a giant insectivore from the Neogene of Italy. *Scripta Geologica*, 14, 1–19.
- Freudenthal M. (1976) - Rodent stratigraphy of some Miocene fissure fillings in Gargano (prov. Foggia, Italy). *Scripta Geologica*, 37: 1-23.
- Freudenthal M. (1985) - Cricetidae (Rodentia) from the Neogene of Gargano (Prov. of Foggia, Italy). *Scripta Geologica*, 77, 29–74.
- Freudenthal M. (2006) - *Mikrotia nomen novum* for *Microtia* Freudenthal, 1976 (Mammalia, Rodentia). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 26,3: 784.
- Funciello R., Montone P., Parotto M., Salvini F. & Tozzi M. (1991) – Geodynamical interpretation of an intra-orogenic foreland: the Apulia case history (Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 110, 419-425.
- Funciello R., Montone P., Salvini F. & Tozzi M. (1992) – Caratteri strutturali del Promontorio del Gargano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41 (1988), 1235-1243.
- Gambini R. & Tozzi M. (1996) - Tertiary geodynamic evolution of the Southern Adria microplate. *Terra Nova*, 8, 593-602.
- Gianolla P., Morsilli, M. & Bosellini A. (2000) – First discovery of Early Cretaceous dinosaur footprints in the Gargano Promontory (Apulia carbonate platform, southern Italy). In: *Quantitative models on Cretaceous carbonates and the eastern margin of the Apulia Platform*, CRER Working Group 4, Vieste (Gargano, Italy), September 2000, Abstract Book.

- Gliozzi E., Abbazzi L., Argenti P., Azzaroli A., Caloi L., Capasso Barbato L., di Stefano G., Esu D., Ficarelli G., Girotti O., Kotsakis T., Masini F., Mazza P., Mezzabotta C. Palombo M. R., Petronio C., Rook L., Sala B., Sardella R., Zanalda E. & Torre D. (1997) – Biochronology of selected Mammals, Molluscs and Ostracods from the Middle Pliocene to the Late Pleistocene in Italy. The state of the art. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 103 (3), 369-388.
- Göhlich U. B. & Pavia M. (2008) – A new species of *Palaeortyx* (Aves: Galliformes: Phasianidae) from the Neogene of Gargano, Italy. *Oryctos*, 7, 95-108
- Graziano R. & Adabbo M.R. (1996) – Segnalazione di un livello cineritico nella serie di scarpata senoniana del Gargano meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 115, 459-466.
- Graziano R. (1992) – Il margine della piattaforma carbonatica Apula nel Promontorio garganico, sedimentologia e stratigrafia sequenziale. *Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat., Napoli, serie IV, LIX*, 173-198.
- Graziano R. (1994) – Evoluzione cretacea del sistema "Piattaforma Carbonatica Apula/Bacino Est-Garganico" nel Promontorio del Gargano. *Sedimentologia e stratigrafia sequenziale. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università di Napoli*, 254 pp.
- Graziano R. (1999) – The Early Cretaceous drowning unconformities of the Apulia Carbonate Platform (Gargano Promontory, southern Italy): local fingerprints of global palaeoceanographic events. *Terra Nova*, 11, 245-250.
- Graziano R. (2000) – The Aptian-Albian of the Apulia Carbonate Platform (Gargano Promontory, southern Italy): evidence of palaeoceanographic and tectonic controls on the stratigraphic architecture of the platform margin. *Cretaceous Research*, 21, 106-127.
- Graziano R. (2001) – The Cretaceous megabreccias of the Gargano Promontory (Apulia, southern Italy): their stratigraphic and genetic meaning in the evolutionary framework of the Apulia Carbonate Platform. *Terra Nova*, 13, 110-116.
- Graziano R. (2003) – The Early Cretaceous drownings of Tethyan carbonate platforms: controlling mechanisms and paleoceanography. Insights from the Apulia record. In: Simone L., Ruberti D. & Graziano R. (Eds.): *Temperate-type (Foramol facies) carbonate platforms versus tropical-type (Chlorozoan facies) carbonate platforms: tridimensional arrangement of lithofacies, benthic associations and evolution of the related depositional systems*, Proceedings of the COFIN 2000 Workshop, Pozzuoli, February 2003, 55-62; Napoli (De Frede).
- Graziano R. (2007) – Cyanobacteria blooms and drowning unconformities of carbonate platforms: signs of Earth's endogenic, global control on the productivity of carbonate depositional system. Examples from the Jurassic-Cretaceous of the Mediterranean Tethys. EGU Meeting Vienna (Austria, 15-20 April 2007). *Geophysical Research Abstract*, 9, A09465.
- Graziano R. (2009) - Microbialite episodes in the Jurassic-Cretaceous of central-southern Italy: a tale of major paleoceanographic disruptions punctuating the long-term evolution of the Tethys ocean. In: Pascucci V. & Andreucci S. (Eds), *Abstract Book, 27th IAS Meeting of Sedimentology, Alghero, September 20-23, p. 535, Sassari, Italy.*
- Graziano R., Buono, G. & Ruggiero Taddei, E. (2006) – The Lower Toarcian (Jurassic) brachiopod-rich carbonate facies of the Gran Sasso range (central Apennines, Italy). *Boll. Soc. Paleont. It.*, 45, 61-74.
- Graziano R., Carannante G. & Simone L. (2007) – The inception and evolution of the Late Cretaceous rudist bearing carbonate platforms in the mediterranean Tethys: mirror of geodynamically induced biosphere-geosphere interactions. EGU Meeting Vienna (Austria, 15-20 April 2007). *Geophysical Research Abstract*, 9, A08010.

- Graziano R. & Ruggiero Taddei E. (2008) – Cretaceous brachiopod-rich facies of the carbonate platform-to-basin transitions in southern Italy: stratigraphic and paleoenvironmental significance. *Boll. Soc. Geol. It., (Ital. J. Geosci.)*, 127, 407-422.
- Graziano R. & Spalluto L. (2009) - Deciphering shallow-to-deep water paleoecologic shifts across carbonate transitions during OAEs: the Valanginian and Aptian of the Apulia platform and Ionian basin (southern Italy). In: Pascucci V. & Andreucci S. (eds.), *Abstract Book, 27th IAS Meeting of Sedimentology, Alghero, September 20-23, p. 192, Sassari, Italy.*
- Guerricchio A. (1986) - Esempi di bacini "pull-apart" nel Gargano (Puglia settentrionale). *Geol. Appl. ed Idrogeol.*, 21, 25-36.
- Guerricchio A. & Wasowski J. (1992) – Some remarks on the tectonic significance of the paleomagnetic data from Gargano, Southern Italy. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 1263-1269.
- Hartley A., Howell J., Mather A.E. & Chong G. (2001) - A possible Plio-Pleistocene tsunami deposit, Hornitos, northern Chile. *Rev. Geol. Chile*, 28 (1), 117-125.
- Incoronato A. & Nardi G. (1987) – Paleomagnetic evidences for a pery-Tyrrhenian orocline. In Boriani A. et alii, eds. "The lithosphere in Italy, advances in earth science research" *Atti Conv. Acc. Naz. Lin.*, Roma, 80, 217-227.
- Jenkyns H.C. (2010) - Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 11, Q03004, doi:10.1029/2009GC002788.
- Kahlke R.-D. (2006) – Untermassfeld. A late Early Pleistocene (Epivillafranchian) fossil site near Meiningen (Thuringia, Germany) and its position in the development of the European mammal fauna. *Bar International Series 1578*. 141 pp., 15 Tav.
- Koufous G.D. (1992) – The Pleistocene carnivores of the Mygdonia basin (Macedonia, Greece). *Annales de Paléontologie*, 78 (4), 205-257.
- Langer M. (1988) - Recent epiphytic Foraminifera from Vulcano (Mediterranean Sea). *Revue de Paléobiologie*, vol. spec. n. 2, 827-832.
- Laviano A. & Marino M. (1996) – Biostratigraphy and paleoecology of Upper Cretaceous carbonate successions in the Gargano Promontory. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 685-701.
- Le Roux J.P. & Vargas G. (2005) - Hydraulic behavior of tsunami backflows: insights from their modern and ancient deposits. *Environ Geol*, 49, 65-75.
- Leinders J.J.M. (1984) - *Hoplitomerycidae* fam. nov. (Ruminantia, Mammalia) from Neogene fissure fillings in Gargano (Italy); part 1: the cranial osteology of *Hoplitomeryx* gen. nov. and a discussion on the classification of pecoran families. *Scripta Geologica*, 70, 1-51.
- Luciani V. (1993) - Mid Turonian planktic foraminifera and depth stratification along a carbonate paleoslope (Gargano Promontory, southern Italy). *Ann. Univ. Ferrara, (Nuova Serie), Sezione Sc. della Terra*, 4, 47-79.
- Luciani V. & Cobianchi M. (1994) – Type section of the Mattinata Formation (Lower Cretaceous, Gargano Promontory, Southern Italy): new biostratigraphic data (calcareous nannofossils and planktonic foraminifers). *Mem. Sci. Geol.*, 46, 283-301.
- Luciani V., Cobianchi M. & Jenkyns H.C. (2001) – Biotic and geochemical response to anoxic events: the Aptian pelagic succession of the Gargano Promontory (southern Italy). *Geological Magazine*, 138, 277-298.
- Luciani V., Cobianchi M. & Lupi C. (2006) – Regional record of a global oceanic anoxic event: OAE1a on the Apulia Platform margin, Gargano Promontory, southern Italy. *Cretaceous Research*, 27, 754-772.

- Luperto Sinni E. (1996a) – Schema stratigrafico del Cretacico del Gargano basato su risultati di recenti ricerche. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 1019-1036.
- Luperto Sinni E. (1996b) – Sintesi delle conoscenze biostratigrafiche del Cretaceo del Gargano e delle Murge. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 995-1018.
- Luperto Sinni E. & Borgomano J. (1989) - Le Crétacé supérieur des Murges sud-orientales (Italie Méridionale): stratigraphie et evolution des paléoenvironnements. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 95, 95-136.
- Luperto Sinni E. & Borgomano J. (1994) – Stratigrafia del Cretaceo superiore in facies di scarpata di Monte S. Angelo (Promontorio del Gargano, Italia meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 113, 355-382.
- Luperto Sinni E. & Masse J.P. (1986) – Données nouvelles sur la stratigraphie des calcaires de plate-forme du Crétacé inférieur du Gargano (Italie méridionale). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 92, 33-66.
- Luperto Sinni E. & Masse J.P. (1987) – Données nouvelles sur la stratigraphie et la micropaléontologie des séries carbonatés de talus et de bassin du Crétacé inférieur du Gargano (Italie méridionale). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 93, 347-378.
- Luperto Sinni E. & Masse J.P. (1994) – Precisazioni micropaleontologiche sulle formazioni di piattaforma carbonatica del Giurassico superiore e del Cretaceo basale del massiccio del Gargano (Italia meridionale) e implicazioni stratigrafiche. *Palaeopelagos*, 4, 243-266.
- Martinez-Navarro B. (1992) – Revision sistemática de la fauna de macromamíferos del yacimiento de Venta Micena. In *Presencia humana en el Pleistoceno Inferior de Granada y Murcia – Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992)*. Ayuntamiento de Orce (Granada), 21-85.
- Martinez-Navarro B. (2002) – Presence of African large mammals (Primates, Carnivores and Ungulates) in the lower Pleistocene of Middle East and Europe. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, 39 (A), 337-351.
- Martín-Suárez E. & Freudenthal M. (2007) - Gliridae (Rodentia, Mammalia) from the late Miocene fissure filling Rinascita 1 (Gargano, prov. Foggia, Italy). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 14, 37-59.
- Masini F. (1989) – I Bovini villafranchiani dell'Italia. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia.
- Masini F. & Santini G. (1991) – *Microtus (Allophaiomys) (Arvicolidae, Rodentia, Mammalia)* from Cava Pirro (Apricena, Gargano) and other Italian localities. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 30, 355-380.
- Masini F., Petruso D., Bonfiglio L. & Mangano G. (2008) - Origination and extinction patterns of mammals in three central Western Mediterranean islands from the Late Miocene to Quaternary. *Quaternary International*, 182, 63-79.
- Massari F & D'Alessandro A. (2000) - Tsunami-related scour-and-drape undulations in Middle Pliocene restricted-bay carbonate deposits (Salento, southern Italy). *Sedimentary Geology*, 135, 265-281.
- Masse J.P. (1992) - Les Rudistes de l'Aptien inférieur d'Italie continentale: aspects systematiques, stratigraphiques et paleobiologiques. *Geologica Romana*, 28, 243-260.
- Masse J.P. & Borgomano J. (1987) – Un modèle de la transition plate-forme-bassin carbonaté contrôlé par des phénomènes tectoniques: le Crétacé du Gargano (Italie méridionale). *C.R.Ac. Sc. Paris.*, 304, Serie II, 521-526.
- Masse J.P. & Gallo Maresca M. (1997) - Late Aptian Radiolitidae (rudist bivalves) from the Mediterranean and Southwest Asiatic regions: taxonomic, biostratigraphic and palaeobiogeographic aspects. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 128, 101-110.

- Masse J.P., Gallo Maresca M. & Luperto Sinni E. (1997) - Albian Rudist faunas from southern Italy: taxonomic, biostratigraphic and palaeobiogeographic aspects. *Geobios*, 31, 47-59.
- Masse J.P. & Luperto Sinni E. (1987) - A platform to basin transition model: the lower Cretaceous carbonates of the Gargano massif (Southern Italy). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 40, 99-108.
- Mattavelli L. & Pavan G. (1965) - Studio petrografico delle facies carbonatiche del Gargano. *Rend. Soc. Min. It.*, 21, 207-251.
- Matteucci R. (1971) - Revisione di alcuni Nummuliti significativi dell'Eocene del Gargano (Puglia). *Geol. Romana*, 9, 205-238.
- Matteucci R. (1978) - Foraminiferi epibionti e criptobionti in gusci di Nummuliti dell'Eocene medio del Gargano (Puglia). *Geol. Romana*, 17, 389-410.
- Matteucci R. (1990) - Uniglobites glomerata (Morris) e altre bioperforazioni in Nummulites dell'Eocene medio del Gargano. *Geol. Romana*, 26, 93-102.
- Matteucci R. (1996) - Autoecologic remarks on recent and fossil Haddonina (Textulariina, Foraminifera). *Boll. Soc. Paleont. It., Spec. Vol. 3*, 113-122.
- Matteucci R. & Pignatti J.S. (1991) - The Paleocene of the Apulian area (central-eastern Italy). *Rend. Soc. Geol. It.*, 14, 189-194.
- Matteucci R. & Pignatti J. (1992) - The Paleocene of the Apulian area (central-eastern Italy). *Rendic. Soc. Geol. It.*, 14, 189-194.
- Maul, L., Masini, F., Abbazzi, L. & Turner, A. (1998) - The use of different morphometric data for absolute age calibration of some South- and Middle European arvicolid populations. *Paleontographia Italica*, 85, 111-151.
- Mazza P. (1986a) - Prolagus (Ochotonidae, Lagomorpha, Mammalia) from Neogene fissure fillings in Gargano (Southern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 25 (2), 159-185.
- Mazza P. (1986b) - Further data on the Gargano (Southern Italy) Prolagus (Ochotonidae, Lagomorpha, Mammalia). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 25, 203-211.
- Mazza P. (1987) - Prolagus apricenicus and Prolagus imperialis: two new Ochotonids (Lagomorpha, Mammalia) of the Gargano (Southern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 26 (3), 233-243.
- Mazza P. & Rustioni M. (1992) - Morphometric revision of the Eurasian species *Ursus etruscus* Cuvier. *Palaeontographia Italica*, 79, 101-146.
- Mazza P. & Zafonte F. (1987) - Phyletic and ecologic considerations on the Gargano (Southern Italy) *Prolagus* (Ochotonidae, Lagomorpha, Mammalia). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 26 (3), 221-231.
- Mazza P., Sala B. & Fortelius M. (1993) - A small latest Villafranchian (late early Pleistocene) rhinoceros from Pietrafitta (Perugia, Umbria, Central Italy), with notes on the Pirro and Westerhoven rhinoceroses. *Palaeontographia Italica*, 80, 25-50.
- Mazza P. & Rustioni M. (2008) - Processes of island colonization by Oligo-Miocene land mammals in the central Mediterranean: New data from Scontrone (Abruzzo, Central Italy) and Gargano (Apulia, Southern Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 267, 208-215.
- Millien-Parra V. (2000) - The evolution of *Microtia* Freudenthal, 1976 (Mammalia, Rodentia), an endemic genus from the Neogene of the Gargano island, southern Italy. In: Rheinwald, G. (Ed.), *Isolated Vertebrate Communities in the Tropics*, Proceedings of the 4th International Symposium, Bonn. *Bonner Zoologische Monografien*, 46, 381-389.
- Millien-Parra V. & Jaeger J.J. (2001) - Size evolution of the lower incisor of *Microtia*, a genus of endemic murine rodents from the late Neogene of Gargano, southern Italy. *Paleobiology*, 27 (2), 379-391.

- Mindszenty A., D'argenio B. & Aiello G. (1995) – Lithospheric bulges recorded by regional unconformities. The case of Mesozoic - Tertiary Apulia. *Tectonophysics*, 252, 137-161.
- Monegatti P. & Raffi S. (2001) - Taxonomic diversità and stratigraphic distribution of Mediterranean Pliocene bivalves. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoec.*, 165, 171-193.
- Morelli D. (2002) – Evoluzione tettonico-stratigrafica del Margine adriatico compreso tra il Promontorio garganico e Brindisi. *Mem. Soc. Geol. It.*, 57, 343-353.
- Morsilli M. & Bosellini A. (1997) – Carbonate facies zonation of the upper Jurassic-lower Cretaceous Apulia carbonate platform margin (Gargano Promontory, Southern Italy). *Riv. It. Paleon. Strat.*, 103, 193-206.
- Morsilli M., De Cosmo P.D., Bosellini A. & Luciani V. (2002) – L'annegamento Santoniano della Piattaforma Apula nell'area di Apricena (Gargano, Puglia): nuovi dati per la paleogeografia del Cretacico superiore. IX Riunione Annuale del Gruppo Informale di Sedimentologia, Pescara 21-22 Ottobre 2002, pp. 63-64.
- Morsilli M., Rusciadelli G. & Bosellini A. (2004) – The Apulia carbonate platform-margin and slope, Late Jurassic to Eocene of the Maiella Mt. and Gargano promontory: physical stratigraphy and architecture. 32nd International Geological Congress, Florence, August 20-28, 2004, Field Trip Guidebook P18, 1-44. APAT, Roma.
- Motchurova-Dekova N., Radulović V., Graziano R. & Taddei Ruggiero E. (2009) – *Orbirhynchia nadiae*, a new rhynchonellide brachiopod species from the Lower Aptian of the Gargano Promontory (southern Italy): shell structure, stratigraphy, palaeoecology and taphonomy. *N.Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 252, in stampa.
- Mullins H.T. & Hine A.C. (1989) – Scalloped bank margins: beginning of the end for carbonate platforms? *Geology*, 17, 30-33.
- Napoleone G., Albanelli A., Azzaroli A., Bertini A., Magi M. & Mazzini M. (2003) – Calibration of the Upper Valdarno Basin to the Plio- Pleistocene for correlating the Apennine continental sequences. *II Quaternario* 16 (bis), 131-166.
- Nelson C.S., Hyden F.M., Keana S.L., Leask W.L. & Gordon D. (1988) - Application of bryozoan zoarian growth-form studies in facies analysis of non-tropical carbonate deposits in New Zealand. *Sedimentary Geology*, 60, 301-322.
- Neri C. & Luciani V. (1994) – The Monte S. Angelo Sequence (late Cretaceous - Paleocene, Gargano Promontory, southern Italy): physical stratigraphy and biostratigraphy. *Giornale di Geologia*, 56, 149-165.
- Neri C. (1993) – Stratigraphy and sedimentology of the Monte Acuto formation (Upper Cretaceous-Lower Paleocene, Gargano Promontory, Southern Italy). *Ann. Univ. Ferrara, (Nuova Serie), Sez.: Sc. Terra*, 4, 13-44.
- Nicolai C. & Gambini R. (2007) – Structural architecture of the Adria platform-and-basin system. *Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec.* 7, 21-37.
- Nicosia U., Marino M., Mariotti N., Muraro C., Panigutti S., Petti F.M. & Sacchi E. (2000a) - The Late Cretaceous dinosaur tracksite near Altamura (Bari, southern Italy). I Geological framework. *Geologica Romana*, 35.
- Nicosia U., Marino M., Mariotti N., Muraro C., Panigutti S., Petti F.M., Sacchi E. (2000b) – The Late Cretaceous dinosaur tracksite near Altamura (Bari, southern Italy). II *Apulosauripus federicianus* new ichnogen. and new ichnosp. *Geologica Romana*, 35, 237-247.
- Nicosia U., Petti F.M., Perugini G., D'Orazi Porchetti S., Sacchi E., Conti M.A., Mariotti N., Zarattini A. (2007) – Dinosaur tracks as paleogeographic constraints: new scenarios for the cretaceous geography of the periadriatic region. *Ichnos*, 14, 69-90.
- Ortolani F. & Pagliuca S. (1987) – Tettonica transpressiva nel Gargano e rapporti con le catene appenninica e dinarica. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 205-224.

- Ortolani F. & Pagliuca S. (1992) – Il Gargano (Italia meridionale): un settore di “avampaese” deformato tra le catene appenninica e dinarica. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 1245-1252.
- Parra V., Jaeger J.-J. & Bocherens H. (1999) - The skull of *Microtia*, an extinct burrowing murine rodent of the late Neogene Gargano palaeoisland. *Lethaia*, 32, 89-100.
- Patacca E. & Scandone P. (2004) – The 1627 Gargano earthquake (Southern Italy): Identification and characterization of the causative fault. *Journal of Seismology*, 8, 259-273.
- Patacca E., Scandone P. & Mazza P. (2008) – Oligocene migration path for Apulia macromammals: the Central-Adriatic bridge. *Boll. Soc. Geol. It.*, 127, 337-355.
- Pavan G. & Pirini G. (1965) – Stratigrafia del foglio 157 “Monte S. Angelo”. *Boll. Serv. Geol. It.*, 86, 123-189.
- Pavia G., Bertok C., Ciampo G., Di Donato V., Martire L., Masini F., Santangelo N., Taddei Ruggiero E. & Zunino M. (2010). Depositional events in the Pliocene to Lower Pleistocene succession of the Apricena-Lesina-Poggio Imperiale minig district (western Gargano, Foggia, southern Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*
- Pavia G., Arzarello M., Marcolini F., Pavia M., Petronio C., Petrucci M., Rook L. & Sardella R. (2008) - Ricerche antropologiche, paleontologiche e stratigrafiche sul sito pleistocenico di Pirro Nord, Foggia: evidenze della più antica occupazione umana in Europa. *Geingegneria Ambientale e Mineraria*, 2008, 149-153.
- Pavia M., Zunino M., Coltorti M., Angelone C., Arzarello M., Bagnus C., Bellucci L., Colombero S., Marcolini F., Peretto C., Petronio C., Petrucci M., Pieruccini P., Sardella R., Tema E., Villier B. & Pavia G. (2011) - Stratigraphical and palaeontological data from the Early Pleistocene Pirro 10 site of Pirro Nord (Puglia, south-eastern Italy). *Quaternary International*, doi:10.1016/j.quaint.2010.12.019.
- Pérès G.M. & Picard J. (1964) - Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée. *Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume*, 31/47, 137 p.
- Peretto C., Amore F.O., Antoniazzi A., Bahain J. J., Cattani L., Esposito P., Falguères C., Gagnepain J., Hedley I., Laurent M., Lebreton V., Longo L., Milliken S., Vannucci S., Vergés J.M. Wagner J.J., Yokoyama Y. (1999) - L'industrie lithique de Ca'Belvedere di Monte Poggiolo. *Stratigraphie, matière première, typologie, remontages et traces d'utilisation. L'Anthropologie*, 102, 1-120.
- Petrucci M. (2008) – Analisi sistematica dei Macromammiferi di Pirro Nord (Apricena, Foggia, Puglia). Tesi di dottorato in Scienze della Terra, 201 pp. Università di Torino.
- Petti F.M., Conti M.A., D'Orazi Porchetti S., Morsilli M., Nicosia U. & Gianolla P. (2008) – A theropod dominated ichnocoenosis from late Hauterivian-early Barremian of Borgo Celano (Gargano Promontory, Apulia, southern Italy). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 114, 3-17.
- Petti F.M., D'Orazi Porchetti S., Nicosia U., Perugini G., Sacchi E. (2007) - Aptian dinosaur footprints from Esperia (Frosinone, Southern Latium - Italy). *Geoitalia 2007, VI Forum Italiano di Scienze della Terra, Rimini, Italy. Epitome*, vol. 2, p. 305.
- Philip, J., Floquet, M., Platel, J.P., Bergerat, F., Sandulescu, M., Baraboshkin, E., Amon, E.O., Guiraud, R., Vaslet, D., Le Nindre, Y., Ziegler, M., Poisson, A. & Bouaziz, S. (2000) – Map 14 - Late Cenomanian (94.7 to 93.5 Ma). In: Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., and Sandulescu, M., eds., *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps, CCGM/CGMW, Paris*, 153-178.
- Piccardi L. (2005) - Paleoseismic evidence of legendary earthquakes: The apparition of Archangel Michael at Monte Sant'Angelo (Italy). *Tectonophysics*, 408, 113-128.

- Pignatti J. & Ventura G. (1993) – The types of Nummulites and Operculina in the Tellini (1890) collection stored at the Museum of Paleontology at “La Sapienza” University of Rome. *Geol. Romana*, 29, 131-138.
- Pignatti J., Di Carlo M., Benedetti A., Bottino C., Briguglio A., Falconi M., Matteucci R., Perugini G. & Ragusa M. (2008) – SBZ 2–6 larger foraminiferal assemblages from the Apulian and Pre–Apulian domains. *Atti Mus. Civ. Stor. Nat. Trieste*, 53(Suppl.), 131-146.
- Pignatti J.S. (1994) – Biostratigrafia dei macroforaminiferi del Paleogene della Maiella nel quadro delle piattaforme periadriatiche. *Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. “Biostratigrafia dell’Italia centrale”*, 359-405.
- Posenato R., De Fino M., La Volpe G., Piccarreta P. (1994) – L’affioramento del Trias superiore delle Pietre Nere (calcari e gessi) e i prodotti del vulcanesimo paleogenico. In: *Geologia delle aree di avampaese*, 77° Congresso Nazionale della Soc. Geol. It., Bari, 23 Settembre - 1 Ottobre 1994, Guida alle escursioni, 19-23.
- Posenato, R. & Morsilli, M. (1999) – New species of *Peregrinella* (Brachiopoda) from the Lower Cretaceous of the Gargano Promontory (southern Italy). *Cretaceous Research*, 20, 641-654.
- Ragusa M. (2006) – Le associazioni a macroforaminiferi del Paleogene della regione apulo-garganica. Tesi di Dottorato di ricerca in Paleontologia, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, 245 pp.
- Ricchetti G. & Mongelli F. (1980) – Flessione e campo gravimetrico della micropiastra apula. *Boll. Soc. Geol. It.*, 99, 431-436.
- Ricchetti G., Ciaranfi N., Luperto Sinni E., Mongelli F. & Pieri P. (1992) – Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell’avampaese apulo. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 57-82.
- Ridente D. & Trincardi F. (2006) – Active foreland deformation evidenced by shallow folds and faults affecting late Quaternary shelf-slope deposits (Adriatic Sea, Italy). *Basin Research*, 18, 171-188.
- Rook L. (1994) – The Plio-Pleistocene old World *Canis* (*Xenocyon*) ex gr. *falconeri*. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 33, 71-82.
- Rook L., Martinez-Navarro B. & Howell C. (2004) – Occurrence of *Theropithecus* sp. in the Late Villafranchian of Southern Italy and implication for Early Pleistocene “out of Africa” dispersals. *Journal of Human Evolution*, 47: 267-277.
- Rook, L. & Sardella R. (2005) – *Hystrix refossa* Gervais, 1852 from Pirro Nord (Early Pleistocene, Southern Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 111 (3), 485-492.
- Rozlozsnik P. (1927) – Einleitung in das Studium der Nummulinen und Assilinen. *Mitt. Jb. kgl. ung. geol. Anst.*, 26, 1-156.
- Rusciadelli G., Sciarra N. & Mangifesta M. (2003) – 2D modelling of large-scale platform margin collapses along an ancient carbonate platform edge (Maiella Mt., Central Apennines, Italy): geological model and conceptual framework. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 200, 245-262.
- Sacchi E., Conti M.A., D’Orazi Porchetti S., Logoluso A., Nicosia U., Perugini G. & Petti F.M. (2009) – Aptian dinosaur footprints from the Apulia platform (Bisceglie, southern Italy) in the framework of the periadriatic ichnosites. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 271, 104-116.
- Sala B & Masini F. (2007) – Large- and small-mammal distribution patterns and chronostratigraphic boundaries from the Late Pliocene to the Middle Pleistocene of the Italian peninsula. *Quaternary International*, 160, 43-56.
- Salvini F., Billi A. & Wise D.U. (1999) – Strike-slip fault-propagation cleavage in carbonate rocks: the Mattinata Fault Zone, Southern Apennines, Italy. *J Struct. Geol.*, 21, 1731-1749.

- Sardella R. (1994) – Sistematica e distribuzione stratigrafica dei macairodontini dal Miocene Superiore al Pleistocene. Tesi di Dottorato. Dottorato di Ricerca in Scienze Paleontologiche Modena, Bologna, Firenze Roma: 1-137.
- Sardella R. (1998) – The Plio-Pleistocene dirk-toothed cat *Megantereon* ex gr. *cultridens* (Mammalia, Felidae, Macharodontinae) with comments on taxonomy, origin and evolution. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 207 (1), 1-36.
- Sardella R., Petrucci M. & Rook L. (2008) – The African species *Megantereon whitei* from the Early Pleistocene of Monte Argentario (South Tuscany, Central Italy). *C. R. Palevol.*, 7 (8), 601-606.
- Savazzi E. (1995) - Parasite-induced teratologies in the Pliocene bivalve *Isognomon maxillatus*. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoec.*, 116, 131-139.
- Savi P. & Meneghini G. (1851) – Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche concernenti la geologia della Toscana e dei paesi limitrofi. 249 pp. Stamperia Granducale, Firenze.
- Schaub H. (1981) – Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. *Taxinomie, phylogénese et biostratigraphie*. *Schweiz. Paläont. Abh.*, 104, 236 pp.; 105-106, 87 tavv.
- Schroeder R., Van Buchem F.S.P., Cherchi A., Baghbani D., Vincent B., Immenhauser A. & Granier B. (2010) - Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian – Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. *GeoArabia, Special Publication*, 4, 49-96.
- Scotto di Carlo B. (1966) – Le alveoline del Gargano nord-orientale. *Palaeontogr. ital.*, 61, 65-76.
- Scrocca D. (2006) – Thrust front segmentation induced by differential slab retreat in the Apennines (Italy). *Terra Nova*, 18, 154-161.
- Selli R. & Zecchi R. (1981) – Sismotettonica dell'Italia meridionale fra il 40° e 42° parallelo. *Rend. Soc. Geol. It.*, 4, 623-628.
- Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E., Drobne K., Ferrández C., Jauhri A.K., Less G., Pavlovec R., Pignatti J., Samsó J.M., Schaub H., Sirel E., Strougo A., Tambareau Y., Tosquella J. & Zakrevskaya E. (1998) – Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. géol. France*, 169 (2), 281-299.
- Sgarrella F., Barra D. & Improta A. (1985) - The benthic foraminifers of the Gulf of Policastro (Southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 92, 67-114.
- Sgarrella F. & Moncharmont-Zei M. (1993) - Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology. *Boll. Soc. Paleont. It.*, 32, 145-264.
- Simone L., Carannante G., D'argenio B., Mindszenty A. & Ruberti D. (1991) – Bauxites and related paleokarst in Southern Italy, Sicily and Sardinia. *Acta Geol. Hung.*, 34, 273-305.
- Spalluto L. (2004) – La Piattaforma Apula nel Gargano centro-occidentale: organizzazione stratigrafica ed assetto della locale successione di piattaforma interna. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università di Bari, 173 p.
- Spalluto L. & Moretti M. (2006) – Evidenze di neotettonica (Pliocene medio-Pleistocene superiore) nel settore occidentale del Promontorio del Gargano (Italia meridionale). *Il Quaternario*, 19, 143-154.
- Spalluto L. & Pieri P. (2008) – Carta Geologica delle unità carbonatiche mesozoiche e cenozoiche del Gargano sud-occidentale: nuovi vincoli stratigrafici per l'evoluzione tettonica dell'area. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, LXXVII (2008), pp.
- Spalluto L., Pieri P. & Ricchetti G. (2005) – Le facies carbonatiche di piattaforma interna del Promontorio del Gargano: implicazioni paleoambientali e correlazioni con la coeva successione delle Murge (Italia meridionale, Puglia). *Boll. Soc. Geol. It.*, 124, 675-690.

- Stampfli G.M. & Borel G.D. (2004) – The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In: Cavazza W., Roure F., Spakman W., Stampfli G.M. & Ziegler P. (eds.), The TRANSMED Atlas: the Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer Verlag, 53-80 and CD-ROM.
- Tellini A. (1890) – Nummuliti della Majella, delle Isole Tremiti e del Promontorio garganico. Boll. Soc. Geol. It., 9, 359-422.
- Tinti S., Maramai A. & Favali P. (1995) – The Gargano Promontory: an important Italian seismogenic-tsunamigenic area. Marine Geology, 122, 227-241.
- Tondi E., Piccardi L., Cacon S., Kontny B. & Cello G. (2005) – Structural and time constraints for dextral shear along the seismogenic Mattinata Fault (Gargano, southern Italy). J. Geodyn., 40, 134-152.
- Toro-Moyano I., de Lumley H., Fajardo B., Barsky D., Cauche D., Celiberti V., Grégoire S., Martinez-Navarro B., Patrocínio Espigares M. & Ros-Montoya S. (2009) - L'industrie lithique des gisements du Pléistocène inférieur de Barranco León et Fuente Nueva 3 à Orce, Grenade, Espagne. L'anthropologie, 113, 111-124.
- Turco E., Schettino A., Nicosia U., Santantonio M., Di Stefano P., Iannace A., Cannata D., Conti M.A., Deiana G., D'Orazi Porchetti S., Felici F., Liotta D., Mariotti M., Milia A., Petti F.M., Pierantoni P.P., Sacchi E., Sbrescia V., Tommasetti K., Valentini M., Zamparelli V. & Zarcone G. (2007) - Mesozoic Paleogeography of the Central Mediterranean Region. Geoitalia 2007. VI Forum Italiano di Scienze della Terra, Rimini, Italy. Epitome, vol. 2, p. 108.
- Vai G.B. & Martini I.P. (2001) - Anatomy of an orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins. 632 p., Kluwer.
- Valleri G. (1984) - New data on planktonic foraminifera biostratigraphy from the Neogene of the Gargano Peninsula (Foggia, southern Italy). Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., 90, 375-406.
- Van der Geer A.A.E. (1999) - On the astragalus of the Miocene endemic deer *Hoplitomeryx* from the Gargano (Italy). In: Reumer, J.W.F., De Vos, J. (Eds.), Elephants have a Snorkel! Papers in honour of P.Y. Sondaar. Deinsea, 7, 325–336.
- Van der Geer A.A.E. (2005) - The postcranial of the deer *Hoplitomeryx* (Mio-Pliocene; Italy): another example of adaptive radiation on Eastern Mediterranean Islands. Monografies de la Societat d'Historia Natural de les Balears, 12, 325–336.
- Van der Geer A.A.E. (2008) - The effect of insularity on the Eastern Mediterranean early cervoid *Hoplitomeryx*: The study of the forelimb. Quaternary International, 182, 145-159.
- Vollmer R. (1976) - Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks from Italy. Geoch. Cosmochim., 40, 283-295.
- Willemsen G.F. (1983) - *Paralutra garganensis* sp. nov. (Mustelidae, Lutrinae), a new otter from the Miocene of Gargano, Italy. Scripta Geologica, 72, 1–8.
- Zarcone G. & Di Stefano P. (2007) - An anomalous case in the evolution of the Mesozoic sedimentary basins between Alpine and Ionian Tethys: the Panormide carbonate Platforms (Sicily). Geoitalia 2007, VI Forum Italiano di Scienze della Terra. Epitome, vol. 2, p. 106
- Zunino M., Pavia M., Fernández-López S. & Pavia G. (2012) - Taphonomic analysis of the Lower Pleistocene Pirro Nord fossil locality (Pirro 10 Site, Puglia, Southern Italy): a depositional model for vertebrate assemblages in a karstic environment. Palaios, v. 27, p.3-18.