



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)

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

foglio 396 SAN SEVERO

a cura di

M. Moretti¹, P. Pieri¹, G. Ricchetti¹, L. Spalluto¹

con il contributo di:

V. Festa², M. Maggiore⁺¹, P. Maiorano¹, G. Piccarreta²,

A. Ronchitelli³, N. Walsh¹

(1) Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università di Bari

(2) Dipartimento di Geomineralogico, Università di Bari

(3) Dipartimento di Scienze Ambientali - Sez. Ecologia Preistorica, Università degli Studi di Siena

Ente realizzatore:



Regione Puglia
Area di Coordinamento Politiche per
l'ambiente, le reti e la qualità urbana
Servizio Assetto del Territorio

Direttore Responsabile del Dipartimento Difesa del Suolo - ISPRA:

L. SERVA

Responsabile del Progetto CARG per ISPRA - Servizio Geologico d'Italia:

F. GALLUZZO

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Puglia:

O. SANTORO (fino al 2005), **P. CAVALCOLI** (dal 2006)

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

R. Bonomo, M. C. Giovagnoli, E. La Posta, M. Marino

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **S. Falcetti**

Revisione e informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V. Campo, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, S. Falcetti

Gestione tecnico-amministrativa per la Regione Puglia:

M. Lopinto (Assessorato Assetto del territorio)

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI BARI:

Responsabile del Progetto CARG: **N. Ciaranfi**

PER IL DIPARTIMENTO DI GEOLOGIA E GEOFISICA:

Coordinatore scientifico: **G. Ricchetti** (fino al 2005), **N. Ciaranfi** (dal 2006)

Direttore del rilevamento: **P. Pieri** (fino al 2005), **M. Moretti** (dal 2006)

Rilevatori: **V. Festa, M. Moretti, L. Spalluto**

Responsabile dell'informatizzazione: **E. Ricchettiⁱ, M. Palombella**

Informatizzazione e allestimento per la stampa dalla Banca Dati:

LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFICA S.R.L., Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

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

Stampa: **LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFICA S.R.L. - 2011**

INDICE

I	- INTRODUZIONE.....	pag.	5
II	- STUDI PRECEDENTI.....	»	9
1.	- PROMONTORIO DEL GARGANO.....	»	9
2.	- TAVOLIERE DELLE PUGLIE	»	18
3.	- CARATTERI STRUTTURALI	»	21
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	»	25
IV	- STRATIGRAFIA	»	31
1.	- UNITÀ CARBONATICHE MESOZOICHE DELLA PIATTAFORMA APULA.....	»	33
1.1.	- CALCARE DI BARI (CBA)	»	33
1.1.1.	- <i>Membro di Monte Calvo del Gargano</i> (CBA₁).....	»	34
1.1.2.	- <i>Membro di Borgo Celano</i> (CBA₂)	»	42
1.1.2.1.	- Basalti Picritici di Masseria San Giovanni in Pane (bp).....	»	50
1.1.3.	- <i>Membro ad Ostree e Requenie</i> (CBA₃).....	»	51
1.2.	- CALCARE DI ALTAMURA (ALT)	»	55
1.3.	- CALCARI DI MONTE ACUTO (ACU)	»	57
2.	- UNITÀ MIOCENICHE	»	58
2.1.	- FORMAZIONE DI MASSERIA BELVEDERE (BVD)	»	58
2.2.	- FORMAZIONE DI MASSERIA SPAGNOLI (MSG)	»	60
2.3.	- FORMAZIONE DI VALLE DI VITURO (VIT).....	»	61
3.	- UNITÀ DI AVANFOSSA	»	62
3.1.	- CALCARENITE DI GRAVINA (GRA)	»	62
3.2.	- ARGILLE SUBAPPENNINE (ASP)	»	64
4.	- DEPOSITI DEL PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE	»	66
4.1.	- SUPERSINTEMA DEL TAVOLIERE DI PUGLIA (TP).....	»	66
4.1.1.	- <i>Sintema di Cava Petrilli</i> (TVP)	»	67
4.1.1.1.	- Subsintema di Colle degli Ulivi(TVP₁).....	»	67
4.1.1.2.	- Subsintema di Masseria Casillo (TVP₂).....	»	70
4.1.2.	- <i>Sintema di Vigna Bocola</i> (TPB).....	»	71
4.1.2.1.	- Subsintema di San Severo (TPB₁)	»	72
4.1.2.2.	- Subsintema di Masseria Pallante (TPB₂)	»	75
4.1.3.	- <i>Sintema di Masseria la Motticella</i> (MLM).....	»	75
4.1.3.1.	- Subsintema di Amendola (MLM₁).....	»	75
4.1.3.2.	- Subsintema di Masseria de Grossi (MLM₂)	»	78
4.1.4.	- <i>Sintema di Foggia</i> (TGF)	»	79
4.1.5.	- <i>Sintema di Motta del Lupo</i> (TLP)	»	79

4.1.6.	- <i>Sintema di Masseria Finamondo (TPF)</i>	pag. 82
4.2.	- I DEPOSITI DEL S UPERSINTEMA DEL TAVOLIERE DI PUGLIA NEL QUADRO EVOLUTIVO DEL SETTORE SETTENTRIONALE DELLA FOSSA BRADANICA	» 83
5.	- DEPOSITO DEL PLEISTOCENE SUP. - OLOCENE	» 85
5.1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (b_n)	» 85
5.2.	- DETRITO DI VERSANTE (a)	» 86
5.3.	- COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (b₂)	» 86
5.4.	- DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI ED ATTUALI (b)	» 87
6.	- IL PLEISTOCENE DI GROTTA PAGLICCI.....	» 87
6.1.	- IL SITO E LA SEQUENZA STRATIGRAFICA	» 87
6.2.	- L' AMBIENTE.....	» 89
6.3.	- I RESTI UMANI.....	» 90
6.4.	- L' ARTE	» 90
V	- TETTONICA	» 93
1.	- ELEMENTI STRUTTURALI DEL SETTORE DI AVAMPAESE	» 94
1.1.	- SETTORE A NORD DELLA FAGLIA DI MATTINATA	» 95
1.2.	- SETTORE A SUD DELLA FAGLIA DI MATTINATA.....	» 98
2.	- ELEMENTI STRUTTURALI DEL SETTORE DI AVANFOSSA	» 99
2.1.	- LE EVIDENZE DI TETTONICA SINSEDIMENTARIA DURANTE LA FASE DI SUBSIDENZA DEL PLIOCENE SUPERIORE - PLEISTOCENE INFERIORE..	» 101
2.2.	- LE EVIDENZE DI TETTONICA SINSEDIMENTARIA DURANTE LA FASE DI <i>UPLIFT</i> DEL PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE	» 102
3.	- EVOLUZIONE TETTONICA.....	» 104
VI	- LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI	» 109
VII	- GEOLOGIA APPLICATA	» 115
VIII	- IDROGEOLOGIA	» 119
IX	- ABSTRACT	» 121
X	- LEGEND	» 127
	- BIBLIOGRAFIA	» 135

I - INTRODUZIONE

I lavori di rilevamento geologico del F° 396 “San Severo” si inquadrano nell’ambito del progetto nazionale per la realizzazione della Carta geologica ufficiale d’Italia alla scala 1: 50.000; in particolare i suddetti lavori di rilevamento si inseriscono nell’ambito del Progetto CARG Puglia (Legge 305/1989), di cui l’Arch. Piero Cavalcoli è Responsabile per la Regione Puglia e il prof. Neri Ciaranfi per l’Università di Bari (Convenzione Regione Puglia-Università di Bari).

Il rilevamento è stato eseguito dal 1999 al 2004; i lavori di rilevamento sono stati coordinati dal Prof. Giustino Ricchetti, diretti dal Prof. Piero Pieri ed eseguiti dai Dottori Vincenzo Festa, Massimo Moretti e Luigi Spalluto. Nel giugno 2005 sono stati consegnati all’Apat tutti gli elaborati del III S.A.L. comprensivi di carte geologiche (scala 1:25.000), sezioni geologiche, schemi stratigrafici e tettonici e le relative note illustrative. L’informatizzazione è stata eseguita presso la Litografia Artistica Cartografica (LAC) di Firenze. In seguito ai pensionamenti del Coordinatore scientifico Prof. Giustino Ricchetti e del Direttore del rilevamento Prof. Piero Pieri avvenuti in data 1 Novembre 2005, il Dipartimento di Geologia e Geofisica nel marzo 2006 ha modificato l’organigramma del F° 396 “San Severo” nominando il Prof. Neri Ciaranfi come nuovo Coordinatore scientifico e il Dott. Massimo Moretti come nuovo Direttore del rilevamento.

L’area del F° 396 “S. Severo” alla scala 1:50.000 è ubicata geograficamente

nella parte settentrionale della Puglia, in prossimità del confine con il Molise, e ricade a cavallo di due aree morfologicamente molto differenti, il Promontorio del Gargano e il Tavoliere di Puglia (fig. 1). Il contrasto morfologico è nettissimo; da un lato (quadrante nord-orientale del Foglio) l'area garganica costituita da un imponente rilievo calcareo delimitato da una ripida scarpata rivolta verso SO, dall'altro (quadranti sud-occidentali) le piatte colline che degradano verso NE, tipiche del Tavoliere di Puglia. Il limite fra le due aree è rappresentato dal corso del Torrente Candelaro che scorre da NO a SE attraversando diagonalmente l'intera area del Foglio.

Le differenze morfologiche sono strettamente connesse alla storia e alle caratteristiche geologiche precipue delle due aree. Infatti, sotto il profilo geologico strutturale, l'area garganica fa parte dell'Avampaese apulo, l'area del Tavoliere appartiene al dominio di avanfossa. L'altro fattore geologico determinante nel differenziare le due aree è quello litologico; nel caso dell'area garganica la presenza di potenti successioni carbonatiche del Mesozoico, marcatamente deformate e sollevate, determina un alto rilievo con aspre morfologie; nel caso delle piatte e poco elevate colline del Tavoliere costituite da depositi alluvionali e/o marini costieri silicoclastici molto recenti e poco sollevati, quindi anche blandamente incisi, il paesaggio è dato da spianate intervallate da vallecole ampie ma poco profonde.

Le condizioni stratigrafico-strutturali dell'area rilevata possono essere sintetizzate nel seguente modo; nella parte nord-orientale del Foglio affiora una potente successione carbonatica, prevalentemente micritica, di età giurassico-cretacea, la quale è interessata da una intensa tettonica disgiuntiva. Alcune importanti faglie (faglia di Mattinata, faglia di Rignano Garganico, faglia del T. Candelaro) sud-dividono in blocchi il massiccio corpo carbonatico conferendo una marcata peculiarità morfologica a questo settore del Promontorio del Gargano. La tettonica

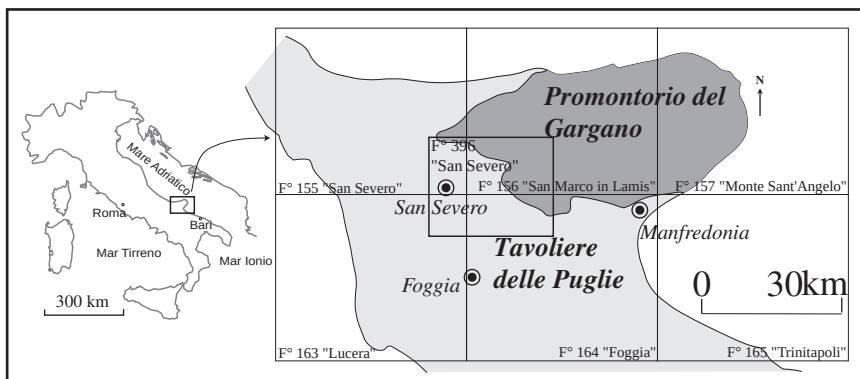


Fig. 1 - Ubicazione del Foglio 396 "San Severo" in scala 1:50.000 in una carta geografica schematica della Puglia settentrionale. Si noti come il suddetto foglio ricada a cavallo di 4 distinti fogli in scala 1:100.000

disgiuntiva ha anche determinato il ribassamento a gradinata verso SO dei calcari mesozoici, sepolti da spessori variabili di sedimenti silicoclastici del Quaternario. L'evoluzione dell'area con i depositi quaternari, che a partire dal T. Candelaro occupano la restante parte del Foglio, va ricondotta alle fasi più recenti della storia evolutiva della Fossa bradanica, cioè al Pleistocene medio-superiore, allorché anche in quest'area si verifica il ritiro del mare verso l'attuale Golfo di Manfredonia con la conseguente deposizione di sintemi costituiti da depositi sia in facies marina costiera che continentali progressivamente più recenti procedendo verso l'attuale linea di costa.

L'area del F°396 "S. Severo" comprende parte di quattro fogli geologici contigui alla scala 1:100.000; infatti i vertici dei quattro fogli geologici F° 155 "S. Severo", F° 156 "S. Marco in Lamis", F° 163 "Lucera" e F°164 "Foggia", si incontrano al centro dell'area del F° 396 (fig. 1). Questo fatto ha imposto particolare attenzione al gruppo di lavoro che ha realizzato questo Foglio, nella valutazione del complesso di informazioni geologiche contenute nei suddetti fogli, spesso contraddittorie.

Per le operazioni di rilevamento in campagna sono state utilizzate le cartografie ufficiali, scala 1: 25.000 dell'IGM. Nelle prime fasi di lavoro è stato eseguito uno studio fotogeologico preliminare. Da un'analisi preliminare delle conoscenze geologiche relative all'area del Foglio in oggetto l'attenzione si è focalizzata sui due più importanti temi da affrontare nel Foglio "S. Severo": per il Mesozoico, la revisione sotto l'aspetto stratigrafico-deposizionale della successione di piattaforma interna; per il Quaternario, la necessità di mettere a punto un quadro organico dei depositi marini e continentali del Pleistocene medio-superiore. Per il primo tema è risultato molto utile lo studio della successione mesozoica del Gargano svolto nell'ambito del dottorato di ricerca in Scienze della Terra (Università di Bari) dal dott. Spalluto; per quanto riguarda il tema dei depositi quaternari sono risultati di grande utilità i nuovi dati emersi dallo studio di questi stessi depositi nell'area del contiguo F°407 "S. Bartolomeo in Galdo", facente parte del medesimo Progetto CARG. L'organizzazione della legenda e degli elementi geologici emersi dal rilevamento geologico è stata fatta seguendo i classici criteri e non ha presentato particolari difficoltà. Solo un aspetto, ancorché non trascurabile, risulta non completamente risolto: la datazione dei depositi quaternari recenti.

II - STUDI PRECEDENTI

1. - PROMONTORIO DEL GARGANO

Le prime notizie sulla geologia del Gargano, di valore puramente storico, risalgono alla prima metà dell'800 con i lavori di PILLA (1839), DE TCHICHATCEFF (1841) e DE AUGUSTINIS (1845). Le prime informazioni geologiche di rilievo sono state successivamente fornite da CANAVARI & CORTESE (1883; 1884), i quali hanno messo a punto un primo schema stratigrafico regionale riconoscendo la grande estensione areale dei terreni giurassici e cretacei. VIOLA & CASSETTI (1893) hanno fornito una prima interpretazione riguardante la serie carbonatica del Gargano riconoscendo nei calcari ad Ellipsactinie in facies organogena del Giurassico superiore la base dell'intera successione carbonatica affiorante. Sui calcari ad Ellipsactinie restano sia i Calcari con selce del Neocomiano affioranti nei settori orientali del Promontorio del Gargano, sia i calcari in facies "Urgoniana" affioranti nei settori occidentali. Ai primi decenni del 1900 appartengono invece lavori di MARTELLI (1909), SACCO (1911), PARONA (1916), ACQUAOTTA (1929), GRANZOW (1913) e VON SEIDLIZ (1931) i quali hanno fornito le prime indicazioni stratigrafiche e paleontologiche sulle successioni mesozoiche e cenozoiche. CHECCHIA RISPOLI (1928a; b; 1934) ha invece realizzato la prima edizione dei Fogli 156 "S. Marco in Lamis", 157 "Monte S. Angelo" e 164 "Foggia" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Inoltre, egli ha riconosciuto la presenza delle unità del Miocene

e del Pliocene ed è giunto ad un primo quadro stratigrafico dei terreni cretacei ed eocenici. A metà del '900 tra i lavori geologici più significativi è opportuno citare lo studio geomorfologico di PASA (1953), gli studi micropaleontologici dei sedimenti cretacei di MONCHARMONT-ZEI (1954) e ZAMPARELLI (1962) ed il rilievo pedologico di LIPPI BONCAMPI (1962). SELLI (1958; 1962) ha inoltre contribuito ad inquadrare la geologia del Gargano ed in particolare la trasgressione del Miocene in quella più ampia dell'Italia meridionale.

CAVINATO (1953) ha effettuato delle ricerche sui giacimenti bauxitici affioranti sul Gargano. In seguito, CRESCENTI & VIGHI (1964) hanno studiato gli stessi giacimenti bauxitici sia nelle miniere a sud di S. Giovanni Rotondo che nel Pantano di S. Egidio, evidenziando che esse segnano una significativa fase di continentalizzazione della piattaforma durante il Turoniano. Più in particolare, gli autori hanno attribuito i sedimenti a letto delle bauxiti alla fine della cenozona a *Cuneolina pavonia parva* (strati a *Sellialveolina viallii*) di età Cenomaniano superiore, mentre quelli a tetto ad una zona a *Characee* indicativa del Senoniano (livello ad *Aeolisaccus kotori*).

CARELLA (1963) ha individuato lungo la dorsale di Masseria San Giovanni in Pane (NO di Apricena) dei corpi magmatici intrusivi incassati nei calcari cretacei costituiti da basalti di colore nerastro, a struttura porfirica, con qualche raro cristallo di augite e di olivina (forsterite), immerso in una massa di fondo plagioclasica vetrosa con abbondanti ossidi e solfuri di ferro.

MATTARELLI & PAVAN (1965), PAVAN & PIRINI (1965) hanno descritto gli aspetti stratigrafici e petrografici relativi alla successione carbonatica mesozoica del Promontorio del Gargano riconoscendo tre diverse zone ognuna delle quali corrispondente ad ambienti di sedimentazione diversi e tipici dei complessi di scogliera, dando un quadro stratigrafico-deposizionale ancora valido nelle sue linee essenziali:

- A) "Zona di scogliera propriamente detta (*"reef-wall"*), costituita da una formazione calcareo-dolomitica occupante tutta la fascia centrale del Promontorio, dal Lago di Varano a Mattinata. Età: Giurassico superiore".
- B) "Zona di retroscogliera (*"back-reef"*), comprendente i sedimenti calcarei e dolomitici che ricoprono tutta l'area occidentale del Gargano. Età: Giurassico-superiore - Cretacico superiore.
- C) "Zona di avanscogliera (*"fore-reef basin"*), caratterizzata da una serie calcarea in facies di mare aperto sviluppatasi su tutta la parte nord-orientale del Promontorio. Età: Giurassico superiore - Eocene.
- D) "Zona intermedia di transizione tra la retroscogliera ed il mare aperto con sedimenti parte in facies pelagica e parte in facies neritica, ricoprenti l'area sud-orientale del Gargano. Età: Cretacico inferiore - Eocene".

In occasione dei lavori di rilevamento della 2ª edizione della Carta Geologica d'Italia, i fogli 155 “San Severo” (BONI *et alii*, 1969), 156 “S. Marco in Lamis” (CREMONINI *et alii*, 1971) e 164 “Foggia” (MERLA *et alii*, 1969) hanno fornito il primo quadro in chiave moderna della geologia del Gargano.

Tuttavia, durante i rilevamenti dei fogli al 100.000 l'assenza di un solido coordinamento stratigrafico ha portato all'adozione di diverse suddivisioni formazionali (fig. 2), tanto che emergono marcate differenze tra un foglio e quelli adiacenti. La proliferazione di formazioni nell'area garganica è stata recentemente discussa nella riunione della Commissione Italiana di Stratigrafia convocata a Vieste (Settembre, 2000). La discussione ha evidenziato la necessità di esemplificare il quadro formazionale presente nell'area garganica sintetizzato nei Quaderni n°7 Serie III del Servizio Geologico Nazionale (Fascicoli 5 del 2006).

	F° 155 San Severo	F° 156 San Marco in Lamis	F° 164 Foggia
Unità mioceniche	Calcareniti di Apricena (Langhiano)	Calcareniti di Apricena (Langhiano-Serravalliano)	Calcari a Briozoi (Miocene medio?)
Unità mesozoiche	Calcari di M.S. Angelo (Albiano-Senoniano) Calcari di Sannicandro (Giurassico sup.-Cretaceo inf.)	Formazione di M.S. Angelo (Albiano-Senoniano) Calcari di San Giovanni Rotondo (Giurassico sup.-Cretaceo inf.) Formazione di Monte la Serra (Giurassico sup.-Cretaceo inf.) Formazione di Sannicandro (Giurassico sup.-Cretaceo inf.)	Calcari di Casa Lauriola (Senoniano) Calcari di Masseria Quadrone (Albiano-Cenomaniano) Calcari di Rignano Garganico (Giurassico sup.)

Fig. 2 - Quadro di sintesi delle unità mesozoiche e mioceniche presenti nella cartografia geologica ufficiale in scala 1: 100.000 ed affioranti nell'area del Foglio 396 “San Severo” (scala 1:50.000), nella quale è stata usata una differente litostratigrafia.

Limitatamente alle unità mesozoiche e terziarie affioranti all'interno dell'area compresa nel F° 396 “San Severo” (scala 1:50.000) durante i rilevamenti della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia sono state riconosciute le seguenti formazioni:

formazione di Monte la Serra (CREMONINI *et alii*, 1971): calcari micritici grigio-avana in strati ben marcati in alternanza con dolomie brune o grigio-brunicce in strati, in banchi o massive. Nei calcari sono presenti rari macrofossili (diceratidi e gasteropodi) e rari microfossili (foraminiferi bentonici e *Favreina salevensis* PARÉJAS). Passa lateralmente ai Calcari di Sannicandro ed ai Calcari

di San Giovanni Rotondo. Ambiente: retroscogliera. Spessore: ca. 800 m. Età: Giurassico superiore-Cretaceo inferiore.

Calcarei di Sannicandro (BONI *et alii*, 1969; CREMONINI *et alii*, 1971): calcari micritici bianchi e rosati con macrofossili (lamellibranchi e gasteropodi), alghe verdi (tra cui *Clypeina jurassica* FAVRE) e foraminiferi bentonici (tra cui *Cuneolina camposauri* e *Cuneolina pavonia parva* D'ORBIGNY). Spesso si intercalano banchi di dolomia biancastra a volte carinata. Passa lateralmente alle formazioni di Monte La Serra e San Giovanni Rotondo ed è spesso sottoposta a quest'ultima. Ambiente: retroscogliera. Spessore: ca. 300 m. Età: Giurassico superiore-Cretaceo inferiore.

Calcarei di San Giovanni Rotondo (CREMONINI *et alii*, 1971): calcari micritici a tessitura omogenea con macrofossili (nerinee e lamellibranchi) e microfossili (foraminiferi bentonici ed alghe verdi) con intercalazioni di calcari oolitici. Passa lateralmente alle formazioni di Sannicandro e di Monte La Serra e spesso risulta essere sottoposta a quest'ultima. Ambiente: retroscogliera. Spessore: ca. 425 m. Età: Giurassico superiore-Cretaceo inferiore.

Calcarei di Masseria Quadrone (MERLA *et alii*, 1969): calcari micritici avana in alternanza con calcareniti grigie e marroni, mal stratificate e prive di macrofossili. Ambiente: retroscogliera. Poggia sui calcari oolitici di Coppa Guardiola (sensu PAVAN & PIRINI, 1965) e passa lateralmente alla formazione di Monte Sant'Angelo. Spessore: ca. 200 m. Ambiente: retroscogliera. Età: Albiano-Cenomaniano.

Calcarei di Casa Lauriola (MERLA *et alii*, 1969): calcari micritici bianchi con ostracodi e cartacee organizzati in strati regolari da 5 cm a 1 m. Alla base una breccia poligenica spessa pochi metri marca la trasgressione sui calcari di Masseria Quadrone e sui calcari di Coppa Guardiola. Lungo il contatto di trasgressione vi sono dei depositi bauxitici. Spessore: non calcolabile. Età: Senoniano

Calcarei di Monte Sant'Angelo (BONI *et alii*, 1969; CREMONINI *et alii*, 1971): calcari organogeni irregolarmente stratificati ricchi di rudiste, coralli, ostreidi, nerinee, orbitoidi e globotruncane con intercalazioni di calcari detritici, brecce calcaree e più raramente calcari compatti a grana fine. Il limite inferiore è trasgressivo sui calcari di Sannicandro. Ambiente: transizione al mare aperto. Spessore: qualche decina di metri. Età: Albiano-Senoniano (BONI *et alii*, 1969); Albiano-Turoniano (CREMONINI *et alii*, 1971).

Calcareniti di Apricena (BONI *et alii*, 1969; CREMONINI *et alii*, 1971): calcareniti organogene grossolane biancastre o giallastre alternate irregolarmente con calcareniti fini e calcilutiti, brecciole calcaree organogene e calcari marnosi giallastri o rosati. Poggia in trasgressione sui calcari mesozoici. Ambiente: neritico di alta energia. Spessore: ca. 150 mt. Età: Langhiano (BONI *et alii*, 1969); Langhiano-Serravalliano (CREMONINI *et alii*, 1971).

Calcarei a Briozoi (MERLA *et alii*, 1969): calcari sabbiosi, teneri, giallastri, stratificati con macroforaminiferi bentonici ed alghe rosse. Spessore: ca. 150 m. Età: Miocene medio?

Contemporaneamente agli studi di superficie effettuati dagli autori succitati, i dati ricavati dalle prime prospezioni petrolifere condotte tra il 1961 ed il 1964 dall'AGIP Mineraria (Pozzi "Foresta Umbra-1", "Sannicandro-1" e "Peschici-1") e da quelle successive del 1982 effettuate dalla CONOCO (Pozzo "Gargano-1") hanno contribuito in modo notevole alla conoscenza delle serie triassica e mesozoica non affiorante. In particolare, i pozzi hanno evidenziato che lo spessore totale della successione giurassico-cretacea di piattaforma può essere stimato in circa 3000-3500 metri e che essa giace su un complesso dolomitico ed evaporitico analogo alle Anidriti di Burano (MARTINIS & PIERI, 1963). Queste evaporiti sono costituite da anidriti con associate dolomie e salgemma e affiorano a Punta delle Pietre Nere nei pressi del Lago di Lesina (costa settentrionale del Gargano).

Tra gli studi successivi ai lavori della Carta Geologica d'Italia si segnala il lavoro di ZEZZA (1983), il quale ha precisato alcuni aspetti riguardanti le facies di retroscogliera evidenziando, nelle condizioni del deposito, periodiche variazioni della batimetria dei fondali che determinavano in un contesto di piana cotidale l'alternanza tra periodi di emersione e di sommersione. L'autore ha inoltre evidenziato la stretta analogia paleoambientale esistente tra coeve successioni delle Murge e del Gargano.

LUPERTO SINNI & MASSE (1986) hanno esaminato diverse sezioni stratigrafiche in facies di piattaforma interna nei dintorni degli abitati di San Giovanni Rotondo, di Borgo Celano e di Apricena. Tutte le sezioni studiate sono state datate al Cretaceo inferiore ed attribuite alla formazione dei calcari di San Giovanni Rotondo in parziale disaccordo con gli autori della Carta Geologica. La successione più rappresentativa è risultata quella misurata lungo la strada provinciale che collega Borgo Celano con Foggia sia per le buone condizioni di affioramento delle successioni sia perché mostra in affioramento il più ampio intervallo stratigrafico. Gli autori hanno suddiviso questa successione nei seguenti tre membri informali:

il membro di Borgo Celano costituisce i primi 165 metri della sezione studiata ed è rappresentato da un'alternanza di *mudstones-wackestones* peloidali a *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Cayeuxia* sp. e Miliolidae, di *packstones* peloidali e di *grainstones a pellets* e foraminiferi. Nella parte superiore sono presenti banchi a Requienidae e *Chondrodonta* e nella parte terminale orizzonti oolitici e oncolitici.

Il membro loferitico è spesso 185 metri e si differenzia dal precedente per la presenza di argilliti verdastre associate a microbrecce con elementi scuri e per la maggiore diffusione delle stromatoliti.

Il membro a Requienidae, spesso circa 180 metri è caratterizzato dall'assenza degli orizzonti di argilliti verdastre. Nella parte inferiore sono molto frequenti le facies a macrofossili (Requienidae, *Chondrodonta* e nerinee) e in special modo sono frequenti gli orizzonti di laminiti stromatolitiche. Nella parte superiore (gli ultimi 50 metri) la presenza delle stromatoliti è costante in associazione con superfici precocemente carsificate ed orizzonti di microbrecce.

Sulla base dei dati riportati da LUPERTO SINNI & MASSE (1986) l'età della successione è definita dalle seguenti associazioni fossilifere:

membro di Borgo Celano: associazione a *Trocholina* gr. *elongata* LEUPOLD & BIGLER, *Trocholina* gr. *alpina* LEUPOLD & BIGLER e *Tripoporella* ? *neocomiensis* RADOICIC (Berriasiano *p.p.*-Valanginiano *p.p.*).

membro loferitico: associazione a *Orbitolinopsis* ? *capuensis* DE CASTRO, *Clypeina* (?) *solkani* CONRAD & RADOICIC, *Salpingoporella melitae* RADOICIC e *S. muehlbergii* LORENZ (Valanginiano *p.p.*-Barremiano *p.p.*).

membro a Requienidae: associazione a *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, *Sabaudia minuta* HOFKER, *Salpingoporella muehlbergi* LORENZ, *S. melitae* RADOICIC, *Hensonella* gr. *dinarica* RADOICIC, *Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH (Barremiano *p.p.*-Aptiano inferiore).

Pertanto, l'età dell'intera successione è stata riferita esclusivamente al Cretaceo inferiore e precisamente all'intervallo Berriasiano *p.p.* - Aptiano inferiore escludendo, come invece sostenuto da CREMONINI *et alii* (1971), una possibile estensione al Giurassico superiore.

Nell'area di Apricena, LUPERTO SINNI & MASSE (1986) hanno proposto un differente quadro litostratigrafico con l'istituzione di cinque membri solo in parte confrontabili con i precedenti tre.

La successione di Borgo Celano è stata più recentemente studiata da CLAPS *et alii* (1996), i quali hanno proposto a loro volta una suddivisione in tre membri informali, parzialmente coincidenti con i membri definiti in precedenza da LUPERTO SINNI & MASSE (1986):

Il membro 1 spesso circa 137 metri è descritto come una successione monotona di calcari micritici bianchi intensamente bioturbati (*mudstone*, *wackestone*, *wackestone/packstone*), alternati a livelli calcarenitici onco-oolitici spessi pochi centimetri. Gli autori attribuiscono questo membro ad ambienti subtidali senza alcuna evidenza di condizioni peritidali o esposizione subaerea, in cui le due litofacies riconosciute si alternano senza un *trend* ben definito.

Questo membro corrisponderebbe al membro di Borgo Celano descritto da LUPERTO SINNI & MASSE (1986). Il limite tra i calcari del membro 1 e quelli del membro 2 è posto in corrispondenza di una faglia diretta a basso angolo, la quale avrebbe eliso parte della successione stratigrafica (100/200 m) che, secondo gli autori, conterrebbe i termini di transizione tra i due membri.

Il membro 2 spesso circa 310 metri è caratterizzato da una marcata ciclicità peritidale e corrisponderebbe al membro loferitico e alla parte bassa del membro a *Requienidae* di LUPERTO SINNI & MASSE (1986). Il limite tra il membro 2 e il membro 3 corrisponderebbe ad un evento fisico significativo che avrebbe determinato la temporanea scomparsa della ciclicità peritidale e l'instaurazione di ambienti moderatamente più aperti in cui si sarebbero deposte delle facies che riflettono condizioni energetiche moderatamente più elevate.

Il membro 3 spesso circa 80 metri corrisponde parzialmente al membro a *Requienidae* di LUPERTO SINNI & MASSE (1986) ed è caratterizzato da una complessa associazione di litofacies riferibili sia a condizioni subtidali sia a condizioni peritidali. CLAPS *et alii* (1996) in base alla distribuzione stratigrafica dei più significativi foraminiferi bentonici e delle più significative alghe dasicladali hanno riconosciuto quattro intervalli biostratigrafici i quali hanno consentito di datare la successione, in parziale disaccordo con LUPERTO SINNI & MASSE (1986), all'intervallo Valanginiano *p.p.* - Aptiano *p.p.* In particolare essi sono:

l'intervallo A attribuito al Valanginiano *p.p.* - Hauteriviano inferiore per la presenza delle seguenti specie: *Trocholina delphinensis* ARNAUD VANNEAU, *Pseudotextulariella? salevensis* CHAROLLAIS, BRONNIMAN & ZANINETTI, *Salpingoporella annulata* CAROZZI;

l'intervallo B attribuito al Hauteriviano *p.p.* - Barremiano inferiore e corrisponde alla zona di distribuzione della *Campanellula capuensis* DE CASTRO in associazione con *Clypeina solkani* CONRAD & RADOICIC, e nella parte alta dell'intervallo anche con *Salpingoporella muehlbergii* LORENZ;

l'intervallo C datato al Barremiano *p.p.* per la presenza di *Salpingoporella muehlbergii* in associazione, nella parte bassa dell'intervallo, con *Praturlonella danilovae* RADOICIC. Il limite inferiore corrisponde con la scomparsa di *Campanellula capuensis*; mentre il limite superiore corrisponde con la comparsa di *Salpingoporella dinarica* RADOICIC;

l'intervallo D datato al Barremiano superiore - Aptiano inferiore per la presenza della *Salpingoporella dinarica* in associazione, nella parte alta, con alcune specie di orbitolinidi [*Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei* SCHROEDER, *Praeorbitolina cormyi* SCHROEDER e *Praeorbitolina wienandsi* SCHROEDER] che indicherebbero il tardo Aptiano inferiore (Beduliano medio-superiore).

LUPERTO SINNI & MASSE (1994) hanno in seguito precisato i caratteri lito e biostratigrafici dei calcari riferibili certamente al Giurassico per la presenza della *Clypeina jurassica* e *Campbelliella striata* CAROZZI, proponendo per questi ultimi la conservazione del nome formazionale di formazione dei Calcari di Sannicandro, sebbene, rispetto all'originaria definizione di CREMONINI *et alii* (1971), vengano accorpate ad essa anche la maggior parte delle aree in precedenza attribuite alla formazione di Monte La Serra ed ai calcari di Rignano Garganico.

LUPERTO SINNI & BORGOMANO (1994) e BORGOMANO (2000) hanno inoltre evidenziato la presenza di depositi marini in facies di base pendio nell'area di Apricena (località Mezzana della Quercia e Posta Nuova) dove affiorano calcari micritici bianchi con liste e noduli di selce. Gli autori hanno attribuito questa successione ai Calcari di Caramanica (Campaniano superiore-Maastrichtiano). Successivamente, MORSILLI *et alii* (2002) hanno rivisitato la stratigrafia di questa successione attribuendo questi depositi all'intervallo Coniaciano-Santoniano ed alla formazione dei Calcari di Monte Acuto ben affiorante nel Gargano orientale (DELFRATI *et alii*, 2002).

SPALLUTO (2004) e SPALLUTO *et alii* (2005) hanno recentemente rivisitato la stratigrafia e la sedimentologia della successione in facies di piattaforma interna di età Giurassico superiore-Cretaceo inferiore del settore occidentale del Gargano producendo anche un significativo aggiornamento cartografico. Nello specifico, gli autori hanno riconosciuto una sola unità con il rango di formazione suddividibile in base ai caratteri di facies in tre membri. Inoltre, essi, verificate le numerose identità di facies tra la successione studiata e la coeva successione che presenta gli stessi caratteri di facies delle Murge, hanno proposto di adottare una differente nomenclatura formazionale, e di emandare le formazioni già in uso sul Gargano ed estendendo il termine di Calcare di Bari, usato in precedenza solo sulle Murge, a tutta la successione di piattaforma interna con base non affiorante che si estende dal Giurassico superiore sino al Cenomaniano delimitata al tetto da un intervallo spesso alcuni metri di terre rosse bauxitiche turoniane.

A tal proposito, si fa presente che la Commissione Italiana di Stratigrafia (CIS), ha formalizzato il Calcare di Bari, pubblicando la relativa scheda sul Quaderno 7, Serie III, fascicolo 5 del Servizio Geologico d'Italia (DELFRATI *et alii*, 2006).

La scheda del Calcare di Bari, in conformità con i lavori di letteratura pubblicati negli anni sessanta, settanta ed ottanta, riporta tale formazione in affioramento nel solo territorio delle Murge con età variabile dal Valanginiano *p.p.* al Turoniano inferiore (?). La scheda non fa menzione delle numerose identità esistenti tra il Calcare di Bari (Auctt.) e la successione di identica *facies* (piattaforma carbonatica interna) ed in parte coeva affiorante nel settore occidentale del Gargano, malgrado queste fossero state ampiamente documentate da LUPERTO SINNI & MASSE (1993) e da LUPERTO SINNI (1996 a; b).

In disaccordo con la scheda del Calcare di Bari pubblicata dalla CIS, nel presente Foglio è utilizzata la definizione di Calcare di Bari data da SPALLUTO (2004) e da SPALLUTO *et alii* (2005).

Nello specifico sono stati riconosciuti i seguenti membri:

il membro di Monte Calvo del Gargano spesso circa 300-350 metri che è costituito da *mudstones/wackestones* biopeloidali a luoghi ricchi in alghe verdi che si alternano a *mudstones* ricchi in oncoidi ed ooidi con microstruttura fibroso-raggiata. Nella parte superiore del membro sono stati rinvenuti calcari stromatolitici con strutture da disseccamento a luoghi organizzati in cicli peritidali. Età: Calloviano *p.p.*-Valanginiano *p.p.* Questo membro corrisponde ai Calcari di San nicandro del Foglio 384 *Vico di Gargano*.

Il membro di Borgo Celano è spesso circa 500 metri ed è costituito da *wackestones/packstones* biopeloidali a luoghi ricchi in macrofossili (gasteropodi e requenie) e in alghe verdi (salpingoporelle) alternati a *packstones/grainstones* con noduli di *Porostromata*, intraclasti micritici ed ooidi con microstruttura fibroso-raggiata a luoghi con più fasi di rivestimento (poliooidi). Età: Valanginiano *p.p.*-Aptiano *p.p.*

Il membro ad Ostree e Requenie è spesso circa 80 metri ed è costituito da *floatstones* macrofossiliferi in matrice bioclastica e da *wackestones/packstones* con foraminiferi bentonici, oncoidi ed intraclasti micritici. Nella parte superiore del membro abbondano i calcari stromatolitici con geometrie domali. Età: Aptiano *p.p.*

D'ALESSANDRO *et alii* (1979) hanno ristudiato la stratigrafia e la paleontologia delle unità neogeniche affioranti nel Gargano occidentale. Nei depositi miocenici gli autori hanno distinto le seguenti tre principali litofacies che presentano rapporti di sovrapposizione per continuità di sedimentazione e/o di parziale eteropia:

- a) “calcari compatti di colore giallo chiaro, gremiti di macroforaminiferi (operculine, anfestegine ed heterostegine), tubi di anellidi e frammenti di pettinidi e briozoi”;
- b) “calcari massicci variegati giallo-rossastri contenenti scheletri di coralli, briozoi, serpulidi, balani, echinidi ed alghe calcaree”;
- c) calcareniti a grana media e fine, tenere e friabili, di colore bianco-giallastro.

Nei depositi pliocenici invece, gli autori hanno distinto una successione piuttosto omogenea costituita da calcareniti bianco giallastre, porose e tenere, di norma massicce e con orizzonti fossiliferi. Questi depositi poggiano in trasgressione sia sui calcari del substrato sia sui depositi miocenici.

D'ALESSANDRO *et alii* (1979) hanno evidenziato la necessità di separare ed in alcuni casi di accorpare le unità indicate nelle carte geologiche ufficiali. In particolare, le formazioni delle “Calcareniti di Apricena” e dei “Calcari a Briozoi e Litotamni” del Miocene medio sarebbero in parte riferibili alla locale successione carbonatica giurassico - cretacea ed in parte a due distinte formazioni databili rispettivamente al Tortoniano superiore (litofacies mioceniche) ed al Pliocene medio-superiore. In base ai caratteri lito e biostratigrafici delle unità riconosciute, gli autori hanno stabilito delle identità di facies e di età con le coeve successioni affioranti nelle Murge e nel Salento, proponendo l'abbandono delle nomenclature formazionali istituite dagli autori della carta geologica ufficiale e l'adozione di un quadro stratigrafico con un significato regionale più ampio. Nello specifico, D'ALESSANDRO *et alii* (1979) hanno proposto di assimilare le unità supramioceniche del Gargano alle facies organogene e biocalcarenitiche della “Formazione di Andrano” e della Pietra leccese istituite nel Salento da MARTINIS (1970); inoltre, la successione calcarenitica medio-suprapliocenica è assimilata alla equivalente (per facies ed età) Calcarenite di Gravina istituita da CANTELLI (1960) sul lato bradanico delle Murge e successivamente estesa ad indicare tutta la successione carbonatica di età Pliocene medio/superiore-Pleistocene inferiore affiorante ai margini di tutto l'Avampese apulo (D'ALESSANDRO *et alii*, 1979; IANNONE & PIERI, 1979; CIARANFI *et alii*, 1988; TROPEANO *et alii*, 2004).

ABBAZZI *et alii* (1996) nel loro studio di revisione delle unità neogeniche marine e della mammalofauna continentale contenuta nei depositi residuali (terre

rosse), hanno rivisitato la stratigrafia e paleontologia di tali unità nella zona compresa tra Apricena e Poggio Imperiale. Nello specifico, gli autori hanno distinto due successioni, una carbonatica costituita da calcareniti, micriti e calcilutiti data-ta al Pliocene inferiore, e una successione silicoclastica di età compresa fra la fine del Pliocene e l'inizio del Pleistocene. Inoltre, le associazioni a mammalofauna (“fauna a *Microtia*”) vengono riferite ad un intervallo compreso fra il Miocene superiore e il Pliocene inferiore; di conseguenza essi hanno escluso un'età miocenica dei soprastanti depositi marini in disaccordo con D'ALESSANDRO *et alii* (1979).

Più recentemente CASOLARI *et alii* (2000) hanno rivisitato la stratigrafia delle unità neogeniche affioranti sul Promontorio del Gargano, giungendo ad un nuovo e complesso quadro stratigrafico e a nuove datazioni originali solo in parte congruenti con quelle proposte da D'ALESSANDRO *et alii*, (1979). In particolare, per quanto concerne l'area ricadente nel F° 396 “San Severo” (scala 1:50.000), gli autori hanno distinto le seguenti formazioni:

formazione Torre Rossa: calcari biodetritici ben cementati costituiti da *wackestones/packstones* con *Miogyopsina*, *Amphistegina* ed *Heterostegina* e diffusi granuli glauconitici. Spessore: 25-30 mt. Età: Miocene inferiore-medio (Burdigaliano inferiore-Langhiano inferiore).

Formazione Lauro: calcisiliti glauconitiche con foraminiferi planctonici, calcari tipo *chalk* e biocalcareniti macrofossilifere. Spessore: ca. 50-60 m. Età: Miocene medio-superiore (Langhiano-Tortoniano superiore).

Formazione di Rignano: conglomerati interpretati come *nearshore fan deposits* immersi in una matrice sabbiosa rossastra a luoghi intercalate con biocalcareniti a foraminiferi bentonici. Spessore: non precisato. Età: Messiniano superiore?.

Calcarenite di Gravina: calcareniti giallastre massive costituite da *packstone* intrabioclastici con alghe coralline, briozoi, crinoidi, echini, bivalvi, serpulidi, gasteropodi e foraminiferi bentonici. Spessore: tra i 10 ed i 30 m. Età: Pliocene medio-superiore.

2 - TAVOLIERE DI PUGLIA

Nell'area bradanica, che nella parte settentrionale della Puglia corrisponde al Tavoliere di Puglia, del Foglio “San Severo” (scala 1:50.000) ricade il settore che confina a nord con il rilievo del Gargano. Le informazioni sui depositi plio-pleistocenici di avanfossa che si ricavano dai vecchi autori (SACCO, 1911; D'ERASMO, 1933/1934) sono molto generiche e contengono scarse indicazioni utili alla soluzione delle problematiche quaternarie.

Dati meno generici, benché non omogenei, si ricavano dalle cartografie geologiche relative ai fogli alla scala 1:100.000: F°155 S. Severo (BONI *et alii*, 1969), F°156 S. Marco in Lamis (CREMONINI *et alii* 1971), F°163 Lucera (JACOBACCI *et alii*

1967), e F° 164 Foggia (MERLA *et alii* 1969), in ciascuno dei quali ricade una parte dell'area del Foglio S. Severo alla scala 1:50.000; fig.1). Secondo BONI *et alii* (1969) nella zona compresa fra S. Severo e Apricena, le sabbie di serracapriola (in continuità sulle argille di Montesecco) e i sovrastanti conglomerati di campomariano rappresentano i termini regressivi della successione pliocenico-calabriana. La stessa unità sabbiosa, in continuità stratigrafica sulle argille, è presente anche nel contiguo F°156 S.Marco in Lamis (formazione di Serracapriola di CREMONINI *et alii* 1971). Da notare che in tutti e due i casi tali depositi plio-calabrianici occupano estese aree pianeggianti poste a quote variabili da 100 a 50 m s.l.m.

Gli stessi depositi sabbiosi marini posti alle stesse quote e in continuità fisica con i precedenti, sono presenti nei due fogli contigui F°163 Lucera e F°164 Foggia confinanti con i precedenti lungo il loro margine inferiore (fig.1); questi depositi, indicati con Qm2, nei Fogli 163 Lucera e 164 Foggia, vengono riferiti a fasi deposizionali postcalabrianiche da JACOBACCI *et alii* (1967) e MERLA *et alii* (1969).

Come si evince, risultano due diverse interpretazioni per gli stessi depositi, uguali per caratteri litologici, posizione stratigrafica e quote sul livello del mare, ma età differente. Le sabbie di BONI *et alii* (1969) farebbero parte della successione regressiva calabriana, le sabbie pleistoceniche di JACOBACCI *et alii* (1967) e di MERLA *et alii* (1969) farebbero parte dei depositi marini terrazzati. In verità l'attribuzione di questi depositi sabbiosi, a luoghi ciottolosi, ad una fase sedimentaria più recente di quella della regressione bradanica si ricava da STAMPANONI (1959) e da JACOBACCI *et alii* (1967), i quali a proposito dei depositi Qm2 fanno riferimento ad una trasgressione medio-pleistocenica. In località Casalorda (quota 72 m) le sabbie marine littorali-salmastre (Qm2) contengono *Ostrea edulis* LINNÉ nella forma *lamellosa* Brocchi, oltre a *Chlamis varia* LINNÉ, *Chlamis flexuosa* POLI, *Pecten jacobaeus* LINNÉ

Gli studi sviluppati dagli anni ottanta ai nostri giorni propongono un quadro stratigrafico più congruente al regime geodinamico vigente nel Quaternario, anche se gli schemi proposti dai diversi autori si differenziano alquanto.

Il quadro geologico generale del Tavoliere viene sintetizzato nella Carta geologica dell'Appennino meridionale (BONARDI *et alii*, 1988) dalla quale emerge che la successione plio-pleistocenica che affiora in corrispondenza delle colline più elevate del Tavoliere stesso, viene interpretata e correlata a quella nota in letteratura (RICCHETTI, 1967 e VALDUGA, 1973) per il settore della Fossa Bradanica a sud dell'Ofanto; pertanto anche in questa regione vengono distinte le argille subappennine, le sabbie di Monte Marano e il conglomerato di Irsina; la restante parte del Tavoliere da quota 350 m fino alle aree costiere del Golfo di Manfredonia è occupata dai depositi marini terrazzati stratigraficamente poggianti sulle argille subappennine. La presenza della successione regressiva bradanica viene confermata da BOENZI *et alii* (1992), da CALDARA & PENNETTA (1989; 1993) in corrispondenza delle colline più elevate del Tavoliere. Più recentemente CAPUANO *et alii* (1996) e AUCELLI *et alii* (1997), nei loro lavori nei dintorni di Torremaggiore

riutilizzano le denominazioni formazionali di BONI *et alii* (1969) attribuendo i depositi quaternari analizzati alla successione regressiva bradanica.

A proposito dei depositi marini terrazzati, BOENZI *et alii* (1992) e CALDARA & PENNETTA (1990; 1991; 1993) confermano la distinzione di BONARDI *et alii* (1988), integrando le conoscenze sul Quaternario con i risultati di uno studio basato su stratigrafie di pozzi, dal quale si ricava il tetto delle argille pleistoceniche; il substrato argilloso risulta modellato da una serie di spianate di abrasione, sulle quali poggiano, in continuità o in discordanza, depositi marini di transizione corrispondenti ad uno o più cicli sedimentari. Nello specifico, nell'area del Foglio San Severo, da q. 120 a q. 60 m s.l.m. sono state individuate quattro spianate, alle quali corrispondono altrettanti episodi sedimentari marini.

PAREA (1986), a proposito dell'evoluzione pleistocenica del Tavoliere sostiene che l'area è coperta prevalentemente da depositi alluvionali che coprono superfici inclinate verso mare; tali superfici si immergono al di sotto dei sedimenti della piana alluvionale. I relativi depositi marini, cioè le varie paleospiege, non affiorano perchè sepolti sotto i sedimenti olocenici della piana costiera del Golfo di Manfredonia, a causa del modesto sollevamento dell'avampaese garganico.

MOCCIA (1993) nell'area segnala la presenza di depositi continentali in corrispondenza dei terrazzi più elevati, e di depositi marini per quelli posti a quote inferiori ai 240 m.

Infine GALLICCHIO *et alii* (2002a), delineando un'evoluzione diversa da quella degli autori precedenti, dimostrano che nel settore più elevato del Tavoliere fino all'altezza di Lucera, direttamente sulle argille subappennine poggiano dei depositi alluvionali; questi rappresentano più sistemi di conoide alluvionale formatisi dopo l'erosione dei depositi marini regressivi. I depositi continentali, raggruppati nel supersintema del Tavoliere di Puglia, affiorano in piccoli lembi posti a più altezze sul livello del mare, e sono delimitati da superfici di erosione debolmente inclinate da monte verso valle. Nel loro ambito sono stati distinti sei sintemi di età variabile dal Pleistocene medio al Pleistocene superiore; la distinzione dei sintemi è stata fatta in base al riconoscimento delle superfici di discontinuità, ai caratteri litologico-sedimentologici e alle differenti quote alle quali attualmente si rinvengono questi depositi. Il diretto appoggio dei depositi alluvionali del Pleistocene medio-superiore sulle argille subappennine del Pliocene superiore evidenzia la mancanza dei depositi marini relativi alla regressione pleistocenica; l'ampia lacuna sarebbe imputabile ad una marcata fase erosiva che ha preceduto la deposizione alluvionale.

Da quanto sopra riportato emerge chiaramente che anche per questo tema ci sono molti problemi da risolvere per la messa a punto di un quadro stratigrafico organico relativo al Quaternario.

3. - CARATTERI STRUTTURALI

La prima analisi strutturale del settore orientale del Promontorio del Gargano è stata effettuata da MARTINIS (1964) che ha riconosciuto un esteso *horst* con direzione NO-SE (coincidente con la scogliera giurassica) debolmente piegato ed interessato da numerose faglie normali distinte in più sistemi che identificano una successione di elementi strutturali secondari.

Per molto tempo l'intera area è stata considerata omogenea da un punto di vista geologico e, analogamente alla restante parte dell'Avampese emerso, tettonicamente poco deformata, essendo alcune grandi faglie dirette l'unica evidenza strutturale di rilievo. Alcune di queste potrebbero essere state originate in un regime estensionale durante la deposizione dei carbonati cretacei come è evidenziato da occasionali geometrie di crescita e da brusche variazioni di facies (MASSE & BORGOMANO, 1987; MASSE & LUPERTO SINNI, 1987; CHILOVI *et alii*, 2000; GRAZIANO, 1994; 2000; 2001). L'attività cretacea di alcune delle strutture affioranti nell'Avampese Apulo è stata evidenziata anche da RICCHETTI (1980), RICCHETTI & MONGELLI (1980), RICCHETTI *et alii* (1988), i quali hanno segnalato la presenza di ampie pieghe anticlinali nei terreni cretacei, attribuendo a questa fase deformativa di età Turoniano *p.p.* l'emersione della Piattaforma Apula e la relativa genesi delle bauxiti ivi affioranti. MINDSZENTY *et alii* (1995) hanno attribuito questa fase compressiva cretacea alla propagazione degli *stress* intraplacca che avrebbero determinato il *buldge* litosferico della Piattaforma Apula in relazione alle prime fasi dell'orogenesi alpina.

La Faglia di Mattinata è l'elemento morfostrutturale principale visibile nell'*onshore* garganico ed è marcato sul terreno dalla presenza di una fascia cataclastica ampia circa 200/300 metri (FUNICIELLO *et alii*, 1988; SALVINI *et alii*, 1999; BILLI & SALVINI, 2000). D'ARGENIO (1971) ha evidenziato lungo la Faglia di Mattinata un rigetto stratigrafico destro ben visibile in pianta nelle unità di margine e di scarpata affioranti nel settore orientale del Gargano. Questa evidenza fa del Gargano un settore che presenta caratteristiche strutturali peculiari rispetto al resto dell'Avampese Apulo, in relazione ad una evidente tettonica trascorrente.

Dall'analisi di alcune immagini da satellite, GUERRICCHIO (1983) ha segnalato alcune strutture tettoniche di compressione associate a faglie trascorrenti di età post-miocenica, le quali avrebbero prodotto dei rigetti orizzontali variabili in pianta da 6 a 10 km, isolando un settore centrale del Promontorio definito come "*graben* trascorrente".

Ancora GUERRICCHIO (1986), lungo la Faglia di Mattinata, in corrispondenza dell'area del Pantano di S.Egidio, ha riconosciuto una depressione morfostrutturale riconducibile ad una struttura tipo *pull-apart* congruente, secondo l'autore, con l'attività trascorrente destra della faglia di Mattinata.

Studi basati sull'analisi mesostrutturale effettuata lungo alcuni transetti della

faglia (FUNICIELLO *et alii*, 1988; SALVINI *et alii*, 1999, BILLI & SALVINI 2000; 2001) hanno invece messo in evidenza indicatori cinematici coerenti con un movimento sinistro, confermato anche dalla peculiare geometria del bacino di *pull-apart* del Pantano di Sant'Egidio e del *ridge* di San Marco in Lamis. Questi, infatti, sarebbero posti rispettivamente in corrispondenza di *releasing* e *restraining fault bend* nella faglia di Mattinata (FUNICIELLO *et alii*, 1988; SALVINI *et alii*, 1999; BILLI & SALVINI, 2000; CHILOVI *et alii*, 2000).

CHILOVI *et alii* (2000) hanno invece presentato evidenze di una tettonica polifasica che avrebbe più volte riattivato, in tempi neogenici e quaternari, le strutture pre-esistenti, alcune delle quali ereditate dal Mesozoico, sia durante le fasi parossistiche dell'orogenesi appenninico-dinarica che durante le successive fasi di attenuazione degli sforzi. In particolare, secondo gli autori i dati mesostrutturali di campagna, integrati con alcuni dati di sottosuolo provenienti dall'adiacente area del Tavoliere, hanno dimostrato che, durante il Cretaceo, la Faglia di Mattinata avrebbe funzionato come faglia di trasferimento tra faglie dirette sinsedimentarie longitudinali. Durante il Miocene superiore-Pliocene inferiore/medio, sarebbe stata riattivata come trascorrente sinistra con locali effetti di transpressione e transtensione (*ridge* e *pull-apart*) e, infine, a partire dal Pliocene superiore, il cambiamento del campo degli sforzi avrebbe indotto un movimento destro non registrato però lungo tutta la lunghezza della faglia a causa del diffuso trasferimento verso nord degli sforzi grazie al preesistente reticolo di faglie oblique e longitudinali. Quindi, questo particolare meccanismo di riattivazione avrebbe consentito la parziale preservazione delle geometrie legate alle precedenti fasi tettoniche. La parziale riattivazione plio-quaternaria delle strutture mioceniche e plioceniche avrebbe determinato l'apertura del bacino di Serracapriola interpretato da CHILOVI *et alii* (2000) come un bacino di *pull-apart* associato ad uno *step* destro lungo il settore più occidentale della faglia di Mattinata.

In sintesi quindi l'attività trascorrente della faglia di Mattinata, pur essendo stata dimostrata da vari autori, presenta ancora delle questioni irrisolte, soprattutto riguardo la sua storia cinematica. In particolare, essa è stata menzionata come faglia trascorrente destra (D'ARGENIO 1971; GUERRICCHIO, 1983; 1986; DE DOMINICIS & MAZZOLDI, 1987; DOGLIONI *et alii*, 1994; 1996; TRAMONTANA *et alii*, 1995; BOSELLINI *et alii*, 1999), come trascorrente sinistra (FUNICIELLO *et alii*, 1988; FAVALI *et alii*, 1993; SALVINI *et alii*, 1999; BILLI & SALVINI, 2000), come trascorrente destra riattivata sinistra (De ALTERIIS, 1995); come trascorrente sinistra riattivata destra (CHILOVI *et alii*, 2000), come faglia inversa (ORTOLANI & PAGLIUCA, 1987; 1988), oppure come legata alla riattivazione contrazionale di strutture distensive mesozoiche (ARGNANI *et alii*, 1993).

Recentemente, BERTOTTI *et alii* (1999) hanno offerto un'interpretazione alternativa dell'assetto strutturale del Gargano basata sui nuovi vincoli stratigrafici derivanti dallo studio delle unità mioceniche e plioceniche affioranti in alcune zone

del Gargano settentrionale (Poggio San Lio-Carpino) e del Gargano meridionale (Monte Granata). Più in particolare gli autori hanno evidenziato la presenza di alcune strutture compressive cinematicamente interrelate e riconducibili ad un generale accorciamento dell'*horst* garganico con un insieme di strutture vergenti prevalentemente verso SO e subordinatamente verso NE probabilmente dovute alla riattivazione di faglie dirette più antiche con direzione NO-SE. Il raccorciamento complessivo dell'area, cumulativamente valutato in 14-17 km, sarebbe imputabile alla presenza di un *thrust* profondo dinarico, mentre le evidenze superficiali (faglie inverse, pieghe e monoclinali) sarebbero interpretabili come la manifestazione superficiale di strutture ad esso associate (*thrusts*, *backthrusts* e *blindthrusts*). La presenza di strutture di crescita registrate nei depositi supramiocenici (Formazione del Lauro *sensu* CASOLARI *et alii*, 2000) indicherebbe secondo gli autori un'attività sinsedimentaria di queste strutture compressive.

Nell'ambito dei lavori coordinati a scala regionale e ricavati dai lavori svolti durante la realizzazione del Progetto Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica, gli studi neotettonici hanno avuto il merito di mettere in risalto il ruolo della tettonica sinsedimentaria, cercando di determinare contestualmente i tempi di attività dei principali eventi e/o elementi tettonici. Anche per l'area bradanica vengono rivisitati e reinterpretati gli elementi già noti in letteratura. In particolare CIARANFI *et alii* (1979) e CASNEDI (1988), analizzando i *logs* stratigrafici di numerosi pozzi e collegando i dati di profondità con le analisi e i rilevamenti di superficie, ne hanno ricostruito in più punti la successione in gran parte non affiorante. A conclusione di queste indagini sono state definite fasi e modalità di riempimento del bacino, deducendone le implicazioni paleogeografiche.

Dai lavori di CIARANFI *et alii* (1979; 1983), RICCHETTI (1980) e di CASNEDI *et alii* (1982) e CASNEDI (1988) si ricava anche l'evoluzione tettonica dell'avanfossa adriatica, precisando i tempi di migrazione verso est del bacino e la contestuale immissione di terreni alloctoni durante il riempimento del bacino stesso; vengono inoltre valutati i tassi del sollevamento regionale nell'ultimo milione di anni.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il complesso dei dati stratigrafici e strutturali ricavati dal rilevamento permette di ripercorrere le fasi più significative dell'evoluzione geologica dal Mesozoico al Quaternario di una parte della regione pugliese. La storia geologica di questa regione si incentra attorno a due diversi contesti geodinamici, prima quello di margine passivo, poi di margine attivo.

Nel Mesozoico, in luogo dell'attuale area pugliese e sud-adriatica, è esistito un estesissimo dominio di piattaforma carbonatica (Piattaforma apula), soggetto ad una persistente subsidenza con tassi sostanzialmente costanti e congruenti con un contesto geodinamico di margine passivo maturo. A partire dal Trias, l'area ha subito anche gli effetti di un progressivo *block faulting* che ha determinato la strutturazione verso est (attuale Mare Adriatico) di un complesso sistema di transizione da margine di piattaforma a bacino, e nel Cretaceo superiore verso ovest di un bacino intracratonico (Bacino apulo di MOSTARDINI & MERLINI, 1986).

Sotto il profilo geodinamico, l'area nel suo complesso era parte di una ben più ampia porzione di litosfera continentale con i caratteri tipici dei cratoni, di paternità africana (promontorio africano o microplacca adriatica).

In corrispondenza dell'area pugliese la microplacca adriatica presenta una struttura uniforme con un basamento cristallino Variscano ed una copertura sedimentaria spessa circa 6 km (RICCHETTI *et alii*, 1988; BOSELLINI *et alii*, 1993a). Tale successione è stratigraficamente contrassegnata da facies terrigene fluvio-deltizie

(*red beds*) permo-triassiche (Verrucano), da evaporiti triassiche (Anidriti di Burano) e da una potente impalcatura carbonatica di piattaforma di età giurassico-cretacea.

Non è superfluo osservare che la successione che costituisce la copertura sedimentaria poggianti sul basamento cristallino presenta i tipici caratteri delle aree di margine passivo.

I dati stratigrafici e tettonici relativi ai depositi carbonatici della successione giurassico-cretacea affiorante nella metà nord-orientale del F°396 “S. Severo” si inquadrano paleogeograficamente nel contesto sopra delineato. In particolare, la successione del Calcare di Bari (Giurassico superiore-Cretacico inferiore) è costituita massimamente da calcari micritici organizzati in associazioni di facies riferibili ad ambienti ristretti di un ampio dominio di piattaforma interna costituente parte della Piattaforma apula (D’ARGENIO, 1974). Nel Gargano orientale (fuori dall’area qui considerata) i termini di margine costituiti da calcareniti oolitico-bioclastiche e da calcari organogeni di scogliera e gli *apron* carbonatici di pendio e base pendio di età variabile dal Giurassico superiore all’Eocene medio (PAVAN & PIRINI, 1965; MARTINIS & PAVAN, 1967; BOSELLINI *et alii*, 1993a; b; 1999; GRAZIANO, 2000) segnano verso est la transizione a bacino.

Durante il Cenomaniano superiore-Turoniano, la propagazione degli *stress* intraplacca dovuti alla variazione del regime geodinamico connesso alle fasi incipienti dell’orogenesi alpina ha prodotto il progressivo inarcamento della microplacca adriatica (*lithospheric buldge*) e l’emersione di ampi settori della Piattaforma apula. Le aree emerse sono state sede di intensa attività carsica che localmente ha prodotto l’accumulo di terre rosse bauxitiche (CRESCENTI & VIGHI, 1964). Inoltre, la presenza ad ovest della successione di piattaforma interna (Calcare di Bari) dei Calcari di Monte Acuto (Santoniano), costituiti da depositi di bacino, sta ad indicare che fasi tettoniche distensive hanno interessato la piattaforma almeno fino al Cretaceo superiore creando altre aree bacinali, ancorché meno ampie, all’interno dell’originario sistema di piattaforma. E’ il caso di sottolineare che i Calcari di Monte Acuto testimoniano la transizione a bacini anche sul lato orientale del Gargano. La persistenza del regime distensivo fino all’inizio del Terziario sembra suffragato dalla presenza di rocce basiche sottoforma di sottili filoni rinvenuti nei calcari mesozoici nei pressi di Masseria S.Giovanni in Pane; si tratta di picriti, rocce ultrabasiche riferibili probabilmente all’inizio del Terziario, con lo stesso significato paleotettonico di quelle rinvenute alla Punta delle Pietre Nere, presso Lesina.

La drastica svolta geodinamica che interessa l’intera regione pugliese inizia a svilupparsi a partire dall’Oligocene (Terziario) allorché la microplacca adriatica collide con quella europea andando in subduzione verso ovest; in questo nuovo regime geodinamico si verifica l’orogenesi sud-appenninica nell’ambito della quale la Puglia svolge il ruolo di avampaese. Si realizza in tal modo il passaggio

dell'area pugliese da un contesto di margine passivo ad uno di margine attivo.

Nel nuovo quadro tettonico, l'area di avampaese stabile (Avampaese adriatico) si estende dalle Alpi meridionali (a N), all'Appennino (ad O) ed alle Dinaridi (ad E). In tale contesto, il Promontorio del Gargano costituisce attualmente, insieme alle Murge e al Salento, il più esteso tratto affiorante dell'avampaese (Avampaese apulo) per le catene con opposta vergenza degli Appennini e delle Dinaridi-Albanidi-Ellenidi (RICCHETTI *et alii*, 1988; ARGNANI *et alii*, 1993; DE ALTERIIS & AIELLO, 1993, tra gli altri). In particolare, l'Avampaese apulo, individuatosi nel Terziario durante l'orogenesi appenninica, è costituito in prevalenza da una regione carbonatica autoctona poco deformata, che si sviluppa in aree emerse (unità stratigrafico-strutturale Murge-Gargano di D'ARGENIO *et alii*, 1973) e sommerse (Apulian *swell* AUROUX *et alii*, 1985 e Campo di Rospo di Mare di DOULCET *et alii*, 1990).

Dal Miocene al Quaternario il sistema sudappenninico, a seguito dell'arretramento della placca adriatica migra verso est coinvolgendo nella migrazione anche l'avanfossa plio-pleistocenica che nel tratto pugliese si differenzia rispetto alle restanti parti del bacino per essere delimitata da ambedue i lati: ad ovest dai rilievi appenninici, ad est da quelli dell'Avampaese apulo emerso. L'arretramento determinava già nel Miocene medio-superiore la subsidenza della rampa regionale con la conseguente sedimentazione di unità carbonatiche mioceniche di mare sottile (formazione di Masseria Belvedere e formazione di Masseria Spagnoli, formazione di Valle di Vituro).

L'avanfossa plio-pleistocenica si costituisce a partire dal Pliocene inferiore allorché la strutturazione della catena è quasi ultimata per l'intero arco appenninico; in particolare, il tratto pugliese, noto come Fossa bradanica, ha una storia tettonica e sedimentaria alquanto differente dal resto dell'avanfossa adriatica.

Infatti, il bacino della Fossa bradanica si costituisce solo dopo il recupero del mare alla fine della crisi messiniana; ciò perché in corrispondenza della Puglia i calcari mesozoici dell'avampaese costituivano già un alto morfostrutturale. Per questa ragione in corrispondenza dell'area pugliese il bacino si realizza un pò più tardi nella parte alta del Pliocene inferiore rispetto al resto dell'avanfossa adriatica.

Dal punto di vista strutturale si tratta di un *foreland basin* che si sviluppa in gran parte sulla rampa regionale dell'avampaese, e che migra verso est per effetto dell'arretramento e abbassamento della rampa stessa; contestualmente anche le strutture compressive appenniniche avanzano in sequenza verso est, immettendo nel bacino enormi volumi di terreni alloctoni. A seguito di tali fenomeni il bacino si presenta, in sezione trasversale, asimmetrico per avere un margine occidentale (appenninico) molto acclive, e un margine orientale (di avampaese) caratterizzato da bass gradienti. In un quadro paleogeografico così articolato la sedimentazione

si è necessariamente differenziata sia per diversità di facies e di spessori, sia per diversi caratteri petrografici.

Lungo l'area marginale appenninica, i materiali terrigeni prodotti dallo smantellamento della catena alimentavano sistemi costieri in facies di spiaggia-delta, che passavano distalmente ad una sedimentazione di tipo argilloso, la cui unità emblematica è rappresentata dalle argille subappennine. Nell'area depocentrale e più profonda dell'avanfossa, dove gli effetti della subsidenza erano più marcati, si sedimentavano notevoli spessori di sabbie siltose torbiditiche che costituiscono la parte bassa della successione plio-pleistocenica (CASNEDI, 1988).

Nelle aree marginali delimitate ad est dell'avampaese, la sedimentazione si è propagata su un substrato carbonatico subsidente; su di esso si sono depositati prima sedimenti carbonatici costieri sia intrabacinali che terrigeni, questi ultimi rappresentati dal materiale clastico proveniente dall'erosione dei rilievi carbonatici dell'area garganica. Si sono formate in tali condizioni le calcareniti e le calciruditi di ambiente costiero (Calcarenite di Gravina), che rappresentano i depositi trasgressivi della successione della Fossa bradanica in aree di avampaese.

Successivamente con l'approfondimento la sedimentazione carbonatica è stata sostituita da quella terrigena, per l'arrivo di abbondanti apporti silicoclastici di provenienza appenninica; si costituiscono le argille subappennine che coprono stratigraficamente la Calcarenite di Gravina.

L'ultimo milione di anni dell'evoluzione della Fossa bradanica è caratterizzato da un drastico mutamento geodinamico: il bacino di avanfossa, unitamente all'avampaese, da area subsidente, inizia a sollevarsi; l'area di sedimentazione, per il graduale ritiro del mare, è sostituita da terre emerse. Nel Tavoliere la regressione marina procede verso l'Adriatico; in particolare nell'area qui considerata inizia dal versante orientale dell'Appennino Dauno, nel tratto compreso fra Bisaccia e Castelnuovo della Daunia nel F° 407 "San Bartolomeo in Galdo", e si propaga fino alle propaggini sud-occidentali del Gargano, da Apricena a Villanova nel F° 396 "S. Severo". Il ritiro del mare è controllato dal sollevamento regionale, presumibilmente continuo, e dalle oscillazioni glacio-eustatiche; dall'interferenza di questi due fenomeni si succedono numerose fasi sedimentarie, distinte nel tempo e nello spazio, ciascuna delle quali testimoniata da un deposito di ambiente costiero con *trend* regressivo. Risulta anche che tali depositi regressivi siano disposti in terrazzi a quote via via più basse procedendo verso mare e che i depositi posti a quote più elevate sono più antichi rispetto a quelli posti a quote più basse. In base a tali indicazioni, è possibile ricavare indicazioni sull'età di tali depositi, verosimilmente compresi fra il Siciliano e il Tirreniano nel Pleistocene medio e superiore.

L'evoluzione dell'area bradanica dalla fine del Pleistocene inferiore fino all'Olocene si è svolta anche in condizioni continentali e va vista nell'ambito dei

processi morfogenetici verificatisi in questo intervallo di tempo, in risposta a variazioni climatiche e al sollevamento regionale; si sono verificate più fasi di erosione areale e lineare, alternate a processi di sedimentazione alluvionale. Il primo effetto di tali processi è stata l'erosione su vaste aree dei depositi marini regressivi (v. F° 407 "San Bartolomeo in Galdo"); successivamente si sono costituite estese coperture pedemontane in facies di conoide alluvionale, la cui estensione è stata riconosciuta sia nel Foglio San Severo che nel contiguo Foglio San Bartolomeo in Galdo. Nel complesso l'area ha assunto l'aspetto di un *pediment*, in parte erosivo, in parte deposizionale.

Il sollevamento regionale ha determinato la reincisione delle coperture alluvionali, attualmente riconoscibili solo in lembi residui. I successivi depositi alluvionali si sono sedimentati a quote via via inferiori a causa del marcato approfondimento del reticolo.

Il complesso di depositi marini e continentali che si sono formati a partire dal colmamento del bacino bradanico va valutato in un unico contesto al fine di illustrare consequenzialmente la successione degli eventi verificatisi in questa area. Durante questo periodo nel settore settentrionale della Fossa bradanica (come nel settore centro-meridionale) si è verificata la regressione del mare con il progressivo spostamento della linea di costa fino alla posizione attuale del Golfo di Manfredonia, e la successiva, in parte contemporanea, evoluzione in ambiente continentale che ha prodotto le attuali condizioni geologiche e morfologiche dell'area qui considerata.

In particolare nell'ambito del F° 396 "S. Severo" i depositi marini e continentali terrazzati sono stati inseriti in sei sintemi di età compresa fra il Pleistocene medio e superiore. Il loro significato stratigrafico-deposizionale può essere desunto coordinando i dati ricavati dal rilevamento del Foglio S. Severo e del Foglio S. Bartolomeo in Galdo, e poi inquadrando il complesso di questi dati nell'ambito dell'evoluzione quaternaria a scala regionale.

IV - STRATIGRAFIA

In questo capitolo saranno presentati i dati stratigrafici raccolti durante i periodi di rilevamento geologico e quelli ottenuti dalla elaborazione in laboratorio (studio fotogeologico e studio sedimentologico delle microfacies).

Lo studio micropaleontologico delle unità affioranti nel Foglio San Severo è stato condotto principalmente sulle unità pleistoceniche. Le analisi sono state svolte sulle associazioni a nannofossili calcarei e a foraminiferi tramite l'osservazione rispettivamente di *smear slide* e di lavati. Per lo studio dei nannofossili calcarei l'analisi è stata effettuata al microscopio ottico polarizzatore a 1000 ingrandimenti, e sulle associazioni sono state condotte analisi qualitative osservando generalmente un'area pari a circa 300 campi visivi. Per lo studio dei foraminiferi sono state svolte analisi qualitative allo stereomicroscopio, sulla frazione di residuo superiore ai 125 micron.

L'attribuzione bio-cronostratigrafica delle unità del Pleistocene inferiore, ed in particolare delle argille subappennine, è stata effettuata sulla base delle associazioni a nannofossili, facendo riferimento allo schema di Rio *et alii* (1990), ampiamente utilizzato nell'area mediterranea. Le associazioni a foraminiferi sono risultate rappresentate principalmente da foraminiferi bentonici non indicativi ai fini di un'attribuzione bio-cronostratigrafica. Il contenuto in nannofossili calcarei è apparso generalmente comune o abbondante, sebbene caratterizzato da elevato rimaneggiamento. La presenza di “*medium size*” *Gephyrocapsa* (> 4 micron) è

stata considerata significativa per l'individuazione dell'intervallo pleistocenico; tuttavia, a causa dell'elevato rimaneggiamento e dell'esiguo spessore dell'unità stessa, non è stato possibile individuare una precisa biozona nell'ambito del Pleistocene inferiore. Nei depositi terrazzati del Pleistocene medio-superiore il contenuto a nannofossili calcarei è apparso assente o scarso e spesso in cattivo stato di preservazione, e quindi poco significativo biostratigraficamente. Nelle stesse unità il contenuto in foraminiferi, rappresentato principalmente da foraminiferi bentonici ed ostracodi, non ha fornito un contributo significativo per l'attribuzione cronostatigrafica.

Infine per alcuni campioni raccolti nelle unità cretache è stato analizzato il contenuto in nannofossili calcarei facendo riferimento allo schema biostratigrafico di SINGH (1977).

Le unità distinte all'interno del Foglio 396 "San Severo" sono state raggruppate in:

- **Unità carbonatiche mesozoiche della Piattaforma Apula**

- 1) Calcare di Bari:
 - a) membro di Monte Calvo del Gargano
 - b) membro di Borgo Celano
 - c) membro ad Ostree e Requenie
- 2) calcare di Altamura
- 3) Calcari di Monte Acuto

- **Basalti picritici di Mass. San Giovanni in Pane**

- **Unità mioceniche**

- 1) formazione di Masseria Belvedere
- 2) formazione di Masseria Spagnoli
- 3) formazione di Valle di Vituro

- **Unità di avanfossa:**

- 1) Calcarene di Gravina
- 2) argille subappennine

- **Supersintema del Tavoliere di Puglia**

- 1) sintema di Cava Petrilli
 - a) subsintema di Colle degli Ulivi
 - b) subsintema di Masseria Casillo
- 2) sintema di Vigna Bocola
 - a) subsintema di San Severo
 - b) subsintema di Masseria Pallante

- 3) sintema di Masseria La Motticella
 - a) subsintema di Amendola
 - b) subsintema di Masseria De Grossi
- 4) sintema di Foggia
- 5) sintema di Motta del Lupo
- 6) sintema di Masseria Finamondo

- Unità quaternarie non distinte in base al bacino di appartenenza:

- 1) Deposito alluvionale terrazzato
- 2) Detrito di versante
- 3) Coltre eluvio-colluviale
- 4) Deposito alluvionale recente ed attuale

1. UNITÀ CARBONATICHE MESOZOICHE DELLA PIATTAFORMA APULA

1.1. - CALCARE DI BARI (CBA)

La successione del Calcare di Bari (Sensu SPALLUTO, 2004; SPALLUTO *et alii*, 2005) affiora in una vasta area comprendente gran parte del settore occidentale del Promontorio del Gargano geograficamente compreso nel settore nord-orientale del F° 396 “San Severo”. Nella precedente edizione della cartografia geologica ufficiale (fogli 156 “San Marco in Lamis” e 154 “Foggia”, alla scala 1:100.000; vedi fig. 1) questa stessa area è stata attribuita a più unità litostratigrafiche con il rango di formazione (calcarei di Sannicandro, calcari di San Giovanni Rotondo, formazione di Monte la Serra, calcari di Rignano Garganico e calcari di Masseria Quadrone; si veda il cap. 2).

Nei tratti generali, il Calcare di Bari è costituito prevalentemente da una successione spessa circa 900 metri di calcari biopelmicritici bianchi e grigio chiari con tessiture prevalentemente fango-sostenute (*mudstone/wackestone*) organizzati in strati regolari di spessore variabile da pochi centimetrici a 3-4 metri. Nella parte inferiore della formazione ai calcari si intercalano bancate massive di calcari dolomitici e dolomie con tessitura dolosparitica. Nella parte intermedia sono frequenti le intercalazioni di calcari macrofossiliferi con piccole requenie e nerinee, di calcareniti oncolitiche ed oolitiche, di laminiti stromatolitiche e di livelli centimetrici di argille verdi. Nella parte superiore sono presenti invece calcari macrofossiliferi ad ostree, requenie e macroforaminiferi bentonici (orbitoline). Nel complesso quindi, sono state riconosciute facies attribuibili ad ambienti ma-

rini di piattaforma interna variabili dalla laguna alla piana tidale talora soggetti a periodi relativamente brevi di emersione e a saltuari episodi di maggiore energia idrodinamica.

Il limite inferiore del Calcare di Bari non affiora nell'area rilevata. Il limite superiore è noto in affioramento in località "Le Mattine", situata qualche chilometro ad est del limite sud-orientale del Foglio San Severo (SPALLUTO, 2004), e corrisponde ad un intervallo litostratigrafico spesso pochi metri di depositi bauxitici osservabili in alcune miniere intensamente coltivate in passato ("Miniere di San Giovanni Rotondo" descritte in CAVINATO, 1953 e CRESCENTI & VIGHI, 1964) ed ora abbandonate e quasi del tutto colmate. L'età della successione affiorante nell'area del Foglio San Severo è stata attribuita in base ai dati biostratigrafici pubblicati in letteratura (LUPERTO SINNI & MASSE, 1986; 1994; CLAPS *et alii*, 1996; MORSILLI & BOSELLINI, 1997) all'intervallo Calloviano p.p.-Aptiano inferiore p.p. La porzione superiore del Calcare di Bari (ex calcari di Masseria Quadrone di Merla *et alii*, 1969), affiorante qualche chilometro a sud-est del Foglio San Severo, è invece stata attribuita all'Aptiano superiore-Cenomanoniano superiore (CRESCENTI & VIGHI, 1964; LUPERTO SINNI, 1996a; b). L'età delle bauxiti è del Turoniano (CRESCENTI & VIGHI, 1964).

Nonostante l'apparente monotonia dell'intera successione affiorante, l'analisi stratigrafica e sedimentologica di dettaglio ha fatto emergere distintivi caratteri di *facies*, ben riconoscibili sul terreno, che hanno permesso di suddividerla in tre unità litostratigrafiche informali cui è stato attribuito il rango di membro. I membri di seguito descritti sono ascrivibili a gruppi di associazioni di litofacies costituite a loro volta da associazioni di litofacies e da litofacies che si intercalano ritmicamente e ciclicamente all'interno dell'intera successione per spessori variabili da pochi cm a pochi metri. Per tale motivo, non è stato possibile cartografare le litofacies descritte per ogni membro.

Dal più antico al più recente, i membri riconosciuti sono di seguito elencati:

- membro di Monte Calvo del Gargano (Calloviano p.p.-Valanginiano p.p.)
- membro di Borgo Celano (Valanginiano p.p.-Barremiano superiore/Aptiano p.p.)
- membro ad Ostree e Requenie (Aptiano inferiore p.p.)

1.1.1. - *Membro di Monte Calvo del Gargano (CBA₁)*

(cfr. Calcare di Sannicandro del Foglio 348 "Vico del Gargano")

Il membro di Monte Calvo del Gargano è esposto estesamente, pur se in modo discontinuo, nel settore a nord dell'abitato di San Marco in Lamis (a nord della Faglia di Mattinata) e in quella meridionale a sud ed a sud-est dell'abitato di Rignano Garganico.

La ricostruzione stratigrafica della successione relativa a questo membro è stata effettuata da SPALLUTO (2004) nell'area adiacente a quella del Foglio San Severo nei pressi del Monte Calvo del Gargano (sezione di La Maddaluna-Coppa Pesce in fig. 3 e sezione di Monte Calvo del Gargano in fig. 4). In quest'area, lo spessore affiorante per il membro di Monte Calvo del Gargano è stato stimato intorno ai 300-350 metri. Nell'area del foglio San Severo, la parte inferiore e media del membro di Monte Calvo del Gargano è stata osservata lungo la scarpata che borda a sud-ovest il Promontorio del Gargano (a sud di Rignano Garganico), in alcune cave nei pressi del Monte Granata e nel settore settentrionale del foglio in alcune cave dismesse affioranti nei pressi del Monte la Serra. Questo intervallo è costituito da calcari e dolomie che presentano una stratificazione regolare in strati di spessore variabile da 30 a 200 cm con giacitura degli strati variabile da sub-orizzontale ad inclinata con immersione verso i quadranti meridionali ed inclinazione variabile da orizzontale a 50-60° (ad ovest di San Marco in Lamis). Negli intervalli dolomitici, la stratificazione a luoghi scompare e lascia il posto a bancate massive di colore grigio scuro.

Nello specifico, questa porzione della successione del membro di Monte Calvo del Gargano è costituita da strati e banchi di calcari e dolomie di colore grigio chiaro e nocciola in cui è stato possibile riconoscere calcareniti bioclastiche a granulometria fine con alghe verdi, livelli macrofossiliferi a gasteropodi, calcari micritici bioturbati con abbondanti oncoidi, intercalazioni centimetriche di calcareniti oolitiche e calcari stromatolitici con strutture da disseccamento. Le litofacies calcaree sono irregolarmente alternate con pacchi di strati e banchi di spessore variabile da pochi metri ad alcune decine di metri di dolomie calcaree e di dolomie grigio-scure, prevalenti nella parte sommitale di questo intervallo stratigrafico. Le superfici di strato mostrano sovente geometrie irregolari a luoghi marcate da orizzonti microcarsificati con spessori millimetrici o centimetrici di silt argillosi giallo-ocracei o rossastri. Le dolomie mostrano in sezione sottile una struttura cristallina dolosparitica prevalentemente equigranulare con tessitura da idiotipica a ipidiotipica e con cristalli di dimensione variabile da 0.05 a 0.5 mm, in alcuni casi con strutture laminari (fig. 6C), sovente vacuolari e listate. Il processo di dolomitizzazione appare pervasivo ed ha interessato indistintamente tutte le litofacies calcaree; pertanto, la dolomia può essere interpretata come il prodotto della diagenesi tardiva dei calcari.

La parte superiore della successione del membro di Monte Calvo del Gargano mostra caratteri che si discostano di poco da quella precedentemente descritta. Questa porzione del membro di Monte Calvo del Gargano è stata osservata in corrispondenza di una cava abbandonata sita in località il "Boschetto" nei pressi del km 4 della Strada Provinciale che collega San Marco in Lamis con Rignano Garganico (fig. 5) poco più a nord dell'area in cui è stato posizionato il limite stratigrafico con i sovrastanti calcari del membro di Borgo Celano. In questa sezione sono ben osservabili per uno spessore di poco superiore ai 10 metri, associazioni di facies organizzate in cicli asimmetrici peritidali.

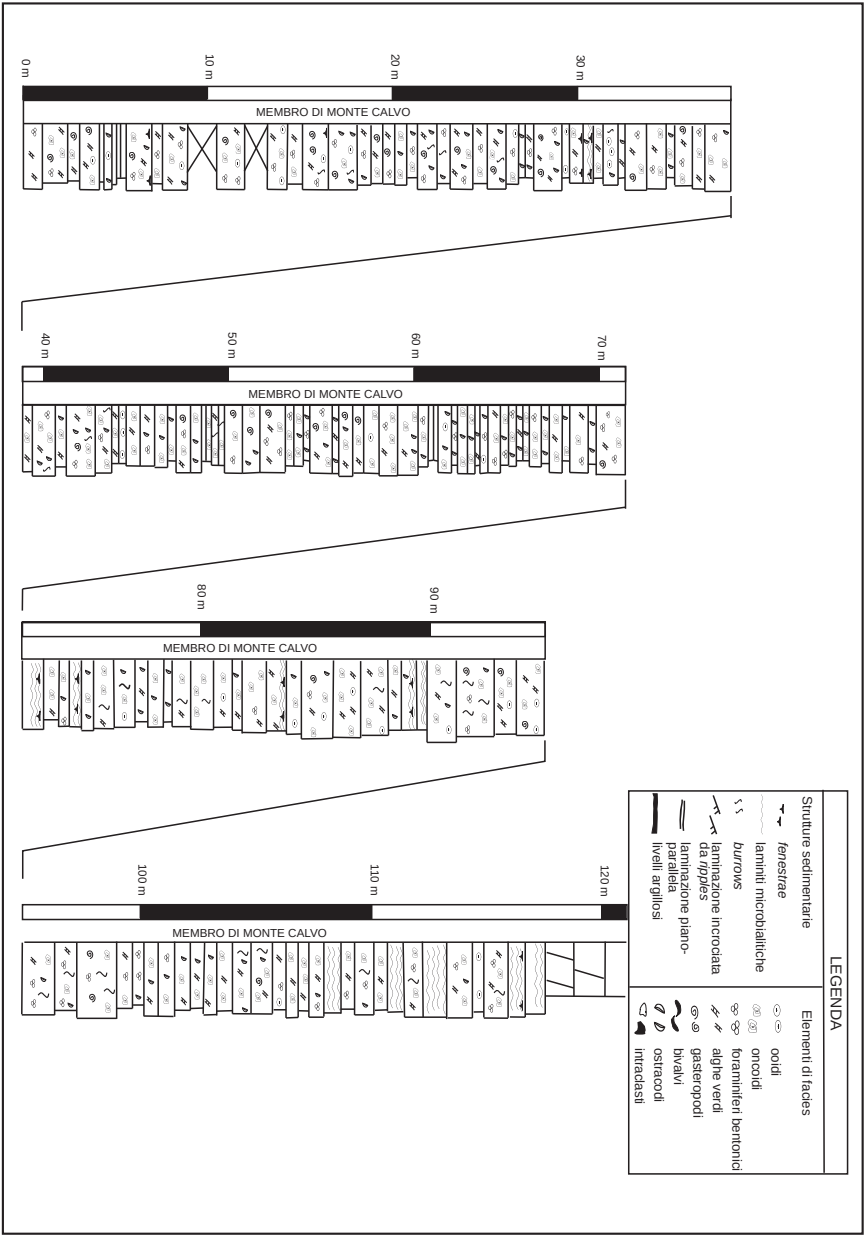


Fig.3 - Colonna stratigrafica della sezione di La Maddaluna-Coppa Pesce

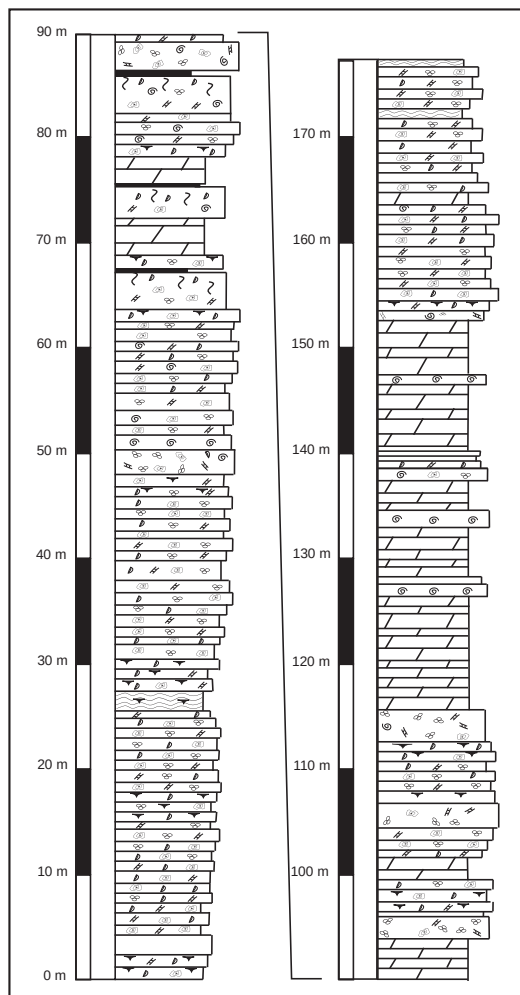
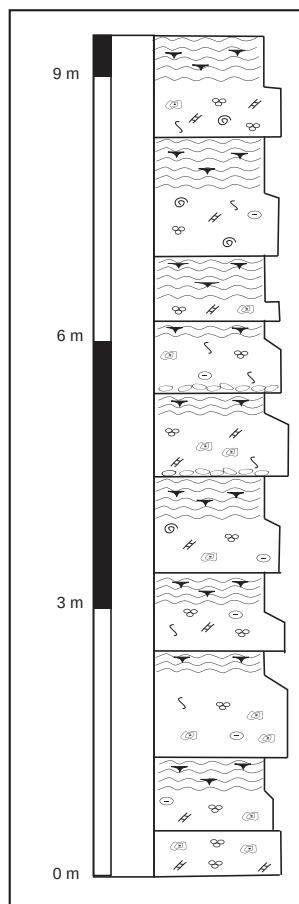


Fig. 5 - Colonna stratigrafica della sezione misurata al Km 4 della Strada Provinciale San Marco in Lamis-Rignano Garganico in località il "Boschetto". Per la legenda si veda fig. 3

Fig. 4 - Colonna stratigrafica della sezione di Monte Calvo. Per la legenda si veda fig. 3



All'interno dei litotipi calcarei sono stati distinti gruppi di strati ben caratterizzati dal contenuto paleontologico. In particolare, nella parte inferiore e media del membro di Monte Calvo del Gargano sono presenti gruppi di strati costituiti da biocalcareniti a *Clypeina jurassica* FAVRE (fig. 6A), mentre nella parte superiore assume particolare rilievo la presenza di gruppi di strati a *Campbelliella striata* CAROZZI (fig. 6B).

La base stratigrafica dell'intervallo stratigrafico inferiore della successione di piattaforma interna non affiora nell'area di studio, mentre il limite superiore è stato cartografato in poche aree ad ovest e sud-ovest dell'abitato di San Marco in Lamis e nel settore nord-occidentale dell'area di studio (località Valle Maltempo). Purtroppo in queste aree non è stato possibile realizzare, a causa della scarsità di affioramenti sufficientemente buoni e continui e del grado di deformazione tettonica a luoghi molto elevato, delle sezioni stratigrafiche in cui documentare l'esatta posizione e la natura del limite superiore del membro di Monte Calvo del Gargano. Le poche informazioni ricavate nelle aree suddette durante il rilevamento di campagna hanno però permesso di posizionare il limite in corrispondenza dell'area in cui si assiste ad un passaggio graduale dalle litofacies calcareo-dolomitiche e dolomitiche del membro di Monte Calvo del Gargano alle litofacies prevalentemente calcaree del membro di Borgo Celano.

Il prelievo di alcuni campioni in corrispondenza degli strati calcarei di questo peculiare intervallo stratigrafico ha evidenziato il passaggio, anche qui graduale, da calcari micritici peloidali ricchi in *fecal pellets* diffusi nella parte sommitale del membro di Monte Calvo del Gargano a calcari micritici e calcareniti oncoidiche con abbondanti noduli di *Cayeuxia* sp. Questi ultimi sono molto diffusi alla base del membro di Borgo Celano e si trovano spesso associati a calcari macrofossiliferi a gasteropodi e piccoli bivalvi.

Sotto l'aspetto sedimentologico sono state riconosciute nel membro di Monte Calvo del Gargano le seguenti litofacies fondamentali non distinte in carta:

Litofacies 1a: *packstone/wackestone* e più raramente *grainstone* bioclastici con abbondanti alghe verdi dasicladali tra cui abbondanti esemplari di *Clypeina jurassica* (fig. 6A) e *Campbelliella striata* (fig. 6B), foraminiferi bentonici e frammenti bioerosi di gusci di gasteropodi e lamellibranchi. Gli intraclasti sono assenti, mentre gli oncoidi ed i peloidi sono stati riconosciuti solo raramente. La principale caratteristica di questa litofacies è l'elevata abbondanza delle alghe verdi, di gran lunga prevalenti sulle altre specie presenti. Nonostante l'elevato numero di individui, la diversità specifica è comunque bassa e sovente è possibile distinguere frammenti di alghe appartenenti ad organismi di un'unica specie. I bioclasti presentano bordi parzialmente bioerosi e solo a luoghi sono gradati e disposti su lamine piano-parallele. Il *sorting* è relativamente basso. Localmente, la porosità è elevata e deriva principalmente dalla dissoluzione dei bioclasti (*mol-*

dic porosity). Le cavità risultanti sono completamente occluse da calcite spatica.

Interpretazione: l'abbondanza delle alghe dasicladali nelle successioni carbonatiche tardo giurassiche di piattaforma interna è stato ben documentato nell'intera area peri-mediterranea (BARATTOLO, 1991; CHIOCCHINI *et alii*, 1994; DE CASTRO, 1991). Le caratteristiche tessiturali e le strutture sedimentarie osservate accanto all'assenza di caratteri diagenetici meteorici consentono di interpretare l'ambiente di sedimentazione di questa litofacies ad una laguna ben ossigenata, con acque limpide e calde a salinità normale e con idrodinamismo relativamente basso, in cui potevano verificarsi episodi di più alta energia, corrispondenti ai livelli con laminazione piano-parallela;

Litofacies 1b: *mudstone/wackestone* e più raramente *packstone* bioturbati suddivisibili in due differenti subfacies. La prima subfacies è costituita da abbondanti oncoidi, rari bioclasti (frammenti bioerosi di gasteropodi e piccoli lamellibranchi), foraminiferi bentonici e rare alghe verdi (dasicladacee). A luoghi risultano abbondanti i peloidi, tra i quali è possibile riconoscere numerosi *fecal pellets* (fig. 6D), integri o schiacciati durante la compattazione del sedimento. I nuclei degli oncoidi sono costituiti da bioclasti oppure da grumi di peloidi e da intraclasti micritici. La bioturbazione è molto diffusa, il sedimento risulta così ampiamente rimaneggiato dagli organismi che con la loro attività potrebbero aver cancellato eventuali strutture sedimentarie. I calcari della seconda subfacies sono costituiti da calcari oolitici con tessitura *wackestone* in cui i singoli ooidi presentano dimensioni variabili da 0.2 a 2 mm con microstruttura fibroso-raggiata (fig. 6E). Gli ooidi di dimensioni superiori ai 0.4 mm presentano un nucleo ben differenziato, sono caratterizzati dall'alternanza in bande concentriche di lamine fibroso-raggiate e micritiche e sono frequentemente ridotte in frammenti. Il nucleo può essere costituito da un frammento di gasteropode, da un foraminifero bentonico o da un grumo di peloidi. Al contrario negli ooidi di piccole dimensioni (<0.4 mm), il nucleo non è riconoscibile e non è presente la suddivisione in bande concentriche. Nella matrice di questa subfacies è inoltre possibile distinguere tutti gli allochimici descritti per i calcari della prima subfacies.

Interpretazione: il numero relativamente basso di specie presenti in entrambe le subfacies descritte (soprattutto foraminiferi bentonici, ostracodi e thaumatoporelle), accanto alla presenza di tessiture prevalentemente fango-sostenute, di ooidi con *fabric* fibroso-raggiato consentono di interpretare l'ambiente di sedimentazione di questa litofacies come riferibile ad una laguna caratterizzata da bassa ossigenazione, elevata salinità e da restrizione nella circolazione delle acque;

Litofacies 1c: laminiti microbialitiche con struttura laminare (fig. 6E) a scala millimetrica costituita in prevalenza da un fine sedimento peloidale con struttura irregolare. In generale è stato possibile distinguere due subfacies. La prima subfacies è costituita da una fitta alternanza di lamine formate da un fine sedimento

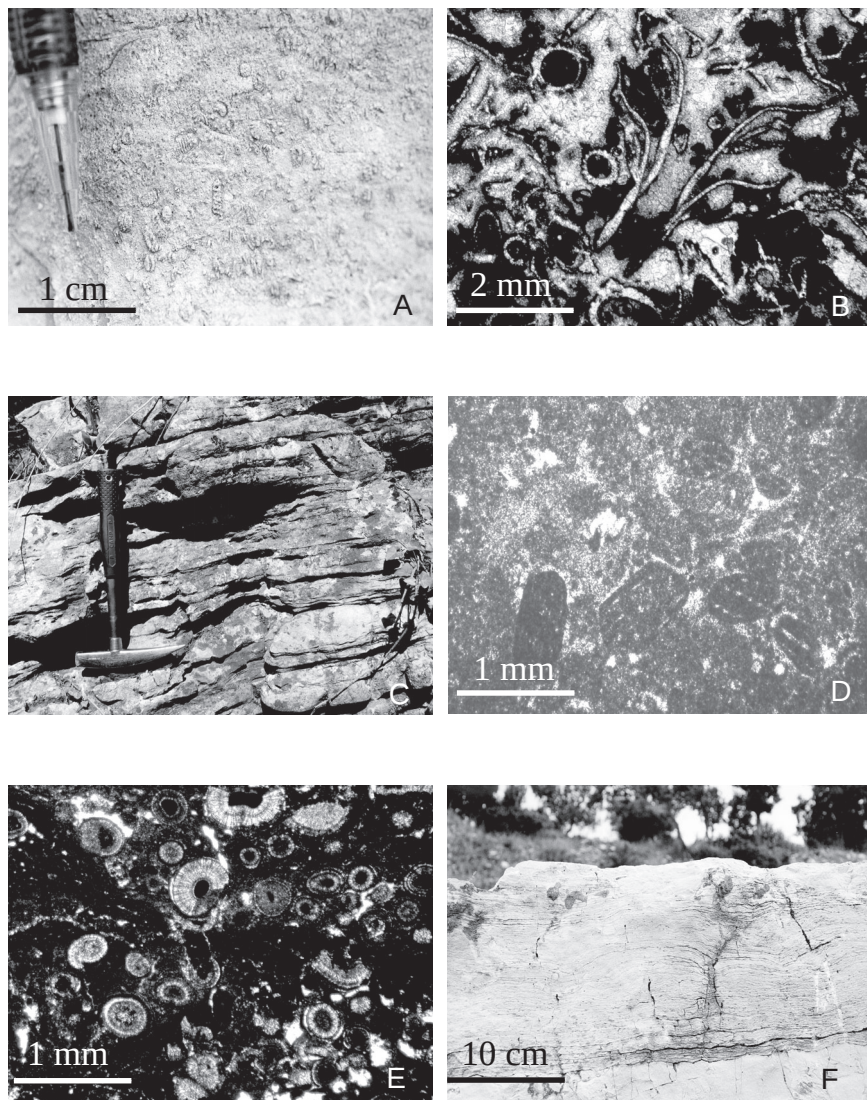


Fig. 6 - Litofacies del membro di Monte Calvo:

- A) packstone bioclastici costituiti interamente da frammenti di *Clypeina jurassica*;
- B) packstone con frammenti di *Campbelliella striata*;
- C) dolomie grigio scure laminate;
- D) wackestone/packstone con fecal pellets;
- E) wackestone/packstone oomicritici con ooidi fibroso-raggiati e peloidi.
- F) calcari stromatolitici con lamine ondulate e strutture da disseccamento

peloidale e di lamine micritiche scure. La seconda subfacies è costituita da una laminazione molto irregolare ed è composta da sedimento relativamente più grossolano. A luoghi all'interno delle lamine microbialitiche della seconda subfacies si distinguono piccoli foraminiferi bentonici, alghe (thaumatoporelle) ed ostracodi. In qualche caso, le lamine di entrambe le subfacies risultano rotte e collassate a causa dell'essiccamento ed il sedimento risulta costituito da intraclasti micritici variamente orientati. Frequenti sono anche le strutture fenestrate, disposte su piani paralleli alle superfici di strato e con geometrie variabili da ellittiche ad irregolari. I riempimenti delle cavità possono presentare arrangiamento geopetale per la presenza alla base delle cavità di sedimento interno (silt bruno-rossiccio). La parte superiore è invece occlusa da calcite tipo "equant".

Interpretazione: le microbialiti (*sensu* BURNE & MOORE, 1987) o criptomicrobialiti (*sensu* DEMICCO & HARDIE, 1994), solo per citare alcune delle terminologie comunemente adoperate, sono dei depositi organosedimentari che si sono formati in seguito al *trapping* ed al *binding* del sedimento ad opera dei "microbial mats" (e.g. RIDING, 1990; 2000). L'interpretazione ambientale delle microbialiti è ancora una questione aperta, poiché le diverse forme riconosciute negli ambienti attuali vivono sia in ambienti lagunari profondi che nelle piane tidali dove tollerano anche periodi di esposizione subaerea durante le fasi di bassa marea (TUCKER & WRIGHT, 1990). Le forme osservate all'interno del membro di Monte Calvo del Gargano sono riconducibili esclusivamente a quelle comuni negli ambienti intertidali/supratidali di bassa energia poiché sono costituite dalle forme piatte o a basso rilievo e lateralmente continue (LLH *sensu* LOGAN *et alii*, 1964). La contemporanea presenza di un diffuso *fabric* fenestrato e di strutture da disseccamento conferma questa interpretazione poiché queste strutture sono molto comuni nei sedimenti che si formano negli ambienti intertidali e supratidali attuali (SHINN, 1983; TUCKER & WRIGHT, 1990).

Dal punto di vista bio e cronostratigrafico le informazioni disponibili per il membro di Monte Calvo del Gargano derivano da LUPERTO SINNI & MASSE (1994) e da MORSILLI (1998). In sintesi, gli autori hanno riconosciuto le seguenti specie: *Praekurnubia crusei* REDMOND, *Pfenderella arabica* REDMOND, *Kurnubia sp.*, *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Alveosepta jaccardi* SCHRODT, *Parurgonina cachelinensis* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI MORANO, *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE (foraminiferi bentonici), *Clypeina jurassica*, *Campbelliella striata*, *Salpingoporella annulata* CAROZZI (alghe verdi) e *Favreina sp.* L'età del membro di Monte Calvo del Gargano è pertanto attribuibile al Calloviano *p.p.*-Valanginiano *p.p.*

1.1.2. - *Membro di Borgo Celano (CBA₂)*

Il membro di Borgo Celano è ben esposto con notevole continuità di affioramento sia nella fascia intermedia dell’area rilevata sul Promontorio del Gargano sia a nord-ovest dell’abitato di Apricena in corrispondenza di incisioni naturali, di trincee stradali e fronti di cava. Corrisponde al membro di Borgo Celano, al membro loferitico e alla parte inferiore del membro a Requenidae di LUPERTO SINNI & MASSE (1986) e ai membri 1 e 2 di CLAPS *et alii* (1996) (fig. 7).

Il limite inferiore del membro di Borgo Celano, come è stato descritto nel precedente paragrafo, corrisponde ad un passaggio graduale con le litofacies prevalentemente dolomitiche del membro di Monte Calvo del Gargano. Il limite superiore con le litofacies calcaree del membro ad Ostree e Requenie è ben visibile in corrispondenza delle numerose incisioni fluvio-carsiche orientate circa N-S ed in alcuni tagli stradali presenti nel settore meridionale del Promontorio del Gargano. Questo limite conforme è marcato dalla brusca variazione nelle associazioni di litofacies ed è particolarmente evidente perché corrisponde anche ad un brusco aumento nello spessore degli strati che, nella parte inferiore del membro ad Ostree e Requenie, raggiungono i 3-4 metri. Lo spessore complessivo del membro di Borgo Celano è di circa 500-600 metri.

Quadro litostratigrafico di Luperto Sinni e Masse (1986; 1994) e Luperto Sinni (1996 a; b)			Quadro litostratigrafico di Claps <i>et alii</i> (1996) Morsilli e Bosellini (1997) e Bosellini <i>et alii</i> , (1999; 2000)			Foglio 396 "San Severo"	
Settore di B. Celano		Settore di Apricena	Settore di B. Celano				
Calcarei di S.Giov. Rotondo (Berriasiano sup.-Aptiano inf)	membro a Requinidae		Calcarei di S.Giov. Rotondo (Valanginiano sup.-Aptiano inf.)	membro 3	Calcare di Bari (Calloviano p.p.- Aptiano p.p.)	membro ad Ostree e Requinie (Aptiano p.p.)	
	membro loferitico	m. di Pizzicoli		membro 2		membro di Borgo Celano (Valanginiano p.p.-Aptiano p.p.)	
		m. loferitico					
	membro di Borgo Celano	m. di Tre Valli		faglia			
		m. di San Sabino		membro 1			
		m. di M. Grotte					

Fig. 7- Confronto tra le suddivisioni in membri dell’intervallo stratigrafico di età Valanginiano p.p.-Aptiano p.p. proposte in precedenti lavori con quella proposta nel foglio San Severo.

La porzione inferiore del membro in esame affiora in maniera discontinua in corrispondenza della parte bassa della sezione di Borgo Celano tra il km 1 ed il km 2.5 della SP 26 Borgo Celano-Foggia (fig. 8). In questo tratto della sezione di Borgo Celano (primi 150 metri), è stato osservato un intervallo stratigrafico costituito da strati e banchi, di spessore variabile da pochi decimetri a qualche metro (max 3 metri), costituito da tre distinte litofacies che si ripetono ciclicamente all’interno di ogni singolo strato o banco.

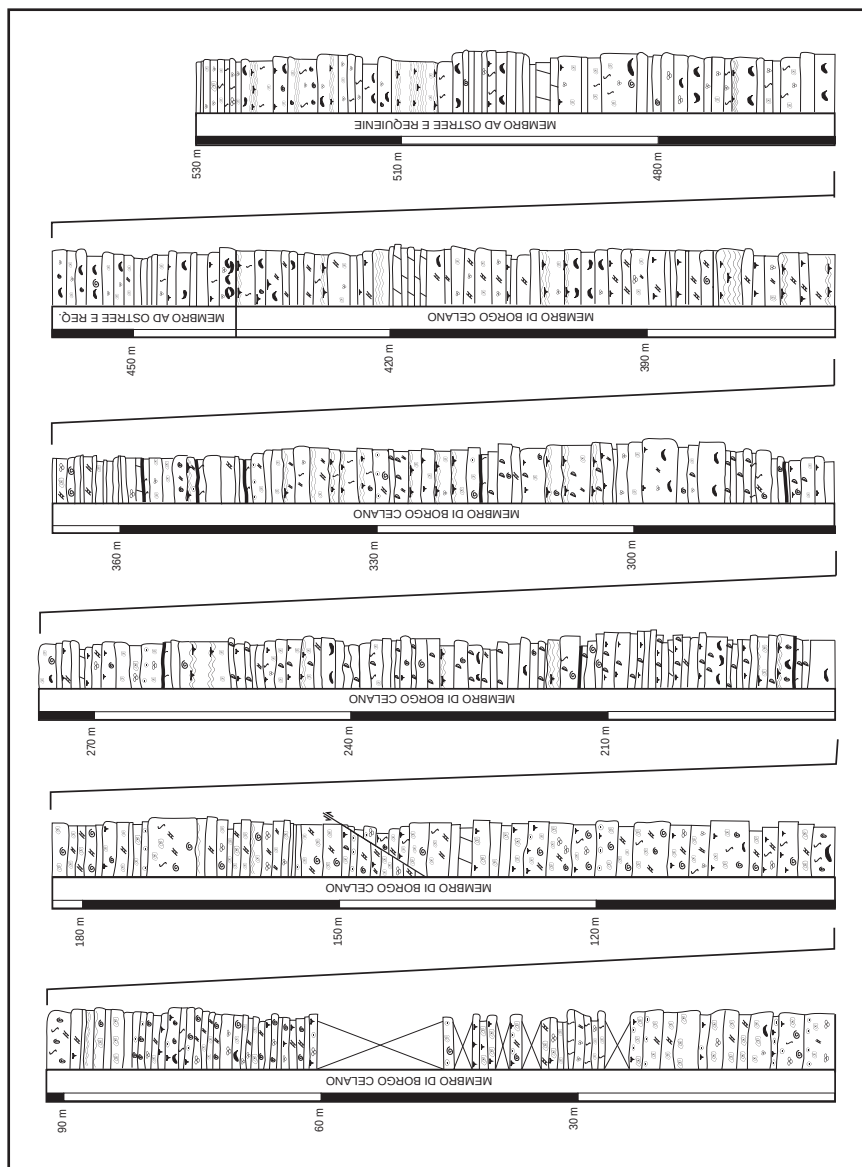


Fig. 8 - Colonna stratigrafica della sezione di Borgo Celano misurata dal km 1 al km 6 della SP 26 Borgo Celano-Foggia. Per la legenda si veda la fig. 3

In particolare, ogni ciclo presenta dalla base al tetto la seguente successione di litofacies:

- a) calcari micritici bianchi con tessiture prevalenti di tipo *mudstone/wackestone*, generalmente bioturbati, spessi da qualche decimetro fino ad oltre 2 metri costituiti da un fine sedimento bioclastico, da oncoidi e da macrofossili. I macrofossili presentano esemplari di gasteropodi e di bivalvi (essenzialmente piccoli ostriche e requenie; figg. 9A; B), i quali possono trovarsi sparsi o concentrati in livelli tabulari con spessore variabile da qualche decimetro a circa 1-1.5 metri per lo più localizzati nella parte bassa ed intermedia degli strati.
- b) calcareniti bioclastico-oncoidali (fig. 9C) di colore variabile dal grigio chiaro al rosato concentrate nella parte alta degli strati dove hanno spessori variabili da pochi centimetri fino a 40-50 cm. A luoghi sono laminate e presentano chiare strutture fenestrate.
- c) calcareniti oolitiche grigie (fig. 9D) spesse pochi centimetri e concentrate al top degli strati. Gli ooidi mostrano chiaramente una microstruttura fibroso-raggiata ed il loro nucleo è composto da granuli provenienti dalla litofacies precedente.

L'intervallo intermedio e quello superiore del membro in questione affiorano con buona continuità per uno spessore superiore ai 300 metri lungo la parte intermedia della sezione di Borgo Celano tra il km 2.5 ed il km 4 della SP26 (fig. 8), dove è stato possibile riconoscere una successione continua costituita da strati e banchi di calcari micritici denotanti caratteristiche leggermente differenti rispetto a quelle riscontrate nella parte inferiore dello stesso membro. Le differenze principali constano nella minore diffusione delle calcareniti oolitiche e dei calcari macrofossiliferi, i quali diminuiscono gradualmente verso l'alto. Di contro aumenta notevolmente la frequenza con cui si ripetono nella successione le laminiti stromatolitiche.

Anche in questo intervallo le litofacies mostrano un'organizzazione ciclica; in particolare è stato possibile riconoscere due differenti sequenze di facies. La prima sequenza di facies presenta dal basso verso l'alto la seguente successione delle litofacies:

- a) calcari micritici e calcareniti bioclastiche identici a quelli descritti per la porzione inferiore del membro. Alla base di ogni ciclo sono stati osservati intraclasti micritici di dimensioni variabili da pochi centimetri a qualche decimetro costituenti dei livelli flottanti nella matrice micritica o più raramente dei *lags* clasto-sostenuti;
- b) calcari micritici bioturbati con abbondanti oncoidi;
- c) calcari stromatolitici con geometrie variabili da domali a piano-parallele con strutture fenestrate che in alcuni casi mostrano chiare strutture da disseccamento quali *mud crack* e *sheet crack* (fig. 9E). Lo spessore di questa litofacies può variare da pochi centimetri fino ad un metro. Lateralmente e verso l'alto le

stromatoliti passano a dei livelli centimetrici di calcareniti oolitiche che presentano le stesse caratteristiche di quelle descritte per l'intervallo inferiore del membro.

La caratteristica peculiare delle sequenze di facies del secondo tipo è la presenza al top dei cicli di livelli lenticolari di argille verdastre spessi pochi centimetri. Le argille si rinvencono in tasche erosive che incidono i sottostanti calcari (fig. 9F) in cui si riconoscono numerosi *burrow* riempiti dalle argille stesse.

Nelle argille si riconoscono inoltre numerosi clasti calcareo-dolomitici a volte dal tipico colore grigio scuro o nerastro (*black pebble*).

Alcuni strati appartenenti a questo membro, per le loro peculiari caratteristiche petrografico-sedimentologiche, sono adoperati come pietre ornamentali con il nome di "Pietra di Apricena", nota a livello nazionale e internazionale.

Le osservazioni effettuate sul campo integrate con lo studio delle microfacies hanno consentito di approfondire lo studio sedimentologico e di giungere a delle interpretazioni paleoambientali. In particolare, dal punto di vista sedimentologico nel membro di Borgo Celano sono riconoscibili le seguenti litofacies non distinte in carta (fig. 9):

Litofacies 2a: *floatstone* bioclastici costituiti da concentrazioni di gusci integri o parzialmente frammentati di nerinee, requenie ed ostree organizzati in livelli tabulari spessi alcuni decimetri (fig. 9A), passanti lateralmente e verticalmente a *grainstone* costituiti da frammenti bioerosi di macrofossili e di alghe verdi con intraclasti micritici e *coated grain* (fig. 9B) a luoghi con laminazione piano-parallela e con gradazione normale dei granuli. All'interno dei livelli macrofossiliferi i gusci sono poco addensati ed immersi in una matrice con tessitura *wackestone/packstone* macro e microfossilifera con abbondanti alghe verdi (di norma salpin-goporelle), foraminiferi bentonici frammenti bioerosi di macrofossili e peloidi. La principale caratteristica di questa litofacies è l'elevata abbondanza delle alghe verdi sia per la diversità specifica sia per quanto riguarda il numero di individui presente per ogni singola specie (a riguardo si veda la discussione in LUPERTO SINNI & MASSE, 1993). I *coated grain* sono invece costituiti da *lump* composti da peloidi e da piccoli bioclasti (essenzialmente frammenti bioerosi di foraminiferi e di alghe verdi) rivestiti con un sottile cortice micritico. Il *sorting* del sedimento è variabile da basso a moderato.

Interpretazione: le concentrazioni di gusci integri o semi-integri all'interno dei livelli tabulari sono interpretabili come accumuli biogenici primari di individui i quali costituiscono le vestigia di paleocomunità bentoniche che vivevano *in situ* e che non hanno subito un significativo trasporto *post-mortem*. Un altro elemento importante è costituito dalla diversità specifica relativamente elevata degli organismi autotrofi (alghe verdi) e dall'elevato numero di individui presenti per ogni singola specie (LUPERTO SINNI & MASSE, 1986; CLAPS *et alii*, 1996).

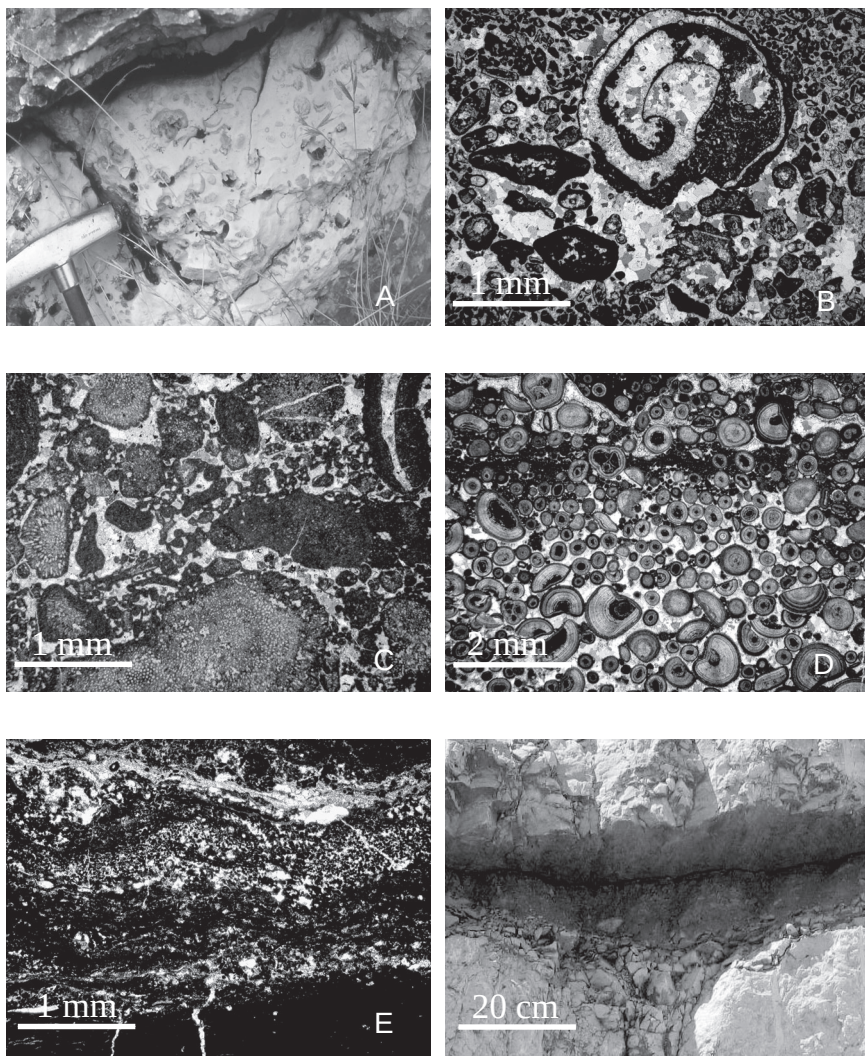


Fig. 9 - Litofacies del membro di Borgo Celano:

- A) floatstone bioclastico con requenie e gasteropodi;
- B) grainstone biosparitico con frammenti di gasteropodi, alghe verdi e grani rivestiti;
- C) packstone/grainstone con noduli di *Cayeuxia*, intraclasti micritici e peloidi;
- D) packstone/grainstone oolitico laminato con gradazione normale degli ooidi. Gli ooidi possiedono fabric fibroso-raggiato e sono sovente frammentate;
- E) laminite microbialitica costituita da un fine sedimento peloidale con fenestrae.
- F) livello di argille verdi continentali ubicate all'interno di tasche erosive di origine carsica intercalate ai calcari di piattaforma.

Queste considerazioni accanto alle tessiture prevalentemente fango-sostenute ed alla assenza di caratteri da diagenesi meteorica consentono di interpretare, in accordo con LUPERTO SINNI & MASSE (1986), MASSE & LUPERTO SINNI (1987) e CLAPS *et alii* (1996), l'ambiente di sedimentazione di questa litofacies come una laguna con acque limpide e ben ossigenate, a salinità normale e con idrodinamismo relativamente basso. La presenza delle tessiture *grainstone* associate a strutture sedimentarie trattive (lamine piano-parallele) indicano che eventi di più alta energia potevano rimobilizzare e rielaborare il sedimento, producendo l'allontanamento della frazione fine. In ogni caso, la presenza di granuli ben preversati e poco arrotondati e di un *sorting* relativamente basso indicano che il processo di selezionamento dei granuli non è stato completo.

Litofacies 2b: *packstone/grainstone* costituiti da abbondanti oncoidi, da frammenti bioerosi di macrofossili (essenzialmente nerinee), piccoli foraminiferi bentonici, frammenti di alghe verdi dasicladali (salpingoporelle), rari ostracodi, *coated grains*, piccoli ooidi, peloidi ed intraclasti micritici (fig. 9C). Tra gli oncoidi è possibile distinguere quelli con "*Porostromate fabric*", e più raramente quelli con "*Spongiostromate fabric*". I Porostromata (o Cianoidi *sensu* RIDING, 1983) sono costituiti esclusivamente da colonie nodulari di cianobatteri calcificati con microstruttura tubulare (*Cayeuxia sp.*), hanno forma variabile da sub-sferica ad irregolare, sovente frammentati, con dimensioni variabili da circa 1 mm fino a 4-5 mm.

Gli Spongiostromata invece presentano un nucleo ben distinto costituito da un frammento di gasteropode, di lamellibranco, da un foraminifero bentonico o da un'alga verde avvolto da una serie di lamine concentriche, prevalentemente di natura micritica, irregolari, a luoghi poco distinguibili e parzialmente sovrapposte le une sulle altre. La forma di questi oncoidi è estremamente variabile (da sub-sferica ad irregolare) e dipende prevalentemente dalla forma del nucleo, mentre le dimensioni non eccedono i 3-4 mm. Gli intraclasti micritici hanno spigoli arrotondati e dimensioni variabili da pochi millimetri a fino a 4-5 cm. I *coated grain* invece sono classificabili come *grapestone* poiché sono formati da peloidi, frammenti di foraminiferi bentonici ed alghe verdi costituenti delle sabbie carbonatiche litificate con la tipica forma lobata. I calcari di questa litofacies possono presentare laminazione piano-parallela e mostrare una gradazione normale dei granuli. Il *sorting* dei granuli è variabile da basso a moderato.

Interpretazione: la forma, le dimensioni e la composizione biotica degli oncoidi sono considerati degli ottimi indicatori paleoambientali (e.g. FLUGEL, 2004). Gli oncoidi descritti per questa litofacies possiedono *microfabric* differente ma hanno forme e dimensioni simili e possiedono entrambi composizione microbitalica. Sia i Porostromata che gli Spongiostromata hanno dimensioni contenute (max pochi millimetri) con forme variabili da sub-sferiche ad ellissoidali. Questi caratteri accanto alla tessitura "*grain supported*" ed alla presenza di strutture

sedimentarie trattive di questa litofacies suggeriscono un ambiente deposizionale caratterizzato da idrodinamismo relativamente elevato dove la formazione degli oncoidi poteva avvenire per rotolamento in ambienti subtidali e/o intertidali probabilmente in relazione alla migrazione di *shoal* sabbiosi. Il *sorting* relativamente basso dei granuli indica però che il processo di selezionamento dei granuli ha allontanato la matrice ma non ha operato un selezionamento completo a causa del trasporto poco prolungato.

Litofacies 2c: *grainstone/packstone* colitico-peloidali frequentemente ricorrenti al top degli strati in spessori variabili da 5 a 40 cm. Le lamine hanno spessori millimetrici e a luoghi mostrano una distribuzione dei granuli con gradazione diretta. Alla base delle lamine, nei livelli più grossolani, la micrite è completamente assente, mentre le singole lamine sono separate da superfici erosive irregolari a luoghi marcate da un sottile film micritico costituito da un fine sedimento peloidale. Gli ooidi hanno dimensioni comprese tra 0.5 mm e 2-3 mm e presentano avvolgimenti costituiti da bande concentriche di calcite con *fabric* fibroso-raggiato a luoghi alternate con bande micritiche (fig. 9D). I nuclei derivano esclusivamente da particelle della litofacies 2b e sono in prevalenza formati da aggregati di grani, da piccoli foraminiferi bentonici, da noduli di *Cayeuxia*, da macrofossili (gasteropodi integri o in frammenti) e da intraclasti micritici. Molto frequenti sono i casi in cui gli ooidi appaiono frammentati e costituiscono il nucleo intorno a cui avviene un ulteriore processo di rivestimento. Gli aggregati di grani sono costituiti da ooidi e peloidi raggruppati e delimitati da un rivestimento esterno. I bordi di questi aggregati possono essere molto irregolari ed indentati mostrando così una struttura cerebroidale. Il sedimento possiede un elevato numero di cavità, alcune primarie, altre secondarie derivanti dalla dissoluzione di gusci (*moldic porosity*). Il riempimento di tali cavità è normalmente costituito da un mosaico calcitico di drusa. Le cavità di dimensioni maggiori si rinvengono al limite tra due lamine successive e mostrano dei riempimenti interni costituiti da fasi di deposito meccanico (silt vadoso), di norma alla base delle cavità, e da fasi di precipitazione chimica di calcite spatica. Tra le strutture diagenetiche precoci si distinguono abbondanti cementi microstalattici e a menisco.

Interpretazione: l'interpretazione paleoambientale delle ooliti è estremamente complessa perché si presta a differenti valutazioni (si veda la discussione in PERRY, 1983 e in RIDING, 1983). Il *fabric* fibroso-raggiato degli ooidi di questa litofacies, che si ritiene essere originario, indica che la loro formazione è avvenuta in ambienti a bassa turbolenza (SIMONE, 1974; 1981) probabilmente, come sostenuto da DAVIES *et alii* (1978), per precipitazione chimica e biochimica di carbonato di calcio da acque sovrasature in ambienti intertidali/supratidali. Questa interpretazione è supportata dalla presenza di cementi prodotti durante le fasi precoci della diagenesi in ambiente vadoso (cementi a menisco). Questi cementi sono quelli tipici di una “beach rock” e consentono di classificare gli ooidi di questa litofa-

cies come vadoidi (*sensu* PERYT, 1983). La tessitura clasto-sostenuta del sedimento, la presenza di ooidi rotti e rigenerati e la presenza di strutture sedimentarie da corrente (lamine piano-parallele), nonché di chiare superfici erosive indicano inoltre che alle fasi di bassa energia, corrispondenti alla crescita degli ooidi, si alternavano fasi di alta energia che hanno prodotto l'erosione, il *reworking* e la rideposizione degli ooidi. I frammenti dei singoli ooidi hanno poi rappresentato i nuclei attorno ai quali sono avvenuti ulteriori processi di rivestimento (poliooidi).

Litofacies 2d: *mudstone/wackestone* e più raramente *packstone* peloidali bioturbati costituiti da abbondanti oncoidi, foraminiferi bentonici (soprattutto miliolidi e textularidi), ostracodi, thaumatoporelle, rari frammenti di macrofossili parzialmente o completamente bioerosi, ooidi fibroso-raggiati ed intraclasti micritici. Il nucleo degli oncoidi è costituito in genere da bioclasti o da peloidi. La forma degli oncoidi è estremamente irregolare, le lamine sono micritiche o alternativamente micritiche e sparitiche e possono inglobare piccoli foraminiferi e thaumatoporelle. Le dimensioni invece sono decisamente superiori agli oncoidi descritti per la litofacies 2b; infatti, possono raggiungere i 4-5 cm di diametro.

Interpretazione: la tessitura prevalentemente fango-sostenuta di questa litofacies, la presenza di una tanatocenosi poco diversificata e costituita solo da individui di poche specie, la diffusa presenza di oncoidi di grandi dimensioni e con forme irregolari, la diffusa bioturbazione e l'assenza di strutture sedimentarie prodotte da correnti consente di riferire l'ambiente di sedimentazione di questa litofacies ad una laguna protetta con elevato grado di salinità e con scarso idrodinamismo;

Litofacies 2e: laminiti microbialitiche con geometrie variabili da circa piano-parallele a domali. Lo spessore di questa litofacies è variabile da pochi centimetri fino a 40-50 cm. A piccola scala le singole lamine presentano spessori millimetrici e mostrano una morfologia irregolare. All'interno delle lamine si distinguono frequenti intraclasti e piccole cavità fenestrali. Le cavità fenestrali sono parzialmente riempite da sedimento interno con disposizione geopetale (cavità loferitiche). Sono state inoltre osservate fratture prismatiche verticali (*mud crack*) e cavità planari di dimensioni maggiori delle fenestrate (*sheet crack*) (fig. 9E).

Interpretazione: L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una piana intertidale/supratidale;

Litofacies 2f: livelli ad argille verdastre con spessori variabili da pochi centimetri fino a circa 30-35 cm intercalati a più altezze e ritmicamente nell'ambito di questo intervallo stratigrafico e tipicamente concentrati alla sommità degli strati (fig. 9F). Le analisi mineralogiche effettuate da CLAPS *et alii* (1996) hanno evidenziato che i minerali argillosi presenti sono costituiti prevalentemente da illiti, smectiti e da montmorilloniti associate con dolomite microcristallina e contengono intraclasti calcarei o calcareo-dolomitici. Questi ultimi presentano a luoghi con una tipica colorazione nerastra (*black pebble*) e di norma possiedono

dimensioni variabili da pochi millimetri fino a 7-8 centimetri. Questa litofacies è marcata alla base da una superficie irregolare chiaramente di natura erosiva che incide con delle tasche e delle fessure i sedimenti sottostanti. Un aspetto peculiare è rappresentato dalla ridistribuzione dei sedimenti argillosi, i quali si rinvencono sottoforma di riempimento di cavità tubolari (*burrow*) nella parte superiore della litofacies carbonatica sottostante. Nel caso di una bioturbazione pervasiva il sedimento carbonatico sottostante risulta talmente permeato dai sedimenti argillosi che non è più possibile riconoscere il riempimento dal sedimento ospite. Gli intraclasti micritici non si rinvencono solo all'interno delle argille, ma possono anche trovarsi concentrati all'interno della litofacies carbonatica posta immediatamente al di sopra dei livelli stessi. In questo caso gli intraclasti sono immersi in una matrice micritica o più raramente sono organizzati in *lag* clasto-sostenuti.

Interpretazione: per quanto riguarda l'interpretazione paleoambientale di questa litofacies si ritiene che la formazione di questi livelli di argille sia ascrivibile a periodi di esposizione subaerea conseguenti ad oscillazioni relative del livello del mare che avrebbero portato la piattaforma in condizioni supratidali (D'ARGENIO *et alii*, 1997). Un elemento molto significativo che conferma l'origine intertidale/supratidale di questa litofacies è data dal recente rinvenimento su alcuni blocchi estratti da una cava nei pressi dell'abitato di Borgo Celano di impronte e soprattutto di controimpronte di dinosauri impresse direttamente sui sedimenti di questa litofacies (GIANOLLA *et alii*, 2000).

Le informazioni bio e cronostratigrafiche relative al membro di Borgo Celano derivano dai lavori di LUPERTO SINNI & MASSE (1986) e da CLAPS *et alii* (1996). In particolare gli autori hanno riconosciuto le seguenti specie: *Trocholina delphinensis* ARNAUD VANNEAU, *T. molesta* GORBATCHIK, *T. elongata* (LEUPOLD), *Pseudo-textulariella? salevensis* Campanellula *capuensis* (= *Orbitolinopsis? capuensis*) DE CASTRO, *Vercorsella scarsellai* DE CASTRO, *V. camposauri* SARTONI & CRESCENTI, *V. tenuis* VELIC & GUSIC, *Debarina haourenensis* FOURCADE, RAOULT & VILA (foraminiferi bentonici), *Salpingoporella katzeri* CONRAD & RADOICIC, *S. annulata*, *Clypeina solkani* (CONRAD), *Salpingoporella biokovens* SOKAC & VELIC, *S. melitae* (RADOICIC), *S. muehlbergii* (LORENZ), *S. genevensis* (CONRAD), *Praturlorella danilovae* RADOICIC (alghe verdi). L'età del membro è quindi riferita all'intervallo Valanginiano *p.p.*-Aptiano *p.p.*

1.1.2.1. - Basalti Picritici di Masseria San Giovanni in Pane (**bp**)

(a cura di GIUSEPPE PICCARRETA)

In corrispondenza di un dosso allungato circa E-O nei pressi di Masseria San Giovanni in Pane nel settore nord-occidentale del F°396 San Severo sono stati

raccolti alcuni campioni di rocce magmatiche di colore grigio scuro e nero corrispondenti ai basalti con struttura porfirica descritti in letteratura da CARELLA (1963) e da RICCHETTI (1994) e denominati “Eruttivi di Masseria San Giovanni in Pane” (cfr. cap. II).

Nella località in oggetto sono stati osservati ciottoli sparsi decimetrici di basalti picritici a grana fine poggiati sui calcari del membro di Borgo Celano. L’areale in cui sono stati rinvenuti questi ciottoli è molto limitato ed è ristretto a qualche decina di metri quadrati ad est di Masseria San Giovanni in Pane. CARELLA (1963) in alcune trincee scavate in loco ha rinvenuto sottili manifestazioni filoniane. L’unica manifestazione superficiale di tali filoni sono dei ciottoli sparsi che verosimilmente rappresentano il risultato della loro erosione.

All’analisi al microscopio si presentano come rocce molto ricche di cristalli (anche > 90% del volume roccioso) e scarso vetro bruniccio a luoghi zeolitizzato. I cristalli sono rappresentati da clinopirosseno, olivina, plagioclasio, ossidi di ferro ed apatite.

I pirosseni, in cristalli prevalentemente piccoli, rappresentano circa il 40-45% dell’intero volume dei cristalli; l’olivina parzialmente iddingsitizzata, in cristalli generalmente più grandi dei pirosseni, costituisce circa il 10-15% del volume; il plagioclasio (20% del volume) forma pochi cristalli ma molto sviluppati, picilitici, ben geminati ma a contorno irregolare essendo cresciuti entro una trama di cristalli di generazione precedente.

Non sono litologicamente e tessituralmente confrontabili con i tipi descritti in località Punta delle Pietre Nere riferibili invece a melasieniti e melagabbri di età paleogenica (cfr. DE FINO *et alii*, 1981). Per tale ragione l’età di questi ciottoli non può essere al momento ascritta al Paleogene come i depositi di Punta delle Pietre Nere. Allo stato delle conoscenze attuali l’età è attribuita genericamente al post-Cretaceo inferiore.

1.1.3. - *Membro ad Ostree e Requenie (CBA₃)*

Il membro ad Ostree e Requenie affiora nel settore meridionale dell’area di studio. La porzione inferiore del membro è bene esposta lungo il margine della scarpata meridionale del rilievo garganico che delimita a meridione il Promontorio del Gargano. Corrisponde alla parte superiore del membro a Requenie di LUPERTO SINNI & MASSE (1986) ed al membro 3 di CLAPS *et alii* (1996) (fig. 7).

Come è stato già accennato, la base stratigrafica corrisponde ad un netto passaggio verticale evidenziato dalla comparsa di banchi con spessore plurimetrico di calcari macrofossiliferi ad ostree; il limite superiore non affiora nell’area di studio.

La porzione inferiore di questo membro affiora con buona esposizione e continuità di sedimentazione in corrispondenza della parte superiore della sezione di

Borgo Celano (dal Km 4 al Km 6 della SP 26 Borgo Celano-Foggia, fig. 8), dove è stato possibile osservare una successione spessa circa 80 metri costituita da strati e banchi di calcari macrofossiliferi e biodetritici grigio chiari con irregolari intercalazioni di calcareniti intrabioclastiche e di laminiti stromatolitiche con strutture da disseccamento. Rispetto ai calcari dei membri precedenti gli intervalli oolitici risultano completamente assenti.

In particolare, i primi 35-40 m di questo intervallo stratigrafico sono costituiti da banchi di spessore metrico di calcari micritici e di calcareniti laminate a grana medio-fine sovente macrofossiliferi (fig. 10A; B). Tra i macrofossili abbondano le nerinee, le requenie ed in particolare le ostree che possono costituire dei livelli con geometrie variabili da tabulari a lenticolari (fig. 10B). In questo intervallo risultano completamente assenti le strutture da disseccamento così come non sono stati osservati caratteri attribuibili a diagenesi precoce.

Il resto della sezione in cui affiora mostra invece una graduale diminuzione dello spessore degli strati che corrisponde ad una graduale evoluzione delle facies verso calcari micritici organizzati in strati decimetrici in cui è possibile distinguere una chiara organizzazione in cicli peritidali, alla sommità dei quali si rinven- gono laminiti stromatolitiche con geometrie variabili da domali a piano-parallele.

Questi cicli presentano notevoli similitudini con quelli osservati nella parte intermedia ed alta del membro di Borgo Celano anche se qui non sono stati osservati i livelli ad argille verdi. Nella litofacies micritica presente nel tratto superiore della sezione è stato possibile distinguere un gruppo di strati spesso pochi metri in cui sono stati riconosciuti abbondanti orbitoline.

Dal punto di vista sedimentologico all'interno del membro ad ostree e requenie sono riconoscibili le seguenti litofacies fondamentali non distinte in carta:

Litofacies 3a: *floatstone/rudstone* macrofossiliferi a molluschi contenenti gusci disarticolati di ostree, requenie e nerinee (fig. 10A; B), in qualche caso frammentati, abrasati e bioerosi, immersi in una matrice di tipo *wackestone/packstone* in cui si riconoscono piccoli foraminiferi bentonici, forme incrostanti *incertae sedis* tipo *Bacinella irregularis* (RADOICIC) e bioclasti (fig. 10C). I macrofossili sono concentrati in due differenti tipi di livelli. Nei livelli del primo tipo si riconoscono aggregati oligospecifici in genere poco densi e spessi pochi decimetri (fig. 10A), mentre nei livelli del secondo tipo si distinguono aggregati monospecifici costituiti da valve disarticolate di ostree che formano dei corpi tabulari con un *fabric* molto denso di organismi dello spessore variabile da pochi decimetri fino a 1-1,5 metri (aggregati tipo “*house of card*” *sensu* KIDWELL & HOLLAND, 1991). Le valve delle ostree sono strettamente impacchettate, mostrano la convessità rivolta verso l'alto e sono disposte parallelamente alle superfici di strato (fig. 10B).

In entrambi i casi i livelli passano lateralmente e verticalmente in *grainstone/packstone* bioclastici, a luoghi laminati, costituiti da frammenti abrasati e bioerosi di macrofossili con intraclasti micritici e *coated grain*.

Interpretazione: i livelli macrofossiliferi del primo tipo sono interpretabili come accumuli biogenici primari di organismi che vivevano *in situ*. I livelli del secondo tipo sono invece attribuibili ad accumuli parautoctoni di organismi rielaborati dalle correnti. La buona preservazione dei gusci nei livelli del secondo tipo suggerisce che il *reworking* e l'accumulo deve essere stato rapido dopo un trasporto molto limitato. Secondo KIDWELL & HOLLAND (1991) gli accumuli biogenici di questo tipo possono essere interpretati come *lag* depositati da tempeste di debole intensità. Questi elementi consentono di attribuire i calcari di questa litofacies ad ambienti subtidali caratterizzati da energia variabile bassa o moderata. Tuttavia, sporadici eventi di maggiore energia avrebbero determinato la rielaborazione e l'accumulo dei gusci delle ostriche.

Litofacies 3b: *packstone/grainstone* contenenti frammenti di gusci di requenie, ostriche e nerinee, *grapestone*, foraminiferi bentonici, rare alghe verdi, oncoidi con "*Spongiostromate fabric*", intraclasti micritici e peloidi (fig. 10D). I bioclasti sono abrasati e parzialmente bioerosi e possono essere frequentemente incrostati da organismi riconducibili a forme tipo *Bacinella irregularis*. La maggior parte dei grani presenti sono *grapestone* micritizzati che presentano una caratteristica forma lobata ed hanno dimensioni comprese tra 0.3 e 1 mm. Gli intraclasti micritici hanno dimensioni variabili da pochi millimetri fino a 2-3 cm ed hanno forme molto irregolari. Gli oncoidi sono prevalentemente di composizione micritica ed hanno dimensioni comprese tra 2 e 10 mm e forma sub-sferica o ellissoidale. Il *sorting* risultante dai parametri morfometrici descritti si deve quindi considerare basso.

Interpretazione: le evidenti differenze esistenti tra le forme e le dimensioni dei singoli granuli che compongono questa litofacies nonché il basso valore del *sorting* indicano che i granuli hanno subito soltanto un breve trasporto durante il quale sono stati parzialmente rielaborati e rimescolati ma non hanno subito un completo selezionamento. L'ambiente di sedimentazione di questa litofacies è quindi attribuibile ad una laguna con moderato idrodinamismo.

Litofacies 3c: *wackestone* e più raramente *packstone* con abbondanti foraminiferi bentonici (tra cui diverse specie di orbitoline), thaumatoporelle, *grapestone*, piccoli intraclasti micritici e peloidi (fig. 10E). A luoghi, sono molto diffuse forme *incertae sedis* tipo *Bacinella irregularis*. Non sono state distinte né strutture sedimentarie trattive né caratteri da diagenesi meteorica.

Interpretazione: le tessiture prevalentemente fango-sostenute, l'assenza di strutture sedimentarie trattive e la diffusa bioturbazione indicano che i calcari di questa litofacies sono riferibili ad ambienti di laguna di bassa energia.

Litofacies 3d: laminiti microbialitiche, per lo più costituite da un fine sedimento peloidale, alternate a micriti scure presentano geometrie variabili da piano-parallele a domali e una tessitura *wackestone/packstone* biopeloidale (fig. 10F) con frequenti strutture fenestrate e riempimenti geopetali.

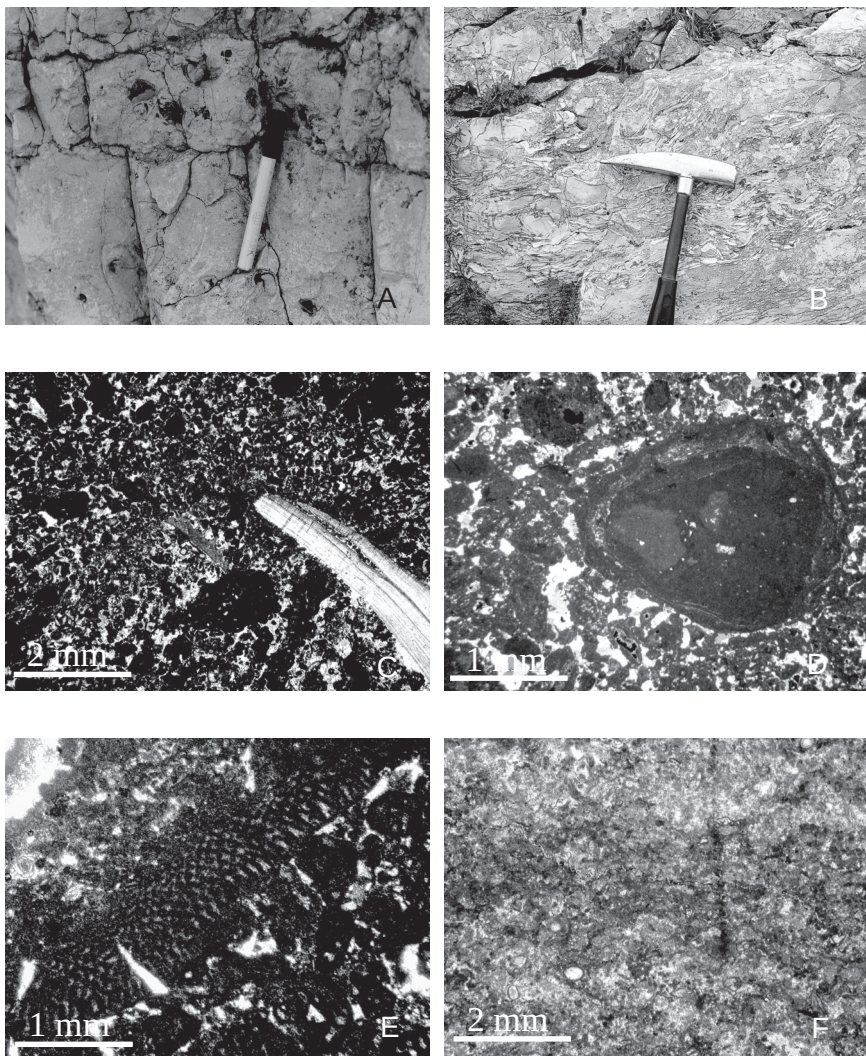


Fig. 10 - Litofacies del membro ad osee e requenie:

- A) floatstone costituito da un accumulo biogenico primario di requenie;
- B) rudstone costituito da un accumulo parautoctono di osee che mostrano le valve con la convessità rivolta verso l'alto;
- C) wackestone/packstone con frammenti di osee, intraclasti micritici e peloidi;
- D) wackestone/packstone ad oncoidi con intraclasti micritici e peloidi;
- E) wackestone con orbitoline;
- F) laminiti microbialitiche costituite da un fine sedimento in cui si distinguono thymatopores, ostracodi, piccoli foraminiferi bentonici e peloidi.

Interpretazione: la formazione di questa litofacies è avvenuta in aree protette caratterizzate da idrodinamismo variabile da moderato a debole, sottoposte di continuo all'influenza delle correnti tidali con fasi alterne di sommersione ed emersione (piana intertidale).

LUPERTO SINNI & MASSE (1986) e CLAPS *et alii* (1996) hanno riconosciuto nella porzione inferiore di questo intervallo stratigrafico le seguenti specie: *Prechrysalidina infracretacea* LUPERTO SINNI, *Debarina hahourenensis*, *Sabaudia minuta* HONER, *Palorbitolina lenticularis*, *Praeorbitolina wienandsi* SCHROEDER, *P. cormyi* SCHROEDER, *Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei* SCHROEDER (foraminiferi bentonici), *Salpingoporella* = *Hensonella dinarica* (alghe verdi). Quindi la porzione affiorante del membro a Ostree e Requenie è databile all'Aptiano p.p.

1.2. - CALCARE DI ALTAMURA (ALT)

Il calcare di Altamura affiora con spessori esigui nel settore centro-settentrionale dell'area del foglio. Le osservazioni di rilievo sono state effettuate in corrispondenza di un fronte di cava aperto in località Posta Nuova nei pressi dell'abitato di Apricena. Nella cartografia geologica ufficiale (F° 156 "San Marco in Lamis") quest'area è stata attribuita ai Calcari di Sannicandro di età Malm-Cretaceo inferiore. Il limite inferiore è trasgressivo e paraconcordante sul Calcare di Bari mentre il limite superiore è netto e concordante con i Calcari di Monte Acuto.

In particolare, è stato possibile osservare una successione spessa circa 30 metri costituita da quattro distinte litofacies organizzate in cicli peritidali di spessore variabile da pochi decimetri al metro. In generale all'interno di ogni singolo strato è possibile osservare dal basso verso l'alto la seguente successione di litofacies:

Litofacies A: *floatstone/rudstone* bioclastici composti in prevalenza da frammenti di rudiste (fig. 11A; B), gasteropodi ed echinidi immersi in una matrice composta da *wackestone/packstone* bioclastici con frammenti di rudiste e foraminiferi bentonici. I gusci delle rudiste sono parzialmente rotti e sono privi della valva superiore, ma presentano un buono stato di conservazione, segno che non hanno subito un trasporto meccanico molto limitato. Le concentrazioni a rudiste formano dei livelli con geometrie (da lenticolari a tabulari) e spessori variabili (da pochi decimetri a circa un metro) e sono poco continue lateralmente.

Litofacies B: *grainstone/rudstone* laminati costituiti in prevalenza da frammenti di taglia variabile dal silt alla sabbia grossolana derivanti dai processi di bioerosione e di *reworking* meccanico di gusci in parte micritizzati di rudiste, gasteropodi ed echinidi (fig. 11C). Il *sorting* è variabile da scarso a moderato.

Litofacies C: *wackestone/packstone* biopeloidali bioturbati costituiti da ab-

bondanti foraminiferi bentonici (soprattutto miliolidi e textularidi), thaumatoporelle ed ostracodi.

Litofacies D: laminiti stromatolitiche con geometrie variabili da circa piano-parallele a domali (fig. 11D). In sezione sottile sono osservabili feltri compatti costituiti da lamine di spessore millimetrico costituite da peloidi, piccoli foraminiferi bentonici, abbondanti thaumatoporelle ed ostracodi.

Interpretazione: la **litofacies A** è interpretabile come il prodotto della sedimentazione all'interno di lagune dove sussistevano condizioni favorevoli all'insediamento delle colonie a rudiste di modeste dimensioni (tipo *patch reef*). Il buono stato di preservazione dei gusci, che hanno subito intensa bioerosione ma limitato *reworking*, indica moderata energia idrodinamica. La **litofacies B** è invece il prodotto della rielaborazione *in situ* ad opera di onde e correnti delle frazioni bioclastiche più fini che venivano depositate nelle aree comprese tra le colonie a rudiste. La **litofacies C** è invece riferibile ad ambienti lagunari di bassa energia soggetti a restrizione nella circolazione delle acque. La **litofacies D** è consistente con la sedimentazione in piane intertidali/supratidali localmente coperte da tappeti di cianobatteri.

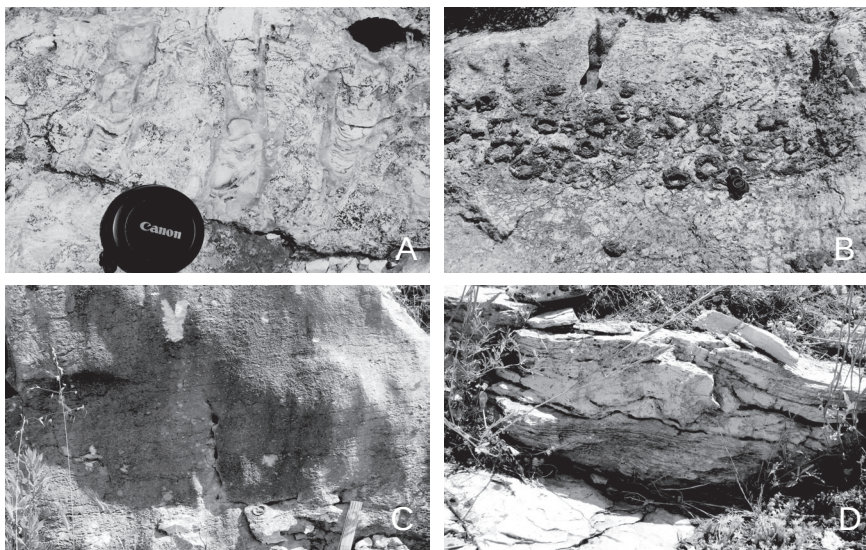


Fig. 11 - Litofacies del Calcare di Altamura:

- A) floatstone biomicritico con radioliti in posizione di vita;
- B) rudstone biomicritico/sparitico costituito interamente da gusci frammentati e bioerosi di rudiste;
- C) grainstone laminato costituito da frammenti di rudiste ed echinidi;
- D) calcare stromatolitico con lamine ondulate.

Le caratteristiche descritte per l'intervallo superiore della successione di piattaforma interna presentano diverse analogie con altre coeve successioni studiate di recente da CARANNANTE *et alii* (1997; 2000) nella penisola di Sorrento. Questi autori hanno attribuito le comunità bentoniche descritte ad associazioni di tipo temperato (*foramol*) prodottesi in ambienti subtidali e peritidali di relativa bassa energia nei settori più interni (*inner ramp*) di un contesto deposizionale che doveva comunque essere quello di una *open shelf* con una morfologia tipo rampa carbonatica.

Sulla base dei dati micro e macropaleontologici riportati da LAVIANO & MARINO (1996) e LUPERTO SINNI (1996a; b), l'età del Calcare di Altamura è riferita all'intervallo Coniaciano-Santoniano p.p. in base alle associazioni macro e microfossilifere rispettivamente a *Milovanovicia martellii* PARONA, *Gorjanovicia costata* POLSAK, *Sauvagesia sp.* e *Radiolites spinulatus* PARONA (rudiste) e *Murgella lata* LUPERTO SINNI, *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO) e *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS (foraminiferi bentonici),

1.3. - CALCARI DI MONTE ACUTO (ACU)

I Calcari di Monte Acuto affiorano in corrispondenza di un esteso dosso collinare allungato all'incirca NO-SE in località Posta Nuova e Mezzana della Quercia, a sud-est dell'abitato di Apricena. Le osservazioni di rilievo sono state fatte in corrispondenza di pochi affioramenti localizzati in scavi per la realizzazione di fondazioni per capannoni industriali. Nella precedente edizione della Carta Geologica d'Italia, CREMONINI *et alii* (1971) hanno attribuito questa unità alla Formazione di Monte Sant'Angelo di età cenomaniana.

Lo spessore massimo affiorante di questa formazione è stato valutato in circa 50-60 metri. Il limite inferiore con l'intervallo superiore della successione di piattaforma interna è netto ed è posto alla base dell'intervallo stratigrafico costituito da brecce di calcari a rudiste. Superiormente tale formazione è ricoperta in discordanza dai depositi alluvionali del Tavoliere di Puglia.

Nel complesso si tratta di una continua alternanza tra calcari bianchi a tratti poco cementati e farinosi (*chalk*) con calcareniti laminate le quali contengono liste e noduli di selce di colore variabile dal grigio al nero con irregolari intercalazioni, alla base della formazione, di brecce calcaree a rudiste. Gli strati di questa formazione si presentano ondulati e localmente convoluti (*slumps*) e in alcuni casi possono essere delimitati da superfici di troncatura (*slump scars*).

Sono state distinte le seguenti litofacies: brecce massive con clasti decimetrici (10-50 cm.) derivanti dallo smantellamento dei calcari a rudiste soggiacenti; *packstone/grainstone* laminati costituiti da livelli risedimentati a frammenti di rudiste; *wackestone/packstone* a calcisfere, radiolari e foraminiferi planctonici con sottili laminazioni piano-parallele a scala millimetrica.

Nel complesso le litofacies suddette sono interpretabili come il prodotto della deposizione di torbiditi carbonatiche formatesi rispettivamente in posizioni relativamente prossimali ai siti di alimentazione (brecce a rudiste) o nelle porzioni più distali dalle aree di alimentazione.

In accordo con MORSILLI *et alii* (2002) si ritiene che la maggiore ricorrenza dei litotipi più grossolani alla base della formazione e la graduale maggiore ricorrenza delle micritici a radiolari e foraminiferi planctonici al top della formazione indichi per questa formazione un'evoluzione del tipo “*fining upward*” e “*deepening upward*” in relazione ad una chiara tendenza all'approfondimento del bacino di sedimentazione.

Dal punto di vista paleontologico MORSILLI *et alii* (2002) hanno riconosciuto foraminiferi planctonici non carenati di piccole dimensioni appartenenti alle seguenti specie: *Heterohelix navarroensis* LOEBLICH, *H. reussi* (CUSHMAN), *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *H. planispira* (TAPPAN), *H. flandrini* PORTHULT, *Shackoina* sp., *Globigerinelloides ultramicrus* GIBBA & GANDOLFI, *G. caseyi* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *G. prairiehillensis* PESSAGNO, ed *Archeoglobigerina cretacea* D'ORBIGNY, *A. blowi* PESSAGNO; e alcune specie carenate tra le quali si riconoscono *Marginotruncata coronata* (BOLLI), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. lineiana* (D'ORBIGNY), *Dicarinella* cf. *asymetrica* (SIGAL) e *D. concavata* (BROTZEN).

Le associazioni a nannofossili calcarei riconosciute in questa unità sono principalmente rappresentate da *Calculites obscurus* (DEFLANDRE), *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE & MARTINI, *Eiffellithus eximius* (STOVER), *Glaukolithus diplogrammus* (DEFLANDRE), *Lithraphidites carniolensis* (DEFLANDRE), *Microrhabdulus decoratus* DEFLANDRE, *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY), *Reinhardtites antophorus* (DEFLANDRE), *Quadrum gartneri* PRINS & PERCH-NIELSEN, *Watznaueia barnesae* (BLACK). La presenza di *C. obscurus* consente di individuare la Zona CC17 (SISSINGH, 1977) del Santoniano.

2. - UNITÀ MIOCENICHE

2.1. - FORMAZIONE DI MASSERIA BELVEDERE (BVD)

Con il termine di formazione di Masseria Belvedere si indica la successione carbonatica miocenica affiorante nell'area del Foglio 396 “San Severo” e corrispondente in parte con la formazione delle calcareniti di Apricina istituita nei Fogli 155 “San Severo” e 156 “San Marco in Lamis” della Carta Geologica d'Italia (1:100.000) ed originariamente utilizzata per indicare tutta la successione neogenica in facies neritica affiorante in questo settore del Gargano. Più di recente, nella cava sita in località Pecorosso nei pressi di Mass. Spagnoli, CASOLARI *et alii* (2000) attribuiscono questa unità alla Formazione di Torre Rossa.

Nell'area di studio questa formazione affiora in lembi discontinui lungo la dorsale orientata E-O di Masseria San Giovanni in Pane e nel settore sud-occidentale del promontorio in una cava sita in località Pecorosso nei pressi di Masseria Spagnoli.

Questa formazione poggia con giacitura discordante sui sottostanti calcari mesozoici ed è ricoperta in discordanza dalla formazione di Masseria Spagnoli, dalla calcarenite di Gravina e dalle sabbie del subsintema di San Severo e del Sub-sintema di Colle degli Ulivi, lungo il versante meridionale dell'alto di Apricena. Lo spessore massimo affiorante è stato stimato in circa 15-20 metri.

La base della formazione è marcata da uno spessore variabile da pochi centimetri a qualche metro di terre rosse residuali con ciottoli carbonatici che riempiono delle depressioni carsiche (doline) impostatesi alla sommità dei calcari del membro di Borgo Celano. Nelle terre rosse si rinvencono numerosi resti di vertebrati oggetto in passato di numerosi studi (FREUDHENTAL 1971; 1972; 1976; BALLMAN, 1973; ABBAZZI *et alii*, 1996). Questi hanno evidenziato che le terre rosse contengono faune attribuibili a differenti intervalli di tempo (dal Miocene al Pleistocene) in relazione a più fasi di svuotamento e di riempimento, anche postmioceniche, delle cavità carsiche. Sulle terre rosse a luoghi è presente un intervallo spesso pochi centimetri di argille verdastre ricche in frustuli vegetali attribuibili ad ambienti palustri fortemente riducenti. Sulle argille poggiano circa 40-50 cm di calcari micritici bianchi compatti con tessitura *mudstone/wackestone* in cui è stata distinta un'associazione fossilifera costituita unicamente da piccoli milioliti ed ostracodi riferibile ad ambienti lagunari di bassa energia. Sui calcari di laguna si distinguono banchi con spessori variabili da 1,5 a 3 metri di calcareniti grigio chiare ben cementate, localmente affioranti con uno spessore di 5-6 metri, a granulometria variabile da intermedia a grossolana e con tessiture *grainstone/packstone* costituite in prevalenza da foraminiferi bentonici (operculine, amphistegine, miogipsinoidi ed heterostegine) e da tubi di anellidi (ditrupe), frammenti grossolani di pettinidi spiaggiati, briozoi, echinidi ed alghe rosse. Le calcareniti sono ben visibili in una cava attiva nei pressi di Masseria Belvedere e in corrispondenza della trincea ferroviaria nel tratto compreso tra le stazioni di Poggio Imperiale e di Apricena sia lungo il vecchio che lungo il nuovo tratto di recente costruzione dove passano gradualmente verso l'alto a calcari micritici massicci ricchi in macrofossili. Questi ultimi poggiano invece direttamente sui calcari del substrato sia lungo il margine meridionale della dorsale di Masseria di San Giovanni in Pane che in corrispondenza della cava attiva sita in località Coppa d'Oro dove formano dei corpi biogeni ricchi in coralli solitari, balani, lamellibranchi, alghe rosse ed echini con tessitura variabile da *floatstone* a *bafflestone* in una matrice di tipo *wackestone* in cui si distinguono abbondanti foraminiferi planctonici, rari foraminiferi bentonici (stessi generi descritti per le calcareniti), ostracodi e spicole di spugna.

L'analisi micropaleontologica delle associazioni a foraminiferi planctonici è stata effettuata sui calcari a coralli e balani ed ha permesso di riconoscere nella parte inferiore dell'unità a diretto contatto con i calcari mesozoici le seguenti specie: *Globigerinoides subquadratus* BRONNIMANN, *Globigerinoides obliquus obliquus* BOLLI, *Globigerinoides sacculifer* (BRADY), *Globigerinita glutinata* EGGER, *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Orbulina suturalis* BRONNIMANN, *Orbulina universa* D'ORBIGNY. L'età è quindi riferibile al Serravalliano medio-superiore (Zona a foraminiferi planctonici *Paragloborotalia partimlabiata* MMi7 di SPROVIERI *et alii*, 2002). Nella parte superiore invece sono state riconosciute le seguenti specie: *Globigerina bulloides* (CRESCENTI), *Globigerinoides quadrilobatus* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides obliquus obliquus*, *Globoturborotalita druryi* (AKERS) *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY), *Orbulina universa*, *Globigerinoides sacculifer*, *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW) con avvolgimento destrorso, *Neogloboquadrina atlantica praeatlantica* FORESI, IACCARINO & SALVATORINI e *Catapsydrax parvulus* BOLLI LOEBUCH & TAPPAN, rari ostracodi, foraminiferi bentonici e spicole di spugna sono stati riconosciuti. L'età è quindi riferibile al Serravalliano terminale (Zona a foraminiferi planctonici *Neogloboquadrina atlantica praeatlantica* MMi8 di SPROVIERI *et alii*, 2002).

2.2. - FORMAZIONE DI MASSERIA SPAGNOLI (MSG)

L'unità è costituita da una breve successione calcarea, spesso alcuni metri, che poggia in netta discordanza sia sulla formazione di Masseria Belvedere sia sui calcari mesozoici. A tale proposito secondo BERTOTTI *et alii* (1999) presso Masseria Spagnoli la successione affiorante, comprensiva della Formazione di Torre Rossa e della Formazione del Lauro, presenterebbe una geometria degli strati a ventaglio, avvalorando in tal modo una discordanza sintettonica (ONLAP) fra le due formazioni. L'unità è ricoperta direttamente da depositi continentali del Pleistocene superiore-Olocene.

In precedenza questa unità era stata compresa nelle Calcareni di Apricena da CREMONINI *et alii*, 1971 (F°156 "S.Marco in Lamis") e da D'ALESSANDRO *et alii* (1979); mentre per CASOLARI *et alii* (2000) rappresenterebbe la parte alta della Formazione del Lauro (Tortoniano).

Affiora su un'area molto limitata posta al piede della scarpata meridionale del Gargano all'altezza della Masseria Piro di Brancia. La successione calcarea è costituita da un'alternanza spesso circa 10 metri di litobiocalcareni a tessitura *packstone/grainstone*, *lags* fossiliferi ad ostreidi e pettinidi in matrice micritico-arenitica, e breccie calcaree con abbondante matrice micritica. Il complesso dei resti fossili è caratterizzato da specie di ambienti costieri, ma di mare aperto; vi si

rinvengono molluschi, brachiopodi, echinidi, briozoi, foraminiferi bentonici (*Elphidium* sp., amfistegine, heterogestine) e planctonici (globigerine e globorotalie non determinabili); a più altezze sono presenti *micrореefs* costituite da policheti sedentari (serpulidi).

L'analisi micropaleontologica non ha permesso di attribuire un'età ai calcari di questa unità. Tuttavia, sia la posizione stratigrafica che i dati di letteratura già noti per l'affioramento di Masseria Spagnoli (D'Alessandro *et alii*, 1979 e Casolari *et alii*, 2000) consentono di attribuirli al Tortoniano superiore.

2.3. - FORMAZIONE DI VALLE DI VITURO (VIT)

L'unità è costituita prevalentemente da litofacies grossolane date da conglomerati calcarei con matrice sabbioso-argillosa rossastra in facies continentale, passanti verso l'alto a litobiocalciruditi e litobiocalcareniti in facies marina costiera, per uno spessore complessivo di 20/25 m.

In precedenza (Merla *et alii*, 1969) tali depositi erano compresi nelle Breccie ad elementi calcarei del Pleistocene (?), che affiorano estesamente sul ripiano di abrasione marina di Mattine. Recentemente Casolari *et alii* (2000) hanno attribuito questi stessi depositi alla Formazione di Rignano di età messiniana superiore (?), che si sarebbero formati in ambiente alluvionale e deltizio.

Nell'ambito del F°396 "S. Severo" i depositi in facies alluvionale/deltizia sono stati riconosciuti solo su una piccola area lungo la Valle di Vituro all'altezza della Masseria Lammioni (settore SE del Foglio); per questa ragione non abbiamo ritenuto opportuno utilizzare il termine di Formazione di Rignano sotto il quale sono comprese anche le breccie di versante del Quaternario.

La parte bassa dell'unità è costituita da conglomerati calcarei molto grossolani, disorganizzati, a tessitura granulo sostenuta, con scarsa matrice sabbiosa; gli elementi, con un discreto indice di arrotondamento, raggiungono diametro fino a 50 cm. I conglomerati poggiano sul substrato mesozoico tramite una superficie molto irregolare. Nei livelli successivi i conglomerati, meno grossolani, presentano caratteri granulometrici più uniformi e una maggiore organizzazione con cenni di stratificazione. La progressiva diminuzione del diametro dei clasti calcarei fino a costituire sottili livelli microconglomeratici laminati, a matrice sabbiosa, e la presenza di intercalazioni di calciruditi litoclastiche, conferiscono a questo intervallo della successione un'organizzazione in strati clinoformi a basso angolo.

La parte alta è costituita da calcareniti, a tessitura *grainstone*, caratterizzate anche da una frazione non terrigena, formata da resti, anche usurati, di lamelli-branchi, echinidi, alghe calcaree, gasteropodi, foraminiferi bentonici (tra cui abbondanti *Elphidium* sp.) e rarissimi planctonici; le lito-bio-calcareniti, di colore

rosato, presentano clinoformi a bassa inclinazione verso sud e una fitta laminazione. La formazione è ricoperta da depositi alluvionali terrazzati e poggia sui calcari del membro di Borgo Celano.

Il complesso degli elementi di facies inducono a riferire la formazione di Valle di Vituro ad un sistema deposizionale molto prossimale, con facies continentali che migrano a facies marine francamente costiere. L'interpretazione proposta da CASOLARI *et alii* (2000) di attribuire questi sedimenti ad un ambiente di *fan-delta* è ragionevolmente sostenibile; tuttavia questa interpretazione paleoambientale deve essere limitata solo all'affioramento di Masseria Lammioni, e non può essere estesa ai depositi di versante e di conoide alluvionale del Pleistocene superiore-Olocene, che occupano vaste aree della spianata di Mattine.

Età: Messiniano superiore (?)

3. - UNITÀ DI AVANFOSSA

3.1. - CALCARENITE DI GRAVINA (GRA)

La Calcarenite di Gravina rappresenta l'unità basale della successione plio-pleistocenica della Fossa bradanica. Affiora estesamente nel settore occidentale dell'area di studio, ad est dell'abitato di Apricena (località Posta Nuova) lungo il margine meridionale della dorsale di Masseria San Giovanni in Pane e nel settore sud-orientale del Foglio, ai margini del Promontorio del Gargano, in corrispondenza di una depressione morfostrutturale nei pressi del Monte Granata (sinclinale del Monte Granata vedi cap. V). Le principali osservazioni per la descrizione della formazione sono state effettuate in corrispondenza di alcuni fronti di cava. Le aree attribuite alla Calcarenite di Gravina nella precedente versione della Carta Geologica d'Italia (F° 155 "San Severo", F° 156 "San Marco in Lamis; F° 164 "Foggia") non erano state distinte dai calcari e dalle calcareniti mioceniche della Calcarenite di Apricena e dei Calcari a Briozoi.

La Calcarenite di Gravina è costituita in prevalenza da strati o banchi di biocalcareniti e biocalciruditi dal tipico colore giallo-ocra, a luoghi con elementi litici derivanti dall'erosione del substrato carbonatico. Le superfici di strato sono poco evidenti e delimitano strati e banchi di spessore variabile da 30 cm a 2-3 metri con giacitura sub-orizzontale.

La base della Calcarenite di Gravina è contrassegnata dalla presenza di una superficie di *ravinement* impostata direttamente sul substrato carbonatico. In quest'ultimo caso, il deposito prodotto dall'erosione del substrato è costituito, per uno spessore di circa 40-50 cm, da brecce ad elementi calcarei di dimensioni

variabili da pochi centimetri a qualche decimetro in matrice calcarenitica con tessitura *packstone/grainstone* in cui si riconoscono frammenti di bivalvi, echinidi, foraminiferi bentonici ed alghe calcaree. Seguono circa 10 metri di biocalciruditi e lito-bio-calciruditi grossolane con tessitura *rudstone* in cui si riconoscono frammenti di bioclasti e litoclasti abrasivi e in alcuni casi ben selezionati in relazione ad una elevata energia idrodinamica che ha prodotto l'arrotondamento ed il selezionamento dei granuli in ambienti poco profondi. Il resto della formazione presenta caratteristiche di facies piuttosto omogenee. Infatti, si riconoscono biocalcareniti e biocalciruditi con tessitura *packstone* e più raramente *grainstone* con abbondanti macrofossili a luoghi intensamente bioerosi tra cui lamellibranchi, briozoi, balani, alghe calcaree coralline (*Lithophyllum* e *Lithothamnium*), foraminiferi bentonici (abbondanti amfistegine ed *Elphidium*) e planctonici. Nel complesso questa associazione di litofacies è attribuibile ad ambienti più tranquilli e relativamente più profondi di quelli che caratterizzano la base della successione in relazione ad una chiara tendenza del tipo *fining upward* nei caratteri tessiturali del deposito. Alle calcareniti si associano a luoghi calciruditi con tessitura *rudstone* e orizzonti biostromali con lamellibranchi, briozoi, alghe calcaree coralline, serpulidi, balani e brachiopodi.

Il limite inferiore è inconforme; la Calcarenite di Gravina poggia in discordanza o in paraconcordanza sia sul Calcare di Bari sia sulla formazione di Masseria Belvedere. Il limite superiore è inconforme; la Calcarenite di Gravina è ricoperta in discordanza sia dai differenti Sintemi del Supersintema del Tavoliere di Puglia.

Lo spessore stimato è di circa 30-40 metri ed è lateralmente molto variabile.

Dai campioni prelevati in prossimità delle Grotte di San Sabino l'analisi micropaleontologica ha permesso di riconoscere le seguenti specie di foraminiferi planctonici *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber* D'ORBIGNY e *Neogloboquadrina acostaensis* BERGGREN. Pertanto, la parte inferiore di questa unità è databile al Pliocene medio (Zona a foraminiferi planctonici *Globorotalia puncticulata* DESHAYES MPL3, SPROVIERI, 1993)

Nelle altre località (Monte Granata e Posta Nuova) dai campioni raccolti non sono stati ricavati dati di rilievo per una datazione precisa essendo l'associazione microfossilifera dominata dai foraminiferi bentonici. Pertanto, per una datazione complessiva dell'unità ci si affida anche ai dati di D'ALESSANDRO *et alii* (1979) che nelle stesse aree di studio ed anche in aree limitrofe hanno attribuito la Calcarenite di Gravina al Pliocene medio-superiore sia per il contenuto micropaleontologico che per quello micropaleontologico.

Nello specifico il contenuto micropaleontologico individuato dagli autori è costituito da: *Pecten jacobaeus* LINNÈ, *P. bipartitus* (FORESTI), *P. pesfelis* (LINNÈ), *Chlamys flexuosus* (POLI), *Pallium incomparabile* (Risso), *Parvicardium roseum* (LAMARCK), *Rissoa ventricosa* (DESMAREST), *Diacria trispinosa* (DE BLAINVILLE),

Spatangus purpureus MULLER, *Isognomon maxillatus* (LAMARCK), *Lutraria lutraria* LINNÉ e *Astraea rugosa* LINNÉ. Il contenuto micropaleontologico consiste invece di: *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ, *Globigerina pachyderma* (EHRENBERG), *Globorotalia crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER) e *G. hirsuta aemiliana* COLALONGO & SARTONI. Lo stesso contenuto fossilifero è stato successivamente riconosciuto da CASOLARI *et alii* (2000). L'età della Calcarene di Gravina è dunque attribuibile al Pliocene medio-superiore (D'ALESSANDRO *et alii*, 1979; CASOLARI *et alii*, 2000).

3.2. - ARGILLE SUBAPPENNINE (ASP)

La formazione delle argille subappennine fu informalmente istituita nel corso dei lavori di aggiornamento della Carta Geologica d'Italia. Il termine indica un complesso di depositi argillosi, sabbiosi e siltosi depositatosi tra il Pliocene medio ed il Pleistocene inferiore nel bacino dell'avanfossa appenninica il cui segmento meridionale è noto come Fossa bradanica. Nel settore del Subappennino dauno, la stessa formazione viene indicata come "Formazione dell'Ofanto" da CROSTELLA & VEZZANI (1964). Nei Fogli della Carta Geologica d'Italia 1:100.000, la stessa formazione viene indicata con differente denominazione (Argille di Montesecco nei fogli 1:100.000 - F° 155 "S. Severo" - BONI *et alii*, 1969; F° 156 "S. Marco in Lamis" - CREMONINI *et al.*, 1971; F° 163 "Lucera" - JACOBACCI *et alii*, 1967; F° 164 "Foggia" - MERLA *et alii*, 1969).

Le argille subappennine affiorano in un'area molto ristretta nel settore sud-occidentale del Foglio San Severo alla scala 1:50.000 per uno spessore di circa 15-20 m, ma costituiscono il substrato delle numerose unità pleistoceniche in tutto il settore di avanfossa, come si ricava dalle stratigrafie di numerosi pozzi per acqua perforati nell'area: rappresentano quindi una delle unità più importanti e meglio rappresentate nel quadro stratigrafico del Foglio stesso (fig. 12).

I principali caratteri litologici e sedimentologici sono osservabili solo in aree limitrofe, ma esterne al Foglio stesso (aree poste a O, alto morfologico di Torre Fiorentina). In queste aree le argille subappennine sono costituite da strati e banchi con spessori variabili da qualche decina di centimetri ad oltre un metro. Litologicamente sono costituite da argille siltose fortemente bioturbate che si alternano ad argille marnose, silt e sabbie da fini a grossolane di colore grigio-scuro. Altri dati provengono dalle carote dei sondaggi (SS1 e SS3) perforati nel corso del rilevamento nell'area di San Severo, nei quali le argille subappennine si rinvenivano alla base del supersintema del Tavoliere di Puglia (ad una profondità variabile fra i 30 e 40 m al di sotto del piano campagna); sono state osservate alternanze centimetriche e decimetriche fra argille siltose, silt e sabbie fini di colore grigio scuro. La laminazione è piano-parallela e incrociata negli intervalli sabbiosi: la bioturbazione è molto diffusa e a luoghi oblitera completamente le

strutture sedimentarie primarie. Si rinvennero numerosi resti di bivalvi e serpulidi sia in frammenti che interi.

I dati di profondità disponibili in letteratura (Pozzo Agip San Severo 1 bis - fig. 12 - AGIP, 1977; BALDUZZI *et alii*, 1982; CASNEDI *et alii*, 1982; SELLA *et alii*, 1988) indicano che le argille subappennine presentano spessori variabili da poche decine di metri nel settore di Tavoliere prossimo al Gargano, fino ad uno spessore massimo di circa 1000 metri nel settore sud-occidentale del Foglio: lo spessore è condizionato dall'assetto tettonico profondo del substrato meso-cenozoico. Non si hanno informazioni dirette sulla base della formazione in quanto essa non è presente in affioramento. I dati di profondità ed i rapporti geometrici con le formazioni più antiche emersi nel corso del rilevamento, indicano che le argille subappennine poggiano sulla Calcarene di Gravina. Per quanto riguarda il tetto, esse costituiscono il substrato dei depositi del supersistema del Tavoliere di Puglia: tutti i sintemi appartenenti a questo supersistema si rinvennero (sulla base di dati di affioramento - area sud-occidentale del Foglio o di dati provenienti dai sondaggi diretti) in contatto di tipo discordante ed erosivo.

Le analisi micropaleontologiche svolte su campioni prelevati nelle argille subappennine attraversate nei sondaggi SS1 e SS3 (area di San Severo), indicano che il contenuto in foraminiferi è relativamente abbondante e l'associazione è rappresentata principalmente da foraminiferi bentonici tra cui *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Bulimina marginata* D'ORBIGNY, *B. elongata* D'ORBIGNY, *Cibicides lobatulus* (WALZER & JACOB), *Elphidium crispum* (LINNÉ), *Valvulineria bradyana* (FORNASINI), *Textularia agglutinans* D'ORBIGNY; sono inoltre presenti rari globigerinidi e comuni valve di ostracodi.

Sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei l'età è riferibile al Pleistocene inferiore, per la presenza di rare "medium" *Gephyrocapsa* (*sensu* RIO *et alii*, 1990); l'associazione non consente una più precisa attribuzione biozonale ed è rappresentata principalmente da *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), small *Gephyrocapsa* (*sensu* RIO *et alii*, 1990), *Reticulofenestra* spp., rare *Helicosphaera sellii* BUKRY & BRAMLETTE.

Per quanto riguarda invece le argille subappennine affioranti nel settore sud-occidentale del Foglio, le cattive condizioni di affioramento non hanno permesso il campionamento delle stesse: l'età è però riferibile al passaggio Pliocene-Pleistocene inferiore in base agli studi biostratigrafici compiuti in aree adiacenti e distanti solo pochi chilometri (area di Lucera - dati CARG relativi al Foglio "San Bartolomeo" - GALLICCHIO *et alii*, 2002 a e b). La differenza di età fra le argille subappennine affioranti in quest'area e quelle rinvenute più a NE nei sondaggi ben si accorda con la generale immersione verso E della formazione stessa.

I pochi dati provenienti dagli affioramenti, i caratteri sedimentologici desunti dalle carote ed l'associazione riconosciuta di foraminiferi bentonici permettono comunque di interpretare le argille subappennine come il risultato della sedimentazione, essenzialmente silicoclastica, in ambienti marini di piattaforma esterna.

4. - DEPOSITI DEL PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE

Costituiscono una sottile copertura, a geometria tabulare, discordante su un substrato rappresentato prevalentemente dalle argille subappennine. Si tratta di depositi marini e continentali posti a quote comprese fra i 140 m ed i 25 m s.l.m., sedimentatisi nelle ultime fasi evolutive della Fossa bradanica e che occupano l'intera porzione del Tavoliere di Puglia compresa nel Foglio 1:50.000 n° 396 "San Severo".

L'organizzazione stratigrafica di questi depositi nella cartografia ufficiale alla scala 1:100.000 (si veda, a tal proposito, il Cap. II, Studi precedenti) non rispecchia i dati provenienti dai rilevamenti condotti nell'ambito di questo Foglio. Il quadro paleogeografico e l'organizzazione stratigrafica di tali unità terrazzate ricalca piuttosto quanto desumibile dalla letteratura in altri settori della Fossa bradanica: si tratta in definitiva dei depositi regressivi marini, di transizione e continentali associati al sollevamento regionale che, a partire dal Siciliano, interessa i settori di avanfossa e di avampaese dell'Appennino meridionale. Durante questo periodo nel settore settentrionale della Fossa bradanica si verifica una regressione generalizzata del mare con il progressivo spostamento della linea di costa fino alla posizione attuale del Golfo di Manfredonia, e la successiva, in parte contemporanea, evoluzione in ambiente continentale che ha prodotto le attuali condizioni geologiche e morfologiche dell'area qui considerata.

Per la loro posizione altimetrica e paleogeografica si ritiene possano essere compresi cronologicamente dal Pleistocene medio alla fine del Pleistocene superiore.

4.1. - SUPERSINTEMA DEL TAVOLIERE DI PUGLIA (TP - PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE)

Nel corso del rilevamento, sono stati distinti 6 differenti sintemi terrazzati posti, dal più antico al più recente, a quote decrescenti sul livello del mare:

- sintema di Cava Petrilli (TVP - Pleistocene medio);
- sintema di Vigna Bocola (TPB - Pleistocene medio);
- sintema di Masseria la Motticella (MLM - Pleistocene medio - superiore?);
- sintema di Foggia (TGF - Pleistocene superiore);
- sintema di Motta del Lupo (TLP - Pleistocene superiore);
- sintema di Masseria Finamondo (TPF - Pleistocene superiore).

Ognuno dei sintemi più antichi (TVP, TPB e MLM) è stato suddiviso in due subsintemi separati da una superficie di erosione che mette a contatto depositi marini con *trend* regressivo ed i sovrastanti depositi continentali. I sintemi più recenti (TGF, TLP e TPF) sono costituiti in affioramento essenzialmente da successioni continentali.

Il sintema più antico (sintema di Cava Petrilli - TVP) affiora in alcuni tagli naturali ed artificiali nel settore nord-occidentale del Foglio: gli affioramenti disponibili permettono l'osservazione quasi dell'intera unità nonché delle sue variazioni laterali. Per gli altri sintemi, gli spessori affioranti non superano mai i 5-7 m e la base è spesso non affiorante. La loro descrizione è stata effettuata sulla base di dati di profondità sia di letteratura che attraverso l'esecuzione di tre perforazioni a carotaggio continuo.

Il quadro stratigrafico d'insieme e l'evoluzione sedimentaria dei depositi del supersintema del Tavoliere di Puglia verranno discussi nel paragrafo 5.2 dopo aver descritto i caratteri stratigrafici e sedimentologici dei singoli sintemi e richiamando brevemente i caratteri evolutivi dello stesso supersintema nell'adiacente settore pedemontano (dati relativi al Foglio alla scala 1:50.000 n° 406 "San Bartolomeo in Galdo"). L'attribuzione dei sei sintemi al supersintema del Tavoliere ddi Puglia nel presente Foglio è infatti il risultato di un lungo lavoro di coordinamento con i fogli adiacenti (F. 406 "San Bartolomeo in Galdo" e F. 408 "Foggia") basato sul fatto che la regione nell'ambito della quale ricadono i fogli stessi ha avuto la stessa evoluzione durante il Quaternario. Pertanto, sulla base dei dati regionali è stato possibile anche indicare le probabili età.

4.1.1. - *Sintema di Cava Petrilli (TVP - Pleistocene medio)*

Il sintema di Cava Petrilli rappresenta l'unità stratigrafica più antica del supersintema del Tavoliere delle Puglie affiorante nell'area del Foglio. E' ristretta al settore nord-occidentale del Foglio stesso ed è stata suddivisa in due subsintemi (subsintema di Colle degli Ulivi e Subsintema di Masseria Casillo) separati da un limite inconforme.

4.1.1.1. - *Subsintema di Colle degli Ulivi (TVP₁ - Pleistocene medio)*

Il subsintema di Colle degli Ulivi affiora nel settore nord-occidentale del Foglio. Le sezioni più importanti di questa unità sono situate in località Colle degli Ulivi in corrispondenza di tagli stradali e ferroviari ed in alcune cave situate in aree appena più a N del limite settentrionale del Foglio. Si tratta di sezioni molto estese lateralmente (fino a qualche Km) e relative alla porzione inferiore e media dell'unità. In affioramento quest'unità è rappresentata da sabbie e conglomerati poligenici in corpi canalizzati, lentiformi e/o progradanti, caratterizzati pertanto da rapide variazioni litologiche laterali.

Lo spessore massimo è di 35 m. La base di questa unità, posta a circa 105 m s.l.m., poggia in discordanza sulle unità più antiche (formazione di Masseria

Belvedere, Calcarenite di Gravina ed argille subappennine). In località Masseria Zingari (fig. 13), lungo la nuova trincea ferroviaria, è ben visibile il contatto sulla Calcarenite di Gravina. Nello stesso taglio ferroviario, il subsintema di Colle degli Ulivi si rinviene indisturbato, in discordanza e con un chiaro rapporto di *pinch-out* verso E, al di sopra di faglie distensive che interessano le unità post-cretaciche, poggiando sia sulla formazione di Masseria Belvedere che sulla Calcarenite di Gravina (fig. 13). Il limite superiore di questo subsintema è inconforme ed il sovrastante subsintema di Masseria Casillo poggia su di una superficie di erosione. Localmente nel settore nord-occidentale del Foglio, sul subsintema di Colle degli Ulivi, poggiano in erosione i depositi dei sintemi più recenti (sintema di Vigna Bocola e sintema di Motta del Lupo).

Come accennato, questa unità mostra grande variabilità laterale dei caratteri di facies. Nell'area del Foglio, l'affioramento più rappresentativo (Stazione dismessa di Poggio Imperiale) dove si raggiungono circa i 30 m di spessore, è costituito dal basso verso l'alto da:

- 6 m di alternanze argilloso-sabbiose con rari livelli ghiaiosi; le argille mostrano laminazione piano-parallela, mentre le sabbie mostrano laminazione incrociata. I livelli ghiaiosi, con dimensioni massime dei ciottoli di circa 10 cm hanno sempre base erosiva e sono formati alla base da letti di *clay-chip* provenienti dal substrato argilloso;



Fig. 13 - Subsintema di Colle degli Ulivi. Pinch out dell'unità marina terrazzata al di sopra di faglie distensive che interessano le unità post-cretaciche.

- 8 m di sabbie ed arenarie con lenti ghiaiose. Le sabbie presentano stratificazione incrociata a grande scala. Localmente si osservano sia *foreset* sabbiosi con chiare direzioni di progradazione verso NE che strette forme erosive canalizzate riempite da sabbie a stratificazione incrociata (fig. 14);
- 15 m di alternanze fra ghiaie (e/o conglomerati) e sabbie. Le ghiaie e i conglomerati aumentano in spessore e frequenza verso l'alto. Verso l'alto si osserva inoltre un aumento della dimensione dei ciottoli (con diametro massimo nell'ordine dei 30 cm). Nella porzione inferiore si presentano in lenti (fig. 15) con base erosiva su sabbie a laminazione incrociata. Verso l'alto invece dominano le forme canalizzate (fig. 15).

Lungo la nuova trincea ferroviaria inoltre è possibile osservare le variazioni laterali di questa unità. Verso SE il corpo sabbioso-conglomeratico descritto diviene gradualmente solo sabbioso (e/o arenaceo) con numerosi interstrati argillosi e livelli sabbiosi a *clay-chip*. Proseguendo nella stessa direzione lo spessore diminuisce gradualmente e si arriva a sabbie finissime e molto selezionate, a laminazione incrociata, con abbondante contenuto in frammenti di pecten e ostrée (*pinch-out* di Masseria Zingari, figg. 13 e 16). Verso NO, in affioramenti situati al di fuori del Foglio (località Coppa di Franceschiello - affioramenti descritti da AUCELLI *et alii*, 1997), lo spessore dell'unità aumenta e si osservano dapprima corpi sabbioso-arenacei organizzati in regolari *foreset*, passanti lateralmente ad un corpo prevalentemente ghiaioso-conglomeratico con caratteri simili a quelli descritti nella Stazione dismessa di Poggio Imperiale.



Fig. 14 - Subsintema di Colle degli Ulivi. Porzione inferiore: ben visibili forme di fondo migranti negli intervalli sabbiosi.



Fig. 15 - Subsintema di Colle degli Ulivi. Porzione superiore: si noti l'aumento verso l'alto sia della dimensione dei ciottoli che della frequenza delle forme erosive canalizzate.

L'insieme dei caratteri descritti indica che il subsintema di Colle degli Ulivi si è depositato in un ambiente marino transizionale di delta passante lateralmente ad ambienti di mare sottile. I corpi ghiaiosi caratterizzavano i canali attivi del delta e passavano lateralmente e distalmente a corpi sabbiosi progradanti verso NE sui depositi prevalentemente argillosi di prodelta. Nelle aree contigue al deposito deltizio si aveva la formazione di spiagge sabbiose che si attestavano su alti morfologici costituiti dalle unità carbonatiche più antiche, formando cordoni litorali e insenature più o meno protette.

4.1.1.2. - Subsintema di Masseria Casillo (**TVP₂** - Pleistocene medio)

Il subsintema di Masseria Casillo affiora nel settore nord-occidentale del Foglio San Severo, al di sopra dei 130-135 m di quota. La sezione più rappresentativa è situata nella trincea ferroviaria nei pressi della Stazione di Poggio Imperiale: è rappresentata da circa 5 m di conglomerati poligenici con abbondante matrice sabbiosa rossastra. I ciottoli presentano una selezione granulometrica pressoché nulla ed il diametro massimo è prossimo a 30 cm. Si presentano mal stratificati

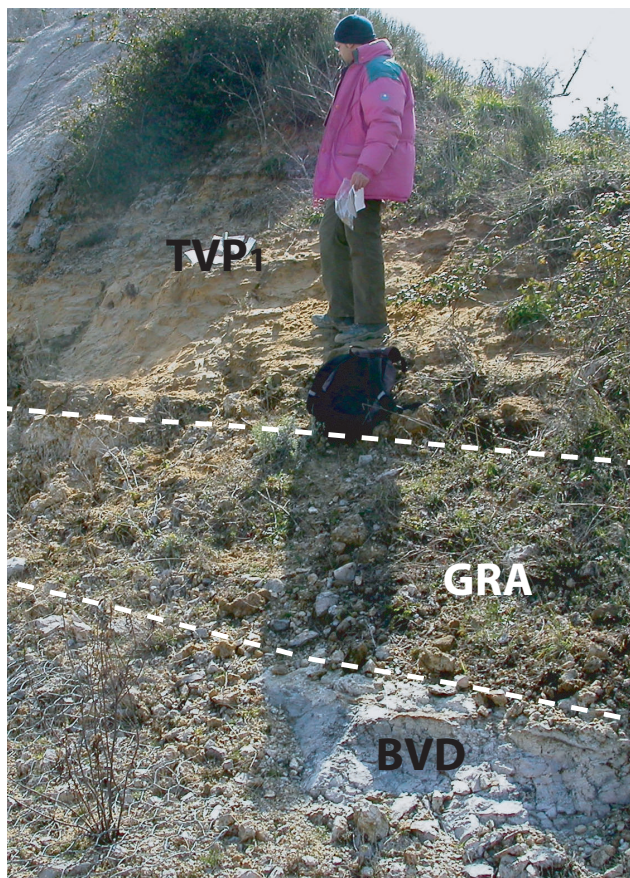


Fig. 16 - Subsistema di Colle degli Ulivi: superficie di trasgressione del deposito marino terrazzato sulla Calcarenita di Gravina (GRA, a sua volta in trasgressione sulla formazione di Masseria Belvedere, BVD). Presso Masseria Zingari, l'unità è caratterizzata da sabbie fini ben selezionate con abbondanti frammenti di bivalvi

e, solo a luoghi, è possibile riconoscere superfici erosive canalizzate. L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una piana *braided*. Si rinviene sul subsistema di Colle degli Ulivi, al di sopra di una superficie di erosione molto irregolare. Lo spessore massimo è nell'ordine dei 10-15 m. Pleistocene medio.

4.1.2. - *Sintema di Vigna Bocola (TPB - Pleistocene medio)*

Il sintema di Vigna Bocola affiora in tutto il settore occidentale del Foglio ed è stato suddiviso in due subsistemi (subsistema di San Severo e subsistema di Masseria Pallante) separati da limite inconforme. Tale distinzione non è stata possibile nell'area sud occidentale del Foglio dove è costituito da ghiaie e sabbie.

4.1.2.1. - Subsintema di San Severo (TPB₁ - Pleistocene medio)

Caratterizza un esteso settore nella metà occidentale del Foglio: superiormente è limitato da una spianata morfologica che raggiunge quote variabili fra i 100 e i 110 m s.l.m. Le sezioni più spesse ed estese di questa unità in affioramento (7 m al massimo) sono situate nei dintorni di San Severo (Stazione di San Severo, località Tiro a Segno, C. Stilla, C. Masselli e San Antonino da Capo). Si tratta di sezioni estese lateralmente al massimo 50-70 m (Stazione di San Severo) e relative unicamente alla porzione superiore dell'unità. In affioramento quest'unità può essere rappresentata da alternanze siltoso-sabbiose, a luoghi arenacee, con concentrazioni di fossili in letti (principalmente *ostree* e *Pecten* sp. - fig. 17 - Stazione di San Severo, località Tiro a Segno, C. Stilla e C. Masselli) e da argille siltose brunastre (San Antonino da Capo).

L'intera unità è stata caratterizzata litostratigraficamente attraverso l'esecuzione di un sondaggio diretto a carotaggio continuo (SS1 - fig. 18).

Lo spessore massimo è di circa 40 m. La base di questa unità è posta a circa 55-60 m s.l.m. Il subsintema di San Severo si rinviene in erosione sulle argille subappennine (SS1 - fig. 18) e sul sintema di Cava Petrilli; al di sopra del limite inconforme superiore, si rinvengono sia i depositi del subsintema di Masseria Pallante che i



Fig. 17 - Subsintema di San Severo. Sabbie silicoclastiche a laminazione piano-parallela. Presenza di livelli fossiliferi: si noti in basso un livello a pectinidi ed in alto uno ad ostree.

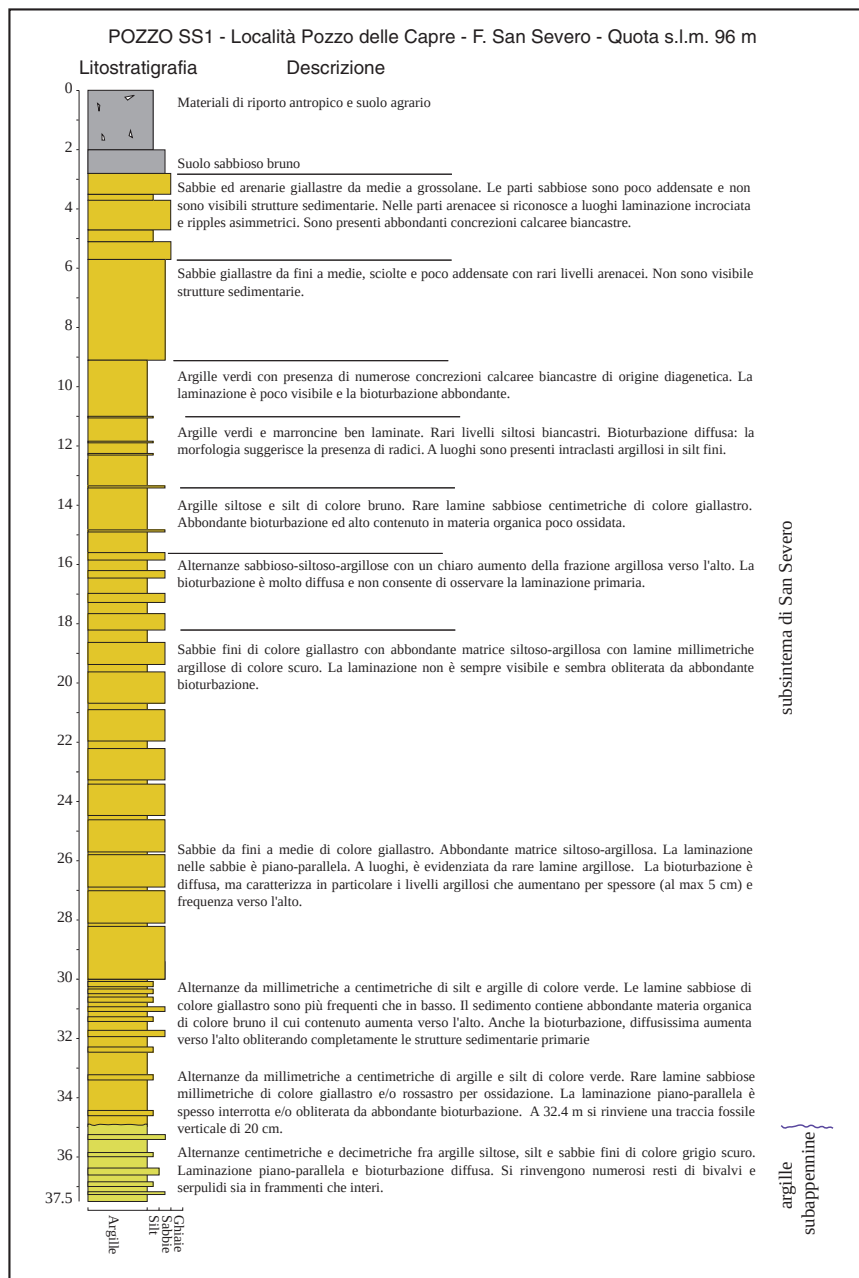


Fig. 18 - Colonna litostratigrafica desunta da perforazione nel subsistema di San Severo.

sintemi più recenti (sintema di Masseria la Motticella, sintema di Motta del Lupo).

Dalla stratigrafia del sondaggio SS1 (fig. 18) emergono i seguenti caratteri litologici, sulla base dei quali è stato possibile fare correlazioni con le rare sezioni osservate in affioramento:

- in contatto erosivo sulle argille subappennine si rinvencono circa 5 m di alternanze argilloso-sabbiose rispettivamente di colore verde e giallastro fortemente bioturbate e con abbondante contenuto in materia organica. La laminazione, quando non obliterata dalla bioturbazione, è piano-parallela. Sedimenti sabbioso-siltosi e fossili si presentano spesso fortemente ossidati;
- seguono circa 15 m di sabbie giallastre ben selezionate con interstrati siltoso-argillosi. Dal basso verso l'alto la granulometria delle sabbie diminuisce (si passa da sabbie medie e grossolane a sabbie fini) ed aumenta lo spessore e la frequenza degli interstrati argillosi. La bioturbazione è molto diffusa e mostra un chiaro aumento verso l'alto. In affioramento questo intervallo stratigrafico corrisponde alla sezione della Stazione di San Severo (circa 73-75 m s.l.m.);
- verso l'alto si passa a circa 5 m di argille brune e verdi con rare lamine siltoso-sabbiose. La bioturbazione ha obliterato ogni struttura sedimentaria primaria. Si nota un alto contenuto in materia organica. Appartengono a questo intervallo stratigrafico gli affioramenti di C. Stilla e C. Giuliani (circa 83 m s.l.m.). In questa porzione dell'unità le analisi micropaleontologiche svolte su campioni provenienti principalmente dagli interstrati argillosi o siltoso-argillosi, indicano che il contenuto in foraminiferi è generalmente poco abbondante e scarsamente diversificato; l'associazione è rappresentata principalmente da foraminiferi bentonici, tra cui *Ammonia beccarii*, *B. elongata* D'ORBIGNY, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*, *Elphidium granosum* (D'ORBIGNY), *Valvulineria bradyana*. Sono inoltre presenti rari globigerinidi e valve di ostracodi. Il contenuto micropaleontologico si riduce ulteriormente verso l'alto ed è infatti principalmente rappresentato da *Ammonia beccarii*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*.

Le associazioni a nannofossili calcarei in tutta l'unità sono mal preservate e non indicative dal punto di vista biostratigrafico; sono infatti rappresentate principalmente da small *Gephyrocapsa* (*sensu* Rio *et alii*, 1990), *Pseudoe-miliania lacunosa*, *Reticulofenestra* spp. e comuni discoasteridi pliocenici rimaneggiati, oltre che frequente rimaneggiamento pre-pliocenico;

- chiude la successione un intervallo di circa 10 m costituito in basso da argille verdastre con abbondante presenza di concrezioni calcaree di origine diagenetica, sabbie da medie a fini ben selezionate e a laminazione incrociata passanti in alto ad argille brunastre a laminazione piano-parallela. Queste ultime affiorano in località San Antonino da Capo (circa 102 m s.l.m.). Il contenuto micropaleontologico in questo intervallo è assente.

Tutti i caratteri di facies ed il contenuto fossilifero indicano che il subsintema di San Severo si è prodotto in un contesto marino di baia più o meno protetta. Si

tratta di una successione marina e di transizione con un generale *trend* regressivo. La base trasgressiva è rappresentata da circa 5 m di alternanze argilloso-siltoso-sabbiose deposte in una laguna costiera. Verso l'alto si passa repentinamente a sabbie da grossolane a fini di ambienti marini relativamente profondi (*shoreface* inferiore) in un contesto di baia aperta. Verso l'alto si torna a condizioni di baia ristretta e ad ambienti via via più prossimali fino alle sabbie a laminazione incrociata ed alle argille brunastre superiori che probabilmente rappresentano già ambienti di transizione al continentale.

4.1.2.2. - Subsintema di Masseria Pallante (TPB₂ - Pleistocene medio)

Il subsintema di Masseria Pallante affiora unicamente nel settore sud-occidentale del Foglio al di sopra dei 100 m di quota. La sezione più rappresentativa è situata in località Vigna Bocola ed è rappresentata da 2 m di depositi ghiaiosi incoerenti e poligenici con abbondante matrice sabbiosa silicoclastica e giallastra. I ciottoli presentano scarsa selezione granulometrica ed il diametro massimo è nell'ordine dei 30 cm. Non sono stratificati, né mostrano strutture sedimentarie. Sono presenti abbondanti concrezioni calcaree di origine diagenetica. L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una piana *braided*. Si rinviene in erosione sulle argille subappennine (nei pressi di Masseria Faralla) e sul subsintema di San Severo (località Vigna Bocola). Lo spessore massimo è nell'ordine dei 15 m. Pleistocene medio.

4.1.3. - Sintema di Masseria la Motticella (MLM - Pleistocene medio - superiore?)

Questo sintema affiora diffusamente in tutto il settore occidentale del Foglio. In questo sintema sono stati raggruppati due subsintemi che, contrariamente ai sintemi più antichi (TVP e TPB), non si rinvencono separati chiaramente da un limite inconforme. Nei sintemi più antichi infatti il subsintema in facies continentale si rinviene in erosione sul sottostante subsintema marino (TVP₂ in erosione su TVP₁ e TPB₂ in erosione su TPB₁). Nel caso del sintema di Masseria la Motticella, questo rapporto non è visibile in affioramento e può essere solo supposto in base alle quote di affioramento ed ai rapporti con gli altri sintemi.

4.1.3.1. - Subsintema di Amendola (MLM₁ - Pleistocene medio - superiore?)

Caratterizza un esteso settore nella metà centro-occidentale del Foglio: superiormente è limitato da una spianata morfologica che raggiunge quote variabili fra i 55 e i 65 m s.l.m.

La migliore sezione di questa unità affiora per circa 5 m nei pressi di Masseria Il Casone. Si tratta di una sezione estesa lateralmente per circa 30 m e relativa alla porzione superiore dell'unità (fig. 19): è costituita in basso da sabbie fini (1 m circa) fortemente bioturbate e con abbondanti frammenti di gusci di bivalvi dispersi nel sedimento; verso l'alto si passa ad uno strato lentiforme (spessore variabile da pochi cm fino a 1 m) ben cementato costituito unicamente da resti di bivalvi e gasteropodi sia in frammenti che interi; chiudono localmente la successione sabbie ed arenarie da fini a grossolane a stratificazione incrociata concava.

Lo spessore massimo è di circa 35 m e la base di questa unità è posta a circa 23-25 m s.l.m. Si rinviene in contatto erosivo sulle argille subappennine (SS3 - fig. 20) e sui depositi marini del subsistema di San Severo. Il limite superiore del subsistema di Amendola è rappresentato da una superficie di erosione al di sopra della quale si rinvengono i sintemi più recenti (sintema di Foggia e sintema di Motta del Lupo); come accennato precedentemente, il contatto erosivo con il sovrastante subsistema di Masseria de Grossi (MLM₂) non è visibile in affioramento.

Anche il subsistema di Amendola è stato caratterizzato attraverso l'esecuzione di un sondaggio diretto a carotaggio continuo (SS3 - fig. 20).

- Si rinviene in contatto brusco sulle argille subappennine ed è costituito in basso da 3 m di sabbie fini giallastre con rare intercalazioni siltose ed argillose. Presentano laminazione piano parallela in basso mentre verso l'alto la bioturbazione ha obliterato ogni struttura sedimentaria primaria.
- Seguono circa 10 m di silt grigiastri e subordinatamente sabbie giallastre entrambi molto bioturbati (dimensioni e morfologie ricordano le tracce di echini) con abbondante presenza di materia organica. Solo raramente si osservano lamine piano-parallele.

In questa porzione dell'unità il contenuto in foraminiferi è generalmente prevalente rispetto alla frazione inorganica. L'associazione è rappresentata principalmente da foraminiferi bentonici tra cui *Ammonia beccarii* LINNÉ, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*, rarissimi esemplari di *Hyalinea*



Fig. 19 - Subsistema di Amendola. Porzione affiorante. Alternanze sabbioso-arenacee con abbondanti frammenti di gusci di bivalvi e gasteropodi.

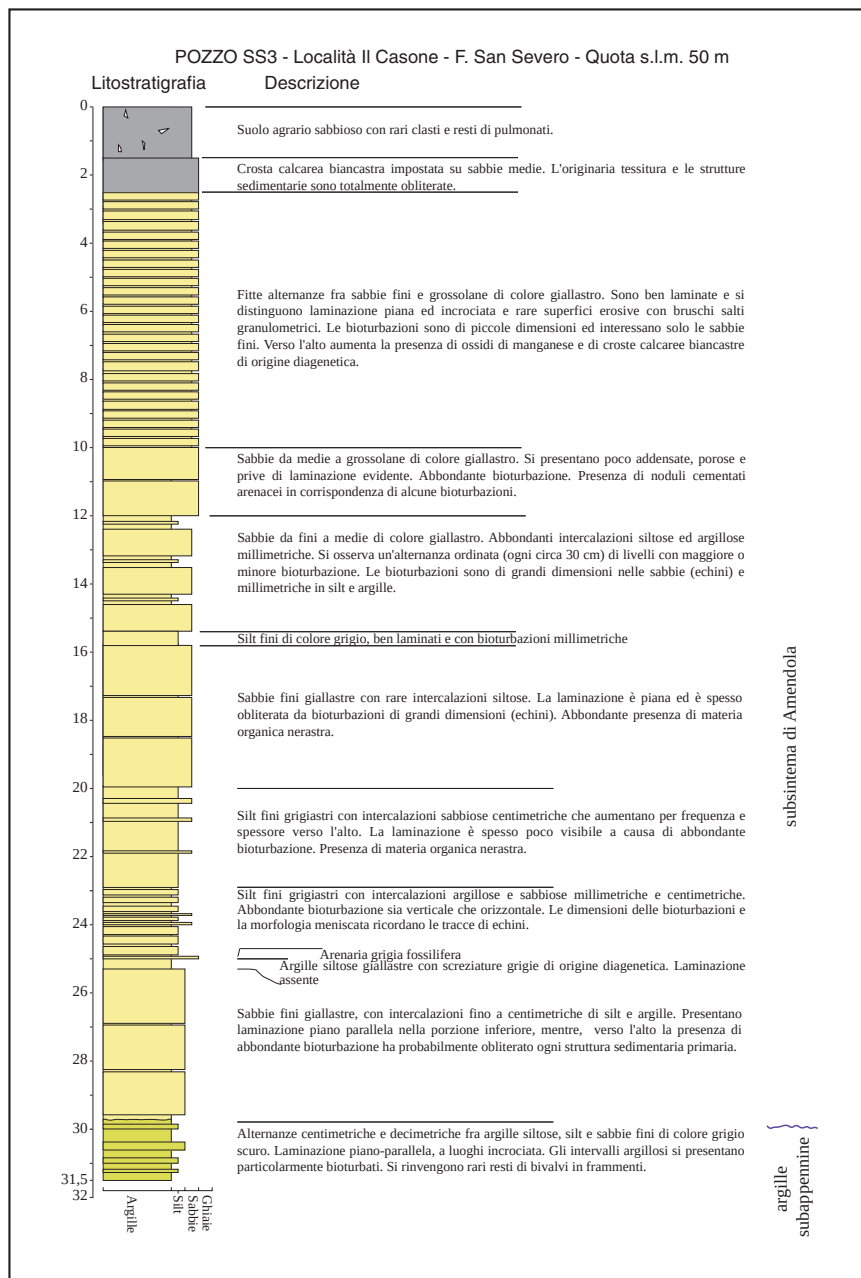


Fig. 20 - Colonna litostratigrafica desunta da perforazione nel subsistema di Amendola.

baltica (SCHROËTER), *Quinqueloculina padana* PERCONIG, *Textularia agglutinans*, *Valvulineria bradyana* FORNASINI, oltre che più rari esemplari di *Brizalina alata* SEQUENZA, *Bulimina marginata*, *B. elongata*, *Fursenkoina tenuis* SEQUENZA; fra i planctonici invece sono presenti *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY), *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY), *Orbulina universa* e *Globigerina* spp. L'associazione a nannofossili calcarei contiene fra i taxa più significativi *Pseudoemiliania lacunosa*, small *Gephyrocapsa* (*sensu* RIO *et alii*, 1990) e medium *Gephyrocapsa* (*sensu* RIO *et al.*, 1990), che consentono di indicare un'età pleistocenica.

- Chiudono la successione sabbie giallastre (15 m circa) che mostrano un chiaro aumento di granulometria verso l'alto: sono costituite in basso da una alternanza ordinata di strati di sabbie medie poco bioturbate e strati di sabbie fini bioturbate da echini, con interstrati di silt ed argille con bioturbazioni di piccole dimensioni; verso l'alto diminuisce la bioturbazione e la presenza di interstrati siltosi, e sono ben visibili laminazione piana ed inclinata a basso ed alto angolo in sabbie da medie a grossolane ben selezionate e con presenza, a luoghi, di probabili superfici erosive in corrispondenza di brusche variazioni granulometriche. Quest'intervallo corrisponde in parte alla porzione affiorante nella sezione de "il Casone".

In questa porzione sommitale il contenuto micropaleontologico è relativamente scarso e rappresentato principalmente da *Ammonia beccarii*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum* e rarissimi foraminiferi planctonici.

Si tratta di una successione marina con un chiaro *trend* regressivo rappresentata da un complesso sabbioso depositatosi quasi interamente in una *shoreface* inferiore al passaggio all'*offshore* dominata episodicamente dall'azione delle onde di tempesta. Solo la porzione superiore (circa 10 m) possiede caratteri di maggiore prossimalità (*shoreface* media e superiore) espressi dall'azione di intensa rielaborazione ad opera delle onde di tempesta.

4.1.3.2. - Subsintema di Masseria de Grossi (MLM₂ - Pleistocene medio - superiore?)

Questo subsintema affiora lungo il bordo sud-occidentale del Foglio a quote intorno ai 90-80 m s.l.m.. La sezione più rappresentativa è situata nei pressi di Masseria de Grossi, sulla Strada Statale San Severo-Lucera (n° 160). Essa è rappresentata da 4 m di alternanze sabbioso-conglomeratiche. I conglomerati (a luoghi ghiaie) si rinvencono in lenti metriche, sono costituiti da ciottoli centimetrici, poligenici, e abbastanza ben selezionati; a luoghi le embriciature dei ciottoli indicano provenienze da ovest. Le sabbie, di granulometria media, presentano laminazione piana ed incrociata. L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una piana *braided*.

Il subsintema di Mass. de Grossi si rinviene in discordanza sia sulle argille subappennine (località Masseria de Grossi) che sul subsintema di San Severo (nei pressi di Masseria Parisi). Il rapporto con il sottostante subsintema di Amendola non è visibile in affioramento. Il limite superiore è rappresentato da una superficie di erosione al di sopra della quale si rinvergono i sintemi più recenti (sintema di Foggia e sintema di Motta del Lupo).

Lo spessore massimo è nell'ordine dei 10 m. Pleistocene medio - superiore?

4.1.4. - *Sintema di Foggia* (**TGF** - Pleistocene superiore)

Questo sintema si rinviene unicamente lungo il bordo sud-occidentale del Foglio a quote variabili da 75 m (nelle aree più occidentali) a 55 m s.l.m. (verso est). Questo sintema presenta cattive condizioni di affioramento. Solo nei pressi di Masseria Sterparone e Masseria Casarsa sono stati osservati circa 30 cm di sabbie medie e grossolane con rari ciottoli al di sotto di un suolo antropizzato in due scassi di modesta profondità. Si tratta probabilmente di depositi riferibili ad una piana alluvionale. Il sintema di Foggia si rinviene in erosione sul subsintema di Masseria de Grossi (MLM₂) e probabilmente sulle argille subappennine. Il limite superiore è inconforme ed è rappresentato da una superficie di erosione su cui poggia il sintema di Motta del Lupo. Lo spessore massimo è nell'ordine dei 10 m. Pleistocene superiore.

4.1.5. - *Sintema di Motta del Lupo* (**TLP** - Pleistocene superiore)

Il sintema di Motta del Lupo è il sintema più rappresentato in termini areali all'interno del settore di avanfossa del Foglio. Affiora diffusamente in un ampio settore pianeggiante compreso fra quote prossime ai 75 m (nel settore occidentale del Foglio) fino a circa 30 m s.l.m. (nel settore sud-orientale del Foglio). L'unica sezione osservata in affioramento è situata in località Motta del Lupo (settore sud-orientale del Foglio): si tratta di circa 2 m di fitte alternanze argilloso-siltose. I silt sono brunastri mentre le argille di colore verdastro, la laminazione è sottile (lamine sempre al di sotto del cm di spessore) e sempre piano-parallela. Trattandosi dell'unità continentale più estesa arealmente nel Foglio, ed essendo così scarsi gli affioramenti, una più esauriente descrizione di questo sintema è stata effettuata attraverso l'esecuzione di un sondaggio a carotaggio continuo in un'area prossima al Torrente Candelaro (in località Mass. Mezzanagrande - SS4 - figg. 21 e 22). In quest'area, il sintema di Motta del Lupo poggia in erosione su una unità marina terrazzata non presente in affioramento. Con ogni probabilità quest'ultima unità potrebbe costituire un

subsintema marino appartenente al sintema di Motta del Lupo (in analogia con quanto osservato nei sintemi più antichi); la mancanza di dati sulla base di tale unità e la sua assenza in affioramento non hanno permesso l'istituzione di un subsintema marino.

Il sintema di Motta del Lupo, costituito quindi essenzialmente da depositi continentali, è spesso circa 30 m; si tratta di depositi argillosi e subordinatamente sabbiosi e siltosi; i principali caratteri stratigrafici e sedimentologici desunti dall'osservazione delle carote possono essere così riassunti:

- in erosione su sabbie ed arenarie marine si rinvergono i primi 8 m di successione, costituiti da argille e silt di colore verdastro a laminazione piano-parallela; sono molto abbondanti croste calcaree di origine diagenetica e lamine siltose di colore rossastro. Verso l'alto si rinvergono livelli sabbiosi a laminazione incrociata ed un livello di ghiaie poligeniche con abbondante matrice sabbiosa arrossata. Il contenuto micropaleontologico presente nei residui di lavato è poco abbondante e rappresentato da rari individui di *Ammonia beccarii* ed *Elphidium crispum*, spesso rotti ed abrasati, frustoli vegetali e rari ostracodi.
- verso l'alto si passa ad argille brune e verdi con rare lamine siltose (circa 22 m di spessore). La laminazione, ben visibile, è sempre piano-parallela; abbondante presenza di materia organica e di bioturbazioni di scala centimetrica e millimetrica. A circa - 12,3 m s.l.m. (-36,3 m nella perforazione SS4) si rinviene un livello di circa 10 cm di silt nerastrati con un alto contenuto in minerali femici. Il contenuto micropaleontologico è spesso rappresentato da comuni o abbondanti ostracodi, frammenti di gasteropodi, e in alcuni casi rarissimi esemplari di *Ammonia beccarii*. Verso l'alto si rinvergono inoltre oogoni di Carofite.



Fig. 21 - Masseria Mezzanagrande - sondaggio a carotaggio continuo SS4. Esso attraversa il sintema di Masseria Finamondo (TPF) raggiungendo in profondità il sintema di Motta del Lupo (TLP). Si noti l'orlo di terrazzo poco accentuato (linea bianca tratteggiata) che limita il sintema di Masseria Finamondo dalle alluvioni oloceniche del T. Candelaro (b).

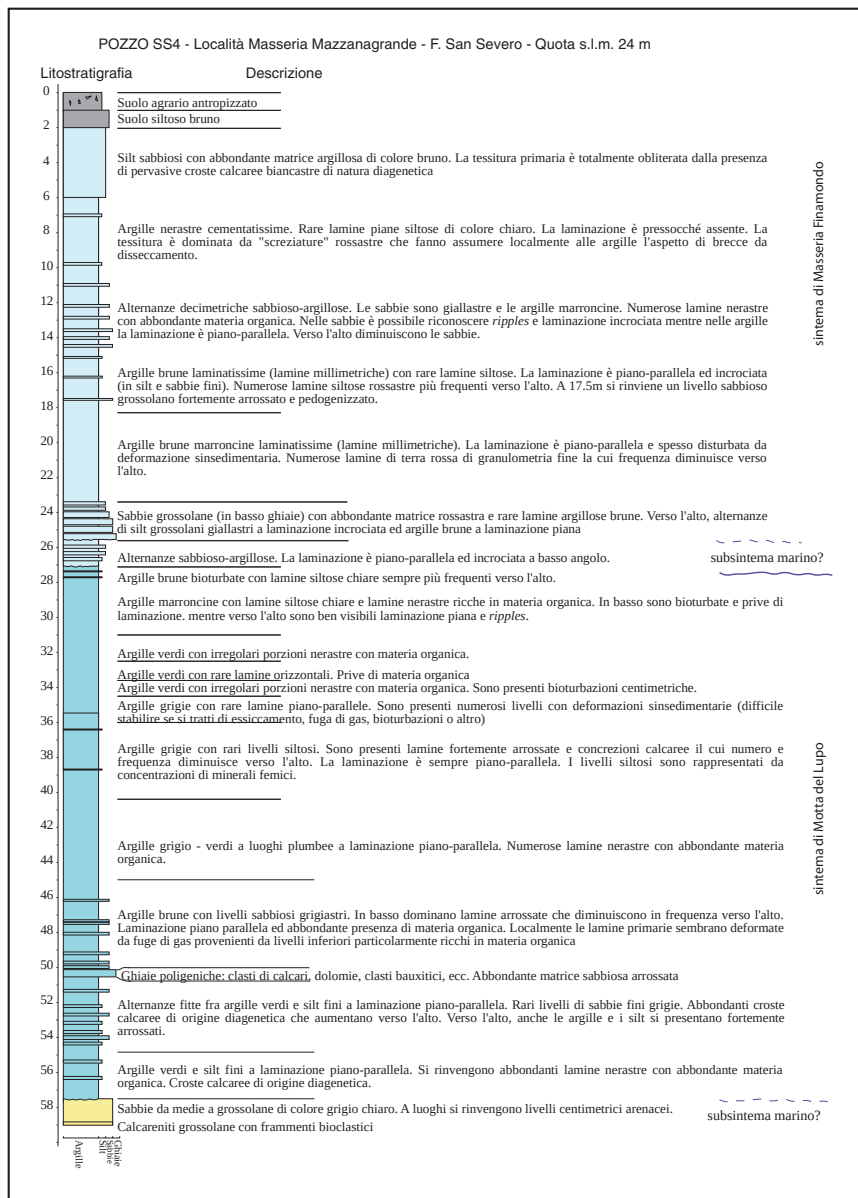


Fig. 22 - Colonna litostratigrafica desunta da perforazione nei sintemi più recenti. Entrambi i sintemi, pur essendo prevalentemente in facies alluvionale, presentano alla base sedimenti marini che non si rinvenivano in affioramento.

Il sintema di Motta del Lupo, sulla base dei caratteri desunti dal sondaggio a carotaggio continuo, è interpretabile come un deposito di piana alluvionale; nella porzione inferiore dominano argille, sabbie e subordinatamente ghiaie di ambiente alluvionale con condizioni idrodinamiche anche di moderata energia; verso l'alto si rinvencono argille brune e verdi di ambienti alluvionali associati ad aree marginali di esondazione o paludose con acqua stagnante.

Il sintema di Motta del Lupo si rinviene in discordanza su tutte le unità più antiche: i Calcari di Monte Acuto, formazione di Masseria Belvedere, Calcarenite di Gravina, sintema di Cava Petrilli, sintema di Vigna Bocola, sintema di Masseria la Motticella e sintema di Foggia. Il limite superiore, di tipo inconforme, è rappresentato da una superficie di erosione al di sopra della quale si rinviene il sintema di Masseria Finamondo.

Lo spessore aumenta da ovest verso est, passando da circa 20 m ad un massimo di 30 m. Pleistocene superiore.

4.1.6. - *Sintema di Masseria Finamondo* (TPF - Pleistocene superiore)

I depositi del sintema di Masseria Finamondo affiorano diffusamente nel settore orientale della piana alluvionale. Sono situati pochi metri (6-9 m al massimo) al di sopra dei depositi alluvionali attuali e subattuali e formano estese superfici subpianeggianti (comprese fra quota 45 - verso ovest e 35 m s.l.m. - verso sud-est) limitate da modesti orli di terrazzo all'interno dei quali si sviluppa la piana alluvionale attuale del Candelaro e dei suoi affluenti. In affioramento, sono rappresentati da depositi argillosi brunastri, ma non sono presenti sezioni stratigrafiche di riferimento. La caratterizzazione di questo sintema è stata effettuata attraverso l'esecuzione di un sondaggio a carotaggio continuo (SS4 - figg. 21 e 22), lo stesso sondaggio utilizzato per caratterizzare il sintema di Motta del Lupo. Infatti il sintema di Masseria Finamondo si rinviene in erosione sul sintema di Motta del Lupo (SS4 - fig. 22). I depositi attraversati dal sondaggio sono costituiti da circa 27 m di argille con rari intervalli siltosi. Dal basso verso l'alto è possibile distinguere:

- una parte bassa della successione, caratterizzata da circa 2 m di fitte alternanze argilloso-sabbiose di colore giallastro a laminazione piano parallela ed incrociata a basso angolo. Le sabbie sono ben selezionate dal punto di vista granulometrico e non contengono matrice.

Il contenuto micropaleontologico, è risultato relativamente abbondante ed è rappresentato da un'associazione a foraminiferi in buono stato di preservazione; sono infatti presenti *Ammonia beccarii*, *Bulimina marginata*, *Globobulimina affinis* D'ORBIGNY, *Globigerinoides ruber*, *Orbulina universa*:

- alternanze ghiaioso-sabbiose (circa 2 m di spessore): le ghiaie sono poligeniche ed il diametro massimo dei ciottoli non supera il centimetro, mentre le sabbie si presentano fortemente arrossate. Non sono visibili strutture sedimentarie. Il contenuto micropaleontologico, è rappresentato da un'associazione a foraminiferi in discreto stato di preservazione; sono infatti presenti *Ammonia beccarii* (Linné), *Bulimina marginata*, *Globobulimina affinis* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides ruber*, *Orbulina universa*.
- verso l'alto si passa ad argille brune ben laminate (con rarissime lamine siltose e sabbiose) con abbondante contenuto in terra rossa (circa 8 m di spessore); la laminazione è in basso piano-parallela e diviene verso l'alto incrociata a basso angolo. I residui di lavato contengono rari frammenti di macrofossili, ostracodi o rarissimi foraminiferi rotti ed abrasati ed in alcuni casi sono sterili;
- chiudono la successione circa 13 m di argille brune con più frequenti livelli sabbiosi e siltosi; le argille sono a laminazione piano-parallela, mentre nelle sabbie e nei silt grossolani è possibile osservare a luoghi *ripples* asimmetrici e laminazione incrociata a basso angolo; abbondante presenza di materia organica; nella parte alta si rinvenivano argille nerastre cementatissime prive di strutture sedimentarie e silt con abbondanti concrezioni calcaree di origine diagenetica. I residui di lavato contengono rari frammenti di macrofossili, ostracodi o rarissimi foraminiferi rotti ed abrasati ed in alcuni casi sono sterili.

Per quanto riguarda i caratteri paleoambientali, il sintema di Masseria Finamondo è costituito in basso da sabbie ed argille di ambiente marino o transizionale (tipo baia). Non si è scelto di istituire un subsintema marino in quanto questa parte della successione non è presente in affioramento (si rinviene all'incirca al livello del mare attuale, -25 m in SS4). In erosione su questa porzione marina di transizione si rinvenivano bruscamente sabbie e ghiaie già di ambiente alluvionale che passano via via verso l'alto prima ad argille nerastre di palude con abbondante contenuto in materia organica ed infine ad argille e silt di ambiente alluvionale (probabilmente connessi ad aree marginali di esondazione).

Il sintema di Masseria Finamondo si rinviene in erosione sul sintema di Motta del Lupo, e localmente in erosione su depositi più antichi (formazione di Masseria Belvedere e probabilmente sulle argille subappennine). Spessore di circa 27 m. Pleistocene superiore

4.2. - I DEPOSITI DEL SUPERSINTEMA DEL TAVOLIERE DI PUGLIA NEL QUADRO EVOLUTIVO DEL SETTORE SETTENTRIONALE DELLA FOSSA BRADANICA.

L'insieme dei caratteri esposti mostra che il supersintema del Tavoliere di Puglia costituisce un insieme complesso di depositi marini e continentali che segnano l'evoluzione stratigrafico-strutturale di questo settore del Tavoliere a partire

dal Pleistocene medio fino all'attuale. Come accennato, l'evoluzione di questi depositi è stata tracciata, nei suoi lineamenti fondamentali, nel settore pedemontano del Tavoliere (Foglio n° 406 "San Bartolomeo in Galdo"; PIERI *et alii*, 2001; GALLICCHIO *et alii*, 2002b). In tale settore, a causa del contemporaneo sollevamento regionale (verificatosi nella Fossa bradanica a partire dalla fine del Pleistocene inferiore) i depositi del supersintema del Tavoliere di Puglia si rinvergono dal più antico al più recente, a quote decrescenti sul livello del mare. Si tratta unicamente di depositi continentali (attribuibili a sistemi alluvionali di conoide e *braided*): i depositi di conoide più antichi sembrano svilupparsi su ampie superfici che si estendono ininterrottamente, da O verso E, dalla catena fino all'area di Lucera; nel tempo ciascun alveo si è approfondito confinando via via sistemi di conoide passanti distalmente a sistemi di tipo *braided* in valli allungate all'incirca O-E.

Nel Foglio San Severo affiorano i sintemi meno elevati e più recenti appartenenti a questo supersintema. La differenza sostanziale rispetto al settore pedemontano descritto precedentemente risiede nella presenza (nei sintemi più antichi affioranti) di depositi marini. Tale presenza ha imposto la suddivisione dei sintemi più antichi in due subsintemi, uno inferiore marino ed uno superiore continentale, separati da una superficie di erosione. Nel settore pedemontano del Tavoliere i depositi marini sono stati erosi (se ne ritrovano tracce nei clasti dei depositi continentali dei sintemi più antichi - sintema di Lucera e sintema di Cava Petrilli - F. 406 "San Bartolomeo in Galdo" F. 408 "Foggia" e F. 421 "Ascoli Satriano"). Nel settore orientale del Tavoliere delle Puglie (rappresentato nel presente Foglio) i depositi marini sono stati invece localmente preservati dall'erosione. Tale differenza potrebbe essere connessa sia al maggiore spessore che i depositi marini potevano avere in questo settore sia al presumibile maggior grado di erosione che essi dovevano subire nel settore pedemontano (a parità di tassi di sollevamento). Inoltre, la presenza di sintemi continentali più antichi (sintema di Lucera - Foglio San Bartolomeo in Galdo, Foglio Ascoli Satriano e Foglio Foggia) ed il fatto che i subsintemi continentali (ad esempio il subsintema di Vigna Bocola) poggino sia sulle argille subappennine che sui subsintemi marini (riferendosi all'esempio precedente, il subsintema di San Severo), porta a ritenere che questi ultimi probabilmente si formavano in valli incise, durante brevi periodi di ingressione marina in un *trend* generale regressivo indotto dal sollevamento.

Infine, analizzando e confrontando separatamente i caratteri delle successioni dei differenti subsintemi marini e di quelli continentali è possibile evidenziare alcuni *trend* generali relativi all'evoluzione paleogeografica e degli ambienti sedimentari nell'area di interesse.

Tutti i subsintemi marini mostrano un chiaro *trend* regressivo nelle successioni analizzate in affioramento ed attraverso i sondaggi diretti. Il subsintema marino più antico (subsintema di Colle degli Ulivi) è rappresentato da depositi deltizi e

marini di transizione e mostra chiare evidenze di progradazione dei corpi sedimentari verso NE. Tale dato indica la presenza di una paleolinea di costa orientata approssimativamente NO-SE. Viceversa, i depositi marini dei subsintemi più recenti (subsintema di San Severo e subsintema di Amendola) si depositavano in un'area protetta tipo baia che, dal punto di vista paleogeografico, era rappresentata da linee di costa parallele all'attuale Golfo di Manfredonia e poste a quote decrescenti sul livello del mare attuale.

I dati relativi ai subsintemi e ai sintemi continentali confermano quanto desumibile dalla letteratura (PIERI *et alii*, 2001; GALLICCHIO *et alii*, 2002b). E' possibile notare una graduale diminuzione della granulometria ed un aumento del grado di selezione granulometrica dei depositi dai più antichi ai più recenti: i depositi alluvionali più antichi ed elevati sedimentavano in una piana alluvionale di tipo *braided* (ghiaie e conglomerati disorganizzati con rare forme canalizzate - subsintema di Masseria Casillo, subsintema di Masseria Pallante) mentre i sintemi più recenti (subsintema di Masseria de Grossi - ghiaie e sabbie a laminazione incrociata, sintema di Foggia- sabbie con rari ciottoli) possono essere interpretati come depositi in ambiente di piana alluvionale via via di minore energia.

Per quanto riguarda i sintemi più recenti (sintema di Motta del Lupo e sintema di Masseria Finamondo), anch'essi mostrano *trend* regressivi. Come già anticipato, essi sono stati analizzati in un settore prossimo al Candelaro (Masseria Mezzanagrande) attraverso l'esecuzione di un sondaggio a carotaggio continuo. Il sintema di Motta del Lupo, essenzialmente continentale, poggia su una unità marina ed è caratterizzato da argille, sabbie e subordinatamente da ghiaie di ambiente alluvionale con condizioni idrodinamiche anche di moderata energia; verso l'alto si passa invece ad argille brune e verdi di ambienti alluvionali associati ad aree marginali di esondazione o paludose con acqua stagnante. In trasgressione si rinvencono circa 2 m di depositi di ambiente marino transizionale (tipo baia) appartenenti alla base del sintema di Masseria Finamondo; anch'esso è costituito verso l'alto via via da depositi sabbiosi e ghiaiosi di ambiente alluvionale e da argille nerastre di palude con abbondante contenuto in materia organica ed infine da argille e silt di ambiente alluvionale di bassa energia (aree marginali di esondazione).

5. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

5.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (**b_n**)

I depositi alluvionali terrazzati affiorano prevalentemente lungo il versante centro-meridionale del Gargano dove formano più generazioni di conoidi allu-

vionali reincise e parzialmente erose, sul versante settentrionale che delimita la depressione morfologica in cui sorge il centro abitato di San Marco in Lamis e, inoltre, alle confluenze dei corsi d'acqua minori con la Valle di Stignano in cui scorre il torrente Jana. Sono costituiti in prevalenza da clasti eterometrici di natura calcarea e dolomitica con diametro variabile da pochi centimetri a qualche decimetro e da una matrice residuale limosa bruna e rossastra. Presentano un grado di cementazione variabile da buono, in quelli più antichi, a scarso, in quelli più recenti, sono scarsamente organizzati e caratterizzati da tessiture prevalentemente clasto-sostenute.

Nonostante la genesi dei depositi continentali terrazzati sia chiaramente riferibile a più fasi, queste non sono risultate facilmente distinguibili e correlabili in tutta l'area; per cui è stato cartografato un unico ordine di depositi continentali terrazzati. Tali depositi poggiano in erosione sui calcari mesozoici. Spessore massimo stimato: circa 10-15 metri. Età: Pleistocene superiore.

5.2. - DETRITO DI VERSANTE (a)

Il detrito di versante è costituito da clasti e ciottoli eterometrici di natura calcarea e dolomitica con diametri variabili da pochi centimetri ad alcuni metri immersi in una matrice argillosa bruno-rossastra. I blocchi di dimensioni maggiori, ben visibili anche in foto aerea, sono particolarmente diffusi lungo il versante nord-occidentale del Promontorio del Gargano, dove l'assetto a franapoggio più inclinato del pendio degli strati del membro di Monte Calvo del Gargano ha favorito il distacco di numerosi blocchi franati alla base del pendio.

A luoghi questo deposito presenta un discreto grado di cementazione ed ha tessitura *clasto-sostenuta*. In alcuni casi, tali sedimenti risultano essere reincisi ed in parte ricoperti dai depositi alluvionali di conoide. Poggiano in erosione sui calcari mesozoici. Spessore stimato: 1-2 metri. Età: Pleistocene superiore-Olocene.

5.3. - COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (b₂)

La coltre eluvio-colluviale è formata da prodotti che si rinvencono principalmente sul fondo delle principali depressioni morfologiche di origine carsica e nelle incisioni vallive minori; la loro litologia ed il loro spessore variano da luogo a luogo. Sono costituiti da sedimenti limoso-sabbiosi bruni e rossastri per una forte componente di materiali argillosi residuali, nei quali si rinvencono dispersi clasti calcarei di diverso diametro (0.5-10 cm). Poggiano in erosione sui calcari mesozoici. Lo spessore massimo stimato è di alcuni metri (fino a 5-6 m). Età: Olocene

5.4. - DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI ED ATTUALI (b)

I depositi alluvionali recenti ed attuali si rinvencono sul fondo dei principali corsi d'acqua e in conoidi alla base della scarpata che fa da raccordo tra il Promontorio del Gargano e il Tavoliere delle Puglie. Sono composti da ciottoli carbonatici, sabbie, limi e argille nerastre, mentre le conoidi sono costituite da depositi prevalentemente *clast-supported* composti da clasti calcarei e dolomitici con diametro variabile da 2 mm a 5-10 cm diffusi o concentrati in lenti. Poggiano in erosione sulle unità più antiche. Spessore: massimo 5 metri. Età: Olocene.

6. - IL PLEISTOCENE DI GROTTA PAGLICCI

(a cura di ANNAMARIA RONCHITELLI)

6.1. - IL SITO E LA SEQUENZA STRATIGRAFICA

In prossimità del confine est della carta, in territorio di Rignano Garganico nel versante meridionale del Gargano, sul bordo superiore della piccola scarpata d'erosione del Vallone di Settepende, sulla sua sponda sinistra, si situa a quota m 107 s.l.m. quello che è forse il più importante sito paleolitico della nostra Penisola: Grotta Paglicci. Il sito è costituito da un'area esterna e da un'attigua grotta, articolata in varie sale e corridoi (fig. 23). Questa grotta fa parte a sua volta di un più ampio sistema carsico, che comprende la cosiddetta Grotta dei Pilastrì, un tempo in comunicazione con Grotta Paglicci attraverso un varco oggi ostruito.

L'area esterna, attualmente a cielo aperto, in antico doveva costituire una prima sala, la cui volta è crollata circa 100.000 anni fa. Un sondaggio, limitato in estensione, ha messo in luce livelli di frequentazione da parte dell'uomo del Paleolitico inferiore (Cultura acheuleana) e medio (fase antica); nella parte superiore della serie, a crollo avvenuto, l'uomo ha lasciato tracce sporadiche mentre il sito, ormai trasformato in una sorta di grosso riparo, doveva costituire rifugio per carnivori e rapaci, a giudicare dai resti numerosi dei predatori stessi e delle loro prede.

Gli scavi sistematici hanno avuto inizio nel 1961 e si sono finora concentrati nella prima sala della grotta. Le ricerche, intraprese inizialmente da Francesco Zorzi (Museo Civico di Storia Naturale di Verona) e proseguite poi per oltre un trentennio da Arturo Palma di Cesnola (Università di Siena) hanno messo in luce una stratigrafia molto articolata (12 m circa; fig. 23), riferibile a gran parte del Paleolitico (inferiore, medio antico e superiore).

E' proprio la continuità della serie stratigrafica che conferisce a Paglicci importanza internazionale in ambito preistorico: il suo deposito, pur presentando una lacuna importante riguardo la prima parte del Pleistocene superiore (OIS 4) ne abbraccia tuttavia l'intera sequenza successiva, senza rilevanti soluzioni di continuità, fatta eccezione per gli ultimi mille anni (11/10.000 da oggi), quando, a seguito del crollo della volta di alcuni grandi massi, l'accesso alla attuale grotta era diventato impossibile all'uomo.

Vi sono documentate tutte le culture del Paleolitico superiore, con la loro evoluzione interna: Aurignaziano (35/29.000 anni da oggi), Gravettiano (28/20.000), Epigravettiano (19/11.000) (PALMA DI CESNOLA, 2003). Una sequenza straordinaria, che copre un arco temporale di circa 23.000 anni, durante il quale l'uomo ha occupato la grotta ripetutamente, lasciando i resti delle sue attività per millenni: manufatti, resti di pasto, evidenze abitative (focolari, aree di accumulo di ossa) che illustrano l'evoluzione delle culture e dell'ambiente circostante il sito.

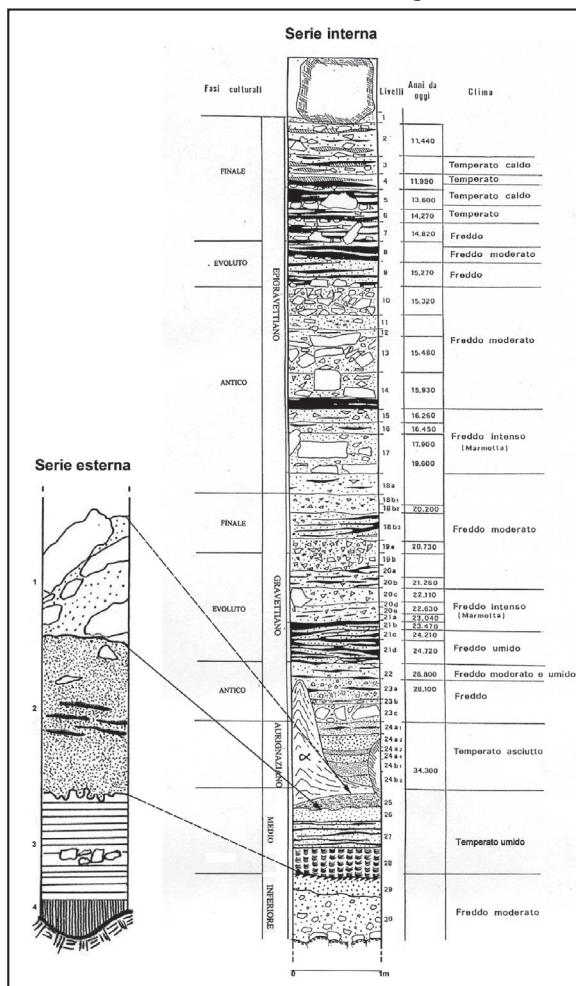


Fig.23 - Grotta Paglicci: schema stratigrafico.

6.2. - L' AMBIENTE

Le indagini multidisciplinari (sedimentologiche, paleobotaniche e paleontologiche) intraprese nello studio della serie, anche se lungi dall'essere esaustive, permettono di ricostruire le variazioni ambientali succedutesi nel lungo arco cronologico abbracciato dal giacimento.

La grande quantità di ossa rinvenute a Paglicci è costituita soprattutto da resti di ungulati legati all'attività di caccia dell'uomo paleolitico, cui si affiancano, con frequenza variabile nell'ambito dei vari livelli, carnivori, avifauna e micromammiferi, solo in piccola parte introdotti dall'attività antropica. Tali associazioni faunistiche documentano cambiamenti importanti nel corso del tempo, nonostante la loro interpretazione sia talora complicata dal contemporaneo rinvenimento, in ogni strato della serie, di specie caratteristiche di habitat diversi che esprimono l'articolazione del paesaggio circostante Grotta Paglicci: la vasta pianura foggiana, le aree vallive, le soprastanti pendici del promontorio.

I livelli più antichi, alla base della serie esterna (strati 4-3) con industria acheuleana, vedono una prevalenza di stambecco e cavallo unitamente a numerose specie di micromammiferi, fra cui *Allocrietus bursae* SCHAUB e *Microtus dentatus* MILLER di età sicuramente pre-wurmiana (G. Bartolomei *in litteris*): l'insieme indica clima continentale con paesaggio di steppa passante a prateria verso l'alto, in un clima più umido sottolineato dall'incremento del daino (OIS 8?) .

L'insufficienza e la cattiva conservazione dei resti paleontologici ostacola al momento una sicura ricostruzione paleoambientale per il soprastante strato 2, correlabile ai livelli 28-26 della serie interna e caratterizzato da industria pre-musteriana: le specie identificate (cervidi, uro, coniglio) indicherebbero un clima temperato umido.

Meglio noti ambiente e clima dello strato 1 esterno (livv. B-E), sempre con industria pre-musteriana in evoluzione dai livelli precedenti: la dominanza di Cervidi, con una dinamica del rapporto positivo daino/cervo che vede un'inversione a tetto della serie, testimonia un ambiente forestale e un clima temperato caldo; la presenza, fra i micromammiferi, di una specie arcaica (*Microtus brecciensis* GIEBER) pone cronologicamente questi livelli in un momento non successivo agli inizi dell'OIS 5.

Panorama completamente diverso esprime la serie del Paleolitico superiore, caratterizzata da scarsità di specie forestali, in cui si sottolinea l'assenza ormai del daino: allo strato 24 (con date C14 comprese fra 35-29.000 BP) a dominanza di *Equus hydruntinus* e clima temperato arido, fanno seguito associazioni di macro e microfauna indicanti ambiente aperto di prateria e steppa, in un clima che rimane a lungo complessivamente continentale freddo, pur con piccole variazioni sottolineate dalle fluttuazioni di stambecco/cavallo. Un aumento di umidità è attestato dall'incidenza di uro alla base del livello 22 (28.300±400 BP - oscillazione di Kesselt), mentre momenti di freddo più rigoroso nell'ambito del II Pleniglaciale

vedono la comparsa della marmotta e alta frequenza di stambecco (strati 21b-20c e 17inf.-15 datati rispettivamente a ca 22.000 e 19-16.000 BP).

Il Tardiglaciale, con il suo miglioramento climatico in divenire, è marcato nella parte alta del deposito, a partire dal livello 6c, dal contemporaneo brusco incremento delle specie forestali, cervo e cinghiale soprattutto, cui si associa una netta flessione dello stambecco, una sostituzione di *Equus ferus* BODDAERT con *Equus hydruntinus* REGALU e, ormai a tetto della serie, un'impennata del capriolo nello strato 3a che, con una data di 11.450±180 BP, si colloca probabilmente nell'oscillazione eutermica di Alleröd.

6.3. - I RESTI UMANI

Numerosi sono i resti umani isolati venuti in luce a partire dal Gravettiano fino all'Epigravettiano finale: si tratta di denti, porzioni craniche, vertebre, ossa lunghe frammentate per alcune delle quali è ipotizzabile una funzione di "relique" o, comunque, un abbandono "rituale".

La complessità dei rituali funerari da parte di *Homo sapiens* è tuttavia più compiutamente testimoniata dal rinvenimento di due sepolture di età gravettiana, fra le più antiche finora scoperte in Europa.

Si tratta di un giovane maschio di 13-14 anni, deposto a tetto dello strato 22 (data C14 anteriore a 24.720±420 BP), coperto di ocre rosse, con ricco corredo funerario (vari strumenti di selce, un manufatto in osso, pendenti) e acconciatura di canini di cervo, forati intenzionalmente alla radice; e di una donna di 18-20 anni, giacente in una fossa scavata nello strato 21 (data C14 compresa fra 23.470±370 e 23.040±380 BP), con ocre rosse concentrate alla testa e al bacino, corredo funerario costituito da pochi strumenti di selce e acconciatura in forma di "diadema" realizzata utilizzando 7 canini di cervo.

Lo studio del loro DNA mitocondriale è stato messo a confronto con quello degli ultimi neandertaliani, più antichi di soli 3/4000 anni: la distanza genetica sarebbe tale da non ammettere, sulla base delle attuali conoscenze del genoma umano, rapporti filogenetici diretti fra *Homo neanderthalensis* e *Homo sapiens*.

6.4. - L'ARTE

Grotta Paglicci costituisce uno raro esempio di pitture parietali paleolitiche note in Italia: si tratta di due cavalli (uno in verticale) e di alcune mani dipinte sulla roccia di una sala interna, risalenti al Gravettiano finale o agli inizi dell'Epigravettiano antico (20/18.000 anni BP). Un altro indizio di pittura parietale è costituito dalla zampa posteriore di un cavallo in corsa dipinta su una lastra crollata dalla

volta dell'atrio e depositatasi alla base dello strato 14a (Epigravettiano antico - terminus ante quem 15.500 BP), di cui è stata sottolineata la somiglianza stilistica con le coeve pitture della famosa Grotta di Lascaux (Francia).

Incisioni lineari schematiche (e non pitture) sono inoltre presenti sulla parete d'ingresso alla grotta e su un masso crollato dall'architrave dell'imboccatura: si tratta di file di tacche e di linee appaiate, a tratti in serie, interpretate in letteratura come figure umane estremamente stilizzate.

A queste manifestazioni artistiche si aggiunge una trentina di ciottoli, pietre e ossa (arte mobiliare) con incisioni raffiguranti animali e motivi geometrici, rinvenuti a vari livelli di età gravettiana ed epigravettiana (28.000/11.500 anni BP).

V - TETTONICA

(con il contributo di VINCENZO FESTA)

L'area del Foglio 396 "San Severo" comprende sia settori appartenenti al dominio geodinamico-strutturale dell'Avampaese apulo sia al dominio della Fossa bradanica (fig. 24). Il primo comprende un tratto del margine occidentale del Promontorio del Gargano, costituito in prevalenza da rocce carbonatiche autoctone mesozoiche, interessate da strutture legate a deformazione di natura fragile prodottesi in prevalenza durante il Terziario, in seguito alle diverse fasi deformative che hanno determinato l'orogenesi appenninico-dinarica; il secondo corrisponde ad un tratto della Fossa bradanica colmata da depositi plio-pleistocenici silicoclastici marini e continentali.

Sulla base dei dati di superficie ricavati dal rilevamento geologico vengono di seguito descritti gli elementi strutturali regionali. Le descrizioni di tali elementi riguardano prevalentemente il settore di avampaese dove le deformazioni appaiono più evidenti.

In conclusione, i dati di superficie hanno consentito di tracciare le tappe principali dell'evoluzione tettonica dell'area.

SCHEMA TETTONICO DI INQUADRAMENTO

Scala 1:1.000.000

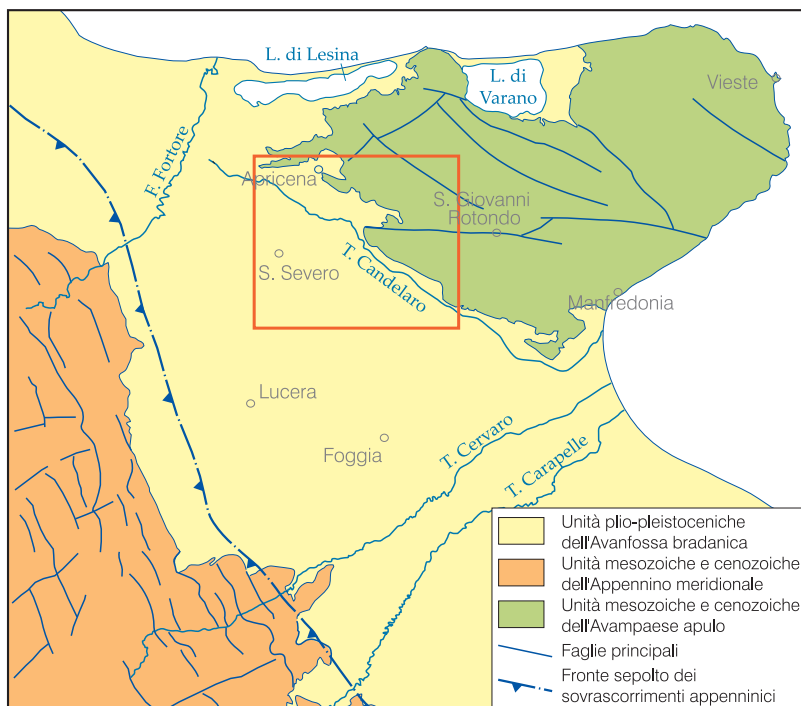


Fig. 24 - Schema tettonico d'inquadramento del Foglio 396 "San Severo"

1. - ELEMENTI STRUTTURALI DEL SETTORE DI AVAMPAESE

I calcari mesozoici presentano un assetto degli strati a monoclinale con giacitura variabile, immergente prevalentemente verso i quadranti meridionali con inclinazioni mediamente comprese tra i 5° e i 20° , sebbene, nelle vicinanze delle principali strutture, gli strati risultino in alcuni tratti sensibilmente ruotati e basculati fino ad assumere localmente direzione circa N-S con inclinazioni comprese tra i 35° ed i 50° verso i quadranti orientali (ad est dell'abitato di San Marco in Lamis). Locali variazioni nel *trend* principale delle giaciture sono dovute ai processi di piegamento e di *tilting* indotti dall'attività delle principali strutture.

Gli elementi strutturali principali riscontrati nel settore di avampaese sono costituiti essenzialmente da faglie ad alto angolo orientate prevalentemente NO-SE, E-O e NE-SO, che si propagano longitudinalmente per alcuni chilometri, da bande pieghe (anticlinali e sinclinali) con assi orientati NO-SE, ONO-ESE e NE-SO (fig. 25). Le faglie articolano l'intera monoclinale in blocchi che mostrano una differente evoluzione cinematica, com'è dimostrato dalla peculiare distribuzione delle unità mesozoiche e cenozoiche.

I sistemi di taglio più importanti visibili in affioramento corrispondono alle strutture a prevalente cinematica trascorrente note in letteratura con i nomi di Faglia di Mattinata e Faglia di Rignano (fig. 25), che generano zone di deformazione a geometria sub-verticale a luoghi marcate dalla presenza di brecce e *gouge* di faglia, limitate entro litotipi carbonatici incassanti relativamente poco deformati. Le faglie suddette sono estese in pianta per diversi chilometri e proseguono verso O-NO sepolte al di sotto dei depositi quaternari del Tavoliere delle Puglie, come si evince dalle sezioni sismiche pubblicate da SELLA *et alii* (1988) e da CHILOVI *et alii*, (2000). Tali strutture coincidono con i principali elementi morfologici dell'area, indice di una loro attività anche in periodi relativamente recenti, costituendo profonde incisioni che controllano localmente l'organizzazione del reticolo idrografico (Faglia di Mattinata e *pattern* di faglie associate) e delimitanti ripide scarpate che bordano verso sud e sud-ovest il settore di avampaese da quello di avanfossa. Tra queste le più importanti sono la Faglia del Candelaro e la Faglia di Apricena che delimitano le aree di affioramento dei calcari mesozoici da quelle dei depositi clastici plio-pleistocenici del Supersintema del Tavoliere di Puglia (fig. 25).

In particolare, la Faglia di Mattinata attraversa l'intero Promontorio del Gargano da est ad ovest separando due settori distinti rispettivamente a nord ed a sud della faglia con caratteri strutturali peculiari.

1.1. SETTORE A NORD DELLA FAGLIA DI MATTINATA

Nel settore a nord della Faglia di Mattinata, il *pattern* principale delle strutture è costituito da faglie orientate circa NO-SE e ONO-ESE con immersione ad alto angolo verso N-NE formanti in pianta delle geometrie arcuate con la convessità rivolta verso SO (fig. 25). In affioramento queste faglie sono caratterizzate da una zona di fratturazione ampia pochi metri a luoghi intensamente carsificata. Queste strutture hanno controllato lo sviluppo dell'idrografia; infatti, in questo settore le aste principali del reticolo si sono sviluppate di preferenza lungo i piani di fratturazione associati alle faglie. A luoghi, esse delimitano delle dorsali strette ed allungate parallelamente all'orientazione delle faglie, separate da valli altrettanto strette ed allungate riempite da depositi alluvionali e/o eluviali. La caratterizzazione cinematica così come l'entità dei rigetti di queste faglie è di difficile valutazione perché la successione stratigrafica mostra le stesse facies sia a tetto che a letto delle strutture. Tuttavia, le faglie non si propagano anche nel settore a sud della Faglia di Mattinata contro cui si interrompono, restando confinate nel settore a nord; ciò, induce ad ipotizzare che la loro cinematica sia strettamente dipendente dai campi di stress prodotti dall'attività della Faglia di Mattinata.

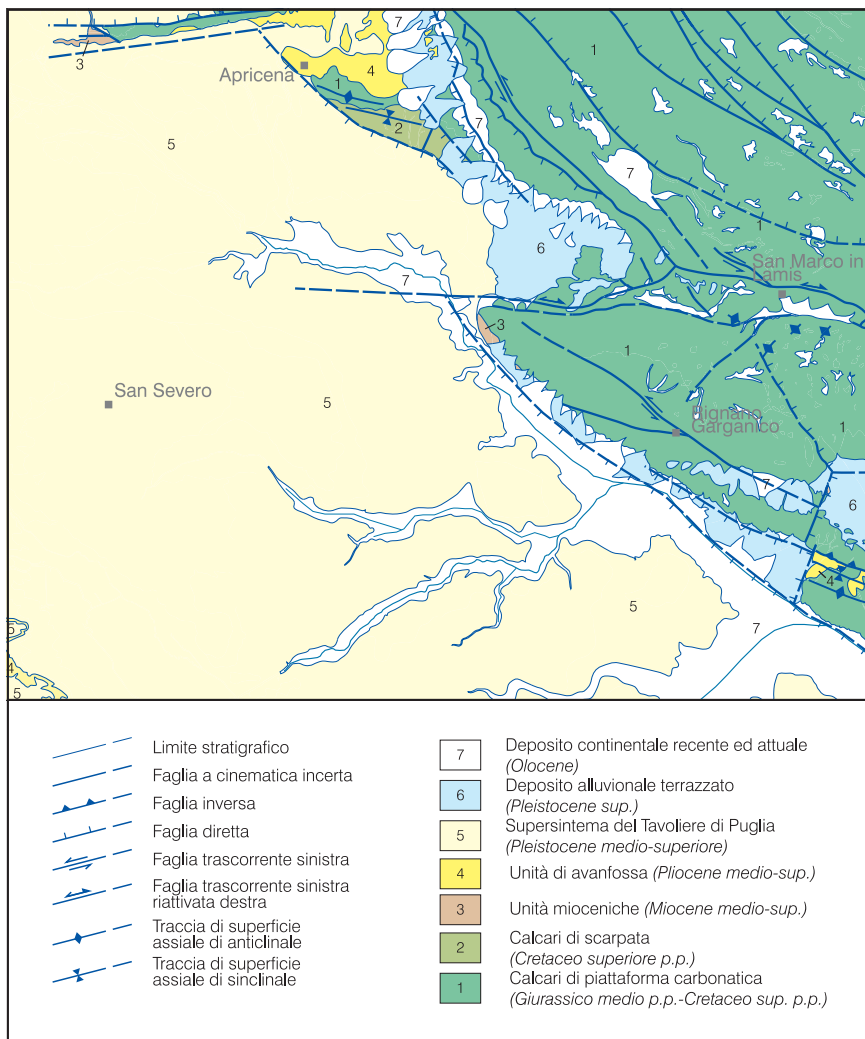


Fig. 25 - Schema tettonico del Foglio 396 "San Severo"

La Faglia di Mattinata è orientata prevalentemente in senso E-O anche se, ad O-NO dell'abitato di San Marco in Lamis, la zona di deformazione associata a tale faglia si propaga anche verso NO delimitando un alto strutturale orientato circa NO-SE noto in letteratura come *ridge* di San Marco in Lamis (FUNICIELLO *et alii*, 1988). Il piano di taglio della Faglia di Mattinata ha un assetto sub-verticale e delimita a nord le aree di affioramento del membro di Monte Calvo del Gargano del Calcare di Bari e a sud le aree di affioramento del membro di Borgo Celano del Calcare di Bari. In particolare, l'ampiezza della zona intensamente deformata raggiunge un massimo di circa 200-300 metri. Questa zona costituisce la *damage zone* della Faglia di Mattinata e contiene la maggior parte delle strutture fragili osservate costituite essenzialmente da faglie minori con assetto sub-verticale, anch'esse caratterizzate da intense zone di fatturazione, da un elevato *jointing* sub-verticale e dalla presenza di un esteso clivaggio da dissoluzione. L'analisi strutturale dei dati cinematici ricavata da dati di letteratura (FUNICIELLO *et alii*, 1988; BERTOTTI *et alii*, 1999; SALVINI *et alii*, 1999; BILLI & SALVINI, 2000; CHILOVI *et alii*, 2000; BRANKMAN & AYIDIN, 2004; TONDI *et alii*, 2005) ha evidenziato l'attività prevalentemente trascorrente di questa faglia e la sua polifasicità (cfr. cap. II). Tuttavia, il maggior rilievo morfostrutturale dell'area compresa a nord della Faglia di Mattinata, evidenziato dall'affioramento dei termini giurassici più antichi della successione del Calcare di Bari (membro di Monte Calvo del Gargano), suggerisce che l'attività della faglia, e delle strutture ad essa associate, non sia stata di pura trascorrenza ma abbia determinato anche il sollevamento del settore settentrionale del Promontorio del Gargano rispetto a quello posizionato a sud.

L'attività trascorrente della Faglia di Mattinata è evidenziata nel settore in questione dall'evidente *step* morfologico destro nei calcari mesozoici del Promontorio del Gargano visibile a ovest dell'abitato di San Marco in Lamis. Tale attività è evidenziata anche dalla distribuzione delle unità mesozoiche; infatti, a nord della faglia affiorano i calcari del membro di Borgo Celano, a sud invece i calcari del membro di Monte Calvo del Gargano. In corrispondenza di questo *step*, la Faglia di Mattinata si trasferisce verso nord nell'area di Apricena dove borda a sud una dorsale stretta ed allungata che si estende longitudinalmente in pianta con direzione circa E-O (vedi settore di avanfossa - par. 2) (fig. 25).

Un altro elemento interessante visibile in quest'area è costituito dalla presenza, all'interno di una sinclinale dei calcari supracretacei in facies di transizione a bacino, dei Calcari di Monte Acuto che poggiano direttamente sui calcari di piattaforma interna del calcare di Altamura. Questo rapporto suggerisce la presenza di un'attività tettonica supracretacea che avrebbe localmente ribassato il settore più occidentale occupato dai calcari di piattaforma interna originando così un bacino di intrapiattaforma.

1.2. - SETTORE A SUD DELLA FAGLIA DI MATTINATA

L'area a sud della Faglia di Mattinata è quella che, a causa delle non sempre buone condizioni di affioramento e delle estese coperture detritiche di versante, presenta i maggiori problemi dal punto di vista interpretativo. Un elemento diagnostico di grande importanza è costituito dalla distribuzione delle unità mesozoiche. Infatti, lungo la monoclinale compresa grossomodo tra gli abitati di San Marco in Lamis e di Rignano Garganico affiorano i termini più recenti della locale successione del Calcare di Bari (membro di Borgo Celano e membro ad Ostree e Requenie) che si interrompono bruscamente contro la faglia di Rignano. A SO di tale faglia affiorano i calcari del membro di Monte Calvo del Gargano con un assetto ad anticlinale asimmetrica vergente verso il quadrante di NE (anticlinale di Rignano Garganico), localmente complicata da faglie inverse e pieghe minori. I vincoli stratigrafici emersi in quest'area suggeriscono che l'attività della Faglia di Rignano, ritenuta in letteratura prevalentemente di tipo trascorrente (SALVINI *et alii*, 1999; BILLI & SALVINI, 2000), ha invece registrato un'attività di tipo compressivo o transpressivo che ha prodotto il sollevamento del settore posto a SO della faglia dove affiorano i termini giurassici del Calcare di Bari (parte inferiore e media del membro di Monte Calvo del Gargano). Analogamente alla Faglia di Mattinata, anche la zona interessata dalla deformazione della Faglia di Rignano è caratterizzata da una zona ad intensa fatturazione, ampia circa 100 metri, in cui sono localmente presenti *gouges* e breccie di faglia.

Nei pressi di Masseria Spagnoli è stata osservata una discordanza geometrica intramiocenica evidenziata dall'*onlap* degli strati della formazione di Masseria Spagnoli sugli strati della formazione di Masseria Belvedere e sui calcari giurassici del membro di Monte Calvo del Gargano (fig. 26). Contrariamente a quanto riportato in precedenza da BERTOTTI *et alii* (1999) non è stato evidenziato nessun ventaglio di crescita nella formazione di Masseria Spagnoli; pertanto, si ritiene che la sedimentazione di questa unità sia successiva alla deformazione delle unità che ne costituiscono il substrato.

Nei pressi del Monte Granata, nel settore sud-orientale del foglio, in una cava sita nei pressi del km 12 della SP 26 "Borgo Celano-Foggia" è stata osservata una faglia inversa orientata circa O/NO-E/SE che immerge verso N-NE con un'inclinazione di 40°. Tale faglia ha determinato il sovrascorrimento dei calcari giurassici del membro di Monte Calvo del Gargano sui depositi mediosuprapliocenici della Calcarenite di Gravina (fig. 27). Questa unità è localizzata all'interno di una sinclinale simmetrica e raggiunge i massimi spessori in corrispondenza delle depressioni assiali.

Un altro elemento strutturale di rilievo nel settore in questione è costituito dalla presenza di scarpate acclivi che bordano il Promontorio verso S-SO poste in corrispondenza di faglie dirette, in parte derivanti dalla riattivazione secondo una cinematica *dip-slip* di faglie trascorrenti più antiche (Faglia di Rignano, Fa-

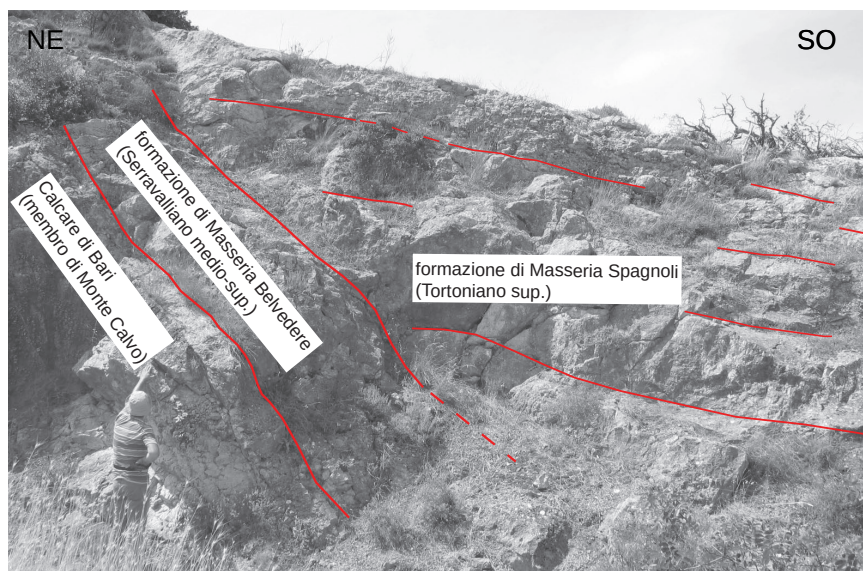


Fig. 26 - Affioramento di Masseria Spagnoli: si noti la discordanza angolare tra la formazione di Masseria Spagnoli e la formazione di Masseria Belvedere che, a sua volta, poggia in disconformità sul membro di Monte Calvo (porzione inferiore del Calcare di Bari). La formazione di Masseria Spagnoli è inoltre tiltata di circa 20° verso SO.

glia del Candelaro e Faglia di Apricena), sepolte sotto coltri di materiale clastico quaternario. In corrispondenza di queste strutture è avvenuto il sollevamento del Promontorio del Gargano centro-occidentale rispetto le aree adiacenti.

2. - ELEMENTI STRUTTURALI DEL SETTORE DI AVANFOSSA

Nell'ambito del Foglio San Severo, l'area di avanfossa registra la tettonica attiva nel Plio-Pleistocene. L'intero Avampaese apulo, è caratterizzato nel Plio-Pleistocene da due distinte fasi di evoluzione geodinamica: una marcata subsidenza (circa 1 mm/anno nel Pliocene - Pleistocene inferiore) connessa alla subduzione appenninica ed un sollevamento (circa 0,5 mm/anno nel Pleistocene medio-superiore) interpretato in differenti modi in letteratura: come aggiustamento isostatico postorogenici (RICCHETTI *et alii*, 1988), come resistenza dello *slab* litosferico e *buckling* dell'avampaese (DOGLIONI *et alii*, 1994). Il sollevamento dell'Avampaese apulo è tuttora attivo e gran parte delle strutture tettoniche ad attività recente si inseriscono in questo quadro geodinamico. La presenza di *marker* stratigrafici permette una distinzione fra gli elementi strutturali ad attività plio-pleistocenica da quelli ad attività medio-suprapleistocenica.

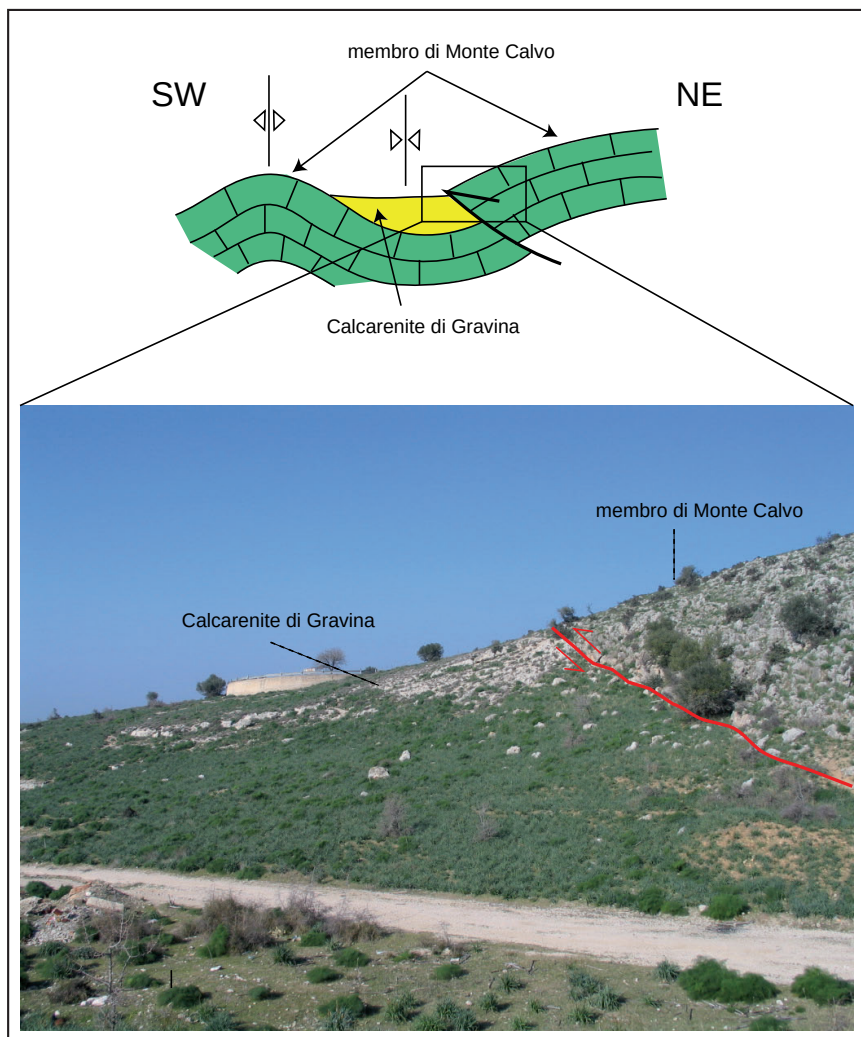


Fig. 27 - Località Monte Granata: faglia inversa tra la Calcarene di Gravina (a letto) ed il membro di Monte Calvo. Nello schema è rappresentata una sezione geologica schematica (non in scala) passante per il Monte Granata nel settore sud-orientale del Foglio 396 "San Severo".

2.1. - LE EVIDENZE DI TETTONICA SINSIDIMENTARIA DURANTE LA FASE DI SUBSIDENZA DEL PLIOCENE SUPERIORE - PLEISTOCENE INFERIORE.

Le strutture tettoniche che verranno descritte sono connesse alla fase distensiva che si estende dal Pliocene inferiore-medio fino al Pleistocene inferiore e che interessa l'intero Avampaese apulo coinvolto nella subduzione verso ovest al di sotto dell'Appennino meridionale: estese aree dell'Avampaese apulo subiscono in questo periodo una intensa subsidenza ed evolvono ad avanfossa; tale fase di subsidenza è segnata a livello regionale dalla sedimentazione della Calcarenite di Gravina e delle argille subappennine (CIARANFI *et alii*, 1979; 1983). Effetti di tettonica sinsedimentaria molto simili a quelli di seguito descritti lungo il settore occidentale del Gargano sono stati segnalati lungo il bordo bradanico delle Murge, nelle profonde incisioni del F. Bradano e dei suoi affluenti (TROPEANO *et alii*, 1994).

Ad ovest dell'abitato di Apricena (in località Masseria Zingari, lungo i tagli della nuova linea ferroviaria e di quella dismessa) è possibile osservare alcune faglie dirette ad attività sinsedimentaria in relazione alla deposizione della Calcarenite di Gravina (Pliocene superiore). Si tratta di stretti *semigraben* (qualche decina di metri in ampiezza) che tagliano la formazione di Masseria Belvedere e presentano chiare strutture di "crescita" nella Calcarenite di Gravina. A luoghi, in corrispondenza di tali faglie, si osservano anche blocchi di calcari miocenici franati all'interno della Calcarenite di Gravina che probabilmente indicano la presenza di falesie instabili proprio lungo tali strutture tettoniche. L'attività sinsedimentaria di tali *semigraben* è testimoniata dal brusco aumento di spessore in corrispondenza delle faglie stesse. Il rigetto misurabile dell'attività plio-pleistocenica sembra diminuire verso l'alto ed è comunque al massimo di pochi metri. In corrispondenza del taglio della ferrovia dismessa, l'attività sinsedimentaria è testimoniata da intensi piegamenti negli strati della Calcarenite di Gravina, sia lungo i piani di faglia principali che lungo piani secondari (fig. 28): il tipo di deformazione suggerisce un movimento di tipo essenzialmente distensivo. Infine un'ultima evidenza di tettonica sinsedimentaria è rappresentata dalla presenza di numerosi "filoni nettuniani" al contatto fra la formazione di Masseria Belvedere e la Calcarenite di Gravina. Si tratta di profonde fratture distensive nel substrato rigido dei calcari miocenici (lunghe fino a 6 m) all'interno delle quali "collassa" la Calcarenite di Gravina. La deformazione è sempre sinsedimentaria (rispetto alla sedimentazione della Calcarenite di Gravina) in quanto il termine superiore si deforma in condizioni non-consolidate (*soft-sediment deformation*) ed interi strati "collassano" e/o sono piegati dalla deformazione distensiva fragile del substrato.

La fase di subsidenza continua nel Pleistocene inferiore ed è documentata dal passaggio della Calcarenite di Gravina verso l'alto alle argille subappennine (il cui tetto è stato localmente attribuito al Pleistocene inferiore). Non sono invece state evidenziate strutture tettoniche con attività infrapleistocenica.



Fig. 28 - *Faglia distensiva con attività sinsedimentaria rispetto alla deposizione della Calcarene di Gravina (Pliocene medio-superiore). Si notino gli effetti di "crescita" degli spessori verso sinistra nella Calcarene di Gravina. E' inoltre presente una faglia antitetica con rigetto inverso: questo tipo di effetto si registra nei sistemi caratterizzati da tettonica distensiva impostata in un substrato rigido che si "propaga" alla copertura sedimentaria non completamente consolidata.*

2.2. - LE EVIDENZE DI TETTONICA SINSEDIMENTARIA DURANTE LA FASE DI UPLIFT DEL PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE

I dati di letteratura indicano che, a partire dal Pleistocene medio, l'intero Avampaese apulo è soggetto ad un intenso sollevamento (CIARANFI *et alii*, 1983; RICCHETTI *et alii*, 1988; DOGLIONI *et alii*, 1994; GAMBINI & TOZZI, 1996; DOGLIONI *et alii*, 1996), testimoniato a livello regionale dai depositi regressivi della Fossa bradanica e dai depositi marini terrazzati che si rinvencono, dai più antichi ai più recenti, a quote decrescenti sul livello del mare (TROPEANO *et alii*, 2002 *cum bibl.*).

Nell'area del Foglio San Severo tale fase di sollevamento è segnata chiaramente dalla presenza di depositi marini e continentali terrazzati che marciano la graduale riemersione di questo settore di transizione fra l'Avampaese apulo e la Fossa bradanica dalla fine del Pleistocene inferiore fino all'Attuale. Il progressivo sollevamento dell'area in esame può essere desunto dallo studio dei caratteri evolutivi delle unità marine terrazzate. Il subsistema di Colle degli Ulivi è rappresentato da corpi deltizi progradanti verso N, mentre le unità marine terrazzate più recenti (subsistema di San Severo e subsistema di Amendola) si sviluppano in ambienti di bassa energia tipo baia. Tale evoluzione (solo parzialmente coincidente con quanto descritto da AUCELLI *et alii*, 1997 in aree poste appena più a N) implica il sollevamento del settore garganico situato a N dell'area di Apricena. Meno documentabile è la presenza di strutture tettoniche attive associate a questa fase a causa probabilmente della mancanza di estesi affioramenti dei depositi medio e suprapleistocenici. Solo in località Cava di Nunzio (fig. 29) è stata documentata la presenza di una faglia diretta subverticale che taglia per intero la successione marina di transizione dei depositi del subsistema di Colle degli Ulivi con un rigetto di circa 20 m: la sua attività è chiaramente successiva alla sedimentazione della stessa unità marina (Pleistocene medio).

Evidenze indirette dell'attività tettonica medio e suprapleistocenica sono documentabili nell'evoluzione recente delle conoidi alluvionali nell'area del Torrente Vituro (a SE dell'abitato di Rignano Garganico). Infatti, il settore posto ad ovest del Torrente Vituro presenta chiari indizi di ringiovanimento dei corsi d'acqua i quali incidono sia i depositi di versante che i sottostanti calcari creando delle forre profonde alcuni metri, alla foce delle quali si trovano più generazioni di conoidi terrazzate che si estendono nella piana del Torrente Candelarò. Ad est del Torrente Vituro le evidenze di ringiovanimento dei corsi d'acqua non sono più osservabili e le conoidi si formano circa 3 km più a nord in corrispondenza della scarpata orientata circa E-O che borda a sud il Promontorio. Questa situazione permette di ubicare in pianta una faglia diretta orientata circa N-S grossomodo in corrispondenza del corso del torrente Vituro che ha prodotto un sollevamento differenziale tra il settore ad ovest e a quello ad est.



Fig. 29 - Contatto tettonico fra il subsistema di Colle degli Ulivi (Pleistocene medio) e i calcari delle unità più antiche: l'intera successione pleistocenica è dislocata da una faglia diretta con attività post-Pleistocene medio.

3. - EVOLUZIONE TETTONICA

L'evoluzione tettonica del Promontorio del Gargano può essere desunta nell'area del Foglio in base ai locali elementi stratigrafici sin dal Cretaceo. Il riconoscimento in affioramento nel settore nord-occidentale (località Posta Nuova e Mezzana della Quercia) delle facies carbonatiche di scarpata dei Calcari di Monte Acuto suggerisce che nel Cretaceo superiore questo settore ha registrato un approfondimento brusco degli ambienti di sedimentazione in un dominio in cui in precedenza è avvenuta prevalentemente una sedimentazione carbonatica di ambienti poco profondi. Ciò può essere collegato con quanto sostenuto da MOSTARDINI & MERLINI (1986); questi autori hanno individuato, in alcuni sondaggi (Maschito 2, Celenza 2 e Guglionesi 1-2) realizzati poche decine di chilometri ad ovest dell'area del Foglio San Severo (vedi tab. 1 e fig. 1 in MOSTARDINI & MERLINI, 1986), la presenza di calcari con Globotruncane, selce e frammenti di rudiste, attribuibili ad ambienti di transizione a bacino, analoghi a quelli osservati in affioramento nell'area di studio. Secondo gli autori, queste facies si sarebbero formate in un bacino di intrapiattaforma, da loro denominato Bacino apulo, che separava la Piattaforma apula esterna (i carbonati meso-cenozoici dell'attuale Avampaese apulo) dalla Piattaforma apula interna (i calcari mesozoici coinvolti nella strutturazione tardiva della catena sud-appenninica ed affioranti in Maiella). Quelle attraversate dai sondaggi rappresenterebbero le facies del Bacino apulo più prossimali alla Piattaforma apula esterna cui si correlerebbero i Calcari di Monte Acuto affioranti nell'area studiata. L'attribuzione al Santoniano *p.p.* di queste facies consente di affermare che l'apertura del Bacino apulo sia iniziata nell'area in tale intervallo di tempo; l'annegamento riconosciuto in affioramento di una porzione di piattaforma sarebbe avvenuto in seguito ad una significativa fase tettonica che avrebbe interessato il settore occidentale della Piattaforma apula esterna (SPALLUTO & PIERI, 2007). È opportuno evidenziare che MASSE & BORGOMANO (1987), GRAZIANO, (1994; 2000; 2001) e CHILOVI *et alii* (2000) hanno descritto la presenza di un'attività cretacea distensiva di alcune strutture a prevalente orientazione NO-SE affioranti nel Gargano orientale. Queste faglie, già a partire dal Cretaceo inferiore (Aptiano-Albiano), avrebbero controllato la fisiografia dei settori più esterni della piattaforma regolando la natura dei sedimenti prodotti ed i meccanismi di deposizione delle successioni sedimentarie in facies di transizione dalle aree di piattaforma carbonatica alle aree di bacino.

Si è generalmente concordi nel ritenere che buona parte dell'assetto strutturale del Promontorio del Gargano meridionale sia il risultato dell'attività trascorrente polifasica della Faglia di Mattinata durante l'evoluzione terziaria dell'orogenesi appenninico-dinarica (vedi discussione in MORELLI, 2002 *cum. bibl.*). Tuttavia, nell'area del foglio distinguere più fasi tettoniche durante il Terziario è risultato

difficile e non sempre possibile a causa della mancanza di successioni sedimentarie paleogeniche e alla limitata estensione areale delle successioni neogeniche.

La presenza dei basalti picritici di Masseria San Giovanni in Pane anche se, petrograficamente non omologhi con le melasieniti e i melagabbri di Punta delle Pietre Nere (datati all'Eocene da DE FINO *et alii*, 1981), e l'età estremamente variabile da luogo a luogo del substrato carbonatico mesozoico su cui restano i depositi delle unità neogeniche sono indizi che suggeriscono la presenza di più fasi tettoniche che potrebbero aver interessato l'area in questione già a partire dal Cretaceo superiore e poi durante il Paleogene ed il Neogene pre-sedimentazione della formazione di Masseria Belvedere (Serravalliano medio-superiore). Gli elementi probanti a disposizione sono piuttosto scarsi eccetto che in corrispondenza della dorsale di Apricena dove è stato possibile distinguere una sicura attività pre-sedimentazione della formazione di Masseria Belvedere. In particolare, nel settore nord-occidentale del foglio (comprensorio delle cave di Apricena), i calcari in assetto tabulare e completamente indeformati della formazione di Masseria Belvedere poggiano in discordanza (*angular unconformity*) sui calcari deformati del membro di Borgo Celano.

In accordo con DE ALTERIIS (1995) e MORELLI (2002) a partire dal Miocene superiore queste importanti fasi tettoniche avrebbero indotto la riattivazione della Faglia di Mattinata come trascorrente sinistra in risposta ad un campo di stress regionale, che ha prodotto attività compressiva o transpressiva lungo le strutture orientate NO-SE, congruentemente con una direzione del vettore di massima compressione orientato NE-SO e, di conseguenza, attività estensionale o transtensiva lungo le strutture orientate NE-SO (SPALLUTO & PIERI, 2007 *cum bibl.*). Le strutture affioranti nell'area del Foglio San Severo congruenti con questo stile deformativo sono le seguenti: 1) le mesostrutture osservate in corrispondenza della Faglia di Mattinata (sistemi di faglie, di fratture e dei clivaggi stilolitici descritti in FUNICIELLO *et alii*, 1988; SALVINI *et alii*, 1999; BILLI & SALVINI, 2000; CHILOVI *et alii*, 2000; BRANKMAN & AYIDIN, 2004); 2) la struttura transpressiva associata alla formazione della Faglia di Rignano; 3) la faglia inversa ed il sistema di pieghe del Monte Granata. Inoltre, com'è stato recentemente suggerito da BRANKMAN & AYIDIN (2004) e da SPALLUTO & PIERI (2007), durante queste fasi tettoniche le faglie orientate NO-SE presenti a N della Faglia di Mattinata, e ad essa associate, possono aver registrato attività compressiva o transpressiva responsabile del maggior rilievo morfostrutturale di questo settore del Gargano. La distribuzione areale delle unità neogeniche affioranti nei pressi di Masseria Spagnoli, lungo la dorsale di Apricena e nei pressi del Monte Granata forniscono dei vincoli stratigrafici per l'evoluzione tettonica dell'area ed evidenziano che l'attività delle strutture suddette, caratterizzate da un comune stile deformativo, è stata polifasica e si è protratta fino al Plio-Pleistocene. In particolare, in corrispondenza del tetto della faglia ad attività transpressiva di Rignano (affioramento di Masseria Spagnoli),

una chiara discordanza geometrica è evidente tra le due formazioni mioceniche individuate in quest'area (fig. 26). L'assenza di strutture deformative sinsedimentarie nell'unità sovrastante permette di affermare che questa fase deformativa si è svolta dopo la sedimentazione dei depositi della formazione di Masseria Belvedere (Serravalliano medio-superiore) ma prima di quella dei depositi della formazione di Masseria Spagnoli (Tortoniano superiore). La struttura è stata attiva anche successivamente, nel post-Tortoniano superiore, come è dimostrato dal basculamento di circa 20° degli strati della formazione di Masseria Spagnoli.

La successiva fase tettonica occorsa durante il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore ha generato la faglia inversa orientata ONO-ESE che, nei pressi del Monte Granata, ha prodotto la sovrapposizione dei livelli inferiori del Calcarenite di Bari sulla Calcarenite di Gravina (fig. 27). L'età della formazione della faglia del Monte Granata (post-Pliocene medio-superiore) è chiaramente suggerita dall'età della Calcarenite di Gravina (Pliocene medio-superiore).

I lineamenti tettonici descritti ai margini del Promontorio del Gargano sia lungo la dorsale di Apricena che nel settore a sud dell'abitato di Rignano Garganico sono connessi agli effetti che a partire dal Pliocene inferiore-medio fino al Pleistocene inferiore hanno interessato l'intero Avampae apulo coinvolto nella subduzione verso ovest al di sotto dell'Appennino meridionale. La fase di subsidenza è testimoniata dal punto di vista stratigrafico dal rapporto trasgressivo della Calcarenite di Gravina sul substrato pre-pliocenico. La Calcarenite di Gravina (localmente attribuita al Pliocene medio-superiore) passa verso l'alto alle argille subappennine (localmente attribuite al Pleistocene inferiore): queste ultime raggiungono spessori notevoli (fino a 1000 m nell'area in esame) al di sopra della monoclinale regionale che si immerge al di sotto dell'Appennino. Dal punto di vista strutturale, la subsidenza è documentata da faglie dirette con attività sinsedimentaria in relazione alla deposizione della Calcarenite di Gravina (fig. 28) (SPALLUTO & MORETTI, 2006). Le strutture riconosciute interessano esclusivamente la Calcarenite di Gravina senza trasferirsi alle sovrastanti argille subappennine (Pleistocene inferiore); tale dato sembra indicare che gli effetti della tettonica distensiva nel settore in esame si risentano solo nella fase di incipiente passaggio da area di avampae ad area di avanfossa subsidente.

Gli autori, sulla base di dati di profondità (sondaggi e profili sismici) hanno sostenuto che la riattivazione della Faglia di Mattinata durante il Pliocene superiore, unitamente ad altre strutture sepolte dalle coperture plio-pleistoceniche, avrebbe determinato la formazione del Bacino di Serra Capriola (la cui parte orientale ricade nel Foglio) e delle strutture ad esso associate (vedi Faglia di Apricena di PATACCA & SCANDONE, 2004). Tuttavia, le principali evidenze morfostrutturali registrate in corrispondenza della Faglia di Mattinata (PICCARDI, 2005; TONDI *et alii*,

2005) suggeriscono che la riattivazione di questa struttura sia occorsa durante il Pleistocene medio (tra 600.000 e 200.000 anni fa secondo TONDI *et alii*, 2005) e non nel Pliocene superiore come sostenuto in precedenza da CHILOVI *et alii* (2000). Pertanto, la riattivazione della Faglia di Mattinata ed il mutamento del campo di stress associato è riferibile ad una fase tettonica successiva a quella che ha prodotto la subsidenza dell'intero settore di avampaese. In particolare, questa ultima fase tettonica potrebbe essere ricondotta all'inizio della diversificazione del comportamento geodinamico del settore dell'Avampaese apulo e della Fossa bradanica rispetto agli adiacenti settori centro-adriatico e ionico in relazione alla minore penetrazione della spessa litosfera continentale pugliese in subduzione (DOGLIONI *et alii*, 1994; 1996). In questo contesto, le faglie trascorrenti E-O avrebbero avuto una cinematica destrorsa per accomodare i differenti tassi di arretramento flessurale tra i diversi settori dell'Avampaese adriatico (DOGLIONI, 1994; 1996). Contestualmente l'intero settore dell'Avampaese apulo ha registrato un intenso sollevamento (CIARANFI *et alii*, 1983; RICCHETTI *et alii*, 1988; DOGLIONI *et alii*, 1994; GAMBINI & TOZZI, 1996; DOGLIONI *et alii*, 1996). Nell'area del Foglio San Severo il sollevamento è marcato dai depositi marini e continentali del supersintema del Tavoliere di Puglia che si rinvencono, dal più antico al più recente, a quote via via decrescenti. Tali depositi marcano la graduale riemersione di questo settore di transizione fra l'Avampaese apulo e la Fossa bradanica dal tardo Pleistocene inferiore fino all'Attuale. Il sollevamento è accompagnato dall'attività di faglie dirette, documentata nel settore nord-occidentale dell'area investigata (fig. 29) (SPALLUTO & MORETTI, 2006).

VI - LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI

Nel loro complesso, le forme del rilievo che caratterizzano il paesaggio del territorio in esame corrispondono a due fondamentali morfotipi, in relazione alle differenti incidenze litologico-strutturali localmente esistenti tra le aree orientale e occidentale. Come è stato ampiamente illustrato nei paragrafi precedenti, in questo territorio coesistono settori appartenenti ai domini geodinamico-strutturali dell'Avampaese apulo (lato orientale) e dell'avanfossa appennica (lato occidentale). Dai punti di vista geografico e geologico, il primo dominio è rappresentato da un tratto del margine occidentale del Promontorio del Gargano, corrispondente a un alto strutturale costituito da rocce appartenenti a un sistema di piattaforma carbonatica; il secondo corrisponde a un tratto della adiacente depressione tettonica del Tavoliere di Puglia coperta da depositi terrigeni silico-carbonatici. La netta differenza della conformazione morfologica di questi settori, già ben rilevabile dalla lettura delle cartografie topografiche e dall'osservazione diretta sul terreno, appare in tutta la sua evidenza da una veduta panoramica dall'alto, mediante foto-aeree stereoscopiche e/o di immagini da satellite che rivelano nei minimi dettagli i locali aspetti morfoselettivi e, nel caso del settore di avampaese, il controllo della tettonica sulle forme del paesaggio.

In particolare, l'area del rilievo garganico compresa nel Foglio S. Severo corrisponde nelle sue linee essenziali, a un margine di altopiano scomposto in una serie di ripiani e gradini immergenti a sud, bruscamente limitato sul lato occiden-

tale da una dirupata ed alta scarpata con caratteristico andamento a zig-zag. Si tratta di una originaria morfostruttura impostata su due fondamentali sistemi di faglie estensionali con orientamento NO-SE ed E-O, quest'ultimo di tipo anche trascorrente (cfr. paragrafo della tettonica), rielaborata dagli effetti di successivi processi morfogenetici, erosivi e deposizionali, verificatisi in particolare durante il Pleistocene.

Le superfici sommitali dei vari ripiani in cui è scomposto l'altopiano presentano una conformazione subpianeggiante con evidente troncatura degli strati rocciosi in generale giacitura omoclinale a S-SO. Inoltre, i pianori più elevati, con quote superiori ai 500 metri, sono caratterizzati da un vistoso modellamento carsico rappresentato da estesi e fitti campi di doline con caratteri di carso nudo, allineate di norma nella stessa direzione degli strati. Nel suo complesso, il livellamento dei ripiani dell'altopiano garganico viene collegata alla genesi di un'unica superficie originaria di erosione tipo *pediment* modellata dal carsismo in condizioni climatiche tropicali durante il Paleogene, e successivamente sollevata e dislocata (BOENZI *et alii*, 1984; BOENZI & CALDARA, 1991; BABOCI *et alii*, 1991; 1993; CALDARA & PALMENTOLA, 1991).

Il pianoro più elevato dell'area in esame si estende a N di S. Marco in Lamis allungato in direzione SE-NO con leggera pendenza a NE e quote comprese tra i 925 m del Rifugio della Forestale, sul lato occidentale, e i 754 m di M. La Serra su quello opposto. I margini sud-occidentale e nord-orientale sono ben individuati da distinti allineamenti di scarpata di faglia, con versanti ripidi e dislivelli intorno al centinaio di metri. Al contrario, il margine occidentale, sviluppato in direzione N-S, è meno marcato morfologicamente con cigli meno evidenti e dislivelli non superiori a qualche decina di metri, interrotto dallo sbocco di una serie di solchi erosivi; la sua genesi può probabilmente esser messa in relazione con processi erosivi documentati dal diradamento o scomparsa delle doline alla base della scarpata nonché dalla locale assenza di tracce di discontinuità tettoniche.

Tale rilievo tabulare è contornato dal più vasto pianoro dell'area in esame, situato a quote intorno ai 600 metri con leggera pendenza a NO e marginato lungo un tratto del bordo occidentale dalla modesta dorsale di Coppe di Monte Castello (685 m) di probabile origine carsico erosiva (*Turmkarst*?). Sul lato rivolto verso la piana del Tavoliere, il pianoro è limitato dall'alto e dirupato allineamento di scarpata di faglia con andamento a zig-zag; il margine meridionale è invece individuato dal ciglio di un altro allineamento di scarpata di faglia che si estende a mezza costa del versante, ad E di Rignano Garganico.

A sud di questo allineamento, il versante digrada verso la piana del Tavoliere assumendo una evidente conformazione a terrazze scaglionate a quote via via decrescenti. In particolare, in questa parte del versante meridionale si riconoscono i tratti morfologici di quattro distinti ripiani sui quali sono del tutto assenti le doline, collegati da altrettanti gradini, impostati in parte su allineamenti di faglia;

le quote del ripiano più elevato si aggirano intorno ai 220 m; quelle dei ripiani sottostanti sono situate rispettivamente a quote prossime ai 170, 130 e ai 90 metri. La saltuaria presenza su questi ripiani di lembi residui di depositi marini cenozoici, la totale assenza di doline riferibile a processi erosivi, la presenza di grotte e altre forme di escavazione presenti alla base dei gradini documentano nel loro complesso la genesi marina del modellamento del versante, collegata a ripetute oscillazioni eustatiche di origine tettonica e glaciale.

Superfici collegabili ai due terrazzi più bassi (di quota 130 e 90 m) si riconoscono lungo il limite settentrionale del Foglio, a O-NO di Apricena (dorsale di Masseria S. Giovanni in Pane); tracce molto meno evidenti di terrazzamenti sono riconoscibili anche in corrispondenza della alta scarpata del margine occidentale del rilievo garganico.

I campi a doline che caratterizzano le superfici dei due pianori più elevati sono caratterizzati da una notevole fittezza (alcune decine per km², CALDARA & PALMENTOLA, 1991) di forme “a scodella” anche coalescenti, circolari ed ellittiche, con diametro non superiore al centinaio di metri e fondo generalmente coperto da una sottile copertura di terra rossa. Nell’area in esame va segnalata la presenza della dolina “Pozzatina” che rappresenta la forma carsica più profonda (110 m ca.) e di maggior diametro (di poco superiore ai 600 metri) del territorio pugliese; già interpretata come una forma di crollo (CHECCHIA RISPOLI, 1916; RUOFF, 1938) è ritenuta (BISSANTI, 1966) una originaria dolina di dissoluzione ampliata per crolli di cavità ipogee limitrofe.

L’area del rilievo garganico è incisa da numerosi solchi erosivi che formano ben differenziati reticoli idrografici appartenenti a distinti bacini separati da aree di displuvio non ben delimitabili. In rapporto con la natura carsica del territorio, con l’assenza di sorgenti significative e con le condizioni climatiche, la locale rete idrografica ha nel suo complesso il carattere di *uadi*: i solchi erosivi sono di norma asciutti con deflussi effimeri e saltuari di acque meteoriche con portate anche cospicue in relazione all’intensità e alla durata delle precipitazioni.

Un primo ampio bacino si sviluppa nell’ambito del quadrante nord-orientale del Foglio, composto da due sistemi separati, incisi sui pianori più alti; entrambi hanno andamento cataclinale a NO, in senso contrario alla giacitura degli strati, individuati da solchi rettilinei, in qualche caso impostati su allineamenti tettonici, unitari o con testata appena ramificata e pareti ripide a forra oppure leggermente distanziate con fondo piatto alluvionale. I reticoli che incidono il bordo occidentale del pianoro più elevato possono esser ritenuti inattivi: si svasano, annullandosi, ai piedi della scarpata senza tracce evidenti di un collegamento con i solchi incisi sul sottostante ripiano; questi ultimi costituiscono le testate di erosione regressiva dei numerosi reticoli appartenenti al tratto del versante settentrionale del rilievo garganico, tributario del Lago di Lesina.

Un secondo bacino si individua sul pianoro carsico che si estende a sud di S. Marco in Lamis, delimitato dal precedente dalla presenza di una profonda e stretta

valle di linea di faglia allungata in direzione E-O (tratto occidentale della struttura trascorrente S. Marco in Lamis - Mattinata). Il versante meridionale di questo pianoro è inciso da numerosi solchi saltuariamente attivi con caratteri di forra, che conflueno danno origine a reticoli ben articolati e gerarchizzati, con sbocco alla base della scarpata delimitante il pianoro stesso ed evidenti collegamenti con i reticoli impiantati sui sottostanti ripiani. Nel loro complesso, questi reticoli hanno andamento cataclinale, conforme alla giacitura degli strati e convogliano le loro acque nella valle del Torrente Candelarò. Inoltre, lungo il margine settentrionale è presente un piccolo bacino endoreico individuato da un solco con fondo piatto alluvionale e deflusso verso ovest, probabile sede nel passato di acque stagnanti.

Infine, brevi solchi unitari intaccano la scarpata che delimita il rilievo garganico dalla piana del Tavoliere, determinando piccole rientranze con le loro testate lungo il bordo sommitale nonché l'accumulo di conoidi detritiche fra loro coalescenti al piede.

Il paesaggio della parte occidentale del Foglio, corrispondente a un tratto del margine orientale del Tavoliere delle Puglie, presenta gli aspetti di un modellamento fluviale di tipo policiclico, caratterizzato da superfici pianeggianti variamente estese intagliate da analoghe forme più recenti, ben riconoscibili nei profili longitudinali e trasversali degli ampi interfluvii dell'alto bacino idrografico del Torrente Candelarò e degli affluenti Torrente Triolo, con i subaffluenti Canale Ferrante e Canale S. Maria, e del tratto terminale del Torrente Salsola. Dal punto di vista genetico, tali superfici corrispondono a lembi relitti di superfici strutturali, impostate su depositi terrigeni sabbiosi e/ghiaiosi, di origine sia marina (piane di regressione) o fluviale (piane alluvionali).

Fra le paleosuperfici di origine marina riconosciute nell'area in esame, la più elevata in quota (139 m) è localizzata presso l'apice nord-occidentale del Foglio in corrispondenza del rilievo tabulare di Coppa degli Ulivi, limitato sul lato meridionale da un evidente gradino; il successivo, in ordine altimetrico, occupa una vasta area attorno alla cittadina di S. Severo con debole immersione ad O ed elevazione massima intorno al centinaio di metri; il terrazzo più basso si estende sul lato orientale del precedente, delimitato a monte da un modesto e discontinuo pendio, con superficie sommitale posta a quote prossime ai 65 metri in leggera pendenza verso la piana alluvionale del Torrente Triolo.

Il terrazzo fluviale più alto si individua presso l'angolo sud-occidentale dell'area in esame in corrispondenza dei rilievi tabulari delimitati da ripide scarpate di San Salvatore (110 m) e di Coppa Castello (108 m); altri lembi si elevano dalla superficie di origine marina dell'area di S. Severo costituendo, ad O-SO di questo abitato, i circoscritti e poco rilevati altopiani di S. Giovanni (104 m) e di Coppa Pallante (106 m).

Le superfici relitte dei terrazzi fluviali più recenti sono situate a quote via via decrescenti nelle parti medio-basse degli ampi fondovalle solcati dai locali corsi d'acqua. Sulla base delle analisi stratigrafiche e morfologiche sono stati ricono-

sciuti tre ordini di superfici alluvionali convergenti a gradinata verso l'attuale piana di fondo valle, situate rispettivamente a quote intorno ai 90, ai 70 e ai 60 metri, con pendenze sia verso l'asta fluviale sia verso la foce; la più bassa di queste superfici corrisponde alla piana di esondazione degli alvei attuali.

I bacini idrografici del Torrente Candelaro e dei suoi affluenti sono molto estesi arealmente e caratterizzati, a causa della generale morfologia pianeggiante da spartiacque indeterminato e da una fittezza di brevi linee di deflusso cataclinali che si diramano sia dai versanti delle superfici terrazzate che dalla scarpata del rilievo garganico, tutte confluenti nelle aste principali dei torrenti Candelaro, Triolo e Salsano. Pertanto questi corsi d'acqua, caratterizzati da bassi profili di equilibrio presentano, a seconda delle condizioni meteorologiche, una naturale tendenza a divagare oppure ad inondare le valli nelle quali scorrono, nonostante le numerose opere di bonifica sinora eseguite.

VII - GEOLOGIA APPLICATA

(a cura di NICOLA WALSH)

L'attività estrattiva nei distretti di Apricena, Poggio Imperiale e San Marco in Lamis è concentrata nella quasi totalità sulle rocce carbonatiche mesozoiche.

In particolare le successioni interessate della coltivazione di pietre ornamentali sono quelle corrispondenti alle sequenze carbonatiche di laguna e piana tidale del Cretaceo inferiore del Calcare di Bari.

Attualmente sono in attività una ventina di cave in cui la coltivazione viene eseguita a fossa. L'area di cava è mediamente di qualche ettaro, ma può superare la decina di ettari quando si tratta di singole aree di cave tra loro adiacenti. Il fronte di attacco di cava, mediamente sulla trentina di metri, può raggiungere altezze di una settantina di metri ponendo seri problemi di staticità dei fronti e della sicurezza delle maestranze.

La successione monotona della serie carbonatica mesozoica della piattaforma apula non offre una grande varietà di tipi commerciali, soprattutto riguardo le varietà cromatiche e di disegno.

Il colore varia dal bianco candido (biancone), al nocciola (bronzetto) con tutte le variazioni di colore intermedie. Le tessiture interne degli strati coltivati individuano varietà e subvarietà, quali il picchiettato o macchiettato per la presenza di intraclasti di colore avana, perlato per nuclei di calcite spatica che occlude minute cavità primarie e secondarie della roccia, o fossili spatizzati.

Le modalità di taglio in segheria determinano differenti varietà nell'ambito dello strato coltivato.

In tal modo calcari con stiloliti rossastre danno luogo a vari tipi di filetto rosso se tagliati al contro, perpendicolare alla stratificazione, e a fioriti, se tagliati e lucidati al verso.

In modo analogo varietà cromatiche monotone, se tagliate al contro, possono dare origine a varietà dalla delicata variazione cromatica.

Tessiture interne, quali le lamine stromatolitiche con le caratteristiche sottili alternanze di lamine algali e detritiche, individuano le varietà commercialmente più pregiate e richieste.

Lo spessore delle lamine stromatolitiche e detritiche variabile dal millimetro al centimetro, la disposizione di gruppi di lamine in bande o fasce e l'andamento delle lamine da parallelo a ondulato e convoluto determinano le differenti varietà, serpeggiante, fascionato, serpeggiante righina se tagliati al centro o alla varietà moganato.

Dal punto di vista chimico mineralogico, le differenti varietà sono costituite da carbonato di calcio, CaCO_3 , per la quasi totalità, fino al 98%, con percentuali di carbonato di calcio e di magnesio, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)$, nelle varietà leggermente dolomitiche quali il bronzetto.

Il residuo insolubile, praticamente trascurabile, è costituito da ossidi e idrossidi di Fe Al, del tipico colore rossastro, terra rossa, che nel filetto rosso marca ed evidenzia l'andamento delle stiloliti.

Riguardo l'area di affioramento di successioni ben distinte nell'area di Apricena-Poggio Imperiale vengono individuate tre intervalli litostratigrafici. Dal basso verso l'alto si distinguono:

a) successione del Fiorito dello spessore di circa m 45 costituita da calcari a grana fine in spessi strati e banchi. Le varietà a grana e a colore uniforme forniscono il biancone e sottovarietà quali il fiocchettato e il perlato, quella con stiloliti il filetto rosso e il fiorito;

b) segue verso l'alto l'intervallo del biancone in s.s. per circa m 70, in cui agli strati ed ai banchi tipici del biancone sono associati grossi strati di calcari bianchi con stiloliti e calcari laminati a grana fine di colore nocciola-avana, con lamine costituite da alghe in alternanza con lamine costituite da pellets e bioclasti che fanno da preludio al sovrastante intervallo litologico del serpeggiante;

c) la successione del serpeggiante presenta uno spessore di m 100 circa ed è caratterizzato da strati e grossi strati di calcare stromatolitici con differenziazione cromatica da nocciola chiaro ad avana delle lamine stromatolitiche e detritiche. Le caratteristiche cromatiche e geometriche delle lamine individuano le differenti varietà silvabella indagata, serpeggiante, moganati ecc. legati soprattutto alla fantasia degli operatori commerciali.

Dal punto di vista dell'aspetto della lastra lucidata, i calcari utilizzati nella locale industria estrattiva possono essere riferite alle seguenti categorie:

- a) calcari a grana e tessitura omogenea: biancone, bronzetto avorio ecc.
- b) calcari a grana e tessitura variabile: perlato, fiorito, nuvolato, filettato.
- c) calcari laminati: serpeggianti, fascionati, ondagata, silvabella.

Riguardo le caratteristiche tecniche si tratta nel complesso di calcari compatti con valori di porosità molto bassi, caratterizzati da valori di resistenza e compressione monoassiale e di resistenza a flessione che individuano rocce calcaree ad alta resistenza non gelive.

Nettamente in subordine all'attività estrattiva di pietra ornamentale è l'estrazione di pietrisco, legata soprattutto alle esigenze della locale industria edilizia e stradale.

Da un punto di vista storico interessano le cave in sotterraneo di tufo calcareo, attualmente non più coltivate. Il tufo calcareo estratto è rappresentato da calcareniti e biocalcareni a tessitura variabile da *packstone* a *grainstone*. Si tratta di rocce sedimentate tenere e porose, *soft rocks*, caratterizzate da alta porosità ($n > 40\%$) bassi valori di resistenza e compressione monossiale e di flessione complessivamente gelivi.

A rocce di questo tipo non venivano affidate funzioni portanti se non per modeste costruzioni. La leggerezza e i caratteri di conducibilità termica la rendevano idonea per la costruzione di edifici, in quanto garantiva temperature uniformi, fresche d'estate e calde d'inverno.

VIII - IDROGEOLOGIA

(a cura di MICHELE MAGGIORE & RITA MASCIALE)

Il Foglio S. Severo copre un'area situata a contatto di due importanti strutture idrogeologiche: l'idrostruttura del Gargano e quella del Tavoliere, il cui limite idrogeologico è rappresentato dal Torrente Candelarò, impostato lungo una importante lineazione tettonica che da esso prende il nome (faglia del Candelarò).

La particolare situazione stratigrafica e strutturale dell'area porta a riconoscere tre unità acquifere principali situate a differenti profondità (MAGGIORE *et alii*, 1996).

L'*acquifero fessurato-carsico* è situato in corrispondenza delle rocce calcareo-dolomitiche, di età mesozoica, della piattaforma apula. Secondo l'accezione qui proposta, in esso si comprendono sia la parte di piattaforma che affiora nell'area nord-orientale del Foglio, ed appartenente all'idrostruttura del Gargano, che la porzione sepolta costituente il substrato carbonatico del Tavoliere. Procedendo verso sud-ovest, infatti, la piattaforma apula, dislocata e ribassata a gradinata da sistemi di faglie dirette, soggiace ai depositi plio-pleistocenici dell'Avanfossa raggiungendo, nella parte nord-occidentale del Foglio, la profondità di circa 400 m, così come desunto dalle stratigrafie di pozzi perforati per la ricerca di idrocarburi.

Le suddette masse carbonatiche, permeabili per fratturazione e carsismo, ospitano estese falde idriche che, pur presentando una notevole eterogeneità delle caratteristiche idrogeologiche, possono ritenersi in connessione idraulica per quanto riguarda la circolazione di fondo (COTECCHIA & MAGRI, 1966; MAGGIORE & PAGLIARULO, 2004). L'interesse per questo acquifero è limitato alle aree di affioramento delle rocce carbonatiche e alla fascia pedegarganica del Tavoliere dove il

substrato si trova a profondità inferiori a qualche centinaio di metri. Procedendo verso la piana del Tavoliere, infatti, il contenuto salino delle acque aumenta notevolmente con la profondità del substrato, passando da valori tipici di acque di origine meteorica a valori caratteristici di acque connate (MAGGIORE *et alii*, 1996; MAGGIORE *et alii*, 2005a). Le altezze piezometriche della falda del Gargano, come pure quelle della falda profonda, ospitata nei calcari sottostanti ai sedimenti del Tavoliere, sostenute alla base dalle acque di invasione continentale, si abbassano avvicinandosi alla faglia del Candelaro per sollevamento dell'interfaccia acqua marina - acqua dolce. La faglia, infatti, costituisce una via di deflusso preferenziale per le acque di intrusione marina (COTECCHIA & MAGRI, 1966). Tuttavia, nella zona di Poggio Imperiale - Apricena, la penetrazione del mare verso l'entroterra risulta ostacolata dal brusco aumento di spessore dei terreni impermeabili dell'Avanfossa appenninica, a nord della zona di faglia che delimita l'*horst* di Apricena. Questo alto tettonico, che si prolunga verso ovest al di sotto della coltre argillosa del Tavoliere, consente il rinvenimento, con relativamente piccole profondità di perforazione, di acque con contenuto salino moderato (MAGGIORE *et alii*, 1996). Non a caso, la massima densità di pozzi nell'area garganica compete al territorio comunale di Rignano Garganico e Apricena dove è anche da segnalare la presenza di quattro pozzi dell'Acquedotto Pugliese (AQP) S.p.A attualmente in esercizio. Rientrano nei territori comunali di Rignano Garganico, Apricena e San Marco in Lamis anche le aree individuate per la realizzazione di nuovi campi pozzi dell'AQP S.p.A, ad ulteriore prova della notevole entità dei volumi d'acqua in gioco e della buona qualità delle acque sotterranee del Gargano il cui sfruttamento ha conosciuto un recente sviluppo (DEGIOVANNI, 2004).

Un aspetto peculiare della circolazione idrica sotterranea, lungo tutta la scarpata di faglia che separa il Gargano dal Tavoliere e nella fascia pedegarganica, è rappresentato dall'elevato valore delle temperature (COTECCHIA & MAGRI, 1966; MONGELLI & RICCHETTI, 1970; MAGGIORE & MONGELLI, 1991; GRASSI & TADOLINI, 1992). L'alta temperatura di queste acque è spiegabile attraverso un fenomeno di *mixing* tra acque connate profonde e acque di falda di origine meteorica. Le acque connate, confinate a 1500-2000 m di profondità nelle rocce carbonatiche fessurate, per l'effetto del gradiente geotermico regionale (25-30°C/km), arrivano ad assumere temperature di circa 40-60°C. A causa delle spinte tettoniche connesse con la convergenza delle coltri appenniniche verso l'avampaese apulo, queste acque profonde risalgono verso il Gargano attraverso la struttura a gradinata del substrato carbonatico preliocenico fino ad emergere in superficie con temperature comprese tra 24°C e 27°C (PAGLIARULO, 1996). Tra le evidenze principali a supporto di tale ipotesi, oltre alle temperature elevate, vi sono l'elevata salinità e il particolare chimismo di queste acque, legato alla presenza ricorrente di H₂S, nonché l'elevato flusso di calore che si registra nelle aree di avanfossa situate a ridosso del Gargano (MAGGIORE & PAGLIARULO, 2004).

Dal punto di vista compositivo, le acque dell'acquifero fessurato-carsico ricadono nel campo delle acque clorurato-solfato alcaline.

IX - ABSTRACT

The geological map of the Sheet 396 “San Severo”, here presented at the scale 1: 50.000, was investigated and surveyed using official topographic maps at the scale 1: 25.000. The field work benefits also of unpublished stratigraphic and tectonic data belonging to a doctoral thesis in sedimentary geology (Spalluto, 2004).

The investigated area lies in the northern part of the Puglia region (southeastern Italy) and belongs to two main geographic and geologic domains: a) the Apulian Foreland (western sector of the Gargano Promontory) and the Bradanic Foredeep (northern sector of the Tavoliere di Puglia). The two sectors represent respectively the foreland and the foredeep areas of the Southern Apennines chain.

Stratigraphic data collected during the survey of the Foglio San Severo produced a strong revision of the lithostratigraphy of the area respect the previous edition of the Geologic Map of Italy (scale 1:100.000) for both Meso-Cenozoic and Quaternary units. The resulting new lithostratigraphic framework allowed to suggest new stratigraphic constraints for the geologic evolution of the area. Moreover, this framework reduces the proliferation of lithostratigraphic nomenclatures existing in literature suggesting the adoption of a nomenclature valid at a regional scale. The western sector of the Gargano Promontory (eastern and northern part of the Sheet San Severo) is mostly made up of Mesozoic and Cenozoic carbonate units formed in shallow-water environments. The oldest outcropping unit is the Calcare di Bari Fm. (Callovian *p.p.*-Aptian *p.p.*), which is about 900 m

thick and form the bulk of the whole Mesozoic succession. It consists of a fairly monotonous and conformable succession of peritidal and shallow subtidal limestones formed in a broad inner-platform setting. The stacking of lithofacies and lithofacies association in the succession allowed to recognize the following three informal members: a) Monte Calvo del Gargano mb. (Callovian *p.p.*-Valanginian *p.p.*), about 300-350 m thick; b) Borgo Celano mb. (Valanginian *p.p.*-Aptian *p.p.*), about 500-600 m thick; c) Ostreids and Requinids member (Aptian *p.p.*), about 80 m thick. The three members show almost constant lithofacies assemblages consisting mainly of mud-supported mudstone-wackestone formed in restricted lagoonal environments. Locally these lithofacies are cyclically alternated to cryptomicrobial limestones and residual clay layers indicating deposition in tidal flat environments with periods of pedogenesis due to subaerial exposure. The boundaries between members are usually sharp and are marked by the temporary disappearance of tidal flat lithofacies outpaced by relatively deeper lagoonal ones. In each member, the rapid deepening is followed by a gradual shallowing marked by the gradual restoration of tidal flat conditions becoming more and more widespread towards the top of each member. The calcare di Altamura fm. (Coniacian *p.p.*-Santonian *p.p.*) crops out in few areas in the southern and western part of the Sheet San Severo. It unconformably lies on a few-metre thick bauxites (Turonian in age) indicating a phase of prolonged emersion of the Apulian Platform. The Calcari di Monte Acuto Fm. (Santonian *p.p.*) crops out in the western part of the Foglio San Severo and it is 50-60 m thick. It conformably lies on the calcare di Altamura fm. and it unconformably lies below the Tavoliere delle Puglie supersynthem. It is composed of: i) blocks of rudist limestones coming from the calcare di Altamura fm.; ii) laminated packstone/grainstone with rudist fragments; iii) wackestone/packstone with radiolarians, planctonic foraminifers and calcispheres with intercalation of chert nodules and layers. Lithofacies suggest deposition in a slope environment.

The basalti picritici di Mass. S.Giovanni in Pane Fm. (Paleogene ?) crops out in the northwestern part of the Sheet "San Severo". This unit consists of blocks of pycritic basalts probably deriving from the erosion of basaltic dykes intruded in the lower Cretaceous limestones of the Calcare di Bari Fm.

Neogene units crop out in few areas at the margin of the Gargano Promontory. These units are composed of similar facies features and are formed in neritic carbonate environments. The informal Masseria di Belvedere fm. (middle-late Serravallian) is about 10-15 m thick and unconformably lies on Mesozoic limestones. *Terra rossa* layers locally mark this boundary. This unit mainly consists of: i) grainstone/packstone with benthic foraminifers, serpulids, mollusks, echinoids, red algae and bryozoans fragments; ii) floatstone/bafflestone with corals, barnacles, bivalves and echinoids in a matrix of wackestone with planctonic foraminifers and sponge spicules. The informal Masseria Spagnoli fm.

(late Tortonian) is about 10 m thick and lies with a marked angular unconformity on Mesozoic limestones and on the Masseria Belvedere fm. It is locally covered by the cemented alluvial fans of the Gargano Promontory. This unit mainly consists of packstone/grainstone with benthic foraminifers, serpulids, mollusks, echinoids, bryozoans and rare planctonic foraminifers with intercalations of oyster and pectinid-rich lags. The informal Masseria di Vituro fm. (late Messinian ?) is about 20-25 m thick and unconformably lies on Mesozoic limestones and it underlies the cemented alluvial fans of the Gargano Promontory. From bottom to top this unit is made up of grain-supported and coarse calcareous conglomerates fining-up in microconglomerates in a grainstone matrix with benthic foraminifers and serpulids. The upper part of the unit consists of laminated grainstone with benthic foraminifers, mollusks and red algae.

The Calcarene di Gravina Fm. (middle-upper Pliocene) is about 30-40 m thick and unconformably lies on Mesozoic limestones and on Masseria Belvedere fm and underlies the Quaternary deposits of the Tavoliere di Puglia supersynthem. This unit shows a fining-up/deepening-up trend marked by the gradual transition from coarse rudstones with mollusks, echinoids, and serpulids in a bioclastic packstone/grainstone to packstone/grainstone rich in planctonic and more rarely benthic foraminifers and with mollusks, echinoids and red algae fragments.

The argille subappennine fm. (upper Pliocene - lower Pleistocene) crops out only in a very localised zone in the south-western sector of the sheet. It is composed of alternating beds of silty shales and fine- to medium-grained sandstones. More data come from literature and wells carried out to describe the overlying units of the Tavoliere delle Puglie supersynthem. The argille subappennine fm. represents the substrate of many middle-upper Pleistocene units and reaches a maximum thickness of about 1.000 m in the south-eastern sector of the Sheet "San Severo". The thickness is mainly conditioned by the structural framework of the underlying meso-cenozoic units. The outcropping part of this formation is represented mainly by siliciclastic shallow water deposits sedimented below the base.

The middle to upper Pleistocene deposits have been grouped in the Tavoliere di Puglia supersynthem. It is composed of 6 different terraced synthems which crop out at different altitudes on the sea level. From the older to the younger we distinguished the following synthems:

- Cava Petrilli synthem (TVP - middle Pleistocene);
- Vigna Bocola synthem (TPB - middle Pleistocene);
- Masseria la Motticella synthem (MLM - middle to upper? Pleistocene);
- Foggia synthem (TGF - upper Pleistocene);
- Masseria del Lupo synthem (TLP - upper Pleistocene superiore);
- Masseria Finamondo synthem (TPF - upper Pleistocene).

The three older synthems (TVP, TPB and MLM) were divided in 2 subsynthems that are separated by an unconformity of erosive origin (continental deposits on

shallowing-upward marine deposits). The younger synthem (TGF, TLP and TPF) are represented mainly by continental deposits. The oldest synthem (TVP) is well exposed in the north-western part of the Sheet “San Severo”. The other synthems have been described carrying out some wells.

In the studied area, the Tavoliere di Puglia supersynthem is represented by marine and alluvial terraced deposits which developed in response to a moderate and constant uplift and sea-level changes.

Alluvial and colluvial Quaternary deposits (late Pleistocene-Holocene), not recognized as belonging to a specific basin, crop out along the cliffs that bound the western and the southern side of the Gargano Promontory (alluvial fans and slope detrital deposits) and in the main karstic valleys and sinkholes and consist of coarse and mostly disorganized calcareous conglomerates or breccias in a residual terra rossa matrix. Terraced deposits are typically cemented.

Quaternary deposits fill also the most important karstic caves. “Cave of the Paglicci site” is partly filled by late Pleistocene continental deposits, in which two important tombs of *Homo sapiens* and many rests of vertebrates were found. These important findings and the discover of parietal paintings, make this cave the most important paleolithic site in Italy.

The tectonic features of the Sheet “San Severo” indicate that this area underwent many tectonic phases starting since the Cretaceous till the Quaternary.

The foreland area (western Gargano Promontory) is mainly made up of Mesozoic carbonate units showing a monoclinial arrangement with bedding plunging mainly towards SW. The main structural features are represented by faults and folds, which locally induce several variations in the regional plunging of beds. Especially, main faults (Mattinata, Rignano and Candelaro Faults) break up the monoclinial in several blocks showing a different kinematic evolution. These faults generate sub-vertical shear zones, locally with cataclasis showing mainly strike-slip cinematic indicators. The main structures represent also the most relevant morphologic elements of the foreland area controlling the formation of the hydrography and forming the main cliffs which physically separate the foreland from the foredeep.

The first important element in the reconstruction of the tectonic evolution of the area is the recognition of the sharp superposition of slope deposits of the Calcari di Monte Acuto Fm on the shallow-water limestones of the calcare di Altamura fm. This suggests that the western sector of the Gargano Promontory underwent during the Santoniano a rapid drowning probably due to the formation of an intraplateau basin.

The most part of the structures mapped in the studied area are polyphasic and formed during the Apennines and Dinarides orogenesis. Published data indicate that the Mattinata Fault shows a left-lateral strike-slip movement and that the most part of structures are kinematically related to the field stress produced by this

fault. Stratigraphic constraints confirm this interpretation, since the older part of the Calcare di Bari Fm. crops out in the northern sector of the Mattinata Fault and in the southwestern sector of the Rignano Fault. This suggests that the field stress acting on the area, congruent with the E-W left-lateral strike-slip deformation of the Mattinata Fault, contestually produced transpression along NW-SE oriented faults (e.g. Rignano Fault and Monte Granata Fault) and transtension along NE-SW oriented structures (e.g. S. Egidio pull-apart basin). Intramiocene angular unconformity between Masseria Spagnoli fm. and Masseria Belvedere fm. and the overthrusting of Jurassic limestones of the Monte Calvo member above middle/late Pliocene deposits of the Calcare di Gravina Fm. suggest that during Neogene times several tectonic phases showing similar deformation features occurred.

According to the regional data, during the Plio-Pleistocene, this area (and the entire Apulian foreland) was subject to two different tectonic phases: the first one (Pliocene to lower Pleistocene in age) was related with the active subduction of the Apulian foreland beneath the southern Apenninic Chain; during this phase, the Apulian foreland recorded an high subsidence rate (about 1 mm/yr); from the Sicilian to present-day, the entire Apulian foreland was subject to a moderate uplift (less than 0,5 mm/yr). We have found many evidences of Neotectonics. In the Apricena area (Masseria Zingari locality), some extensional features have been observed: they are represented by narrow grabens (few tens of meters in length) which cut the Masseria Belvedere fm. (early Miocene in age) and are transferred to the overlying Calcare di Gravina Formation (late Pliocene in age). The syndimentary activity of these grabens is documented by the presence of narrow folds and by the variations in thickness of the Calcare di Gravina Formation. The maximum displacement is always less than 5 m and it decreases upwards. Along the cuts of the older and inactive railway in the same area, a complex distensive fault in the Calcare di Gravina Formation (and in its Miocene substrate) occurs: folds and growth structures involve the overlying calcarenites along the primary and secondary fault planes. Last evidence of the subsidence phase is given by large-scale neptunian dykes (up to 5 m in height): they are restricted at the contact between the masseria Belvedere Fm. and the overlying Calcare di Gravina Formation and are represented by large conical fractures in the Miocene substratum which are filled by the overlying Pliocene calcarenites; that is a record of syndimentary extensional tectonic activity since the overlying unit suffers soft-sediment deformation and many decimetric beds are downward-collapsed and/or irregularly folded during the extensional brittle deformation of the substratum.

The middle- to upper-Pleistocene uplift of this area is chiefly documented by the presence of marine and continental terraced deposits that crop out from 140 m a.s.l. to 20 m a. s. l. The documentation of faults associated with this uplift phase

is often very difficult because there are not extensive and continuous outcrops of the middle-upper Pleistocene units. Nevertheless, in a quarry located to the NW of Apricena we founded an extensional fault that cuts the entire thickness of the Colle degli Ulivi subsynthem. The fault is subvertical, it is E-W oriented and the maximum vertical displacement is up to 20 m in height. Similar tectonic features have been reported in the younger San Severo subsynthem.

X - LEGEND

DEPOSIT NOT RECOGNIZED AS BELONGING TO A SPECIFIC BASIN

Present alluvial Deposit (b)

Sands, silts and dark clays filling main fluvial valleys. Close to the Gargano Promontory and in the fluvial valleys are present calcareous clasts with variable diameter from 2 mm to 5-10 cm, forming layers or lenses. Alluvial fans are formed by reddish silty-sandy and by loose or poorly cemented matrix-supported or clast-supported conglomerates. They lie on terraced alluvial deposits and cover all the older units. Maximum thickness: about 5 m. Age: Holocene.

Eluvial-colluvial Deposit (b2)

Brownish silty and silty-clayey deposits with calcareous clasts showing variable diameter (0.5-10 cm). They cover Mesozoic limestones on the bottom of main karstic depressions. Thickness: few metres. Age: Holocene.

Slope cover Deposit (a)

Cemented heterometric breccias formed by calcareous clasts in a brownish-reddish matrix. They cover Mesozoic limestones along the cliffs of the Gargano Promontory. Maximum thickness: about 10 m. Age: late Pleistocene-Holocene.

Terrace alluvial Deposit (bn)

Well cemented dark brown silty deposits with cattered calcareous clasts forming layers or lenses. Terraced alluvial fans are formed by well-cemented calcareous conglomerates in a residual brownish or reddish silty-sandy matrix. They cover Mesozoic limestones along the cliffs of the Gargano Promontory. Maximum thickness: about 10 m. Age: late Pleistocene.

TAVOLIERE DI PUGLIA SUPERSYNTHEM (TP)

Masseria Finamondo synthem (TPF)

Greyish and blackish clays. This unit, from bottom to top, is made up of: well selected sands with parallel and low-angle cross laminations (2 m); sand-gravel alternances (about 2 m thick); well laminated brownish clays with abundant organic matter (about 8 m thick); brownish clays (about 13 m thick) with sandy and silty layers rich in organic matter; well cemented blackish clays and silts with abundant calcareous concretions of diagenetic origin. The base of this unit (about 2 m thick) is interpreted as formed in transitional marine environments (probably in a protected bay area). Sands and gravels formed in alluvial environments erosionally lie on transitional marine deposits and gradually pass upward to blackish clays with abundant organic matter and then to alluvial clays and silts (probably formed in marginal areas of esondation). This synthem unconformably lies on the Motta del Lupo synthem and on older deposits (Masseria Belvedere fm. and probably argille subappennine fm.). Thickness: about 27 m. Age: late Pleistocene.

Motta del Lupo synthem (TLP)

Brownish silts alternated to greenish clays. This unit, from bottom to top, it is made up of: a lower part (about 8 m thick) with greenish clays and silts with parallel lamination; brownish and greenish clays with rare silty laminae (about 22 m thick). This synthem has been interpreted as deposited in an alluvial plain; in the lower portion there are clays, sands and subordinately gravels formed in alluvial environments with moderate energy conditions; towards the top there are brownish and greenish clays formed in alluvial environments (esondation areas and marshes). The Motta del Lupo synthem unconformably lies on the following units: Calcari di Monte Acuto Fm., Masseria Belvedere fm., Calcarenite di Gravina Fm., argille subappennine, Cava Petrilli synthem, Vigna Bocola synthem, Masseria la Motticella synthem and Foggia synthem. Thickness: about 30 m. Age: late Pleistocene.

Foggia synthem (TGF)

Medium-to-coarse grained sands with rare gravels and cobbles. These deposits formed in an alluvial plain. This synthem unconformably and erosionally lies on the argille subappennine fm. and on the Masseria De Grossi subsynthem. Thickness: about 10 m. Age: late Pleistocene.

Masseria la Motticella synthem (MLM)**Masseria De Grossi subsynthem (MLM2)**

Gravels and polygenic conglomerates forming metric lenses and coarse-grained grey sands with cross laminations; calcareous concretions are present (1.5 m thick). This subsynthem unconformably lies either on argille subappennine fm. or on the SanSevero subsynthem. It is interpreted as deposited in a braided-type plain. Thickness: about 10 m. Age: middle-late? Pleistocene.

Amendola subsynthem (MLM1)

Yellowish sands and clayey silts. It is a marine succession with a clear regressive trend. This unit is made up of sand deposited in the lower shoreface and in offshore transition dominated only episodically by waves. Only the upper part (about 10 m thick) shows more proximal features (middle-upper shoreface) with a strong reworking action given by storm waves. The upper part (about 4 m thick), completely outcropping, is represented by sandy fossiliferous deposits formed in the upper shoreface area. This subsynthem unconformably lies on the argille subappennine fm. and the San Severo subsynthem at about 23-25 m above the sea level. Thickness: about 35 m. Age: middle-late? Pleistocene.

Vigna Bocola synthem (TPB)**Masseria Pallante subsynthem (TPB2).**

Incoherents gravelly deposits with a yellowish sandy matrix locally clast-supported; calcareous concretions are present. This subsynthem deposited in an alluvial braided-type plain. It unconformably lies on argille subappennine fm. and on the San Severo subsynthem. Thickness: about 15 m. Age: middle Pleistocene.

San Severo subsynthem (TPB1).

Sands, yellowish sandstones, grey and greenish clays. This unit is formed in marine and transitional environments showing a regressive trend. The base is made up of transgressive clayey-silty-sandy alternances (about 5 m thick) formed in upper shoreface environments (protected bay with low coastal circulation). These deposits pass upward to fine-to-coarse sands formed in the deeper lower shoreface area (open bay). Towards the upper part of this unit, upper shoreface conditions re-established and the succession gradually passes to more and more proximal environments represented by cross laminated sands

and brownish clays deposited in transitional environments. This subsynthem unconformably lies on argille subappennine fm. at about 55-60 m above the sea level. Thickness: about 40 m. Age: middle Pleistocene.

Cava Petrilli synthem (TVP)

Masseria Casillo subsynthem (TVP2)

Polygenic gravels with abundant reddish sandy matrix. This sunit is crudely stratified and, only locally, it is possible to recognize erosive channelized surfaces. This subsynthem deposited in an alluvial braided-type area. It unconformably and erosionally lies on Colle degli Ulivi subsynthem. Thickness: about 10-15 m. Age: middle Pleistocene.

Colle degli Ulivi subsynthem (TVP1)

Polygenic gravels and siliciclastic dark grey sands. This subsynthem is formed by sandy-gravelly deposits showing a regressive trend and deposited in a transitional delta environment laterally passing to shallow-marine environments. Gravelly deposits characterized active channels of the delta laterally and distally passing to sandy bodies prograding over prodelta clayey deposits. It unconformably lies on older units (Mesozoic units, Masseria Belvedere fm., Calcarenite di Gravina Fm. and argille subappennine fm.) at about 110 m above the sea level. Thickness: about 35 m. Age: middle Pleistocene.

Argille subappennine fm. (ASP)

Silty and marly grey shales with thin intercalations of sands. Bed thickness varies from few cm to few dm. Paleontologic content: *Anomalinoides helcinus*, *Bulimia marginata* e *B. elegans marginata*. Thickness: about 10 m in outcrop. Lower boundary: not outcropping. From well data it emerges that argille subappennine conformably lies on Calcarenite di Gravina Fm. Upper boundary: it is a sharp erosive surface on which deposits of Tavoliere di Puglia disconformably lie. Age: late Pliocene-early Pleistocene.

Calcarenite di Gravina Fm. (GRA)

Calcareous breccias produced by the erosion of Mesozoic limestones in bioclastic packstones/grainstones gradually passing upward to yellowish calcarenites and calcirudites organized in metric beds made up of grainstones-to-wackestones with big fragments of bivalves, bryozoans, barnacles, echinoids, corals, serpulids, red algae. Benthic foraminifers are very abundant instead planctonic one are rare. Macropaleontologic content: *Pecten jacobaeus*, *P. bipartitus*, *Chamys pesfelis*, *C. flexuosa*, *Palliolium incomparabile*, *Parvicardium roseum*, *Clanculus crociatus*, *C. jusseui*, *Rissoa ventricosa*, *Diacria trispinosa*, *Scala pulchella*, *Spatangus purpureus*, *Isognomon maxillatus*, *Lutraria lutraria* e *Astraea rugosa*. Micropaleontologic content:

Globigerinoides obliquus extremus, *Globigerina pachyderma*, *Globorotalia crassaformis*, *G. hirsuta aemiliana* *Elphidium* sp. Lower boundary: this unit disconformably lies on Mesozoic formations and on Masseria Belvedere fm. Upper boundary: Calcarene di Gravina Fm. is disconformably covered by deposits of the San Severo subsynthem, Motta del Lupo synthem and by the terraced alluvial fan deposits. From well data it emerges that the upper boundary is conformable with the argille subappennine. The sedimentation of this unit occurred in neritic environments which become deeper upward where there are the finer facies deposited below the wave base level. Thickness: about 30-40 m. Age: middle/late Pliocene.

MIOCENE UNITS

Valle di Vituro fm. (VIT)

Clast-supported calcareous conglomerates with scarce silty-sandy matrix passing upward to lithocalcirudites and lithocalcarenes with benthic foraminifers and serpulids. The paleontologic content is made up of bivalve fragments, echinoids, gastropods and benthic foraminifers. This unit unconformably lies on the Borgo Celano member of the Calcare di Bari Fm.; the upper boundary corresponds to a sharp boundary with the overlying terraced alluvial fan deposits. Thickness: about 20/25 m. Age: late Messinian (?)

Masseria Spagnoli fm. (MSG)

Lithobioclastic packstone/grainstone with benthic foraminifers and mollusc fragments alternated to ostreids and pectinids lags in a bioclastic packstone/grainstone matrix with benthic foraminifers. The lower boundary is unconformable on the Masseria Belvedere fm. and on the Monte Calvo del Gargano member. Paleontologic content: bivalves, brachiopods, echinoids, bryozoans, benthic foraminifers and planctonic foraminifers. Thickness: about 10 m. Age: late Tortonian.

Masseria Belvedere fm. (BVD)

Grey bioclastic grainstones with benthic foraminifers gradually passing upward to floatstones/bafflestones with corals and barnacles in a wackestone matrix with planctonic foraminifers, bioeroded fragments of corals and barnacles, sponge spicules and ostracods. The lower boundary is unconformable on the Calcare di Bari fm. and the base of this unit is marked by residual *terra rossa* deposits with calcareous pebbles and fragments of small mammals bones. The upper boundary is unconformable; the Masseria Spagnoli fm., the Calcarene di Gravina Fm., the San Severo subsynthem and the Colle degli

Ulivì subsynthem lie in paraconformity or in angular unconformity above this unit. Paleontologic content: *Globigerinoides subquadratus*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerina bulloides*, *Hastigerina praesiphoniphra*, *Orbulina suturalis*, *Orbulina universa*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *Globoturborotalita druryi*, *Paragloborotalia siakensis*, *Orbulina universa*, *Globigerinoides sacculifer*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Neogloboquadrina atlantica praeatlantica* e *Catapsidrax parvulus*. Age: middle-late Serravallian (*Paragloborotalia partimlabiata* MMi7 e *Neogloboquadrina atlantica praeatlantica* MMi8 Zones).

MESOZOIC CARBONATE UNITS OF THE APULIAN PLATFORM

Calcari di Monte Acuto Fm. (ACU)

Poorly cemented white micritic limestones alternated to laminated calcarenites with local intercalations of chert nodules and layers organized in beds of variable thickness (from few mm to some cm). At the base of the unit there are irregular intercalations of calcareous breccias with rudists produced from the erosion of the Calcare di Altamura Fm. Locally beds may be wavy or convoluted (slumps). The lower boundary is sharp and conformable over the Calcare di Altamura Fm.; the upper boundary is sharp and unconformable below the deposits of the Il Casone subsynthem and Motta del Lupo synthem. This unit formed in a carbonate slope environment. Planctonic foraminifer content: *Heteroelix navarroensis*, *H. reussi*, *Hedbergella delrioensis*, *H. planispira*, *H. flandrini*, *Schackoina* sp., *Globigerinelloides ultramicrus*, *G. caseyi*, *G. prairiehillensis*, *Archeoglobigerina cretacea*, *A. blowi*, *Marginotruncana carenata*, *Globotruncana arca*, *G. bulloides*, *G. linneiana*, *Dycarinella* cf. *asymetrica*, *D. concavata*, *Dycarinella asymetrica* Zone. Nannoplankton content: *Calculites obscurus*, *Cretarhabdus crenulatus*, *Eiphellitus eximius*, *Glaukolithus diplogrammus*, *Lithraphidites carniolensis*, *Microrhabdulus decoratus*, *Prediscosphaera cretacea*, *Reinardhites anthophorus*, *Quadrum gartneri*, *Watznaueria barnesae*. *Calculites obscurus* CC17 a Zone. Thickness: about 50-60 m. Age: Santonian p.p.

Calcare di Altamura Fm. (ALT)

Micro and macrofossiliferous laminated bioclastic calcarenites organized in beds with a variable thickness from few dm to 2-3 m. The following lithofacies have been recognized: floatstones/bafflestones with rudist shells (radiolitids ed ippuritids); grainstones/rudstones with rudist, echinoids and gastropods fragments; wackestones/packstones with benthic foraminifers, *Thaumatoporella*

sp. and ostracods; microbial laminites with desiccation features. The lower boundary is not outcropping in the Foglio San Severo, but in adjacent areas where there is a karstified surface covered by bauxites on which the Calcare di Altamura Fm. transgressively lies. The upper boundary is a conformable surface on which lies the Calcari di Monte Acuto Fm. Paleontologic content: *Milanovicia martellii*, *Gorjanovicia costata*, *Sauvagesia sp. e Radiolites spinulatus* (rudists); *Murgella lata*, *Moncharmontia appenninica e Dycicina schlumbergeri* (benthic foraminifers). Thickness: about 30 m. Age: Coniacian-Santonian p.p.

Calcare di Bari Fm. (CBA)

The Calcare di Bari Fm. is made up of a conformable succession of micritic and dolomitic limestones with intercalations of micro and macrofossiliferous limestones organized in beds of variable thickness from few dm to few m. The lower boundary is not outcropping and the upper boundary crops out few km easternward the limit of the sheet and corresponds to a karstified surface covered by bauxites on which transgressively lies the Calcare di Altamura Fm. Total outcropping thickness: about 900-1000 m. The sedimentation occurred an inner carbonate shelf. Age: middle Jurassic p.p.-lower Cretaceous p.p. (Callovian p.p.-Aptian p.p.).

Facies analysis allowed to recognize the following informal members:

- a) Monte Calvo del Gargano member (**CBA1**): bioclastic wackestones/packstones with green algae, benthic foraminifers and micritized bioclasts; biopeloidal mudstones/wackestones with rare benthic foraminifers and peloids; oolitic packstones/wackestones formed by radial ooids; microbial laminites with desiccation features; dark grey and black laminated dolosparite with idiotopic or hypidiotopic fabric. Paleontologic content: *Chablasia chablasensis*, *Praekurnubia crusci Pfenderella arabica*, *Kurnubia palastiniensis*, *Alveosepta jaccardi*, *Parurgonina caelinensis*, *Valvulina lugeoni*, *Clypeina jurassica*, *Campbelliella striata*, *Salpingoporella annulata*, *Favreina sp.* Thickness: about 300-350 m. Age: Callovian p.p.-Valingian p.p.
- b) Borgo Celano member (**CBA2**): bioclastic wackestones/packstones with benthic foraminifers, green alge and bioeroded shells of gastropods and requienids; biopeloidal packstones/grainstones with *Cayeuxia sp.* nodules, micritic intraclasts, benthic foraminifers; laminated and graded oolitic grainstones; biopeloidal mudstones/wackestones with rare benthic foraminifers and peloids; microbial laminites with desiccation features; greenish clayey layers. Paleontologic content: *Trocholina delphinensis*, *T. molesta*, *T. elongata*, *Pseudotextulariella ? salevensis*, *Campanellula capuensis*, *Vercorsella scarsellai*, *V. camposauri*, *V. tenuis*, *Debarina*

haourenensis, *Salpingoporella katzeri*, *S. annulata*, *Clypeina solkani*, *Salpingoporella biokovens*, *S. melitae*, *S. muehlbergii*, *S. genevensis*, *S. genevensis*, *Praturlonella danilovae*. Thickness: about 500-600 m. Age: Valanginian p.p.-Aptian p.p.

- Pycritic Basalts of Masseria San Giovanni in Pane (bp) crop out in the northern part of the Foglio San Severo. They are made up of pebbles and cobbles of pycritic basalts probably deriving from the erosion of basaltic dykes intruded in the Borgo Celano member. The rocks is very rich in crystals (> 90% of the whole rock volume) with rare dark glass locally zeolitized. Crystals are clinopyroxens (40-45% of the rock volume), iddingsized olivines (10-15%), well twinned plagioclases, fe-oxides and apatite. Age: post-early Cretaceous (Paleogene?)
- c) Ostreids and Requinids member (**CBA3**): bioclastic floatstones/ rudstones made up of bioeroded and disarticulated ostreids, requienids and nerineids shells forming few dm to few m thick layers; intrabioclastic packstones/grainstones locally with ripple cross laminations made up of macrofossil bioeroded shells, benthic foraminifers, oncoids, coated grains and micritic intraclasts; biopeloidal wackestones/packstones with benthic foraminifers, ostracods and peloids; microbial liaminites with domal or flat laminae. Paleontologic content: *Prechrysalidina infracretacea*, *Debarina hahourenensis*, *Sabaudia minuta*, *Palorbitolina lenticularis*, *praeorbitolina wienandsi*, *P. cormyi*, *Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei*, *Salpingoporella dinarica*. Thickness: about 80 m. Age: Aptian p.p.

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 faunal mammal assemblages in the area between Apricena and Poggio Imperiale (Foggia)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 383-402.
- ACQUAOTTA P. (1929) - *Nuova fauna supracretacica del Monte Gargano*. "La Ric. Scient.", LIV, **4**, 1-44.
- AGIP (1977) - *Temperature sotterranee*. Volume AGIP. Stratigrafia Pozzo San Severo 1 bis, p. 1025.
- ARGNANI A., FAVALI P., FRUGONI F., GASPERINI M., LIGI M., MARANI M., MATTIETTI G. & MELE G. (1993). *Foreland deformation pattern in the Southern Adriatic Sea*. Ann. Geof. **36**, 229-247.
- AUCELLI P.P.C., CINQUE A. & ROBUSTELLI G. (1997) - *Evoluzione quaternaria del tratto di avanfossa appenninica compreso tra Larino (Campobasso) e Apricena (Foggia). Dati preliminari*. Il Quaternario, **10**, 453-460.
- AUROUX C., MASCLE J., ROSSI S. (1985) - *Geologia del margine ionico dalle isole Strofadi a Corfù*. Mem. Soc. Geol. It., **27**, 267-286.
- AZZAROLI A. (1967) - *Carta Geologica d'Italia; scheda per formazioni sedimentarie. Formazione del Calcare di Altamura*. Boll. Serv. Geol. It., 151-156.
- BABOCI K., MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (1993) - *La grande superficie sommitale del Promontorio del Gargano. Prime considerazioni sulla genesi e l'evoluzione*. Bonifica, **8** (3), 43-52.
- BABOCI K., PALMENTOLA G. & SANSÒ P. (1991) - *Primi risultati dello studio quantitativo delle forme carsiche epigee dei dintorni di San Marco in Lamis (FG)*. Itinerari speleologici, **5**, 87-95.
- BALDUZZI A., CASNEDI R., CRESCENTI U. & TONNA M. (1982) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del bacino pugliese (Avanfossa appenninica)*. Geologica Romana, **21**, 1-28.
- BALLMAN P. (1973) - *Fossile vogel aus dem Neogen der Halbinsel Gargano (Italien)*. Scripta Geol., **17**, 1-61.
- BARATTOLO F. (1991) - *Mesozoic and Cenozoic marine benthic calcareous algae with particular regard to Mesozoic Dasycladaleans*. In: Riding R. (ed.) *Calcareous algae and stromatolites*. Springer, 504-540.
- BERTOTTI G., CASOLARI E. & PICOTTI V. (1999). *The Gargano Promontory: a Neogene contractional belt within the Adriatic plate*. Terra Nova **11**, 168-173.
- BILLI A. & SALVINI F. (2000). *Sistemi di fratture associati a faglie in rocce carbonatiche, nuovi dati sull'evoluzione tettonica del Promontorio del Gargano*. Boll. Soc. Geol. It. **119**, 237-250.
- BISSANTI (1966) - *La dolina Pozzatina del Gargano*. Riv. Geogr. It. **73**, 312-313.
- BOENZI F. (1984) - *Osservazioni geomorfologiche preliminari sul promontorio del Gargano*. Studi geologici e morfologici della regione Pugliese e Lucana. **30**, 24 pp.
- BOENZI F. & CALDARA M. (1993) - *Appunti sul paesaggio carsico pugliese*. Itinerari speleologici, **4**, 17-30.
- BOENZI F., CALDARA M. & PENNETTA L. (1992) - *Osservazioni stratigrafiche e geomorfologiche nel tratto meridionale della piana costiera del Tavoliere di Puglia*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**, 23-31.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (EDS.) (1988) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale. Scala 1:250.000*. CNR/Cartografia SELCA. Roma/Firenze.
- BONI A., CASNEDI R., CENTAMORE E., COLANTONI P., CREMONINI G., ELMI C., MONESI A., SELLI R. & VALLETTA M. (1969) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia. F° 155 "San Severo"*. Serv. Geol. d'It. Roma.
- BORGOMANO, J.R.F. (2000) - *The Upper Cretaceous carbonates of the Gargano-Murge region, southern Italy: A model of platform-to-basin transition*. A.A.P.G. Bulletin, **84**, 1561-1588.
- BORGOMANO J. & PHILIP J. (1987)- *The rudist carbonate build-ups and the gravitatory carbonates of the Gargano-Apulian margin (Southern Italy, Upper Senonian)*. Mem. Soc. Geol. It., **40**; p.125-132.
- BOSCATO P. (1994) - *Grotta Paglicci: la fauna a grandi mammiferi degli strati 22-24 (Gravettiano antico - Aurignaziano)*, Rivista di Scienze Preistoriche, XLVI, 1, Firenze, pp. 145-176.

- BOSCATO P. (2001) - *Le faune dello strato 1 dell'area esterna di Paglicci (Rignano Garganico-FG)*, Atti XXI Convegno sulla Preistoria - Protostoria e Storia della Daunia, San Severo novembre 2000, San Severo, pp. 43-56.
- BOSELLINI A. (2002) - *Dinosaurs re-wright the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulian Platform*. Earth Science reviews, **59**, 211-234.
- BOSELLINI A. & FERIOLI G. (1988) - *Sequenze deposizionali e discordanze nel Gargano meridionale*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. Ital., A, A49-A54.
- BOSELLINI A. & MORSILLI M. (1997) - *A lower Cretaceous drowning unconformity on the eastern flank (Gargano promontory, southern Italy)*. Cretac. Res., **18**, 51-61.
- BOSELLINI A., MORSILLI M. & NERI C. (1999) - *Long term event stratigraphy of the Apulian platform margin (Upper Jurassic to Eocene, Gargano, Southern Italy)*. J. Sed. Res., **18**, 1241-1252.
- BOSELLINI A., MORSILLI M. & NERI C. (2000) - *The eastern margin of the Apulia Platform: The gargano transect*. In: Cretaceous Resource Events and Rhythms, WG4 meeting, Vieste, Italy, field trip guide book, 46 pp.
- 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 di bacino del Gargano (Italia meridionale)*. Ann. Univ. Ferrara, (N.S.), Sez.: Sc. Terra, **4**, 1-81.
- BRANKMAN C.M. & AYDIN A. (2004) - *Uplift and contractional deformation along a segmented strike-slip fault system: the Gargano Promontory, southern Italy*. Journal of Structural Geology, **26**, 807-824.
- BURNE R.V. & MOORE L.S. (1987) - *Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities*. Palaios, **2**, 241-254.
- CALDARA M. & PALMENTOLA G. (1991) - *Lineamenti geomorfologici del Gargano con particolare riferimento al carsismo*. Int. Conf. on Environmental Change in Karst area, Apulian excursion. itinerari speleologici, II (5), 53-66.
- CALDARA M. & PENNETTA L. (1989) - *Dati preliminari sul tetto delle Argille subappennine nel Tavoliere Meridionale*. Studi Geologici e Geofisici sulle Regioni Pugliese e Lucana, **33**, 16 pp.
- CALDARA M. & PENNETTA L. (1990) - *Evoluzione sull'ambiente olocenico nel basso Tavoliere di Puglia*. Bonifica, **6** (4), 47-66.
- CALDARA M. & PENNETTA L. (1991) - *Pleistocene buried abrasion platforms in southeastern "Tavoliere" (Abulia, southern Italy)*. Giornate di studio sul tema "Terrazzi marini e linee di costa pleistoceniche". Il Quaternario, **4** (2), 303-309.
- CALDARA M. & PENNETTA L. (1993) - *Nuovi dati per la conoscenza geologica e morfologica del Tavoliere di Puglia*. Bonifica, **8**, 25-42.
- CANAVARI M. & CORTESI E. (1883) - *Rilevamento geologico del Gargano*. Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., **4**, 24 pp.
- CANAVARI M. & CORTESI E. (1884) - *Nuovi appunti geologici sul Gargano*. Boll. R. Com. Geol. It., s.2ª, Vol. V-n° 7-8, 225-240; n° 9-10, 289-304, Roma.
- CANTELLI C. (1960) - *Sul Quaternario di Gravina di Puglia*. Gior. Geol., **28**, 211-226.
- CAPUANO N., PAPPALICO G. & AUGELLI G. (1996) - *Ricostruzione dei sistemi deposizionali plio-pleistocenici del margine settentrionale dell'avanfossa pugliese*. Mem. Soc. Geol. It, **51** (1), 273-293.
- CARAMELLI D., LALUEZA-FOX C., VERNESI C., LARI M., CASOLI A., MALLEGNI F., CHIARELLI B., DUPANLOUP I., BERTRANPETIT J., BARBUJANI G., BERTORELLE G. (2003) - *Evidence for a genetic discontinuity between Neandertals and 24,000-year-old anatomically modern Europeans*, PNAS, 100, 11, Salt Lake City, pp. 6593-6597.

- 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 *Cool-water carbonates* (eds James, N. P. e Clarke, J. D. A.), SEPM (Society for Sedimentary Geology), special publication, **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., RUBERTI D. & SIRNA M. (2000) - *Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro- and macrofossil associations and their depositional sequences*. *Sedim. Geol.*, **132**, 89-123.
- CARELLA R. (1963) - *Eruvtivi di San Giovanni in Pane e della Punta delle Pietre Nere (Gargano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **82**, 97-110.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. In: *l'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 109-120.
- CASNEDI R. (1988) - *La Fossa Bradanica: origine, sedimentazione e migrazione*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 439-448.
- CASNEDI R., CRESCENTI U. & TONNA M. (1982) - *Evoluzione della avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene, sulla base di dati di sottosuolo*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**, 243-260.
- CASOLARI E., NEGRI A., PICOTTI V. e BERTOTTI G. (2000) - *Neogene stratigraphy and sedimentology of the Gargano Promontory (Southern Italy)*. *Eclogae geol. Helv.*, **93**, 7-23.
- CAVINATO A. (1953) - *Il deposito di bauxite di S. Giovanni Rotondo*. *Ind. Mineraria*, anno IV, **11**, 497-503.
- CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) - *Adria, the African Promontory, in Mesozoic Mediterranean Palaeogeography*. *Earth Science Reviews*, **15**, 213-292.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1916) - *Per la conoscenza del fenomeno carsico del Gargano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **35**, 24-30.
- CHECCHIA RISPOLI (1928a) - *Carta Geologica d'Italia - F° 157 "Monte Sant'Angelo"*. R. Uff. Geol. It., Roma.
- CHECCHIA RISPOLI (1928b) - *Carta Geologica d'Italia - F° 156 "San Marco in Lamis"*. R. Uff. Geol. It., Roma.
- CHECCHIA RISPOLI (1934) - *Carta Geologica d'Italia - F° 164 "Foggia"*. R. Uff. Geol. It., Roma.
- CHILOVI, C., DE FEYTER, A.J. e 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.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. E POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche*. *Studi Geol. Camerti*, vol. Spec. (1994), 9-129.
- CIARANFI N., GHISETTI M., GUIDA G., IACCARINO S., LAMBIASE P., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., TORRE M., TORTORICI L., VEZZANI L. (1983) - *Carta Neotettonica dell'Italia Meridionale*. Pubbl. n° 515 del P.F. Geodinamica. Bari.
- CIARANFI N., MAGGIORE M., PIERI P., RAPISARDI L. RICCHETTI G. e WALSH N. (1979) - *Considerazioni sulla neotettonica della Fossa bradanica*. *Contr. Prel. Realiz. Carta Neotettonica d'Italia*. Pubbl. n° 251 del P. F. Geodinam., 73-95, Napoli.
- CIARANFI N., PIERI P. & RICCHETTI G. (1988) - *Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centromeridionale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 449-460.
- CLAPS M., PARENTE M., NERI C. & BOSELLINI A. (1996) - *Facies and cycles of the S. Giovanni Rotondo Limestones (Lower Cretaceous, Gargano Promontory, Southern Italy)*. *Annali dell'università di Ferrara, Sez. Scienze della Terra; suppl.*, **7**, 1-35.
- CLARI, P.A., DELA PIERRE, F., MARTIRE, L. (1995) - *Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples*. *Sediment. Geol.*, **100**, 97-121.

- COTECCHIA V. & MAGRI G. (1966) - *"Idrogeologia del Gargano"*. Geol. Appl. e Idrogeol., **1**, 1-80.
- COTECCHIA V., FERRARI G., FIDELIBUS M.D., POLEMIO M., TADOLINI T., TULIPANO L. (1995) - *"Considerazioni sull'origine e rinnovabilità delle acque presenti in livelli sabbiosi profondi del Tavoliere di Puglia"*. Quaderni di Geologia Applicata, **1**/suppl., pp.1163-1173.
- CREMONINI G., ELMI C. & SELLI R. (1971) - *Note illustrative della C.G. d'It., Foglio 156 "S. Marco in Lamis"*. Serv. Geol. d'It., Roma.
- CRESCENTI U. & VIGHI L. (1964).- *Caratteristiche, genesi e stratigrafia dei depositi bauxitici cretacici del Gargano e delle Murge: cenni sulle argille con pisoliti bauxitiche del Salento (Puglie)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**, 5-51.
- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - *La Geologia dell'Appennino Foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (1), 121-141.
- D'ALESSANDRO A., LAVIANO A., RICCHETTI G. & SARDELLA A. (1979) - *Il Neogene del Monte Gargano*. Boll. Soc. Paleont. It., **18**, 9-116.
- D'ARGENIO B. (1971) - *Evoluzione geotettonica comparata tra alcune piattaforme carbonatiche dei Mediterraneo Europeo e Americano*. Atti Accademia Pontaniana, **20**, 331-362.
- D'ARGENIO B. (1974) - *Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea*. Mem.Soc.Geol.It., **13**, 137-160.
- D'ARGENIO, B., FERRERI, V., AMODIO, S., PELOSI, N., (1997) - *Hierarchy of high-frequency orbital cycles in Cretaceous carbonate platform strata*. Sediment. Geol., **113**, 169-193.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. e SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'appennino meridionale (Campania e Lucania)*. In: "Moderne vedute sulla geologia dell'appennino". Acc. Naz. Dei Lin., Quad., **183**, 49-72.
- DAVIES P.J., BUBELA B. & FERGUSON J. (1978) - *The formation of ooids*. Sedimentology, 703-730.
- DE ALTERIIS, G. (1995) - *Different foreland basins in Italy: examples from the Central and southern Adriatic Sea*. Tectonophysics **252**, 349-373.
- DE ALTERIIS G. & AIELLO G. (1993) - *Stratigraphy and tectonics offshore of Puglia (Italy, southern Adriatic Sea)*. Marine Geology, **113**, 233-253.
- DE AUGUSTINIS M. (1845) - *Del Monte Gargano e dei suoi marmi*. Ann. Geograf. It., 17. Bologna
- DE CASTRO P. (1991) - *Mesozoic*. In: Barattolo F., De Castro e Parente M. (eds). Field trip guide book, 5th Intern. Sympos. on fossil algae. (Capri). pp. 21-38.
- DE DOMINICIS A. & MAZZOLDI G. (1987) - *Interpretazione geologica 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** (2), 161-177.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G., PETTI F. M. (2001) - *"Carta Geologica d'Italia - 1:50.000 Catalogo delle Formazioni. Fascicolo III - Unità validate"*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III, n.° 7, fascicolo III, 207 pp.
- DELFRATI L., FALORNI P., IZZO P., PETTI F. M. (2006) - *"Carta Geologica d'Italia - 1:50.000 Catalogo delle Formazioni. Fascicolo V - Unità validate"*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III, n.° 7, fascicolo V, 210 pp.
- DEGIOVANNI A. (2004) - *"Crisi idrica: nuove possibilità di sfruttamento delle acque sotterranee pugliesi"*. Atti del Convegno "Uso e tutela dei corpi idrici pugliesi", pp. 37-58; Bari, 21 giugno, 2002. Supplemento a "Geologi e Territorio", n.1.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G., PAMPALONI R., PETTI F.M. (2002) - *Carta geologica d'Italia - 1:50.000 Catalogo delle Formazioni. - Unità non validate*. Quaderni del Serv. Geol. d'It., Serie III n° 7 fascicolo II. 281 pp.

- DEMICO R. V. & HARDIE L. A. (1994) - Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. S.E.P.M., Atlas Series Number 1. 265 pp.
- D'ERASMO G. (1933-34) - *Il mare pliocenico nella Puglia*. Mem. Geol. Geogr. di Dainelli, **4**, 47-138.
- DE TCHIHATCHEFF P. (1841) - *Description geognostique du Monte Gargano, Royaume de Naples*. Boll. Soc. Geol. France, **12**, 412-415.
- DI STEFANO G. (1895) - *Sulla presenza dell'Urgoniano in Puglia*. Boll. Soc. Geol. It., **9**, 677-682.
- DOGLIONI 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.
- DOGLIONI 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.
- DOULCET A., CAZZOLA C. & MARINELLI S. (1990) - *Il campo di Rospo Mare: un esempio di paleokarst petrolifero*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 783-789.
- ESTEBAN M. & KLAPPA C.F. (1983) - *Subaerial exposure environment*. In : Carbonate Depositional Environments. Scholle et alii eds. AAPG Mem., **33**, 1-54.
- FAVALI P., FUNICIELLO R., MATTIETTI G., MELE G. & SALVINI F. (1993) - *An active margin across the Adriatic Sea (central Mediterranean Sea)*. Tectonophysics, **219**, 109-117.
- FESTA V. (1999) - *L'Avampaese apulo nel quadro dell'evoluzione dell'Appennino meridionale: la deformazione della Piattaforma Carbonatica Apula nel settore murgiano (Puglia, Italia meridionale)*. Tesi di dottorato, Università di Bari, 122 pp.
- FESTA V. (2003) - *Cretaceous structural features of the Murge area (Apulian Foreland, Southern Italy)*. Eclogae geol. Helv., **96**, 11-22.
- FLUGEL E. (2004) - *Microfacies of carbonate rock: analysis, interpretation and application*. Springer-Verlag.
- FREUDHENTHAL M. (1971) - *Neogene vertebrates from the Gargano peninsula, Italy*. Scripta Geol., **3**, 1-10.
- FREUDHENTHAL M. (1972) - *Deinogalerix koenigswaldi nov. gen., a giant insectivore from the Neogene of Italy*: Scripta Geol., **14**, 1-11.
- FREUDHENTHAL M. (1976) - *Rodent stratigraphy of some Miocene fissure fillings in Gargano (Prov. Foggia, Italy)*. Scripta Geol., **37**, 1-18.
- FUNICIELLO R., MONTONE P., SALVINI F. & TOZZI M. (1988) - *Caratteri strutturali del Promontorio del Gargano*. Mem. Soc. Geol. It., Vol. 41, p. 1235-1243.
- GALLICCHIO S., MORETTI M. & PIERI P. (2002) - *I depositi continentali terrazzati (Pleistocene medio-superiore) nel settore pedemontano del Tavoliere delle Puglie*. GIS 2002, IX Riunione del Gruppo di Sedimentologia del CNR, Pescara, 21-22/10/2002, 46-47.
- GALLICCHIO S., PIERI P., FESTA E., MORETTI M. & TROPEANO M. (in stampa) - *Caratteri geologici del Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo"*. Cartografia Geologica. Bologna, Febbraio 2002, **3**, 136-139.
- GALLICCHIO S., PIERI P., FESTA E., MORETTI M. & TROPEANO M. (2002b) - *Note Illustrative del Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo"*. In stampa.
- 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) - *Dinosaurs footprints*. In: BOSELLINI A., MORSILLI M. & NERI C. *The eastern margin of the Apulian Platform. Guidebook, WG 4 meeting*, Vieste, Gargano, pp. 34-36.
- GRANZOW E. (1913) - *Geomorphologische Untersuchungen in Monte Gargano*. Zeithschrift für Naturwis, LXXXVIV, 97-147, h. 2, Leipzig.
- GRASSI D., TADOLINI T. (1992) - *"Caratteristiche chimico-fisiche delle acque della falda carsica del Gargano"*. CNR-GNDCl, pubbl. **538**, 375-416.
- GRAZIANO R. (1994) - *Evoluzione cretacea del sistema 'Piattaformacarbonatica Apula/Bacino Est-Garganico' nel Promontorio del Gargano. Sedimentologia e stratigrafia sequenziale*. Tesi di dottorato, Università di Napoli 'Federico II', 253 pp.

- GRAZIANO R. (1999) - *The Early Cretaceous drowning unconformity of the Apulia carbonate platform (Gargano Promontory, southern Italy): local fingerprints of global paleoceanographic events*. Terra Nova, **11**, 245-250.
- GRAZIANO R., (2000) - *The Aptian-Albian of the Apulia carbonate platform (Gargano Promontory, southern Italy: evidence of paleoceanographic and tectonic controls on the stratigraphic architecture of the platform margin*. Cret. Res., **21**, 107-126.
- 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.
- GUERRICCHIO A. (1983) - *Strutture tettoniche di compressione nel Gargano di elevato interesse applicativo evidenziate da immagine da satellite*. Geol. Appl. Ed Idrogeol., **18**, 491-506.
- GUERRICCHIO A. (1986) - *Esempi di bacini "pull-apart" nel Gargano (Puglia settentrionale)*. Geol. Appl. Ed Idrogeol., **21**, 25-36.
- HOFMANN H.J. (1976) - *Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, western Australia*. In : Walter M.R. (eds.). Stromatolites. Elsevier, Amsterdam, pp. 261-271.
- IANNONE A. & PIERI P. (1979) - *Considerazioni critiche sui "Tufo calcarei" delle Murge. Nuovi dati litostratigrafici e paleoambientali*. Geogr. Fis. e Dinam. Quat., **2**, 173-186.
- JACOBACCI A., MALATESTA A., MARTELLI G. & STAMPANONI G. (1967) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 163 Lucera*. 48 pp.
- KIDWELL S.M. & HOLLAND S.M. (1991) - *Field description of coarse bioclastic fabrics*. Palaios, **6**, 426-434.
- LAVIANO A., MARINO M. (1996) - *Biostratigraphy and paleoecology of upper Cretaceous carbonate succession in the Gargano Promontory*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 1019-1036.
- LIPPI-BONCAMPI C. (1962) - *Rilevamento geo-pedologico del Gargano*. Vol. 8, 105 p., 12 tab., 20 fig., 1 carta geoped. al 100.000, Perugia.
- LUPERTO SINNI E. (1979) - *I microfossili del "livello a Palorbitolina Lenticularis" delle Murge baresi*. Riv. It. Paleont. Strat., **85**, 411-480.
- LUPERTO SINNI E. (1996)a - *Sintesi delle conoscenze biostratigrafiche del Cretaceo del Gargano e delle Murge*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 995-1018.
- LUPERTO SINNI E. (1996)b - *Sintesi delle conoscenze stratigrafiche del Cretaceo del Gargano e delle Murge*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 1019-1026.
- LUPERTO SINNI E. & BORGOMANO J. (1994) - *Stratigrafi a 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-form du Crétacée inférieur du Gargano (Italie méridionale)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **92** (1), 33-66.
- LUPERTO SINNI E. & MASSE J.P. (1993) - *The early Cretaceous Dasycladales from the Apulia Region (Southern Italy): biostratigraphic distribution and paleogeographic significance*. In: Studies on Fossil Benthic Algae. F. Barattolo et alii (eds). Boll. Soc. Paleont. It. Spec. **1**, 295-309.
- 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*. Paleopelagos, **4**, 243-266.
- LUPERTO SINNI E., MASSE J.P. & BORGOMANO J. (1988).- *Le correlazioni stratigrafiche tra le serie cretacee delle Murge e del Gargano (Italia meridionale)*. Atti del 74. Congresso Soc. Geol. It.. Sorrento, 13-17 Sett. 1988. Vol. B, pp. 293-297.
- MAGGIORE M. & MONGELLI F. (1991) - *"Hydrogeothermal model of groundwater supply to San Nazario spring (Gargano, Southern Italy)"*. *Proceedings of the International Conference on Environmental Changes in Karst Areas*, Padova 27 Sept, 1991; Quaderni del Dipartimento di Geografia n. 13, pp.307-324, Università di Padova.

- MAGGIORE M., NUOVO G. & PAGLIARULO P. (1996) - “*Caratteristiche idrogeologiche e principali differenze idrochimiche delle falde sotterranee del Tavoliere di Puglia*”. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 669-684.
- MAGGIORE M. e PAGLIARULO P. (2003a) - “*Groundwater vulnerability and pollution sources in the Apulian Region (Southern Italy)*”. Proceedings of 2nd Symposium on “*Protection of Groundwater from pollution and seawater intrusion*”, pp. 9-20; Bari, September 27 - October 1, 1999.
- MAGGIORE M. & PAGLIARULO P. (2003b) - “*Sicci   e disponibilit   idriche sotterranee del Tavoliere di Puglia*”. Geologia dell’Ambiente. SIGEA, **11** (2), 35-40.
- MAGGIORE M. e PAGLIARULO P. (2004) - “*Circolazione idrica ed equilibri idrogeologici negli acquiferi della Puglia*”. Atti del Convegno “*Uso e tutela dei corpi idrici pugliesi*”, pp. 13-35; Bari, 21 giugno, 2002. Supplemento a Geologi e Territorio - Periodico di Scienze della Terra dell’Ordine dei Geologi della Puglia, n.1.
- MAGGIORE M., MASCALE R., MASSARI R., PAPPAGALLO G., PASSARELLA G. e VURRO M. (2005a) - “*Caratteri idrostrutturali del Tavoliere di Puglia ed elaborazione di una carta geolitologica a finalit   idrogeologiche*.” Geologi e Territorio - Periodico di Scienze della Terra dell’Ordine dei Geologi della Puglia, n.2.
- MAGGIORE M., MASCALE R., PASSARELLA G. & VURRO M. (2005b) - “*A preliminary assessment of the groundwater environmental state in the shallow aquifer of the Tavoliere di Puglia (southern Italy)*”. Proceedings of 3rd Symposium on “*Quality and Management of Water Resources*”. St-Petersburg, Russia, June 16 -18, 2005, in corso di stampa.
- MALLEGGI F. e PARENTI R. (1974) - *Studio antropologico di uno scheletro giovanile d’epoca gravettiana raccolto nelle Grotta Paglicci (Rignano Garganico)*, Rivista di Antropologia, **58**, 317-348.
- MARTELLI A. (1909) - *Di alcune recenti idee sulla struttura dell’Appennino e specialmente di un preteso carreggiamento appulo-garganico*. Riv. Geogr. Ital., **6**, XV, 193-207.
- MARTINIS B. (1964) - *Osservazioni sulla tettonica del Gargano orientale*. Boll. Serv. Geol. d’It., **85**, 45-93.
- MARTINIS B. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d’Italia*. Note illustrative del F   223 “Capo S. Maria di Leuca” Serv. Geol. It., 64 pp.
- MARTINIS B. & PAVAN G. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d’Italia: F   157 “Monte Sant’Angelo”*. Serv. Geol. d’It., 56 pp.
- MARTINIS B. & PIERI P. (1963) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell’Italia centrale e meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 649-678.
- MASSE J.P. & BORGOMANO J. (1987) - *Un modèle de la transition plateforme-bassin carbonat  es contr  l   par des phénomènes tectoniques: le Cr  tac   du Gargano (Italie méridionale)*. C. R. Ac. Sc. Paris., **304**, Serie II, né 10, 521-526.
- 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.
- MERLA G., ERCOLI A. & TORRE D. (1969) - *Note illustrative della C.G. d’It.: Foglio 164 “Foggia”*. Serv. Geol. d’It., .
- MEZZENA F., PALMA DI CESNOLA A. (1971), *Industria acheuleana “in situ” nei depositi esterni della Grotta Paglicci (Rignano Garganico - Foggia)*, Rivista di Scienze Preistoriche, **26**, 1, 4-30.
- MEZZENA F., PALMA DI CESNOLA A. (1972) - *Scoperta di una sepoltura gravettiana nella Grotta Paglicci (Rignano Garganico)*, Rivista di Scienze Preistoriche, **27** (1), 27-50.
- MEZZENA F., PALMA DI CESNOLA A. (1992b), *Nuova sepoltura gravettiana nella Grotta Paglicci (Promontorio del Gargano)*, Rivista di Scienze Preistoriche, **42** (1-2), 1989-90, 3-30.
- MINDSZENTY A., D’ARGENIO B. & AIELLO G. (1995) - *Litospheric buldges recorded by regional unconformities. The case of Mesozoic-Tertiary Apulia*. Tectonophysics, **252**, 137-161.

- MOCCIA F. (1993) - *Caratteri geomorfologici di particolare interesse per l'area occidentale del Tavoliere*. Bonifica, **8**, 89-94.
- MONCHARMONT ZEI M. (1954) - *Nota preliminare sulla presenza del genere Globotruncana Cush. In una serie calcareo-marnosa a liste di selce presso Rodi G. (Foggia)*. Boll. Soc. Nat., **43**, 63-64.
- MONGELLI F., RICCHETTI G. (1970). - "*Heat flow along the Candelaro fault, Gargano headland (Italy)*". Geothermics, Special Issue, **2**, 450-458.
- MORELLI D. (2002) - *Evoluzione tettonico-stratigrafica del Margine Adriatico compreso tra il Promontorio del Gargano e Brindisi*. Mem. Soc. Geol. It., **57**, 343-353.
- MORSILLI M. (1998) - *Stratigrafia e sedimentologia del margine della Piattaforma Apula nel Gargano (Giurassico superiore-Cretaceo inferiore)*. Tesi di dottorato di ricerca, Università di Ferrara, 203 pp., Librerie Nazionali di Roma e Firenze.
- MORSILLI, M. & BOSELLINI, A. (1997) - *Carbonate facies zonation of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Apulia Platform margin (Gargano Promontory, southern Italy)*. Riv. It. di Paleont. e 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 Cretaceo superiore*. Fascicolo degli abstract del congresso Gis 2002, pp. 63-64.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- 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. (1988) - *Il Gargano (Italia meridionale): un settore di "avampaese" deformato tra le catene appenninica e dinarica*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1245-1252.
- PAGLIARULO P. (1996) - *"Migrazione di fluidi profondi nel substrato prepliocenico nell'avanfossa appenninica (bacino pugliese e lucano)"*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 659-668.
- PALMA DI CESNOLA A. (2003) - *Paglicci e il Paleolitico del Gargano*, Claudio Grenzi Editore.
- PALMA DI CESNOLA A. (a cura di) (2004) - *Paglicci. L'Aurignaziano e il Gravettiano antico*, Claudio Grenzi Editore.
- PAREA G. C. (1986) - *I terrazzi marini tardo-pleistocenici del fronte della Catena appenninica in relazione alla geologia dell'Avanfossa adriatica*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 913-936.
- PARONA (1916).- *Cenni sulle faune sopracretacee a Rudiste del M. Gargano*. Rend. Acc. Lic., El. Sc. Fis., s. 5^a, **25** (5), 271-274.
- PASA G. (1953) - *Appunti geologici per la paleogeografia delle Puglie*. Mem. di biogeogr. Adriat., **2**, 175-286.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2004) - *the 1627 Gargano earthquake (Southern Italy): Identification and characterization of the causative fault*. Journal of Seismology, **8**, 259-273.
- PAVAN G. & PIRINI C. (1965) - *Stratigrafia del Foglio 157, "Monte S. Angelo"*. Bol. Serv. Geol. d'It., Vol. 86, p. 123-189.
- PERYT T.M (1983) - *Classification of coated grains*. In: Coated grains. Springer-Verlag. P. 3-6.
- PICCARDI L. (2005) - *Paleoseismic analysis of legendary earthquakes: The apparition of Archangel Michael at Monte Sant'Angelo (Italy)*. Tectonophysics, **408**, 113-128.
- PIERI P., DE DONATO G., FESTA V., FIORE A., GALLICCHIO S., MORETTI M., TILLI A. & TROPEANO M. (2001) - *I depositi continentali terrazzati medio pleistocenici della fascia pedemontana del Subappennino Dauno*. GEOSD 2001, Atti Riunione del Gruppo di Sedimentologia del CNR, Potenza 2-7/10/2001, 84-85.
- PIERI P. & LAVIANO A. (1989).- *Tettonica e sedimentazione nei depositi senoniani delle Murge sud-orientali (Ostuni)*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 351-356.

- PILLA (1839) - *Relazione diretta all'intendente di Capitanata sopra la struttura geologica del Monte Gargano (in data 29 Gennaio 1840)*. Giorn. Atti Soc. Econ. Di Capitanata, Napoli, **5**, 100-109.
- RICCHETTI G. (1967) - *Lineamenti geologici e morfologici della media valle del Fiume Bradano*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, 607-622. Roma.
- RICCHETTI G. (1975) - *Nuovi dati stratigrafici sul Cretaceo delle Murge emersi da indagini nel sottosuolo*. Boll. Soc. Geol. It., **94** (3), 1013-1108.
- RICCHETTI G. (1980) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa Bradanica e delle Murge*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, 421-430.
- RICCHETTI G. (1994) - *"Geologie delle Aree di Avampaese. Guida alla escursione generale pregressuale e alla escursione tematica sul Cretaceo murgiano"*. 77^a riunione estiva della Soc. Geol. It., 1-18.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F. & PIERI P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 57-82.
- RICCHETTI G. & MONGELLI F. (1980).- *Flessione e campo gravimetrico della micropiastrella apula*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, 431-436.
- RICHTER D.K. (1983) - *Calcareous ooids: a synopsis*. In: *Coated Grains* (Peryt T. eds.). Springer-Verlag, pp. 71-99..
- RIDING R. (1983) - *Cyanoliths (Cyanoids) : Oncoids formed by calcified cyanophytes*. In: *Coated grains*. (Peryt T.M eds.). Springer-Verlag, Berlino. pp. 276-283.
- RIDING R. (1990) - *Calcareous algae and stromatolites*. New York, Springer-Verlag, 530 pp.
- RIDING R. (2000) - *Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial algal mats-and biofilms*. *Sedimentology*, **47**, (1), 179-214.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene distribution patterns in the Western Mediterranean*. In Kastens K.A., Mascle J. et alii, (eds.). *Proceeding of ODP, Scient. Results*, **107**, 513-533.
- RUOFF H. (1938) - *Der Monte Gargano*. *Tub. Geogr. Geol. Abh*, **II**, 5.
- SACCO F. (1911) - *La Puglia, schema geologico*. Boll. Soc. Geol. It., XXX, fasc. 3, 529-638, tav. XX, 1 carta geol. al 500.000, Roma.
- SALA B. (1983) - *Variations climatiques et séquences chronologiques sur la base des variations des associations fauniques à grands mammifères, Actes du Colloque International "La position taxonomique et chronologique des industries à pointes à dos autour de la Méditerranée européenne, Siena novembre 1983"*, *Rivista di Scienze Preistoriche*, **38**, 161-180.
- SALVINI F., BILLI A. & WISE D.U. (1999) - *Strikeslip fault-propagation cleavage in carbonate rocks: the Mattinata Fault zone, Southern Apennines, Italy*. *Journ. of Struct. Geol.*, **21**, 1731-1749.
- SELLA M., TURCI C., RIVA A. (1988) - *Sintesi geopetroliera della Fossa bradanica (avanfossa della Catena appenninica meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 87-107.
- SELLI R. (1958).- *Sulla trasgressione del Miocene in Italia meridionale*. *Giornale di Geologia*, **24**, 1-54.
- SELLI R. (1962).- *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. d'It., **3**, 737-789.
- SHINN E.A. (1968) - *Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks*. *Journ. of Sed. Petrol.*, **38**, 215-223.
- SHINN E.A. (1983) - *Tidal flat environment*. In: *Carbonate Depositional Environments*. (Scholle et alii Eds). AAPG Mem., **33**, 171-210.
- SIMONE L. (1974) - *Genesi e significato ambientale degli ooidi a struttura fibroso-raggiata di alcuni depositi mesozoici dell'area appenninico-dinarica e delle bahamas meridionali*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **93**, 513-545.
- SIMONE L. (1981) - *Ooids: a review*. *Earth sci. Rev.*, **16**, 319-355.

- SIMONE L., CARANNANTE G., RUBERTI D., SIRNA M., SIRNA G., LAVIANO A., TROPEANO M. (2003) - *Development of rudist lithosomes in the Coniacian-lower Campanian carbonate shelves of central-southern Italy: high-energy vs low-energy settings*. *Paleo.*, **200**, 5-29.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplancton*. *Geol. Mijnbouw*, **57**, 433-440.
- SGARRELLA F. & MONCHARMONT ZEI M. (1993) - *Benthic Foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. *Boll. Soc. Paleontol. It.*, **32** (2), 145-264.
- SPALLUTO L. (2004) - *La Piattaforma Apula nel Gargano centro-occidentale: organizzazione stratigrafica ed assetto della successione mesozoica di piattaforma interna*. Tesi di dottorato in Scienze della Terra. Università degli Studi di Bari, 173 pp.
- SPALLUTO L. & MORETTI M. (2006) - *Evidenze di neotettonica (Pliocene medio-Pleistocene superiore) nel settore occidentale del Promontorio del Gargano (Italia meridionale)*. *Il Quaternario*, **19**(1), 143-154.
- SPALLUTO L. & PIERI P. (2007) - *Carta geologica delle unità carbonatiche mesozoiche e cenozoiche del gargano sud-occidentale: nuovi vincoli stratigrafici per l'evoluzione tettonica dell'area*. Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, in stampa.
- 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.
- SPROVIERI, R., (1993) - *Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution*. *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **98**, 61-100.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L.M., IACCARINO S.M., LIRER F., MAZZEI R., SALVATORINI G. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphy and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene*. In: Iaccarino, S. (Ed.), *Integrated Stratigraphy and Paleocyanography of the Mediterranean Middle Miocene*, *Riv. It. di Paleont. e Strat.*, **108**, 337-353.
- STAMPANONI G. (1959) - *Morfologia e stratigrafia delle Formazioni plio-pleistoceniche relative al Foglio 163 "Lucera" (I e II quadrante)*. *Boll. Serv. Geol. It.*, **81**, 581-591.
- 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)*; *Journal of Geodynamics*, **40**, 134-152.
- TRAMONTANA M., MORELLI D., COLANTONI P., (1995). *Tettonica plioquaternaria del sistema sud-garganico (settore orientale) nel quadro evolutivo dell'adriatico centro-meridionale*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1995/2, 467-473.
- TROPEANO M., SABATO L. & PIERI P. (2002) - *Filling and cannibalization of a foredeep: the Bradanic Trough (Southern Italy)*. In *"Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences"* (S.J. Jones and L.E. Frostick, Eds.), pp. 55-79. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 191, London.
- TROPEANO M., MARINO M. & PIERI P. (1994) - *Evidenze di tettonica distensiva plio-pleistocenica al margine orientale della Fossa bradanica*. *L'Horst di Zagarella*. *Il Quaternario*, **7** (2), 597-606.
- TROPEANO M., SPALLUTO L., MORETTI M., PIERI P. & SABATO L. (2004) - *Depositi carbonatici infrapleistocenici di tipo foramol in sistemi di scarpata (salento - italia meridionale)*. *Il Quaternario*, **17** (2/2), 537-546.
- TUCKER M.E. & WRIGHT V.P. (1990) - *Carbonate sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 pp.
- VALDUGA A. (1965) - *Contributo alla conoscenza geologica delle Murge baresi*. Studi geologici e geomorfologici sulla regione pugliese, **1**, 1-14.
- VALDUGA A. (1973) - *Fossa bradanica*. In *Geologia dell'Italia*, a cura di Desio A., UTET, 692-695.
- VIOLA C. & CASSETTI M. (1893).- *Contributo alla Geologia del Gargano*. *Boll. Com. Geol. d'It.*, Vol. **24**, 101-129.
- VON SEIDLIZ W. (1931) - *Discordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer*. Vol. 8° di 649 pp., 140 figg., 14 tav., Berlin, Gebrüder Bortroeger.

ZAMPARELLI V. (1962) - *Livello a Saccocomma nel Gargano*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 1-13.

ZEZZA F. (1983) - *Le facies di piana cotidale di laguna del Mesozoico del Gargano occidentale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **30**, 189-196.

ZORZI F. (1962-63) - *Pitture parietali e oggetti d'arte mobiliare del Paleolitico scoperti nella Grotta Paglicci presso Rignano Garganico*. Rivista di Scienze Preistoriche, **17**, (1-4), 123-137.

