



I S P R A

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 407

SAN BARTOLOMEO IN GALDO

a cura di

P. Pieri¹, S. Gallicchio¹, M. Moretti¹.

con il contributo di:

N. Ciaranfi, A. D'Alessandro, V. Festa, P. Maiorano, M. Tropeano,
M. Maggiore[†], N. Walsh.

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

Ente realizzatore:



Regione Puglia

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

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - 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 2005), **P. CAVALCOLI** (dal 2006)

PER ISPRA - 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:

C. Cipolloni, M. P. Congi, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, S. Falcetti

Gestione tecnico-amministrativa per la Regione Puglia:

M. Lopinto

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI BARI:

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

PER IL DIPARTIMENTO DI GEOLOGIA E GEOFISICA:

Coordinatore scientifico: **P. Pieri** (fino al 2005), **N. Ciaranfi** (dal 2006)

Direttore del rilevamento: **S. Gallicchio**

Rilevatori: **G. De Donato, V. Festa, A. Fiore, S. Gallicchio, M. Moretti, A. Tilli, M. Tropeano**

Analista: **P. Maiorano**

Responsabile dell'informatizzazione: **E. Ricchetti[†], 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.	- AREA DI CATENA	10
2.	- AREA DI AVANFOSSA	13
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	17
IV	- STRATIGRAFIA	25
1.	- CRITERI E RISULTATI BIO E CRONOSTRATIGRAFICI ..	26
2.	- UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICA	32
2.1.	- UNITÀ TETTONICA DEL FORTORE.....	32
2.1.1.	- <i>Sottounità di Vallone grande</i>	32
2.1.1.1.	- Gruppo delle Argille Variegata (AV).....	32
2.1.1.2.	- Tufiti di Tusa (TUT).....	34
2.1.1.3.	- Flysch numidico (FYN)	35
2.1.1.4.	- Flysch di San Bartolomeo (SBO).....	36
2.1.2.	- <i>Sottounità di Volturara Appula</i>	37
2.1.2.1.	- Flysch Rosso (FYR)	40
2.1.2.2.	- Flysch numidico (FYN).....	41
2.1.2.3.	- Flysch di San Bartolomeo (SBO).....	41
2.2.	- UNITÀ TETTONICA DELLA DAUNIA	44
2.2.1.	- <i>Flysch Rosso (FYR)</i>	45
2.2.2.	- <i>Flysch di Faeto (FAE)</i>	46
2.2.3.	- <i>Marne argillose del Toppo Capuana (TPC)</i>	49
3.	- DEPOSITI MARINI PLIOCENICI.....	49
3.1.	- UNITÀ DI BACINI DI WEDGE-TOP	49
3.1.1.	- <i>Calciruditi ed arenarie di Pietra Montecorvino (PMV)</i>	50
3.2.	- UNITÀ DELLA FOSSA BRADANICA	53
3.2.1.	- <i>Argille subappennine (ASP)</i>	53
4.	- DEPOSITI CONTINENTALI.....	55
4.1.	- IL TRATTO PEDEMONTANO DEL TAVOLIERE DI PUGLIA	55
4.2.	- SUPERSINTEMA DEL TAVOLIERE DI PUGLIA (TP).....	56
4.2.1.	- <i>Sintema di Lucera (TLC)</i>	58
4.2.2.	- <i>Sintema di Cava Petrilli (TVP)</i>	59
4.2.3.	- <i>Sintema di Vigna Bocola (TPB)</i>	61
4.2.4.	- <i>Sintema di Masseria la Motticella (MLM)</i>	61
4.2.5.	- <i>Sintema di Foggia (TGF)</i>	62
4.2.6.	- <i>Sintema di Motta del Lupo (TLP)</i>	64

4.3.	- EVOLUZIONE PLIO-PLEISTOCENICA DELL' AREA	»	64
4.4.	- COLTRE ELUVIO E COLLUVIALE (b ₂)	»	65
4.5.	- DEPOSITI DI FRANA ANTICHI E RECENTI (a _{1b} , a _{1a})	»	65
4.6.	- DEPOSITO ALLUVIONALE (b)	»	65
4.7.	- DEPOSITO DI VERSANTE (a)	»	66
V	- CARATTERI STRUTTURALI	»	67
1.	- ELEMENTI STRUTTURALI REGIONALI	»	69
2.	- CARATTERI DELLA DEFORMAZIONE	»	73
3.	- CARATTERI STRUTTURALI PROFONDI	»	74
4.	- EVOLUZIONE TETTONICA	»	75
VI	- LINEAMENTI MORFOLOGICI	»	77
VII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA .	»	81
1.	- IL TERRITORIO	»	81
2.	- RISORSE LITICHE	»	82
VIII	- IDROGEOLOGIA	»	85
IX	- ABSTRACT	»	87
X	- LEGEND	»	91
	- BIBLIOGRAFIA	»	97

I - INTRODUZIONE

L'area del F. 407 "San Bartolomeo in Galdo", geograficamente ubicata nella Puglia nord-occidentale al confine con la Campania e il Molise, dal punto di vista geologico-strutturale è posta in corrispondenza della cerniera catena-avanfossa dell'Appennino meridionale (fig.1), quindi i differenti elementi morfostrutturali che caratterizzano il settore occidentale e quello orientale del foglio, sono dovuti rispettivamente alle condizioni stratigrafico-strutturali dell'area di catena e a quelle di avanfossa.

L'area di catena (Appennino Dauno) si sviluppa pressochè interamente in destra orografica dell'alta e media valle del F. Fortore; la contigua area di avanfossa (Fossa bradanica) si estende nella zona pedemontana del settore centrale del Tavoliere di Puglia. In particolare la serie di dorsali subparallele, orientate quasi N-S, che si sviluppano dall'area di San Marco La Catola, Carlantino e di Casalvecchio di Puglia (FG) a N, all'area di San Bartolomeo in Galdo (BN) e Biccari (FG) a S, caratterizzano sotto il profilo morfologico il settore centro-settentrionale dell'Appennino Dauno; questi rilievi, che raggiungono i 1000 m di altitudine, si raccordano verso E alle basse colline a tetto piatto che si sviluppano nel settore pedemontano del Tavoliere di Puglia fino alla città di Lucera, ubicata proprio al limite orientale del foglio.

I limiti del Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo" (scala 1:50.000) cadono nell'ambito del F. 163 "Lucera" (scala 1:100.000) dell'I.G.M.I. occupandone la parte centrale, pertanto per quanto concerne la cartografia geologica ufficiale, si

deve far riferimento alla I edizione del 1963, realizzata sotto la direzione di E. BENEÒ.

Il rilevamento del Foglio “San Bartolomeo in Galdo” è stato eseguito dal 1998 al 2002; i lavori di rilevamento geologico sono stati coordinati dal prof. P. PIERI, diretti dal dott. S. GALLICCHIO, e sono stati eseguiti dai dottori G. DE DONATO, E. FESTA, A. FIORE, S. GALLICCHIO, M. MORETTI, A. TILLI, M. TROPEANO, come riportato nel quadro di unione a margine della carta. Per le operazioni di rilevamento è stata utilizzata la cartografia ufficiale, scala 1:25.000, dell’ I.G.M.I.; solo per alcune aree sono state utilizzate basi topografiche a scala maggiore (Carta tecnica ortofotografica alla scala 1:10.000 della Provincia di Foggia, volo del 1982). Le analisi micropaleontologiche sono state curate dalla dott.ssa P. MAIORANO. L’informatizzazione dei dati è stata eseguita presso il laboratorio CARG di Geoinformatica del Dipartimento di Geologia e Geofisica dell’Università di Bari (Responsabile: Prof. E. RICCHETTI; Operatore: dott. M. PALOMBELLA).

I lavori per la realizzazione del F. 407 “San Bartolomeo in Galdo” si inquadrano nell’ambito del Progetto nazionale per la realizzazione della Carta geologica ufficiale d’Italia alla scala 1:50.000; in particolare tali lavori si

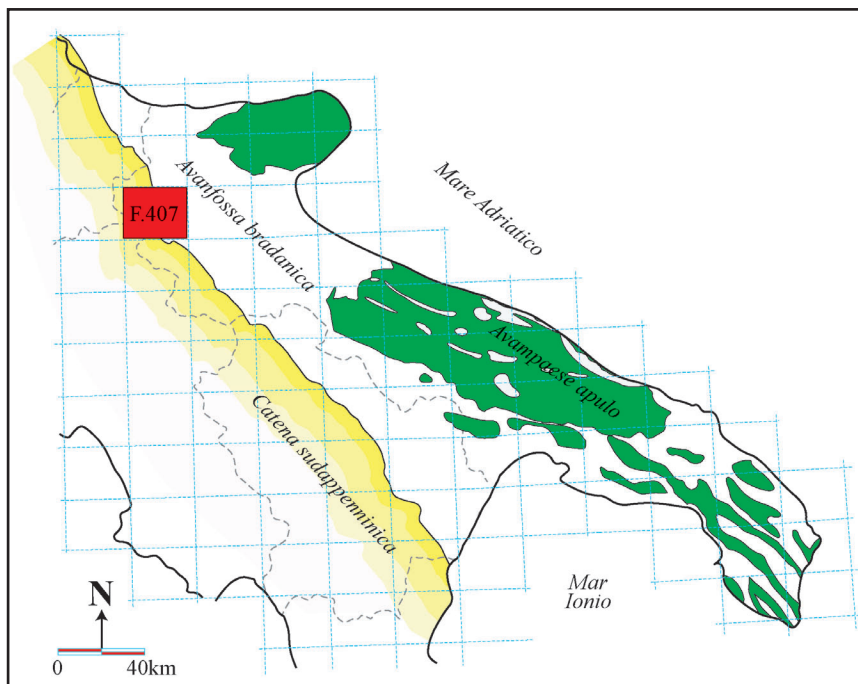


Fig. 1 - Ubicazione del Foglio 407 “San Bartolomeo in Galdo” nel quadro dell’Italia meridionale.

inseriranno nell'ambito della convenzione Regione Puglia-Università di Bari, relativa al Progetto CARG Puglia 89-91, di cui i dott. O. Santoro (fino al 2005) e P. Cavalcoli (dal 2005) sono stati i responsabili per la Regione Puglia e il prof. Neri Ciaranfi per l'Università degli Studi di Bari.

Prima dell'inizio dei lavori sul campo è stato organizzato dal Dipartimento di Geologia e Geofisica, nell'ambito del Progetto CARG - Regione Puglia, un corso di formazione per geologi rilevatori, al fine di aggiornare i rilevatori sulle problematiche geologiche dell'area e di trasmettere metodologie e criteri di lavoro comuni. Il corso è stato impostato tenendo presente da una parte le norme riportate nei Quaderni serie III del S.G.N., dall'altra le problematiche geologiche dell'Appennino meridionale. Il fatto che la maggior parte dei rilevatori del foglio abbiano condotto in precedenza ricerche geologiche nelle aree dell'Appennino meridionale, ha garantito un prodotto cartografico scientificamente aggiornato, oltre che rispondente alle finalità del Progetto Carg.

In sintesi nell'area di catena il quadro stratigrafico-strutturale è caratterizzato da due unità tettoniche sovrapposte tramite un importante *thrust* che si segue a scala regionale; le unità appenniniche a loro volta sono sovrapposte sull'unità della Fossa bradanica. Lo schema strutturale sopra descritto ha fornito anche i criteri per organizzare la legenda: in ordine progressivo dall'alto verso il basso sono state inserite: le unità continentali quaternarie, le unità della Fossa bradanica e le unità di catena, queste ultime a partire dall'unità tettonica in posizione geometrica superiore. L'ordine con il quale all'interno di ciascuna unità tettonica vengono elencate le diverse unità litostratigrafiche rispetta il criterio di sovrapposizione stratigrafica.

E' stato anche elaborato uno schema geologico del foglio inserendo gli elementi stratigrafici e tettonici locali nel contesto regionale, utilizzando anche dati di profondità (stratigrafie di pozzi per idrocarburi; profili sismici).

Infine per quanto riguarda gli schemi biozonali utilizzati per le determinazioni bio-cronostratigrafiche, si rimanda al **CAP. IV. 2.**: "Criteri e risultati bio e cronostratigrafici"

La stesura delle note è stata così realizzata dai seguenti autori:

Organizzazione e revisione generale del testo: PIERO PIERI, SALVATORE GALLICCHIO e MASSIMO MORETTI.

Introduzione, Studi Precedenti ed Inquadramento Geologico: PIERO PIERI.

Criteri e risultati bio e cronostratigrafici: PATRIZIA MAIORANO.

Unità tettoniche della Catena appenninica, Unità tettonica del Fortore, Sottounità tettonica del Vallone Grande, Sottounità tettonica di Volturara Appula, Gruppo delle Argille Variegate, Tufiti di Tusa, flysch numidico, Flysch Rosso e flysch di San Bartolomeo dell'unità tettonica di Vallone Grande: SALVATORE GALLICCHIO.

Flysch di San Bartolomeo dell'unità tettonica di Volturara Appula : SALVATORE GALLICCHIO e MASSIMO MORETTI.

Unità tettonica della Daunia, Flysch Rosso, flysch di Faeto, marne argillose del Toppo Capuana: SALVATORE GALLICCHIO.

Calciruditi ed arenarie di Pietra Montecorvino: MASSIMO MORETTI.

Argille subappennine: NERI CIARANFI, ASSUNTA D'ALESSANDRO, PATRIZIA MAIORANO.

Depositi continentali, Supersintema del Tavoliere delle Puglie: PIERO PIERI, MASSIMO MORETTI, SALVATORE GALLICCHIO, MARCELLO TROPEANO.

Caratteri strutturali, Elementi strutturali regionali, Caratteri della deformazione, Caratteri strutturali profondi, Evoluzione tettonica: VINCENZO FESTA, SALVATORE GALLICCHIO, PIERO PIERI.

Lineamenti morfologici: PIERO PIERI.

Elementi di Geologia Tecnica ed Applicata, risorse litiche: NICOLA WALSH.

Idrogeologia: MICHELE MAGGIORE.

Per la rappresentazione e descrizione delle unità litostratigrafiche affioranti nel foglio sono state utilizzate le seguenti sigle:

AV: Gruppo delle Argille Variegate;

FYR: Flysch Rosso

FYR_a: litofacies calcareo-clastica del Flysch Rosso

TUT: Tufiti di Tusa

FYN: flysch numidico

SBO: flysch di San Bartolomeo in Galdo

FAE: flysch di Faeto

TPC: marne argillose del Toppo Capuana

PMV: calciruditi ed arenarie di Pietra Montecorvino

ASP: argille subappennine

TP: supersintema del Tavoliere di Puglia

TLC: sintema di Lucera

TVP: sintema di cava Petrilli

TPB: sintema di Vigna Bocola

MLM: sintema di Mass. la Motticella

TGF: sintema di Foggia

TLP: sintema di Motta del Lupo.

II - STUDI PRECEDENTI

I principali caratteri stratigrafici e tettonici del fronte esterno della catena e del margine interno della Fossa bradanica, per il tratto compreso fra il F. Fortore a N, e gli abitati di San Bartolomeo in Galdo e di Biccari a S, possono essere ricavati da numerosi lavori, alcuni di interesse regionale, altri di valore locale, ma non per questo meno significativi.

Fra i vecchi autori vanno ricordati i numerosi lavori di stratigrafia di CHECCHIA RISPOLI pubblicati fra il 1914 e il 1942, e quelli più a carattere regionale di SACCO (1911; 1913), LOTTI (1926) e D'ERASMO (1934). Altre notizie sulla geologia dell'area in oggetto si rinvencono in IPPOLITO & LUCINI (1957), LUCINI (1954), COTECCHIA (1955).

Tuttavia, pur tenendo conto di quanto è contenuto nei lavori degli autori sopra ricordati, è doveroso sottolineare che il primo quadro completo della geologia dell'area in oggetto viene fornito solo a seguito dei lavori per la prima edizione della carta geologica del F. 163 "Lucera" del 1967; infatti la stesura delle Note illustrative del foglio medesimo (JACOBACCI *et alii* 1967), è preceduta dai lavori di JACOBACCI *et alii* (1958), STAMPANONI (1959), e JACOBACCI (1962). Negli stessi anni viene presentata una nuova sintesi stratigrafico-strutturale della geologia dell'Italia meridionale (SELLI, 1962), nella quale fra l'altro, vengono descritti i principali caratteri stratigrafici e tettonici dei flysch miocenici dei Monti della Daunia, considerati alloctoni. Nello stesso lavoro vengono descritti anche gli aspetti sedimentari della Fossa bradanica (MIGLIORINI, 1952), che viene estesa strutturalmente da Termoli al metapontino.

1. - AREA DI CATENA

Dalle note illustrative del foglio “Lucera” si ricava che nell’ambito dei terreni prepliocenici appenninici JACOBACCI *et alii* (1967) distinguono due complessi ampiamente rappresentati in affioramento. Uno, il “complesso indifferenziato”, è costituito prevalentemente da argille e argilliti varicolorate e da marne siltose grigie, alle quali si alternano frequentemente strati e banchi di arenarie e molasse, con microfaune del Cretaceo e dell’Oligocene; l’altro, “Formazione della Daunia”, è costituito da una successione di brecciole calcaree e calcari detritici fini con abbondanti resti fossili rimaneggiati, di marne e argille varicolori, di età miocenica. Come risulta anche dallo schema dei rapporti stratigrafici i due complessi sono eteropici. Si ricava inoltre che i due complessi sopra descritti e le Molasse del Miocene superiore sono riferibili al primo ciclo di sedimentazione; a questo segue il ciclo dei terreni pliocenici e pleistocenici affioranti nel settore pedemontano del Tavoliere.

Partendo da questa base di conoscenze numerosi altri autori (CROSTELLA & VEZZANI, 1964; DAZZARO & RAPISARDI, 1984; 1987; 1996; DAZZARO *et alii*, 1988; SANTO & SENATORE, 1988; PESCATORE *et alii*, 1996; 2000) hanno contribuito ad aggiornare le conoscenze di quest’area. In particolare dai lavori di DAZZARO & RAPISARDI (1987; 1996), DAZZARO *et alii* (1988) e di PESCATORE *et alii* (2000) si ricava che nell’Appennino dauno si distinguono tre settori ognuno dei quali rappresenta una distinta unità tettonica; ogni settore è caratterizzato da più successioni sedimentarie continue sovrapposte stratigraficamente, talora delimitate inferiormente da superfici di discordanza.

Il settore che occupa la porzione più occidentale del foglio (Unità tettonica del Fortore) è delimitato ad E da un *thrust* di importanza regionale, orientato NS, tramite il quale tale unità si sovrappone tettonicamente sulla successione che affiora nel settore centrale. La successione del settore occidentale è costituita a scala regionale da più unità stratigrafiche (Unità del Fortore, Unità Irpine, Unità di Villamaina, Unità di Ariano).

In particolare l’Unità del Fortore è costituita dal Gruppo delle Argille varicolori, Tufiti di Tusa e flysch numidico, di età compresa fra il Cretaceo e il Miocene inferiore; in discordanza poggiano le Unità Irpine (flysch di S.Bartolomeo e marne argillose del Toppo Capuana) di età compresa fra il Langhiano e il Tortoniano medio-superiore. Seguono in discordanza l’unità di Villamaina (Tortoniano superiore-Messiniano) e l’unità di Ariano, costituita da depositi sabbioso-conglomeratici che verso l’alto passano a sabbie ed argille di età infra-medio pliocenica.

Anche la successione del settore centrale è costituita da più unità (Unità Dauna, unità di Villamaina, unità di Ariano). In particolare l’Unità Dauna è costituita dalle calcareniti, argille e marne di Monte Sidone (SENATORE, 1988), dal flysch di Faeto e dalle marne argillose del Toppo Capuana, di età compresa

fra il Miocene inferiore e la parte bassa del Miocene superiore. L'unità delle calcareniti, argille e marne di Monte Sidone è costituita da argilliti varicolorate, marne calcaree rossastre alternate a calciruditi e calcareniti risedimentate, può essere ragionevolmente correlata in parte alle Argille varicolori, in parte al Flysch Rosso (SANTO & SENATORE, 1988). E' necessario infine ricordare che nella parte alta di questa unità al passaggio con il flysch di Faeto, è presente un orizzonte di argille bentonitiche (DAZZARO & RAPISARDI, 1982; DAZZARO *et alii*, 1988), che rappresentano un importante *marker* stratigrafico in un'area molto tormentata dalla tettonica.

Le due unità strutturali, Unità del Fortore e Unità Dauna, a loro volta si sovrappongono solidalmente sull'Unità bradanica, che occupa il settore orientale; il contatto tettonico è rappresentato da un'importante sovrascorrimento con andamento subparallelo a quella più interna che separa le due suddette unità strutturali.

I terreni dell'Unità bradanica che occupano il settore orientale nello schema dell'Appennino dauno proposto da DAZZARO & RAPISARDI, (1987), da DAZZARO *et alii* (1988) e da PESCATORE *et alii* (2000), in affioramento sono rappresentati prevalentemente da argille infrapeleistoceniche con alla base sporadici livelli sabbiosi.

Il quadro che si evince da quanto sopra descritto permette di avere una visione aggiornata della geologia relativa all'area compresa nel foglio "San Bartolomeo in Galdo", sotto i profili stratigrafico e strutturale. Nell'evoluzione paleogeografica e tettonica proposta da DAZZARO *et alii* (1988) e da PESCATORE *et alii* (2000) si fa riferimento al Bacino di Lagonegro compreso fra la Piattaforma appenninica ad O, e la Piattaforma apula ad E; successivamente, durante la fase tettonica langhiana, il bacino lagonegrese viene parzialmente deformato dando luogo al Bacino Irpino. Nel bacino lagonegrese si sono sedimentate le Argille varicolori e le sovrastanti successioni arenitiche delle Tufiti di Tusa e del flysch numidico; nel Bacino Irpino, in discordanza sui terreni precedenti, si sono depositi il flysch di S.Bartolomeo, in posizione interna, e il flysch di Faeto, in posizione esterna prossima all'avampaese (Piattaforma apula). Al flysch di San Bartolomeo, costituito da sedimenti silicoclastici immaturi, e al flysch di Faeto, costituito da sedimenti calcareo-marnosi, seguono le marne argillose di Toppo Capuana.

La successiva fase tettonica tortoniana determina la scomparsa del Bacino Irpino, le cui unità vengono incorporate nella catena, e la formazione di nuovi bacini minori, sede di sedimentazione dell'unità di Villamaina.

La trasgressione marina del Pliocene inferiore, verificatasi dopo la crisi di salinità del Messiniano, porta alla sedimentazione di un ciclo marino nei bacini interni della catena (unità di Ariano) e della successione di avanfossa verso l'avampaese.

Nonostante che all'inizio dei lavori di rilevamento il quadro stratigrafico-strutturale risulti ben delineato, nell'area appenninica rimangono ancora aperti alcuni temi generali come quello delle argille variegata (*auct.*), sia per

quanto riguarda gli aspetti lito e cronostratigrafici, sia per quanto concerne la loro collocazione paleogeografica, come si può facilmente evincere da alcuni lavori a carattere regionale (PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; LENTINI *et alii* 1990; DAZZARO *et alii* 1988; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CARBONE *et alii*, 1988; CASERO *et alii* 1988, PESCATORE *et alii*, 1999). A questo tema recentemente sono stati portati alcuni interessanti contributi da GALLICCHIO *et alii* (1996) e da SABATO *et alii* (2006); tali autori hanno studiato sotto diversi profili (stratigrafico-sedimentologico, biostratigrafico, geochimico) due successioni affioranti nei dintorni di Campomaggiore (PZ) e di Vaglio di Basilicata (PZ) ad E di Potenza, in precedenza riferite alle “Argille varicolori con brecciole a foraminiferi” (BOENZI *et alii*, 1967), ai “Diaspri” (CENTAMORE *et alii*, 1971), al Flysch Rosso esterno (PESCATORE *et alii*, 1988), e più genericamente alle argille varicolori (*auctt.*). Nelle due località sopra menzionate è stata ricostruita una successione, datata al Valanginiano?-Turoniano, qui nominata “Argilliti e radiolariti di Campomaggiore”, che dal punto di vista stratigrafico sarebbe in parte eteropica col “Flysch Galestrino” il quale rappresenta la parte alta della serie “calcareaosilico-marnosa” del Bacino Lagononegrese. La presenza di alcuni livelli di *black shales*, fra i quali sono stati riconosciuti il “livello Selli” e il “livello Bonarelli”, è risultata di grande importanza, oltre che per i risvolti paleogeografici, anche come strumento pratico nelle attività di rilevamento in quanto i livelli di *black shales* sono ben riconoscibili sul campo.

Nelle riunioni del Comitato d’area per l’Appennino meridionale per il Progetto GARG svoltesi presso la sede del Servizio Geologico d’Italia (ISPRA) nei giorni 17 e 18 novembre 2005, è stato proposto che l’unità delle “Argilliti e radiolariti di Campomaggiore” assuma il rango di membro (“membro diasprigno”) nell’ambito dell’unità del “Flysch Rosso”.

I caratteri tettonici dell’area appenninica vengono espressi da uno stile strutturale compressivo dato da una serie di faglie inverse e sovrascorrimenti associati a pieghe, sia di significato locale che regionale; di questi ultimi vanno citati i due principali fronti di accavallamento tettonico, quello più occidentale di età tortoniana, e quello più orientale di età pliocenica, che interessano l’intero fronte dell’Appennino dauno fino al Vulture, e che permettono di distinguere due principali unità strutturali appenniniche, riconosciute anche in altri settori del fronte esterno dell’orogene sudappenninico (DAZZARO & RAPISARDI, 1984; DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 2000; PATACCA & SCANDONE, 2001; GALLICCHIO *et alii*, 2002).

Ulteriori informazioni tettoniche sull’area della Daunia si ricavano dai lavori svolti durante la realizzazione del Progetto Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica, nell’ambito del quale 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 in oggetto (CIARANFI *et alii*, 1979) vengono rivisitati e reinterpretati gli elementi già noti in letteratura, tenendo tuttavia presente il controllo della tettonica sulla sedimentazione, fattore molto importante nell'ambito dei bacini migranti come le avanfosse e i bacini associati.

2. - AREA DI AVANFOSSA

Gli studi neotettonici hanno permesso anche di ricostruire a scala regionale l'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'avanfossa miocenica, in cui si depositavano i flysch esterni, (PESCATORE, 1978; PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; DAZZARO & RAPISARDI, 1984) e dell'avanfossa plioleistocenica, nella quale si depositava la successione bradanica (CIARANFI *et alii* 1979; CASNEDI, 1988). A proposito dell'avanfossa plioleistocenica questi autori 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) e di CASNEDI (1988) si ricava anche l'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'avanfossa adriatica, precisando i tempi di migrazione verso E del bacino e la contestuale immissione di terreni alloctoni durante il riempimento del bacino stesso.

Per quanto riguarda l'area della Fossa bradanica, che nella parte settentrionale della Puglia corrisponde al Tavoliere delle Puglie, dai vecchi autori (SACCO, 1911; D'ERASMO, 1934) si ricavano solo generiche informazioni. Pertanto i primi dati diretti sulle formazioni plioleistoceniche affioranti nel F. 163 "Lucera" sono contenute in STAMPANONI (1959) e in JACOBACCI *et alii* (1967). Questi autori distinguono un ciclo sedimentario marino continuo fino all'emersione, formato dal basso da sabbie e arenarie ciottolose, e dalle soprastanti argille scistose e marnose di età pliocenico-calabrianica; la successione termina con i depositi sabbiosi di chiusura del Calabrianico. Gli stessi autori distinguono inoltre un ciclo di attività continentale quaternaria, con limitate deposizioni e con intense erosioni delle formazioni più antiche. A questo ciclo appartengono i depositi ciottolosi e/o sabbiosi grossolani, in facies deltizia, che occupano la parte alta dei terrazzi più elevati del Tavoliere; tali depositi, attribuiti al Calabrianico, poggiano in discordanza sui terreni più antichi, anche se a luoghi sono in continuità con le sottostanti argille. Nel complesso dei depositi quaternari vengono compresi anche dei depositi sabbiosi fini con molluschi litorali e salmastri, riferibili ad una trasgressione medio-pleistocenica (Siciliano?). Infine vengono distinti i depositi alluvionali ciottolosi incoerenti, con livelli sabbiosi che occupano la sommità dei piatti rilievi posti a quote variabili dai 300 ai 100 m.

In seguito, la successione pliopleistocenica affiorante nel Tavoliere verrà interpretata in maniera del tutto analoga a quella messa a punto per il settore della Fossa bradanica a S dell'Ofanto (RICCHETTI, 1967; VALDUGA, 1973).

In particolare la successione bradanica lungo il bordo appenninico è costituita dal basso da Conglomerati e sabbie di Oppido Lucano, argille subappennine, sabbie di Monte Marano, conglomerato di Irsina. Ciò è quanto si evince dai lavori di DELANO SMITH, (1978), CIARANFI & RAPISARDI, (1980), CALDARA & PENNETTA, (1989; 1993), BOENZI *et alii*, (1992). Questi autori, relativamente al settore pedemontano del Tavoliere centrale compreso nel Foglio "San Bartolomeo in Galdo", propongono una successione costituita dalle argille subappennine, ben rappresentate nell'area di studio, sulle quali poggiano le due unità (sabbie di Monte Marano; conglomerato di Irsina) che rappresentano i termini regressivi della successione bradanica; questi ultimi affiorano dal fronte appenninico fino a Lucera in corrispondenza delle colline più elevate. Nella restante parte dell'area, caratterizzata da piatte colline che digradano verso E, sono diffusamente rappresentati i depositi marini terrazzati (BOENZI *et alii*; 1992; CALDARA & PENNETTA; 1993). In questi stessi lavori vengono riportati 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 Bartolomeo in Galdo", da quota 430 a quota 200 s.l.m. sono state individuate otto spianate, alle quali corrispondono altrettanti episodi sedimentari marini.

PAREA (1986) sostiene, al contrario, che l'area del Tavoliere è coperta prevalentemente da depositi alluvionali che coprono superfici inclinate verso mare; tali superfici si immergono al di sotto dei sedimenti della piana alluvionale. L'autore sostiene che i relativi depositi marini, cioè le varie paleospiagge, non affiorano perchè sepolti sotto i sedimenti olocenici della piana costiera a causa del mancato sollevamento dell'avampaese garganico durante il Pleistocene. MOCCIA (1993) nella stessa 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. L'assenza dei depositi marini testimonianti la regressione nell'area pedemontana del Tavoliere viene attribuita regionalmente da TROPEANO *et alii* (2002), ad un ampio fenomeno di erosione planare indotto almeno a partire dal Pleistocene medio dal generalizzato sollevamento che in Italia meridionale interessa sia l'area di avampaese che quella di avanfossa (DOGLIONI *et alii*, 1994).

Inoltre, GALLICCHIO *et alii* (2002), in relazione a tale argomento, ritengono che i depositi quaternari che poggiano sulle argille subappennine rappresentino più sistemi di conoide alluvionale formati 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 discontinuità debolmente inclinate da monte verso valle. Nel loro ambito sono state distinte sei unità di età variabile dal Pleistocene medio al Pleistocene superiore; la distinzione delle singole unità è stata fatta in base ai caratteri litologico-sedimentologici e alle differenti quote alle quali attualmente si rinvengono questi depositi.

Da quanto sopra riportato emerge chiaramente che anche per questo tema ci sono molte difficoltà nella messa a punto di un quadro stratigrafico organico; ciò dipende sostanzialmente dalla presenza o meno di depositi marini regressivi poggianti sulle argille subappennine.

Sono infine da ricordare una serie di lavori a scala regionale nei quali vengono illustrati gli eventi e le tappe fondamentali della geodinamica del sistema catena-avanfossa-avampaese in Italia meridionale.

I rapporti tettonici e geometrici del sistema orogenico dell'Appennino meridionale vengono illustrati dagli schemi strutturali degli anni ottanta (RICCHETTI, 1980; CIARANFI *et alii*, 1983, MOSTARDINI & MERLINI, 1986), elaborati anche sulla base sia di stratigrafie di pozzi profondi, che di profili sismici; tali schemi evidenziano che le unità strutturali che formano la catena sono totalmente sovrascorse sui depositi carbonatici neogenici e/o mesozoici dell'avampaese apulo, e che nella zona di cerniera catena-avampaese è ubicato il bacino dell'avanfossa pliopleistocenica (Fossa bradanica). Negli schemi strutturali di CASERO *et alii* (1988), PATACCA *et alii* (1992), PATACCA & SCANDONE (2001), LENTINI *et alii* (1990), viene messo in evidenza il coinvolgimento della copertura sedimentaria della placca apula nella strutturazione dell'edificio appenninico, testimoniato dal raddoppio della successione mesozoica apula al di sotto dei terreni alloctoni appenninici. Studi specifici sui caratteri strutturali del substrato carbonatico dell'avampaese sepolto (CASNEDI *et alii*, 1982; CASNEDI 1988; SELLA *et alii*, 1988), hanno permesso di precisare le fasi e i meccanismi di riempimento del bacino bradanico. A questo argomento hanno portato un contributo anche PIERI *et alii* (1994; 1996) e DOGLIONI *et alii* (1996); tali autori hanno messo in relazione i tempi di avanzamento dei terreni alloctoni con i caratteri morfostrutturali della rampa carbonatica regionale in arretramento verso E al fine di individuare l'inizio della fase di colmamento del bacino bradanico.



III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il complesso dei dati stratigrafici e strutturali ricavati nel corso del rilevamento permette di fare alcune considerazioni in parte differenti da quelle illustrate nel capitolo precedente sull'evoluzione geologica dal Cretaceo al Quaternario di una porzione dell'Appennino dauno che fa parte dell'orogene sudappenninico, e di una porzione del settore settentrionale della Fossa bradanica compreso fra l'Appennino e il Gargano (figg. 1, 2). L'Appennino dauno e la Fossa bradanica, a loro volta, fanno parte di un più esteso sistema di *foreland thrust belt* riconosciuto dal Molise al confine calabro-lucano (e.g. MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988; PATACCA *et alii*, 1990; PESCATORE *et alii*, 1999).

Al fine di considerare in un contesto geologico regionale più ampio le unità presenti nei limiti del foglio è opportuno ricordare che la catena appenninica, strutturatasi sostanzialmente nel corso dell'Oligo-Miocene, riflette le deformazioni subite dal margine occidentale della Placca Apula (in subduzione verso O) a seguito della convergenza Africa-Europa. Tale edificio orogenico costituisce l'ossatura della penisola italiana di cui l'Appennino meridionale, compreso fra la linea Ortona-Roccamonfina e la linea di Sanginetto (PAROTTO & PRATURLON, 1979), rappresenta il segmento di più recente strutturazione.

Nel sistema sud-orogenico da E verso O si distinguono tre domini strutturali sovrapposti: l'avampaese apulo, l'avanfossa appenninica, la catena. L'avampaese, rappresentato in affioramento dal blocco apulo-garganico, si estende dall'Adriatico

fino all'avanfossa proseguendo verso O sotto i thrusts appenninici; è costituito da una successione autoctona formata prevalentemente da carbonati di età meso-cenozoica, sui quali sovrascorrono le unità alloctone della catena appenninica, costituite essenzialmente da depositi mesozoico-terziari sia di bacino di margine passivo che di avanfossa; infine, interposta tra l'area di catena e l'area di avampaese è presente l'area dell'avanfossa plio-quadernaria che sebbene in parte disattivata ed emersa (Fossa bradanica, nel settore della Puglia e della Basilicata) non è stata ancora del tutto raggiunta dalla propagazione dei *thrust* appenninici ed è rappresentata in affioramento da una successione regressiva che da depositi argilloso-siltosi plio-quadernari di ambiente di piattaforma e di scarpata passa prima a depositi sabbioso-conglomeratici costieri, sia con passaggi graduali che di tipo erosivo, e poi a depositi continentali.

In particolare l'area compresa nel Foglio "San Bartolomeo in Galdo" comprende i rilievi esterni dell'Appennino dauno e un settore pedemontano del Tavoliere di Puglia, quindi è un'area significativa per documentare l'evoluzione miocenica e plioquadernaria del sistema catena-avanfossa (Fig. 2). Infatti, mentre i caratteri stratigrafici e strutturali delle successioni torbiditiche della catena sono strettamente legate alla strutturazione ed evoluzione dell'avanfossa miocenica, l'attuale bordo esterno della stessa catena è stato strutturato da sovrascorrimenti appenninici più recenti che con la loro migrazione verso E hanno marcatamente condizionato la sedimentazione nell'avanfossa plio-pleistocenica (Fossa bradanica).

Nell'area di catena, in parziale accordo con DAZZARO & RAPISARDI (1996), sono state distinte due unità tettoniche: l'Unità Tettonica del Fortore e, in posizione più esterna, l'Unità Tettonica della Daunia (Figg. 2, 3, 4, 5, 6). Inoltre, nell'ambito dell'Unità Tettonica del Fortore sono state distinte due sottounità: Sottounità di Vallone Grande e Sottounità di Volturara Appula (figg. 3, 4, 4a, 4b).

In particolare la Sottounità Tettonica di Vallone Grande è costituita dalle seguenti unità litostratigrafiche: Gruppo delle Argille Variegate, Tufiti di Tusa, flysch numidico; la Sottounità Tettonica di Volturara Appula è costituita da: Flysch Rosso e flysch numidico. Le successioni delle due sottounità tettoniche terminano verso l'alto con il flysch di San Bartolomeo che poggia in discordanza su termini diversi delle due successioni.

L'Unità Tettonica della Daunia è costituita da: Flysch Rosso, flysch di Faeto, marne argillose del Toppo Capuana; su queste unità poggiano in discontinuità depositi sabbioso-conglomeratici di ambiente di transizione (denominati informalmente calciruditi ed arenarie di Pietra Montecorvino) che sebbene di limitata estensione testimoniano la presenza di bacini di *thrust top* di età pliocenica.

In sostanza nell'ambito dei terreni appenninici sono state ricostruite due

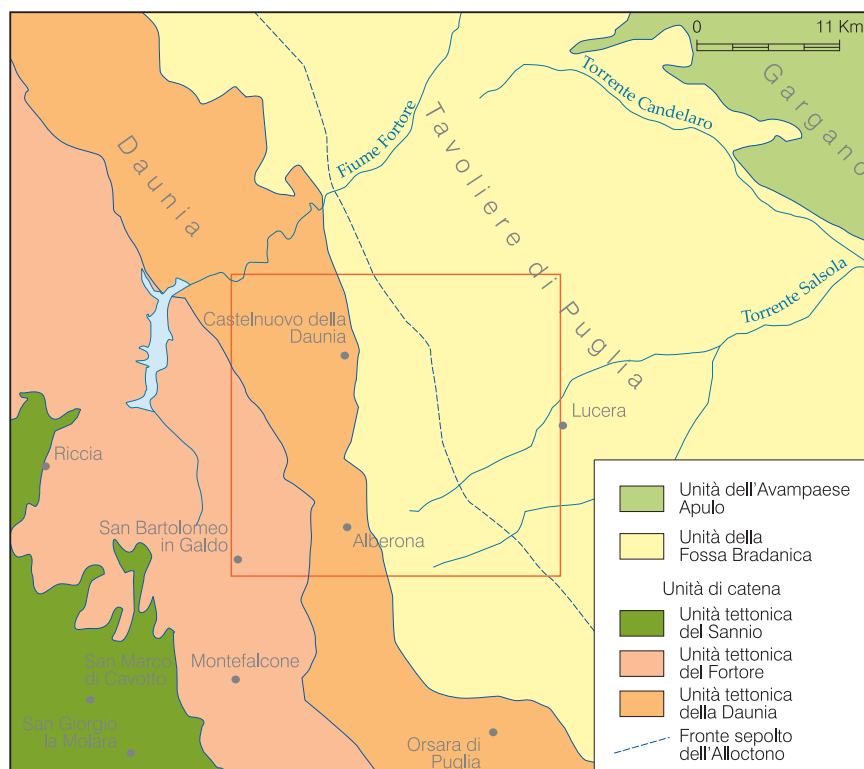


Fig. 2 - Schema dell'inquadramento geologico regionale del Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo", modificato da Bigi et alii (1989).

successioni pelitico-calcareo-arenacee, in parte eteropiche, riferibili alle due sottounità dell'Unità Tettonica del Fortore, e una successione pelitico-calcareo riferita all'Unità della Daunia; tali unità sono caratterizzate da una successione simile nella porzione cretacico-oligocenica e si differenziano sensibilmente nella porzione terziaria.

Sulla base dei caratteri stratigrafici e sedimentologico-ambientali delle argilliti che costituiscono il Gruppo delle Argille Variegate e il Flysch Rosso, si ricava che queste due unità si sono sedimentate in un'ampia area bacinale (Bacino Lagonegrese-Molisano) in cui a partire dall'Oligocene si sono potuti accumulare confinati corpi torbiditici, sia silicoclastici (Tufiti di Tusa), sia calciclastici (orizzonti calciruditi e calcareniti del Flysch Rosso). Anche la presenza in continuità stratigrafica del flysch numidico in ambedue le successioni conforta l'ipotesi dello stesso dominio paleogeografico.

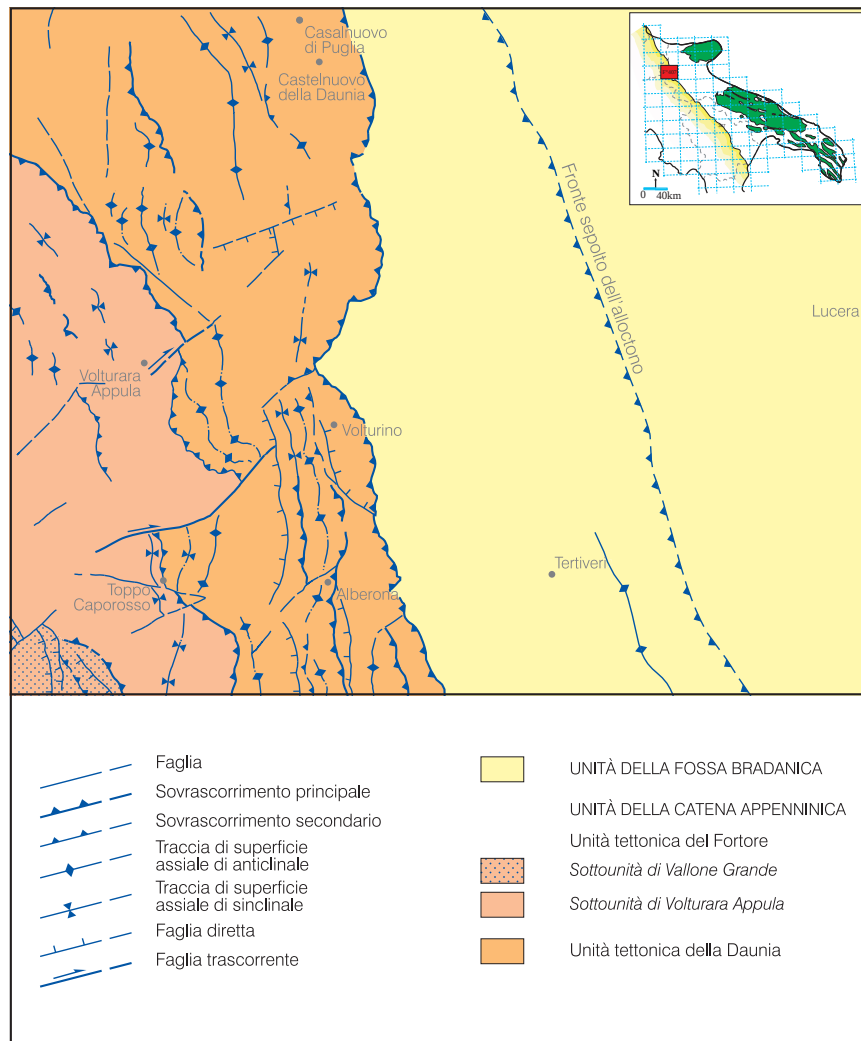


Fig. 3 - Schema tettonico del Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo".

Sotto il profilo paleogeografico le successioni su nominate vengono quindi attribuite allo stesso dominio, il Bacino Lagonegrese-Molisano, ubicato ad oriente della Piattaforma sud-appenninica e ad occidente della Piattaforma Apula (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE, 1988).

Tale quadro paleogeografico (Bacino Lagonegrese-Molisano) prodottosi nel corso del Mesozoico in un regime distensivo, subisce un drastico cambiamento geodinamico, a partire dall'Oligocene superiore, allorchè viene ad essere interessato da marcate deformazioni connesse ad un fronte compressivo. Tali deformazioni interessano prima la parte occidentale del bacino e poi si propagano gradualmente verso E. In seguito a questo nuovo quadro geodinamico la copertura sedimentaria cretacico-neogenica viene ad essere scollata dal suo substrato e ridotta in scaglie, tettonicamente sovrapposte in sequenza da O ad E. A seguito di tali fasi deformative, che determineranno la costruzione dell'edificio appenninico, nel Bacino Lagonegrese-Molisano si producono nuove condizioni paleogeografiche date da un bacino asimmetrico (avanfossa miocenica) limitato ad O dalla catena appenninica in strutturazione, e ad E da alti relativi di natura carbonatica (Piattaforma Apula).

Le aree più interne dell'avanfossa, strutturate sulle porzioni più avanzate del prisma appenninico erano rappresentate essenzialmente da bacini di *thrust-top* in cui si sedimentavano successioni torbiditiche silicoclastiche alimentate dall'area di catena; le aree più esterne dell'avanfossa, invece, strutturate sulle porzioni più esterne del Bacino Lagonegrese-Molisano non ancora deformate erano alimentate prevalentemente da torbiditi calciclastiche provenienti dalla Piattaforma Apula. In particolare nel settore pugliese dell'avanfossa miocenica la sedimentazione silicoclastica è rappresentata dal flysch di San Bartolomeo depositatosi in aree bacinali interne di tipo *thrust-top*, mentre la sedimentazione calciclastica è rappresentata dal flysch di Faeto che si sedimentava in aree bacinali di avanfossa più esterne.

La presenza di livelli quarzoarenitici, riconducibili al flysch numidico, in continuità stratigrafica tra il Flysch Rosso e la base del flysch di Faeto rappresenta il dato stratigrafico di congiunzione fra la sedimentazione di un bacino di margine passivo (Bacino Lagonegrese-Molisano) e quella di avanfossa (Bacino Irpino).

Le ulteriori fasi deformative verificatesi nel Miocene medio-superiore interesseranno anche queste unità, che verranno incorporate nella struttura appenninica.

Nel Pliocene inferiore allorchè la strutturazione della catena si è quasi ultimata per l'intero arco appenninico, sul versante adriatico della stessa catena si costituisce l'omonima avanfossa la cui storia tettonica e sedimentaria, almeno per quanto riguarda questo tratto di avanfossa, noto come Fossa bradanica, si conclude nel Pleistocene superiore al termine della lunga fase regressiva, con l'emersione dell'area compresa fra il Golfo di Manfredonia e il Golfo di Taranto.

In particolare il bacino della Fossa bradanica, delimitato ad occidente dai rilievi appenninici e ad oriente dai rilievi del Gargano e delle Murge, si costituisce con la trasgressione verificatasi dopo la crisi messiniana; ciò perchè in corrispondenza della Puglia i calcari mesozoici dell'avampaese costituivano già un alto morfostrutturale. Per questo motivo tettonico in Puglia il bacino si

realizza nella parte alta del Pliocene inferiore, cioè un pò in ritardo 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 E per effetto dell'arretramento e abbassamento della rampa stessa; contestualmente anche le strutture compressive appenniniche avanzano in sequenza verso E, immettendo nel bacino enormi volumi di terreni alloctoni. A seguito di tali fenomeni il bacino si presenta, in sezione trasversale, asimmetrico in quanto caratterizzato da un margine occidentale (appenninico) molto acclive, e da un margine orientale (di avampaese) a basso gradiente. In un quadro paleogeografico così differenziato la sedimentazione si è necessariamente diversificata da luogo a luogo sia per diversità di *facies* e di spessori, sia per diversi caratteri petrografici.

In posizione di *wedge-top*, potevano formarsi piccoli bacini isolati che venivano riempiti da depositi costieri: nel Foglio "San Bartolomeo in Galdo" sono rappresentati dalle calciruditi ed arenarie di Pietra Montecorvino. 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 pliopleistocenica, non affiorante nell'area qui considerata.

Nelle aree marginali delimitate ad E dall'avampaese, la sedimentazione si propagava su un substrato carbonatico subsidente; vi si depositavano esclusivamente sedimenti carbonatici sia intrabacinali che terrigeni, questi ultimi rappresentati dal relativamente scarso materiale clastico proveniente dall'erosione dei rilievi carbonatici dell'area garganica. Si formavano in tali condizioni le calcareniti e le calciruditi di ambiente costiero (Calcarenite di Gravina), che rappresentano l'unità di base della successione della Fossa bradanica in aree di avampaese. Anche questa formazione non affiora nell'ambito del foglio; è comunque rappresentata nello schema di fig. 5 alla base delle argille subappennine.

Verso la fine del Pleistocene inferiore, circa un milione di anni fa, nell'evoluzione della Fossa bradanica avviene una svolta molto importante. Da questo momento si verifica un drastico mutamento geodinamico a seguito del quale il sistema avanfossa-avampaese inizia a sollevarsi; il bacino da subsidente si superficializza. L'area di sedimentazione, per il graduale ritiro del mare, è sostituita da un'area emersa via via più estesa; la regressione marina procede verso l'Adriatico iniziando dal margine appenninico in corrispondenza della zona dove attualmente sono ubicati gli abitati di Biccari, Volturino, Pietra Montecorvino, Castelnuovo della Daunia, tenendo conto comunque che gli eventi tettonici ed erosivi della

seconda metà del Quaternario hanno notevolmente modificato la paleogeografia infrapleistocenica.

Il mutamento geodinamico produce nuove condizioni deposizionali, nelle quali si formano depositi costieri regressivi, a luoghi anche grossolani, prevalentemente in facies di spiaggia, di età via via più recente procedendo da SO a NE.

A tale proposito è importante ricordare che nell'area in oggetto i depositi marini regressivi non sono presenti, benchè sia logico ritenere che tali depositi si siano formati anche in questa zona secondo gli schemi deposizionali noti per altri settori della Fossa bradanica. A supporto di tale ipotesi va ricordato che i depositi della regressione bradanica sono presenti nelle aree contigue a quella di cui si discute. Pertanto il fatto che solo in questa parte del Tavoliere, sulle argille subappennine si rinvenivano direttamente dei depositi alluvionali, significa che, almeno nell'area pedeappenninica del Tavoliere, i depositi marini regressivi sono stati asportati dall'erosione prima della formazione dei depositi alluvionali.

Questa singolare situazione stratigrafica può essere giustificata solo valutando il contesto regionale e ricostruendo la successione degli eventi erosivo-deposizionali che si sono succeduti a partire dalla regressione infrapleistocenica.

A tale proposito vanno valutate le particolari condizioni morfostrutturali dell'area qui considerata, come la posizione dello spartiacque che condiziona la lunghezza dei corsi d'acqua e l'ampiezza della zona di alimentazione; questi fattori locali hanno differenziato il settore bradanico compreso nel Foglio "San Bartolomeo in Galdo" per quanto concerne la quantità degli apporti. In sostanza questo settore doveva essere sottoalimentato rispetto alle aree adiacenti, nelle quali sfociavano il F. Fortore a N, il T. Celone e il T. Cervaro a S, corsi d'acqua con bacini di alimentazione notevolmente più ampi dei brevi torrenti dell'entroterra di Lucera. Tutto ciò ha determinato che i depositi regressivi avessero esigui spessori facilmente asportabili dai processi erosivi verificatisi con l'emersione dell'area qui considerata.

La restante parte dell'evoluzione quaternaria di questa regione va vista nell'ambito dei processi morfogenetici verificatisi nel Pleistocene medio e superiore; nel corso di questo intervallo di tempo, in risposta a variazioni climatiche, si sono verificati più episodi di generalizzata aggradazione, alternati a processi di incisione valliva durante i maggiori periodi di raffreddamento climatico e al contemporaneo sollevamento regionale.

Durante i periodi di modellamento morfogenetico si costituirono ampie coltri di sedimenti continentali pedemontani formate da conoidi alluvionali coalescenti, ciclicamente reincise; l'alternanza ciclica di deposizione-erosione ha dato luogo ai diversi ordini di depositi alluvionali terrazzati (supersintema del Tavoliere di Puglia) in discordanza sulle argille marine. In tal modo si giustifica la locale assenza di testimonianze della regressione, la presenza sulle argille subappennine (Pliocene medio-superiore) dei discordanti depositi continentali (Pleistocene medio e superiore) e la relativamente ampia lacuna stratigrafica.



IV - STRATIGRAFIA

L'area del Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo" comprende un segmento dell'esteso sovrascorrimento che a scala regionale sovrappone i terreni della catena appenninica su quelli dell'antistante avanfossa plio-pleistocenica (Fossa bradanica), quindi gli elementi che compongono il quadro stratigrafico in queste due regioni sono molto differenti.

L'area appenninica, che occupa quasi la metà occidentale del Foglio, presenta grande complessità strutturale a causa della tetto-genesi che ha intensamente deformato le numerose unità stratigrafiche di età cretacico-miopliocenica. Come detto nel capitolo precedente nell'area di catena sono state distinte due unità tettoniche: l'Unità tettonica del Fortore e l'Unità tettonica della Daunia. La prima si sovrappone tettonicamente alla seconda, in corrispondenza di un *thrust* orientato secondo gli assi appenninici.

L'area bradanica occupa la restante parte del foglio, e vi affiorano depositi pliocenico-aternari, in assetto monoclinale. I depositi pliocenici sono rappresentati dalle calciruditi ed arenarie e di Pietra Montecorvino e delle argille subappennine, mentre quelli quaternari da coperture conglomeratico-sabbiose continentali, terrazzati in più ordini e raggruppati nel supersistema del Tavoliere di Puglia.

La marcata diversità fra le due aree appare con grande evidenza negli schemi stratigrafico e strutturale (figg. 3, 4, 5, 6) nei quali sono stati distinti le principali unità tettoniche, i loro rapporti reciproci e i loro principali caratteri stratigrafici.

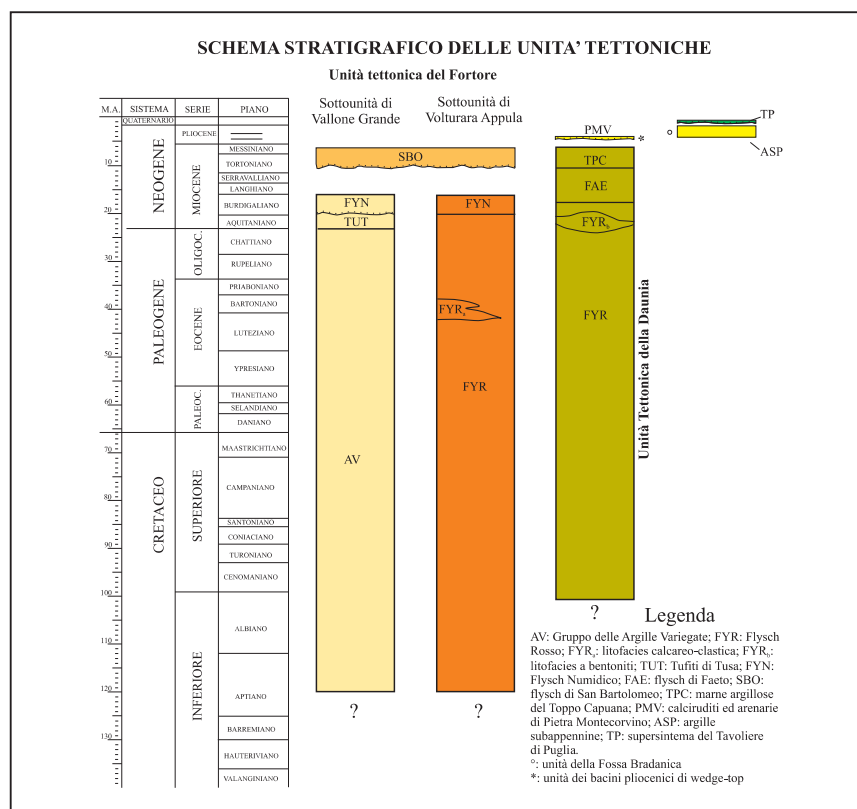


Fig. 4 - Schema stratigrafico delle unità tettoniche affioranti nel Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo".

Il quadro stratigrafico e strutturale, benché estremamente semplificato, oltre a delineare i principali caratteri geologici di questo settore di Appennino dauno, è stato preso di riferimento per organizzare in modo logico la descrizione delle numerose unità litostratigrafiche, coerentemente alla struttura della legenda.

1. - CRITERI E RISULTATI BIO E CRONOSTRATIGRAFICI

Lo studio biostratigrafico delle unità affioranti nel Foglio "San Bartolomeo in Galdo" è stato condotto sulle associazioni a nannofossili calcarei e foraminiferi nelle unità plioceniche, tramite l'analisi rispettivamente di *smear slides* e di lavati, e sulle associazioni a nannofossili calcarei nelle unità pre-plioceniche. Per lo studio dei nannofossili calcarei l'analisi è stata svolta al microscopio ottico

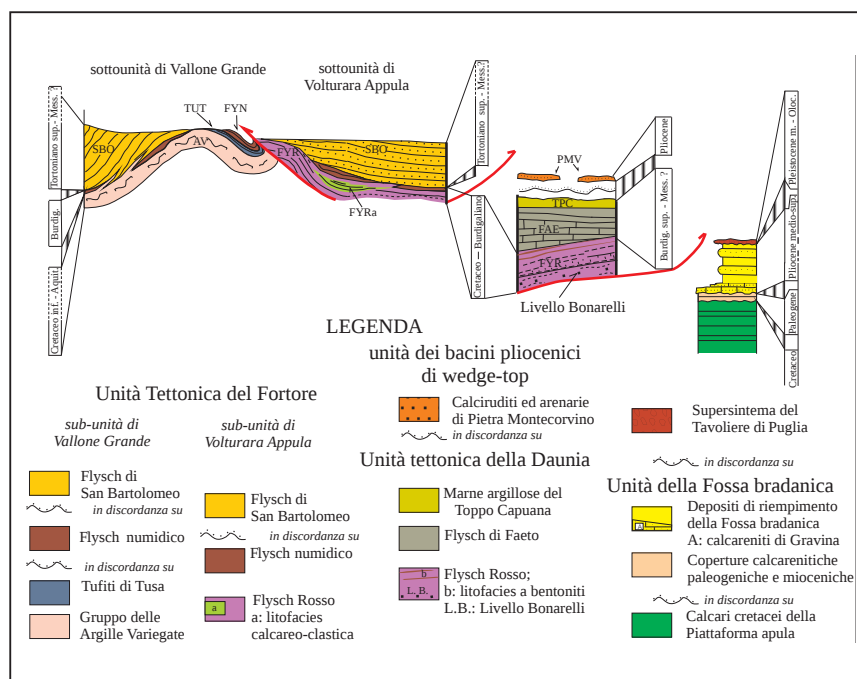


Fig. 5 - Schema stratigrafico e rapporti geometrici fra le unità tettoniche affioranti nel Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo".

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.

Gli schemi biozonali a cui si è fatto riferimento per il Pliocene sono quelli ampiamente utilizzati e collaudati nell'area mediterranea di Rio *et alii* (1990) per i nannofossili calcarei e di SPAAK (1983) per i foraminiferi planctonici (fig. 7); in alcuni casi si è fatto riferimento anche alle biozone a foraminiferi bentonici di COLALONGO & SARTONI (1979). Per la cronostratigrafia del Pliocene si è utilizzata la suddivisione tripartita in Pliocene inferiore (Zancleano), medio (Piacenziano) e superiore (Gelasiano), in accordo con le istituzioni formali dei relativi GSSP del Pliocene (CASTRADORI *et alii*, 1998; RIO *et alii*, 1998; VAN COUVERING *et alii*, 2000).

In particolare lo studio delle argille subappennine, che rappresentano l'unità pliocenica affiorante più estesamente nel Foglio in oggetto, ha permesso di riconoscere un intervallo compreso tra la parte alta del Pliocene medio (Zona a *Globorotalia crassaformis* per i foraminiferi e Zona MNN16b/17 per i nannofossili), ed il Pliocene superiore (Zona a *Globorotalia inflata*); le comparse

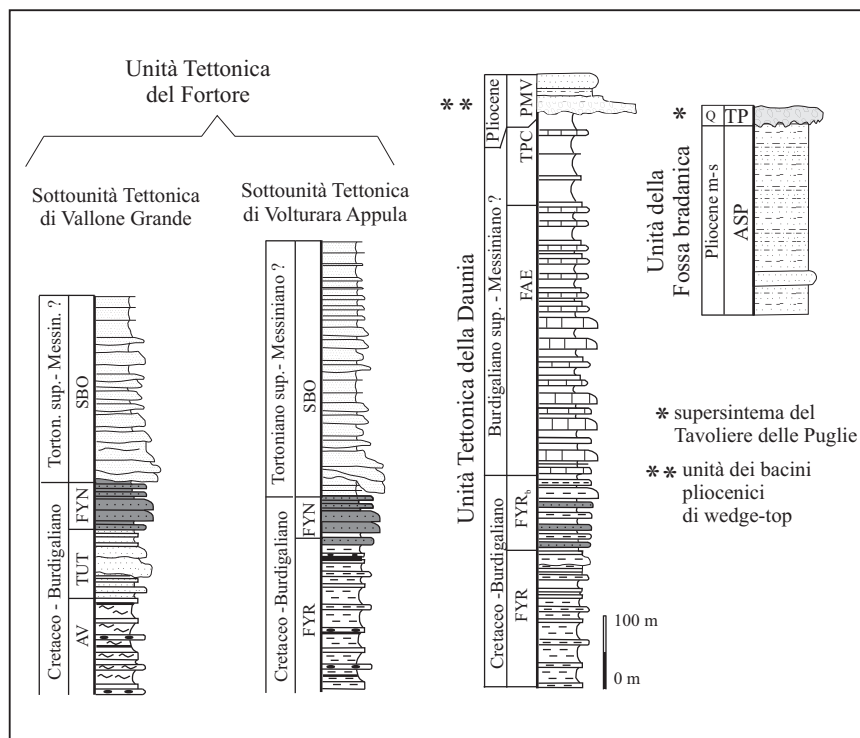


Fig. 6 - Schema stratigrafico delle unità tettoniche affioranti nel Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo".

di *Bulimina basispinosa* TEDESCHI & ZANMATTI e di *Bulimina marginata* D'ORBIGNY tra i foraminiferi bentonici, sono state utilizzate come ulteriori eventi nella Zona a *Globorotalia crassaformis*; è stata inoltre riconosciuta la Zona a *Bulimina elegans marginata* indicativa della parte terminale del Pliocene superiore. Le associazioni a nannofossili calcarei e a foraminiferi sono risultate variamente conservate e diversificate; in particolare le associazioni a nannofossili hanno evidenziato comuni presenze rimaneggiate di *taxa* pre-pliocenici e pliocenici, fra i quali principalmente *Discoaster* spp. Le associazioni a foraminiferi nello stesso intervallo non hanno mostrato un significativo rimaneggiamento.

Per le unità mioceniche si è fatto riferimento agli schemi biozonali di FORNACIARI & RIO (1996) e di FORNACIARI *et alii* (1996) per il Miocene inferiore e medio e superiore basale ed a quelli di MARTINI (1971), OKADA & BUKRY (1980) e THEODORIDIS (1984) per il Miocene terminale (fig. 8). Gli intervalli cronostatigrafici del Miocene inferiore (Aquitano e Burdigaliano), Miocene medio (Langhiano e Serravalliano), Miocene superiore pp. (Tortoniano), sono stati individuati secondo quanto proposto in FORNACIARI & RIO (1996), FORNACIARI

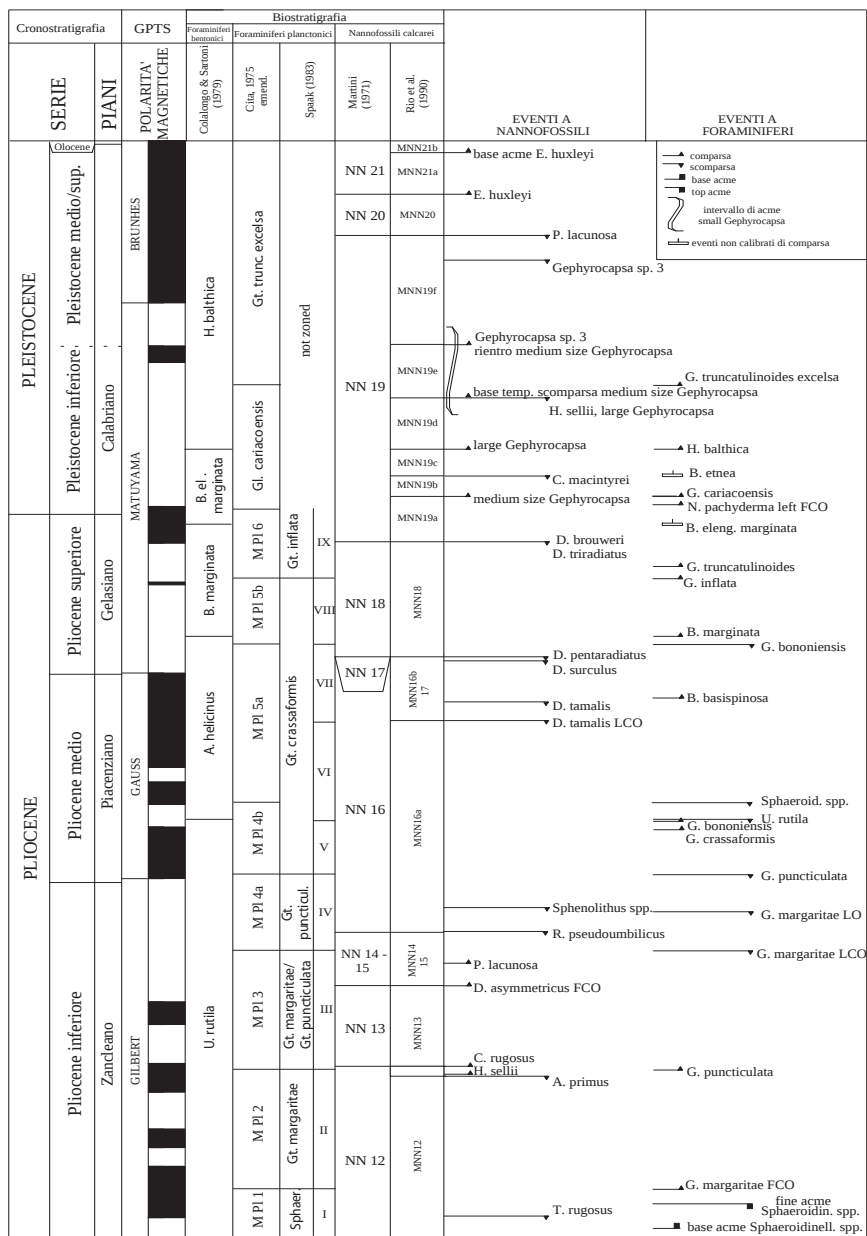


Fig 7 - Schema bio-cronostratigrafico adottato nelle unità plioceniche.

CRONOSTRATIGRAFIA		SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI										CRONOSTRATIGRAFIA																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
		Nannofossili					Foraminiferi																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
MIOCENE SUPERIORE		MESSIN.	TORTONIANO		NOT STUDIED	↑ R. rotaria A. primus C. pelagic M. convall.	↑ Theodoridis (1984)	BIOEVENTI	Iaccarino (1985) Foresi et al. (1998) Sprovieri et al. (2002)	MESSIN.	TORTONIANO	MIOCENE SUPERIORE																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
			CN9b	NN11									CN9a	NN10	CN8	NN9	CN7	NN8	CN6	NN8	MNN8	MNN8b	MNN8a	CN5b	NN7	MNN7	CN5a	NN6	MNN6	MNN6b	MNN6a	MNN5b	MNN5a	MNN5	MNN4b	MNN4a	MNN3b	MNN3a	MNN2b	MNN2a																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
MIOCENE MEDIO		SERRAVALLIANO	LANGHIANO		CN4	NN5	MNN5	MNN4b	MNN4a	MNN3b	MNN3a	MNN2b	MNN2a	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓

Fig. 8 - Schema bio-cronostratigrafico adottato nelle unità mioceniche.

et alii (1996) e RIO *et alii* (1997); per l'individuazione del Messiniano si è fatto riferimento a quanto riportato in HILGEN *et alii* (2000). Per le unità oligoceniche si sono utilizzati gli schemi di MARTINI (1971) e di OKADA & BUKRY (1980).

Nelle unità mioceniche le associazioni a nannofossili calcarei presentano spesso uno stato di preservazione variabile da cattivo a mediocre e sono interessate da fenomeni di dissoluzione e ricristallizzazione; frequente è la presenza di rimaneggiamento paleogenico. In queste unità l'analisi è stata generalmente estesa a circa 500 campi visivi per verificare l'eventuale presenza di specie rare, a causa della "diluizione" dell'associazione dovuta al frequente rimaneggiamento. In particolare per le unità mioceniche affioranti nel Foglio (FYN, SBO, FAE, TPC) sono stati individuati differenti intervalli biozonali compresi tra il Burdigaliano, Zona MNN3 di FORNACIARI & RIO (1996) ed il Tortoniano superiore, Zona CN9b di OKADA & BUKRY (1980), utilizzando la distribuzione di *marker* biostratigrafici come *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE & WILCOXON, *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER), *Calcidiscus macintyreii* (BUKRY & BRAMLETTE), *Helicosphaera walbersdorfensis* (MULLER), *Discoaster bellus* BUKRY & PERCIVAL, *Amaurolithus* spp.. In particolare nell'unità FYN è stato individuato un intervallo compreso tra il Burdigaliano ed il Langhiano inferiore per il riconoscimento delle Zone MNN3 ed MNN4; nell'unità FAE è stato individuato un intervallo compreso tra il Langhiano ed il Serravalliano, Zone MNN5 - MNN7; nelle TPC, riferite al Tortoniano, sono state individuate le Zone MNN9 di FORNACIARI *et alii* (1996) correlabile con la CN7 di OKADA & BUKRY (1980), e la Zona CN 9b di OKADA & BUKRY (1980).

Inoltre va evidenziato che, nell'ambito delle unità mioceniche, alcuni problemi sono emersi nella datazione del flysch di San Bartolomeo: nei numerosi campioni prelevati in alcune successioni di questa unità, l'associazione dominante è spesso riferibile alle Zone MNN5 del Langhiano (sezione Villa Bianca) ed alle Zone MNN6b/7 del Serravalliano (sezione San Bartolomeo); tuttavia soltanto in pochi campioni provenienti dalle stesse successioni sono stati ritrovati rarissimi individui (1-2 in circa 500 campi visivi) di *Discoaster bellus* e *Discoaster berggrenii* BUKRY indicativi del Tortoniano, ed ancor più rari individui di *Amaurolithus* spp. e *A. primus* (BUKRY & PERCIVAL), le cui comparse, secondo quanto noto in letteratura, precedono appena il limite Tortoniano-Messiniano. Sulla base di queste considerazioni l'età del flysch di San Bartolomeo viene riferita al Langhiano? - Tortoniano e la maggior parte dell'associazione contenuta nei campioni deve considerarsi rimaneggiata. Per quanto detto, in due successioni appartenenti alla parte inferiore del flysch di San Bartolomeo (sezione Bosco Montauro e San Marco La Catola), nelle quali le associazioni sono risultate indicative del Langhiano, l'età potrebbe essere considerata non affidabile.

Nelle unità pre-burdigaliane, (parte alta del Flysch Rosso, Tufiti di Tusa) a causa del ritrovamento di associazioni molto povere, in cattivo stato di preservazione o con comune o abbondante rimaneggiamento spesso non è stato possibile proporre una determinazione a livello biozonale; in questi casi sono state indicate età “non più antiche di”.

2 - UNITÀ TETTONICHE DELLA CATENA APPENNINICA

2.1. - UNITÀ TETTONICA DEL FORTORE (figg. 3, 4)

Questa unità tettonica occupa la porzione occidentale del Foglio e si sviluppa grossomodo lungo un allineamento passante da San Marco La Catola (a N) a Monte Taglianaso (a S). Da un punto di vista stratigrafico è rappresentata da due successioni sedimentarie cretacico-mioceniche riferibili alle porzioni più interne e depocentrali del Bacino Lagonegrese-Molisano. Sulla base dei differenti caratteri stratigrafici delle due successioni (quella più interna è caratterizzata dalla presenza di vulcanoclastiti, riconducibili alle Tufiti di Tusa) e per il contatto di tipo tettonico tra le stesse l'Unità tettonica del Fortore è stata suddivisa in due sottunità: la sottunità di Vallone Grande e la sottunità di Volturara Appula.

2.1.1. - *Sottunità di Vallone Grande*

Affiora per un'area limitata nel settore sud occidentale del foglio, nell'area dell'abitato di San Bartolomeo in Galdo, ed è rappresentata da una successione stratigrafica cretacico-miocenica che dal basso verso l'alto è rappresentata da: Gruppo delle Argille Variegate, Tufiti di Tusa, flysch numidico e flysch di San Bartolomeo.

2.1.1.1. - Gruppo delle Argille Variegate (AV)

Questa unità è ascrivibile alle Argille Variegate di Ogniben (1969) o alle Argille varicolori *Auct.* (e.g. D'ARGENIO *et alii*, 1973; DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 2000). Affiora in un'area ristretta a SE dell'abitato di San Bartolomeo in Galdo, lungo l'incisione di Vallone Grande, ed è rappresentata da una successione a prevalente componente argillitica, che si presenta con

un generale assetto caotico. Il tipo di assetto, unitamente alle estese coperture detritiche non hanno permesso di definire con precisione i caratteri stratigrafici e lo spessore affiorante dell'unità che tuttavia può essere stimato nell'ordine dei 100 m.

In particolare da un punto di vista litologico la formazione è costituita da argille marnose scagliose, argilliti grigie e policrome, calcari marnosi e marne silicizzate di colore variabile dal rossastro al violaceo e calcareniti torbiditiche; sono presenti anche sottili intercalazioni di arenarie litiche a grana fine. In corrispondenza dei rari affioramenti in cui non sono presenti coperture si osserva che questi litotipi si susseguono con alternanze verticali di pacchi di strati a predominanza argillitica o calcareo-marnosa; ciononostante la limitata estensione degli affioramenti e l'intensa tettonizzazione dell'unità non hanno permesso di ricostruirne i caratteri stratigrafici di dettaglio.

Nelle alternanze pelitiche la stratificazione si presenta indistinta o, se visibile, molto sottile, con straterelli di pochi cm; nelle alternanze calcaree o calcareo-marnose la stratificazione è ben evidente e regolare, talora sono presenti anche grossi banchi di calciruditi che passano a calcareniti e a marne biancastre o rosate. Lungo il Vallone Grande è presente un olistolite (non cartografabile, poche decine di m³) di calcare mesozoico di piattaforma carbonatica caratterizzato dalla presenza di strati costituiti essenzialmente da ooidi.

Nella parte alta della successione sono presenti livelli di marne argillose biancastre, torbiditi calciclastiche in strati decimetrici e sottili intercalazioni di arenarie litiche torbiditiche ricche in mica bianca, che segnano il passaggio stratigrafico alle sovrastanti Tufiti di Tusa; la base stratigrafica della formazione non è affiorante.

L'età di tali depositi è stata riferita sulla base dei foraminiferi planctonici al Cretacico-Burdigaliano da DAZZARO *et alii* (1988); più recentemente PESCATORE *et alii* (2000) indicano per la parte medio superiore della formazione un'età riferibile alla parte alta dell'Oligocene.

I caratteri litologici e sedimentologici di questa unità indicano che la stessa è riferibile ad un bacino profondo a sedimentazione pelagica interessato occasionalmente da eventi di torbida caratterizzati sia da sedimenti carbonatici che silicoclastici.

Il dominio di appartenenza di questa unità è oggetto di accese discussioni: *e. g.* OGNIBEN (1969) e LENTINI *et alii* (1990) considerano questa unità appartenente a domini interni rispetto alla Piattaforma Appenninica (bacino sicilide), mentre DAZZARO *et alii* (1988), PESCATORE *et alii* (2000) la attribuiscono alle porzioni assiali del Bacino Lagonegrese-Molisano. Sebbene i dati raccolti durante le operazioni di rilevamento non siano sufficienti a dirimere il problema gli autori di questa nota si trovano in accordo con gli ultimi citati.

2.1.1.2. - Tufiti di Tusa (TUT)

OGNIBEN, 1969

La formazione affiora ad E dell'abitato di San Bartolomeo in Galdo, in un'area compresa tra Mass. Curiale e Cas.ne Palazzo. E' rappresentata da una successione spessa circa 300 m, costituita da un'alternanza arenaceo-argillosa con intercalazioni calciclastiche; la particolarità delle areniti è quella di essere rappresentate da torbiditi vulcanoclastiche litiche, ricche in mica, di colore variabile dal grigio al verde. La formazione poggia in contatto stratigrafo per alternanze sul Gruppo delle Argille Variegata e passa superiormente con un contatto stratigrafico netto al flysh numidico. Nel complesso, la formazione presenta un *trend* evolutivo di tipo negativo, la porzione inferiore è, infatti, costituita prevalentemente da un'alternanza di livelli argillosi e di straterelli arenitici e calciclastici a grana da media a fine, mentre, la porzione superiore è costituita essenzialmente da strati e banchi arenitici a grana da media a grossolana a cui si intercalano sottili livelli pelitici e calciclastici.

Gli strati arenitici che caratterizzano la porzione inferiore della successione hanno uno spessore dell'ordine decimetrico, sono gradati e presentano strutture riferibili alla parte superiore della sequenza di BOUMA; l'intervallo *c* è spesso caratterizzato dallo sviluppo di lamine tipo convolute; i caratteri di facies indicano che le areniti sono relative a correnti di torbida diluite. Le torbiditi vulcanoclastiche che caratterizzano la parte alta della formazione sono a grana medio-grossolana e si presentano in strati e banchi di spessore compreso tra pochi decimetri e il metro. Gli strati sono caratterizzati da geometria variabile da tabulare a debolmente lenticolare e presentano strutture sedimentarie riconducibili a quelle delle tipiche correnti di torbida ad alta concentrazione e a bassa capacità di trasporto (gradazione normale e/o localmente inversa, intervalli *s* e *t* di LOWE, 1982). La base degli strati è netta ed è chiaramente erosiva ed è spesso caratterizzata da *flute cast* che indicano apporti da S-O. Lo studio petrografico di queste arenarie (ARDITO *et alii*, 1985) ha evidenziato che queste sono caratterizzate da un basso grado di maturità sia di tipo tessiturale che compositazionale; da quest'ultimo punto di vista le arenarie sono costituite essenzialmente da clasti andesitici, da granuli di calcari di piattaforma carbonatica, e di rocce metamorfiche di basso grado nonché da frammenti di selci.

Le calcareniti sono a grana medio-fine, sono gradate normalmente e presentano strutture riconducibili a quelle della sequenza di Bouma.

Nella parte alta della formazione sono riconoscibili anche livelli a *slumping* caratterizzati da livelli calciclastici deformati plasticamente ed immersi in una matrice pelitico-arenacea con struttura massiva.

I caratteri di facies indicano che si tratta di depositi riferibili a conoidi sottomarine profonde depositatesi in prossimità della base della scarpata.

Questa unità è stata campionata in corrispondenza di Piano Ospedale e Parco Pannone; l'associazione a nannofossili è spesso poco significativa, o indicativa di un intervallo non più antico dell'Oligocene, Zona CP18/19 di OKADA & BUKRY (1980) ed elevato rimaneggiamento eocenico. Tali indicazioni non sono in contrasto con DAZZARO *et alii* (1988) che riferiscono questa formazione all'Aquitano-Burdigaliano.

2.1.1.3. - Flysch numidico (FYN)

OGNIBEN, 1963

Nell'area del Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo" questa formazione è poco rappresentata; infatti gli affioramenti sono molto limitati sia da un punto di vista areale che per spessore. In particolare nell'ambito della sottounità tettonica di Vallone Grande il flysch numidico affiora a Mass. Circelli ed è rappresentato da strati e banchi di quarzoareniti di colore giallastro amalgamati tra di loro per uno spessore di circa 20 m; questi sono ben cementati da cemento siliceo ma si presentano estremamente disarticolati, in quanto molto tettonizzati. Le quarzoareniti hanno granulometria medio-grossolana e un elevato grado di maturità sia composizionale che tessiturale; gli strati presentano spessori variabili da alcuni decimetri ad oltre un metro e sono spesso amalgamati, le strutture interne sono riferibili agli intervalli T_a , T_{ab} della sequenza di Bouma, ascrivibili ad eventi di torbida ad alta capacità di trasporto relativi a conoidi sottomarine profonde. Questa formazione poggia in contatto discordante sulle Tufiti di Tusa; il tetto della formazione, invece, non è osservabile nell'ambito di questa unità tettonica.

A causa della mancanza di livelli pelitici nelle successioni appartenenti a questa sottounità tettonica non è stato possibile effettuare analisi biostratigrafiche, quindi il flysch numidico viene riferito al Burdigaliano e al Langhiano, sulla base di dati di letteratura (DAZZARO *et alii*, 1988; PATACCA *et alii*, 1992). Queste datazioni sono in accordo con quanto ritrovato per la stessa formazione appartenente alla sottounità tettonica di Volturara Appula ed affiorante in aree più settentrionali (Piano Iamele, Carlantino e località Fontanelle, Celenza Valfortore).

Sebbene lo spessore sia esiguo va sottolineata l'importanza del rinvenimento di questa formazione nell'ambito della Sottounità del Vallone Grande, in relazione sia a problematiche di carattere stratigrafico (correlazioni a scala regionale) che alla formulazione di possibili ricostruzioni paleogeografiche.

2.1.1.4. Flysch di San Bartolomeo (SBO)

CROSTELLA & VEZZANI, 1964

Si tratta di una successione torbiditica costituita da banchi di areniti silicoclastiche (litoareniti e/o arcose litiche, TORTORICI, 1975; ARDITO *et alii*, 1985; CRITELLI, 1991; BOIANO, 2000) a granulometria variabile da fine a grossolana, cui si intercalano strati di marne e/o di argille marnose e livelli di conglomerati costituiti da ciottoli mediamente arrotondati, provenienti sia da rocce cristalline (granitoidi, scisti e gneiss) che da rocce sedimentarie (calcareniti, calcilutiti, e litoareniti).

Nell'ambito dell'unità tettonica Vallone Grande questa formazione affiora estesamente in corrispondenza dell'abitato di San Bartolomeo in Galdo e in lembi nella località Mass. Dunale; in corrispondenza di quest'ultima località si osserva l'appoggio stratigrafico di tipo discordante sul Gruppo delle Argille Variegata, mentre in corrispondenza dell'abitato suddetto si possono osservare la porzione mediana e quella sommitale della formazione; lo spessore massimo affiorante si aggira intorno ai 500 m.

La formazione poggia in discordanza angolare sui termini inferiori della sottounità tettonica in oggetto (Gruppo delle Argille Variegata e Tufiti di Tusa *sensu* OGNIBEN, 1969). Il fatto che la base dell'unità sia rappresentata in affioramento dal Gruppo delle Argille Variegata che costituiscono la parte bassa dell'unità tettonica di Vallone Grande e che il contatto sia ovunque discordante, indica che le unità che costituiscono il substrato erano già deformate prima della sedimentazione del flysch di San Bartolomeo.

La porzione basale (fig. 9, 10) della formazione si osserva in prossimità di Mass. Curiale ed è rappresentata da una successione arenaceo-conglomeratica costituita da strati e banchi amalgamati tra di loro per uno spessore di circa 40 m; la geometria degli strati varia da lenticolare ad irregolare ed è spesso influenzata dalla natura erosiva della superficie degli strati. Sono presenti sia strati massivi che strati caratterizzati da strutture sedimentarie; questi ultimi nel complesso sono gradati normalmente e si presentano grossolanamente laminati con superfici a geometria variabile da piano parallela ad ondulata; inoltre gli strati sono caratterizzati a più livelli da intervalli centimetrici a gradazione inversa. I caratteri fisici dei sedimenti permettono di attribuirli alle facies A e B di PICKERING *et alii*, (1989) (*coarse grained and thick bedded turbidites*) riferibili a flussi torbiditici concentrati a bassa capacità di trasporto *sensu* LOWE (1982), riferibile a zone di bacino profondo prossime alla base della scarpata.

La porzione mediana, affiorante in corrispondenza di San Bartolomeo in Galdo (sezione "villa bianca"), si osserva localmente in piccoli affioramenti ed è rappresentata da una successione arenaceo/pelitica con rapporto arenaria/pelite >1; gli strati arenacei sono a grana variabile da medio-grossolana a fine

e si presentano con spessori compresi tra il decimetro e il metro. Le strutture interne sono riconducibili a processi di torbida classica; gli strati sono gradati e presentano in parte gli intervalli della sequenza di BOUMA; la parte alta degli strati è spesso caratterizzata da un intervallo argilloso-siltoso, generalmente di pochi cm di spessore riconducibile all'intervallo *e* della sequenza di Bouma.

I caratteri fisici degli strati permettono di riferire questa porzione alle facies C2.1, C2.2 *sensu* PICKERING *et alii* (1989), che caratterizzano i lobi delle conoidi sottomarine profonde. L'età di questa sezione sulla base di quanto descritto nel cap. 2.IV.1 è riferibile al Tortoniano superiore-Messiniano? Zona CN9b di OKADA & BUKRY (1980) per la presenza di rari individui *Discoaster bellus* e di *Amaurolithus primus*. Tuttavia, l'associazione è rappresentata principalmente da taxa rimaneggiati indicativi del Langhiano come *Sphenolithus heteromorphus*, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Calcidiscus premacintyreii* THEODORIDIS.

La porzione sommitale (fig. 9, 11) della formazione è affiorante per uno spessore di circa 70 m poco a S dell'abitato di San Bartolomeo in Galdo ed è rappresentata essenzialmente da una fitta alternanza di arenarie fini con argille siltoso-marnose caratterizzate da rapporto arenaria/pelite <1; gli strati arenacei con spessore variabile da pochi centimetri al decimetro sono a granulometria medio fine e presentano gli intervalli superiori della sequenza di Bouma. L'intervallo *c* è spesso caratterizzato dalla presenza di lamine convolute e gli strati si presentano spesso intensamente bioturbati. Nel complesso l'affioramento è caratterizzato da un *trend* di tipo *fining upward* in cui le facies prevalenti sono rappresentate da: C2.2, C2.3, D2.3, E2.2, *sensu* PICKERING *et alii* (1989) attribuibili a correnti di torbida diluite *sensu* LOWE (1982), tipiche delle porzioni estensive delle conoidi sottomarine profonde. L'età di questa porzione della formazione similmente alla sezione descritta in precedenza è riferibile al Tortoniano superiore per la presenza di rari individui di *Amaurolithus primus*, *Discoaster bellus* gr., *Helicosphaera stalis* THEODORIDIS, dispersi in un'associazione di taxa rimaneggiati come *Helicosphaera walbesdorfensis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Cyclicargolithus floridanus* indicativi del Serravalliano.

Si ritiene che l'età ritrovata per queste due porzioni della formazione possa essere estesa anche alla parte bassa del flysch di San Bartolomeo.

2.1.2. - Sottunità di Volturara Appula

Affiora su una vasta area del foglio che si estende tra San Marco la Catola e Volturara Appula (a N) e Monte Taglianasso (a S) ed è rappresentata da una successione cretaco-miocenica che dal basso verso l'alto è rappresentata da Flysch Rosso, flysch numidico e flysch di San Bartolomeo.

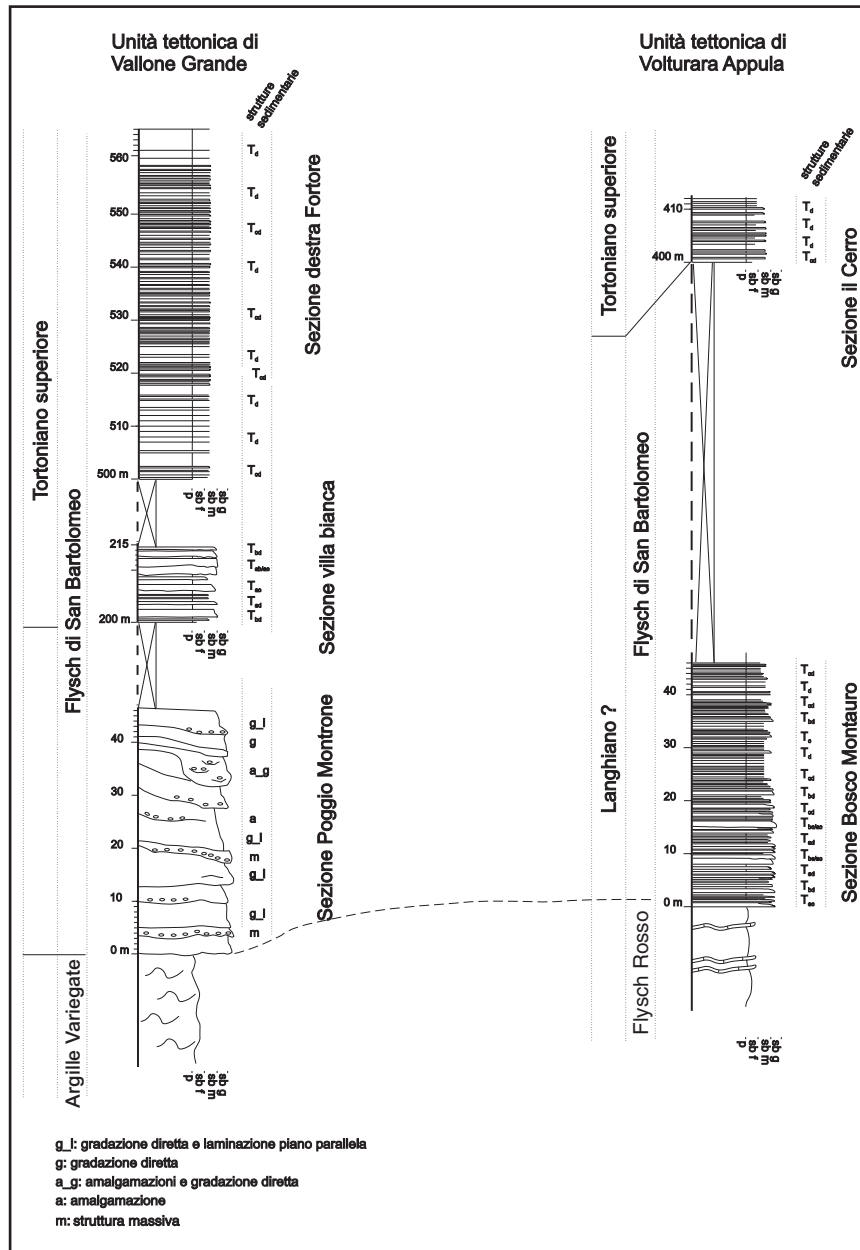


Fig 9 - Sezioni stratigrafiche parziali del flysch di San Bartolomeo appartenente alla sotto unità tettonica di Vallone Grande e di Volturara Appula.



Fig 10 - *Facies grossolane del flysch di San Bartolomeo in località Poggio Montrone.*



Fig 11 - *Facies pelitiche del flysch di San Bartolomeo in prossimità dell'abitato omonimo.*

2.1.2.1. - Flysch Rosso (FYR)

PESCATORE *et alii*, 1988

Questa unità è rappresentata da argilliti di colore variabile dal grigio-verde al rossastro, a cui si intercalano straterelli nerastri di diaspri. Nella successione sono intercalati anche livelli caratterizzati da brecciole, calcareniti e calcilutiti, alternati ad argilliti rossastre; questi, in genere, non sono cartografabili ma, localmente, possono raggiungere spessori dell'ordine dei 50 m, come ad E dell'abitato di San Barolomeo in Galdo, dove è stato possibile cartografarli indicandoli (in quest'unico caso) come litofacies Calcarea-clastica (FYR_a). Il Flysch Rosso presenta le sue migliori esposizioni lungo il Torrente la Catola, ad O di Monte Taglianasso, nel Vallone della Creta (a N dell'abitato di San Bartolomeo in Galdo) e nella parte alta del Vallone Grande. A causa delle caratteristiche litologiche e per l'alto grado di deformazione, è stato possibile ricostruire solo una successione schematica di riferimento lo spessore complessivo è valutabile nell'ordine di poche centinaia di metri (fig. 12). Nella maggior parte dei casi l'unità si presenta ricoperta da un'estesa coltre eluvio-colluviale o da innumerevoli piccoli corpi di frana pellicolari; per questo motivo il più delle volte in carta sono presenti estese aree con poche misure di strato (situazione ben evidente nella parte sud occidentale del Foglio).

La base stratigrafica della formazione non è affiorante; il tetto è, invece, rappresentato o da un passaggio stratigrafico concordante al flysch numidico o da un contatto discordante ed erosivo con il sovrastante flysch di San Bartolomeo.

Sulla base dei caratteri litologici e sedimentologici i depositi di questa formazione possono essere attribuiti ad un bacino profondo con sedimentazione

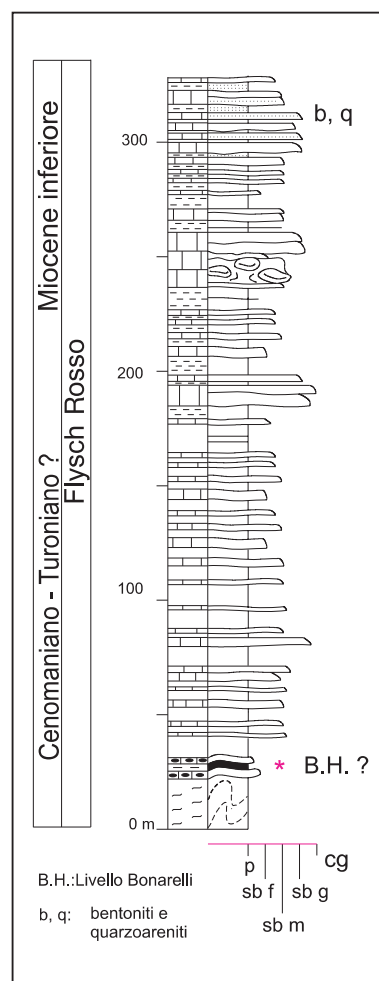


Fig. 12 - Rappresentazione schematica della successione stratigrafica del Flysch rosso.

pelagica interessato occasionalmente da flussi torbidity intermittenti alimentati da aree di piattaforma carbonatica.

L'età della formazione viene riferita, sulla base dei dati di letteratura, ad un intervallo compreso tra il Cretaceo (?) e l'Aquitano (DAZZARO & RAPISARDI, 1984; DI NOCERA *et alii*, 1988; DAZZARO *et alii*, 1988).

2.1.2.2. - Flysch numidico (FYN)

OGNIBEN, 1963

I caratteri illustrati per questa formazione nelle aree in cui affiora la Sottounità tettonica di Vallone Grande vengono sostanzialmente confermati anche nelle aree occupate da questa unità tettonica; infatti, questa formazione affiora su piccole aree e per spessori limitati. Gli affioramenti più significativi si ritrovano a Mass. De Martino ad O di Monte Taglianaso e nell'area di Toppo Fieno, dove la formazione presenta uno spessore di una ventina di metri. Differentemente a quanto si osserva nella precedente unità tettonica il flysch numidico si presenta meno cementato ed è caratterizzato da cemento calcareo.

La formazione poggia in contatto stratigrafico concordante sul Flysch Rosso; il tetto è rappresentato, invece, da una superficie erosiva sulla quale poggia in discordanza il flysch di San Bartolomeo.

Tra Monte Taglianaso e Toppo Fieno, agli strati quarzoarenitici, si alternano frequentemente sottili livelli di argilliti verdastre e marne siltose brune; i campioni prelevati per lo studio delle associazioni a nannofossili calcarei sono indicativi di un intervallo al passaggio tra il Burdigaliano superiore ed il Langhiano inferiore, in particolare Zona MNN3 di FORNACIARI & RIO (1996) per la presenza di *Sphenolithus belemnoides* e Zona MNN4 di FORNACIARI *et alii* (1996), per la presenza di *Sphenolithus heteromorphus*.

A conclusione della descrizione va rimarcato che il flysch numidico affiorante nell'area del Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo", a differenza di quanto si verifica in aree più meridionali (Appennino lucano), presenta spessori molto ridotti. Questo elemento, sebbene peculiare, è in accordo con i lavori relativi a tutta l'area dell'Appennino dauno (DAZZARO *et alii*, 1988, PESCATORE *et alii*, 2000).

2.1.2.3. - Flysch di San Bartolomeo (SBO)

CROSTELLA & VEZZANI, 1964

Nell'ambito di questa unità tettonica il flysch di San Bartolomeo affiora in corrispondenza di due aree di cui una settentrionale, compresa tra San Marco la Catola e Volturara Appula e una meridionale tra Bosco Montauro e Mass. Calicio;

queste due aree sono separate da una zona in cui affiora prevalentemente Flysch Rosso. Anche nell'ambito di questa unità tettonica il flysch di San Bartolomeo poggia in discordanza sia sul Flysch Rosso che sul flysch numidico, a conferma del fatto che le unità che costituiscono il substrato erano già deformate prima della sedimentazione del flysch di San Bartolomeo. Il tetto stratigrafico della formazione non è osservabile in carta.

Differentemente da quanto osservato nell'unità tettonica più interna, il flysch di San Bartolomeo presenta, nella parte bassa della formazione, caratteri litostratigrafici meno definiti (fig. 13a, b, c). Qui, infatti, la parte più antica dell'unità è caratterizzata sia da facies grossolane (arenaceo-conglomeratiche) che da facies fini (pelitico-arenacee). La parte alta della formazione, invece, similmente a quanto osservato nell'unità tettonica più interna, è sempre caratterizzata da facies fini.

In particolare, nell'area settentrionale (dintorni di S. Marco la Catola e Volturara) la formazione presenta uno spessore di circa 600 m, ed è caratterizzata da un'alternanza di associazioni di facies con rapporto arenaria/pelite variabile da maggiore a minore di 1. Nell'area di Volturara Appula e S. Marco la Catola la base della formazione è rappresentata da banconi decametrici di arenarie grossolane e microconglomerati costituiti da strati con spessore massimo di tre metri sovrapposti mediante superfici di amalgamazione e caratterizzati da concrezioni diagenetiche (costole e/o cogoli). Gli strati possono presentarsi sia privi di strutture interne che caratterizzati da laminazioni piano parallele a grande scala e possono essere riferiti alle facies B legate a flussi torbiditici concentrati a bassa capacità di trasporto.

Inoltre ad E di S. Marco La Catola nel Vallone La Creta è stata osservata in dettaglio una successione di circa 60 m in cui la porzione basale del flysch di San Bartolomeo è caratterizzata anche da facies pelitico-arenacee con rapporto $a/p < 1$. La successione poggia con contatto stratigrafico discordante sulle argille policrome del Flysch Rosso. I primi 30 m della successione sono rappresentati da una fitta alternanza siltosa/arenacea in cui gli strati arenacei hanno spessori dell'ordine di pochi decimetri (facies C2.2, D di PICKERING *et alii*, 1989); la parte intermedia della successione è rappresentata da circa 10 m di arenarie a granulometria medio fine caratterizzata da una fitta laminazione variabile da piano parallela, ad ondulata, ad incrociata a grande scala; gli ultimi 20 m della successione sono rappresentati da banconi di sabbie grossolane con livelletti di microconglomerati riferibili a flussi torbiditici poco evoluti.

La parte alta della formazione affiora ad E di S. Marco la Catola, in corrispondenza di una struttura sinclinalica; sebbene non ci siano affioramenti che ne permettano una descrizione di dettaglio si può comunque ritenere che sia prevalente la componente pelitica che è rappresentata essenzialmente da una fitta



a: facies pelitico-arenacee (facies D),



b: facies arenaceo-pelitiche (facies C),



c: facies arenacee (facies B).

Fig. 13a, b, c - Variazioni di facies presenti nella porzione basale del flysch di San Bartolomeo affiorante nei pressi di S. Marco La Catola (FG)

alternanza di areniti fini e a stratificazione sottile con con marne siltoso-argillose di colore grigio (facies C2.2 e D di PICKERING *et alii*, 1989).

Nell'area meridionale la formazione affiora tra le località Bellopagliaro e Borione lungo un allineamento che si estende in direzione NO-SE; raggiunge uno spessore di 400 m circa, nell'area di Bosco Montauro. La parte inferiore è costituita da associazioni di facies di tipo C (PICKERING *et alii*, 1989) mentre la parte alta da associazioni di facies di tipo D (PICKERING *et alii*, 1989).

Per una più puntuale descrizione dei caratteri stratigrafici di questa formazione in questa località sono state descritte in dettaglio e campionate due sezioni affioranti nell'area di Monte Taglianaso, E dell'abitato di San Bartolomeo in Galdo e in località il Cerro.

La sezione analizzata in località Bosco Montauro (fig. 9) è al passaggio con il sottostante Flysch Rosso ed è rappresentata da torbiditi a granulometria medio-grossolana a cui si intercalano livelli argilloso-siltosi, il rapporto a/p è maggiore di 1 e diminuisce spostandosi dalla base verso l'alto della successione (facies prevalenti C, *sensu* PICKERING *et alii*, 1989). Le associazioni a nannofossili calcarei di questa sezione sono risultate per la presenza di *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Helicosphaera carteri* (WALLICH), *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster exilis* MARTINI & BRAMLETTE non più antiche del Langhiano.

La sezione studiata in località il Cerro sebbene poco spessa, rappresenta la parte alta della formazione ed è caratterizzata da una prevalente componente argilloso-marnosa a cui si intercalano straterelli arenacei a granulometria fine (facies prevalenti D); questa parte di successione è caratterizzata da associazioni a nannofossili calcarei indicative del Tortonian superiore-Messiniano?, Zona CN9b, per la presenza di *Amaurolithus* spp., *Discoaster berggrenii*.

Lo spessore complessivo della formazione è di oltre 600 m.

L'età ritrovata nella sezione affiorante in località il Cerro, confortata dai risultati ottenuti nelle sezioni della medesima formazione appartenenti alla sottunità tettonica di Vallone Grande, è stata estesa a tutto il flysch di San Bartolomeo della sottunità tettonica di Volturara Appula.

Sulla base dei caratteri litologici e sedimentologici l'unità può essere riferita a conoidi sottomarine profonde prossime ad aree di scarpate. Il contatto con le unità sottostanti di tipo discontinuo, permette di riferire il flysch di San Bartolomeo a domini di *thrust-top basin* dell'avanfossa miocenica appenninica.

2.2. - UNITÀ TETTONICA DELLA DAUNIA

Rappresenta l'unità tettonica più esterna della catena appenninica: vi sono state distinte tre unità litostratigrafiche rappresentate dalla più antica da: Flysch Rosso, flysch di Faeto, marne argillose del Toppo Capuana.

2.2.1. - *Flysch Rosso* (**FYR**)

PESCATORE *et alii*, 1988

Questa unità, che costituisce la porzione basale dell'Unità tettonica della Daunia, è composta da una fitta alternanza di sottili strati di argilliti di colore variabile dal grigio al rosso e al verdastro, calcilutiti, calcareniti e calciruditi; sebbene gli affioramenti siano discontinui e presentino spessori limitati, lo spessore ricostruito per questa unità è stato valutato nell'ordine dei 300 m (fig. 12). In particolare la parte bassa della formazione è costituita da argilliti di colore variabile dal grigio verde al rossastro a cui si intercalano sottili livelletti nerastri di siltiti e straterelli di argille bituminose associate a diaspri di colore giallastro (fig. 14). La parte intermedia della formazione è caratterizzata da argilliti scagliettate di colore rosso a cui si intercalano strati decimetrici di calcareniti e calcilutiti biancastre e rare straterelli di brecciole.

Nella parte alta della formazione è presente un livello di poche decine di metri di spessore, caratterizzato dalla presenza di argille bentonitiche, livelletti di calcareniti giallastre con liste e noduli di selce nerastra e straterelli di quarzoareniti debolmente cementati. Questo livello denominato "Argille bentonitiche" da DAZZARO & RAPISARDI (1987) è stato distinto cartograficamente dagli stessi autori anche nell'area del Foglio San Bartolomeo in Galdo.



Fig. 14 - parte bassa *Flysch rosso* affiorante nei pressi di Coppa Rinnegata, ad O di Castelnuovo della Daunia. La formazione è in assetto caotico ed è caratterizzata dalla presenza di livelletti di diaspri e black shales simili a quelli che caratterizzano il Livello Bonarelli

Qui abbiamo scelto di considerare le Argille bentonitiche come una litofacies del Flysch Rosso (**FYR_b**), e pertanto viene riportato in carta con un sovrassegno. È stato deciso di operare in tal senso perché in campagna è estremamente difficile individuarlo a causa dell'intensa tettonizzazione e della similitudine litologica con la restante porzione argillosa del Flysch Rosso. Il difficile riconoscimento delle bentoniti sul campo è dovuto anche al loro intenso sfruttamento industriale verificatosi nell'ultimo ventennio e al fatto che alla fine della estrazione delle bentoniti le zone scavate sono state ripristinate con materiale di risulta obliterando i residui affioramenti.

Ciò nonostante, poiché questo livello rappresenta un importante *marker* stratigrafico (caratterizza il passaggio al sovrastante flysch di Faeto) si è cercato di segnalarlo ovunque sia stato riconosciuto, anche se per brevi tratti; la sua collocazione è risultata utile anche ai fini strutturali, in un'area dove la deformazione è molto spinta.

Le aree di affioramento più significative del Flysch Rosso si ritrovano: in località Macchia di Lenza a O di Casalnuovo di Puglia, tra gli abitati di Motta Montecorvino e Pietra Montecorvino, lungo il Vallone del Pezzente a O di Volturino, in località Cuparello e Lavaglione, nelle vicinanze di Alberona.

L'associazione a nannofossili calcarei presente in alcuni campioni prelevati nella parte alta di questa unità in località Cuparello (area meridionale del Foglio), è riferibile al Burdigaliano, Zona MNN3 di FORNACIARI & RIO (1996) per la presenza di comuni *Sphenolithus belemnoides*. I risultati stratigrafici ottenuti, sono parzialmente in accordo con SANTO & SENATORE (1988) e confermano quanto ritrovato da GALLICCHIO (1996) e MAIORANO (1996) per la parte alta del Flysch Rosso. Nel complesso si ritiene che l'età del Flysch Rosso sia compresa tra il Cretaceo e il Burdigaliano inferiore.

Sulla base dei caratteri litologici e sedimentologici l'unità può essere riferita ad un ambiente di bacino profondo caratterizzato da sedimentazione pelagica intervallata da correnti di torbida costituite da depositi calciclastici.

2.2.2. - *Flysch di Faeto* (**FAE**)

CROSTELLA & VEZZANI, 1964

E' l'unità litostratigrafica arealmente più estesa nell'ambito dell'area di catena del Foglio; è costituita da un'alternanza di strati e banchi di calcareniti, calciruditi, calciluti, marne calcaree ed argille marnose; a causa dell'alto grado di deformazione è difficile calcolarne lo spessore, tuttavia ricostruendo per intervalli stratigrafici successivi è possibile stimare uno spessore massimo di circa 500 m

(figg. 15, 16). Nelle aree più occidentali, in corrispondenza dell'allineamento passante da Monte Rullo, Monte Orlando, Passo del Lupo e Mass. Braghi, il flysch di Faeto è caratterizzato dalla presenza di alcuni banchi di areniti silicoclastiche a granulometria medio-fine.

Nell'area rilevata il flysch di Faeto poggia in contatto stratigrafico concordante sul Flysch Rosso e verso l'alto, passa gradualmente alle marne argillose del Toppo Capuana (fig. 16). Nell'area del foglio non esistono buone sezioni lungo le quali è possibile ricostruire importanti intervalli stratigrafici di questa unità, quindi il lavoro di ricostruzione della successione è stato particolarmente difficoltoso; nonostante ciò la successione ricostruita, nelle sue linee generali, presenta caratteri stratigrafici confrontabili con quanto riconosciuto immediatamente a



Fig. 15 - Affioramento di flysch di Faeto nei pressi di Volturino; la formazione si presenta fittamente stratificata ed interessata da pieghe tipo "chevron".

S nell'area di Monte Cornacchia, nei dintorni di Castelluccio Valmaggiore (F. 420 "Troia"), da SANTO & SENATORE (1988), RUSSO & SENATORE (1988), GALLICCHIO (1996), MAIORANO (1998), dove il flysch di Faeto è stato suddiviso informalmente in tre membri: uno basale caratterizzato da una successione calcareo-argillosa, uno intermedio rappresentato da una fitta alternanza di calciclastiche e calcilutiti ad *Orbuline* e uno superiore costituito da un'alternanza di torbiditi e marne grigie.

Le torbiditi calciclastiche presentano granulometria variabile da medio-grossolana a fine e strutture sedimentarie riferibili agli intervalli della sequenza di BOUMA; la geometria degli strati varia da tabulare (strati a grana medio-fine) ad irregolare (strati a grana grossolana). Le impronte di fondo indicano apporti dai quadranti orientali. Sulla base dei caratteri litologici e di facies questa unità può essere riferita a conoidi tipo *Apron* depositatesi in un bacino profondo localizzato in prossimità del margine occidentale della Piattaforma apula.

Questa unità è stata campionata per finalità biostratigrafiche in varie località (F.na Pilone, T. Vecchiotto, Scordarulo, Pozzilli, Vallone Rosso esterno, Toppo Bonavalle). Le analisi condotte sulle associazioni a nannofossili calcarei hanno permesso di riferire le successioni campionate ad un intervallo compreso tra il Langhiano e il Serravalliano ed in particolare tra le Zone di Fornaciari et alii (1996) MNN5 per la presenza di *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera carteri* (WALLICH), *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster exilis*, rari individui di *Helicosphaera walbesdorfensis* ed MNN7 per la presenza di *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Helicosphaera walbesdorfensis*, *Calcidiscus macintyreii*, *Helicosphaera carteri*. Questi dati sono in generale accordo

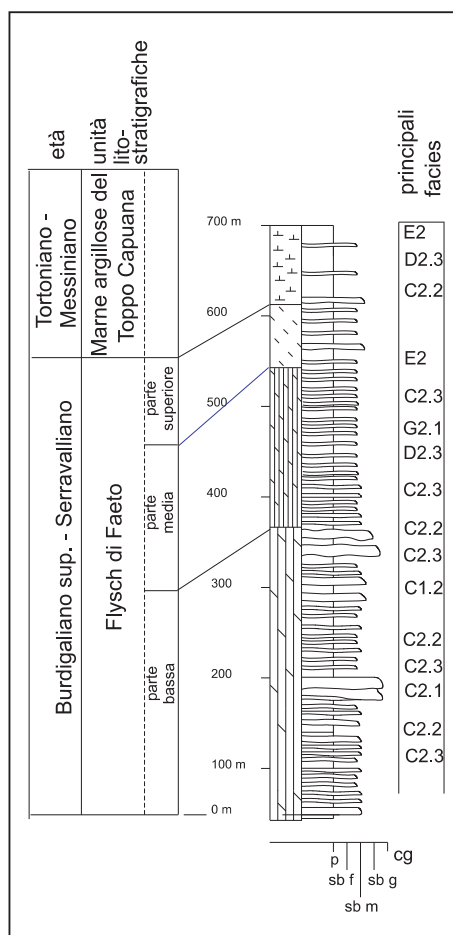


Fig. 16 - Schema stratigrafico e dei rapporti geometrici del flysch di Faeto e delle marne argillose del Toppo Capuana.

con quanto noto in letteratura (DAZZARO & RAPISARDI, 1984; SANTO & SENATORE, 1988; RUSSO & SENATORE, 1992; GALLICCHIO, 1996; MAIORANO, 1998).

2.2.3. - *Marne argillose del Toppo Capuana (TPC)*

CROSTELLA & VEZZANI, 1964

Questa unità, che nell'area studiata rappresenta l'unità litostratigrafica più elevata della successione dei terreni appenninici, è costituita da banchi di marne ed argille marnose grigio-scuri a cui si intercalano rari e sottili strati di areniti a granulometria fine, sia a composizione silicoclastica che calciclastica. Poggia con contatto stratigrafico per alternanza sul flysch di Faeto; questo passaggio è osservabile in due località: cimitero di Alberona e Monte Rullo.

Questa unità, che affiora in fasce strette ed allungate a S dell'allineamento San Marco La Catola - Pietra Montecorvino ed in fasce più estese a N dello stesso allineamento, si presenta di frequente coperta da estesi coltri detritiche, per cui la si osserva chiaramente solo in affioramenti localizzati in corrispondenza di nicchie di distacco di frane, incisioni torrentizie, scavi e trincee. Lo spessore massimo valutato non supera i 200 m (fig. 16).

I caratteri litostratigrafici e sedimentologici di questa unità indicano che si tratta di depositi riferibili a bacini depocentrali marini in cui si depositavano emipelagiti e torbiditi a grana fine alimentate sia da aree di catena che di avampaese.

Le indagini biostratigrafiche sono state effettuate su alcuni campioni prelevati nei pressi del Torrente Sente e del Cimitero di Alberona. Nella sezione del Torrente Sente l'età riconosciuta è Tortoniano (Zona MNN9 di FORNACIARI *et alii*, 1996) per la presenza di *Discoaster bellus*, *Discoaster hamatus* oltre che di altre specie indicative come *Helicosphaera stalis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*. Nei pressi di Alberona l'età ottenuta è riferibile al Tortoniano superiore al passaggio con il Messiniano ed in particolare alla Zona CN9b di OKADA & BUKRY (1980) per la presenza, anche se rara, di *Amaurolithus primus* ed *Amaurolithus* spp..

I dati ritrovati confermano quanto indicato in letteratura (DAZZARO & RAPISARDI, 1984; DI NOCERA *et alii*, 1988; RUSSO, 1988; GALLICCHIO, 1996; MAIORANO, 1998).

3. - DEPOSITI MARINI PLIOCENICI

3. 1. - UNITÀ DI BACINI DI WEDGE-TOP

Questa unità si osserva sul fronte della catena in corrispondenza di due affioramenti di limitata estensione, localizzati nei pressi di Mass. Ronza e

di Pietra Montecorvino. Tali depositi, costituiti essenzialmente da arenarie e conglomerati in contatto discontinuo e discordante sulle unità cretacicomioceniche dell'Appennino, rappresentano la testimonianza di Bacini pliocenici di tipo *wedge-top* che a partire dal Calabriano sono stati interessati da forti tassi di sollevamento e da intensa erosione.

3.1.1. - *Calciruditi ed arenarie di Pietra Montecorvino (PMV)*

Nella cartografia ufficiale precedente, gli affioramenti qui descritti sono stati attribuiti al flysch numidico, al flysch di Faeto o al Flysch Rosso. L'Unità delle calciruditi ed arenarie di Pietra Montecorvino affiora nel settore più orientale dell'Appennino, appena a O del *thrust* più esterno. Presenta caratteri litologici assai variabili: nell'area a E di Alberona è costituita da calcareniti e calciruditi mentre è rappresentata essenzialmente da arenarie nell'abitato di Pietra Montecorvino e si rinviene in discordanza sui depositi dell'Unità Dauna. Affiora con spessori esigui (spessore massimo circa 40 m) e si presenta fortemente tettonizzata rendendo spesso problematica la ricostruzione dei rapporti geometrici originali con le unità più antiche. Eccezion fatta per gli affioramenti nei pressi di Masseria Ronza (a NE di Alberona, dove è stata riconosciuta la presenza di *Panopea glycimeris* (VON BORN), non sono state rinvenute specie significative dal punto di vista biostratigrafico. L'unità in oggetto è stata attribuita tentativamente al Piacenziano per la posizione stratigrafica e strutturale che occupa. Si rinviene infatti in discordanza sulle unità appenniniche deformate (in posizione di *wedge-top*) e solidalmente con queste ultime sovrascorre sulle argille subappenniniche, localmente attribuibili al Pliocene superiore.

Nell'area ad E dell'abitato di Alberona (nei pressi di Masseria Ronza) (fig. 17) affiorano circa 30 m di calcareniti e calciruditi. La successione poggia in discordanza sul flysch di Faeto. I banchi sono in assetto subverticale, a conferma che le ultime fasi deformative che hanno portato alla sovrapposizione dei terreni appenninici su quelli della Fossa bradanica, hanno interessato i depositi plio-pleistocenici formati sul margine interno del bacino. E' costituita da calcareniti e calciruditi in strati e banchi metrici: localmente è costituita da brecce calcaree provenienti dalla sottostante Formazione del flysch di Faeto. E' caratterizzata da un abbondante contenuto fossilifero; sono presenti numerosi bivalvi (fig. 18, 19, 20) fra i quali sono stati riconosciuti alcuni esemplari ben conservati di *Panopea glycimeris* (VON BORN) che confermerebbe un'età pliocenica.

Le cattive condizioni di affioramento non permettono un'approfondita analisi di facies: l'insieme dei caratteri sedimentologici sembra indicare che si tratti di una successione di ambiente marino di mare sottile.

Come accennato, nell'area dell'abitato di Pietra Montecorvino l'unità in ogget-



Fig. 17 - Calciruditi ed arenarie di Pietra Montecorvino in strati e banchi, nei pressi di Mass. Ronza.



Fig. 18 - Bivalvi nella porzione inferiore dell'unità



Fig. 19 - Modelli esterni di bivalvi nella porzione inferiore dell'unità



Fig. 20 - Un esemplare ben conservato di *Panopea glycymeris* - (VON BORN).

to è costituita da arenarie. Esse sembrano poggiare in discordanza sul Flysch Rosso, ma il loro contatto con le unità più antiche è incerto in quanto coperto da estese frane: la parte antica e stabile del paese di Pietra Montecorvino sorge infatti su uno sperone di roccia arenacea (da cui probabilmente prende il nome) mentre la parte nuova dello stesso sorge sulle argille del Flysch Rosso ed è interessata da intensi fenomeni franosi; l'esteso affioramento lungo il Torrente Triolo (fig. 21) termina bruscamente verso NO, probabilmente per faglia.

La porzione che affiora nei pressi di Pietra Montecorvino è costituita da circa 40 m di arenarie in strati e banchi. La stratificazione è spesso poco visibile anche a causa dell'intensa fratturazione e per la presenza di cogoli di origine diagenetica. Si tratta di arenarie ben selezionate dal punto di vista tessiturale (manca del tutto la matrice), mediamente mature dal punto di vista composizionale essendo formate da quarzo, feldspati, abbondanti miche e rari frammenti litici; sono presenti inoltre numerosi frammenti di bivalvi e solo raramente si rinvencono gusci interi (*Pectinidae*, in fig. 22). Il cemento è di tipo carbonatico (calcite spatica).



Fig. 21 - Pietra Montecorvino. La parte più antica e stabile del paese sorge sulle calciruditi ed arenarie di Pietra Montecorvino; in questa località questa unità è costituita essenzialmente da areniti. Verso NO (a sinistra in foto) l'affioramento delle arenarie termina bruscamente ed affiorano argille del Flysch Rosso (interessate da estese frane per colamento).



Fig. 22 - Particolare delle arenarie affioranti nei pressi di Pietra Montecorvino. Sono ben selezionate e contengono numerosi frammenti di bivalvi.

I pochi dati sedimentologici disponibili e le cattive condizioni di affioramento consentono, anche nel caso degli affioramenti di Pietra Montecorvino, di attribuire l'unità in modo generico ad ambienti di mare sottile.

3. 2. - UNITÀ DELLA FOSSA BRADANICA

3.2.1. - Argille subappennine (ASP)

La formazione delle argille subappennine (AZZAROLI *et alii*, 1968) è stata istituita informalmente alla fine degli anni 60 a seguito dei lavori di aggiornamento della Carta Geologica d'Italia: con questa denominazione si indica la potente successione prevalentemente argilloso-siltosa che si è deposta nell'avanfossa appenninica tra il Pliocene medio ed il Pleistocene inferiore. CROSTELLA & VEZZANI (1964) hanno indicato con la denominazione di "Formazione dell'Ofanto" questa stessa unità litostratigrafica nell'area dell'Appennino foggiano.

Nel sottosuolo (BALDUZZI *et alii*, 1982; CASNEDI *et alii*, 1982; CASNEDI, 1988) la successione delle argille subappennine raggiunge nella porzione orientale del Foglio, per la sola parte riferita al Pliocene medio e superiore, uno spessore di oltre 1700 m nei pozzi perforati per ricerche petrolifere: Lucera 7, Casanova 3, Tavernazza 1 e Torre Fiorentina. Nel sottosuolo della porzione occidentale sono a luoghi intercalati nelle argille subappennine corpi alloctoni di vario spessore. La successione perforata è caratterizzata da alternanze di sequenze argillose e argilloso-sabbiose: queste ultime divengono via via meno frequenti e meno spesse nel sottosuolo della porzione orientale del foglio (BALDUZZI *et alii*, 1982).

Le aree di affioramento più estese sono ubicate nella metà orientale del Foglio, dove se ne ricostruisce e se ne osserva uno spessore massimo di 500 m circa; questa unità è ben esposta prevalentemente nel fronte di alcune cave. Nell'insieme si tratta di depositi accumulatisi nella parte superiore della scarpata e nella piattaforma esterna, che indicano una generalizzata tendenza regressiva.

La parte bassa di età mediopliocenica affiora in lembi di modesto spessore nell'area attorno all'abitato di Biccari ed in quelle di M.te Tuoro e di località Marchetti; è costituita in prevalenza da marne argillose a stratificazione non ben distinta con intercalazioni di rare lenti di argille siltose. L'assetto è a monoclinale con immersione degli strati verso E ed inclinazioni variabili tra 15° e 20° nelle aree più prossime al margine appenninico. Il contenuto in foraminiferi è indicativo della parte alta della Zona a *Globorotalia crassaformis* ed è costituito principalmente da rari foraminiferi planctonici tra cui *Globorotalia crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER), *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Orbulina universa* D'ORBIGNY e

da comuni foraminiferi bentonici rappresentati da *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Bulimina basispinosa* TEDESCHI & ZANMATTI, *Valvulineria bradyana* (FORNASINI), *Textularia* spp. Il contenuto in nannofossili calcarei è costituito principalmente da *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), *Helicosphaera sellii* BURRY & BRAMLETTE e rari *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *D. pentaradiatus* TAN e *D. brouweri* TAN, ed indica la Zona MNN16b/17.

La parte media di questa unità è riferibile al Gelasiano; è costituita da banchi e/o strati di silts argillosi e da marne siltose, in genere a stratificazione poco evidente, con a luoghi intercalazioni argilloso-siltose e, verso il tetto, anche orizzonti e/o lenti di sabbie a grana medio-fine. Gli spessori affioranti sono molto modesti (10-15 m) ad eccezione di quelli visibili in fronti di cave, sia attive che dismesse, dalle quali avviene l'estrazione di argille per l'industria laterizia.

Nell'area centrale del foglio (località Tertiveri, lungo il corso del T. Salsola e del Canale Mezzana) gli affioramenti di argille subappennine hanno mostrato un contenuto in foraminiferi indicativo della Zona a *Bulimina marginata*, per la presenza dell'indicatore zonale e, in località Monte Croce, della Zona a *Globorotalia inflata* per la presenza dell'indicatore zonale e di *B. marginata* (D'ORBIGNY); entrambe le zone indicano il Gelasiano.

Nella parte alta della successione, che affiora parzialmente nelle cave attorno all'abitato di Lucera, si osservano sequenze di strati e banchi, frequentemente a stratificazione non ben distinta, con spessori variabili da qualche decina di centimetri ad oltre un metro. L'assetto è a monoclinale con immersione degli strati verso E ed inclinazioni variabili da 3° fino a circa 10°. E' ben esposta in numerose cave a O della collina di Lucera, e mostra una successione verticale di litofacies che è costituita alla base da marne argillose massive grigiastre, per uno spessore massimo di oltre quaranta metri, con a tetto livelli e/o orizzonti metrici di marne siltose e/o silt. La successione è troncata in alto da una superficie di discontinuità concava (*slump scar*). Al di sopra la successione prosegue per circa quindici metri con una litofacies di silt marnosi massivi fortemente bioturbati con intercalazioni di sottili lenti di sabbie medio-fini. Complessivamente le associazioni micropaleontologiche indicano il Gelasiano sommitale.

Negli strati iniziali di questa parte di successione sono presenti macrofaune disperse (D'ALESSANDRO & LA PERNA, 2004) costituite principalmente da *Nassarius* gr. *semistriatus* (BROCCHI), *Aporrhais uttingeriana* (RISSO), *Corbula gibba* (OLIVI), *Nucula sulcata* BRONN, *Abra longicallus* (SCACCHI) ed *Entalina tetragona* (BROCCHI); l'associazione fossilifera indica un ambiente di *upper slope*. La sequenza che sovrasta la superficie di erosione è caratterizzata da rare macrofaune rappresentate da *Corbula gibba* e da esemplari di *Amygdalum* sp. e di

Brissopsis lyrifera (FORBES) che nell'insieme indicano forte torbidità delle acque in ambiente di piattaforma.

Il contenuto micropaleontologico della successione affiorante è generalmente abbondante e diversificato ed indica il Gelasiano sommitale. Le associazioni a foraminiferi sono indicative della Zona a *Bulimina elegans marginata*, per la presenza di *B. elegans marginata* FORNASINI, *Bulimina marginata* D'ORBIGNY, *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY); le associazioni a nannofossili calcarei sono rappresentate principalmente da *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera sellii*, *Pseudoemiliania lacunosa*, small *Gephyrocapsa* (sensu RIO *et alii*, 1990) che possono riferirsi alla Zona a *Dictyococcites productus* (MNN 19a).

4. - DEPOSITI CONTINENTALI

4.1. - IL TRATTO PEDEMONTANO DEL TAVOLIERE DI PUGLIA

Nella metà orientale del Foglio "San Bartolomeo in Galdo" ricade parte del settore pedemontano del Tavoliere di Puglia che si estende dal fronte del Subappennino dauno fino all'area di Lucera. Tale settore è caratterizzato, sotto il profilo morfologico, da una serie di basse colline a tetto piatto, con superfici leggermente inclinate da monte verso valle (figg. 23, 24); queste rappresentano lembi residui di estese paleosuperfici quaternarie sollevate a diverse altezze la cui origine è sia erosionale che deposizionale. Infatti la maggior parte di tali superfici è coperta da modesti spessori di depositi alluvionali che poggiano in erosione sulle unità più antiche.

Le differenti paleosuperfici (fig. 25) sono state ricostruite sulla base delle quote topografiche, della distanza dal fronte esterno della catena e dei caratteri sedimentologici dei depositi continentali alluvionali. Le superfici di erosione alla base di ogni singolo deposito alluvionale terrazzato sono inclinate verso E e presentano angoli via via decrescenti da monte verso valle (circa da 2.6° a 0.5°); inoltre, a parità di distanza dalla catena, i depositi alluvionali più antichi (e quindi più elevati) presentano angoli di inclinazione maggiori rispetto a quelli più giovani e tale diminuzione di angolo presenta caratteri di grande regolarità.

Il substrato dei depositi continentali terrazzati è rappresentato quasi ovunque dalle argille subappennine (figg. 23, 24, 25, 26); alcuni dei lembi più elevati e prossimi alla catena poggiano localmente su unità appenniniche, mentre a valle i depositi continentali alluvionali più recenti possono rinvenirsi su una superficie di erosione anche su depositi continentali più antichi.

L'insieme dei dati geometrici (quote, gradienti delle superfici di base, distanza dal fronte) e di quelli litologico-sedimentologici dei depositi alluvionali terrazzati hanno permesso di distinguere 6 sintemi quaternari raggruppati nel supersintema del Tavoliere di Puglia (fig. 25).

Il quadro stratigrafico che emerge è molto differente da quello noto in letteratura (JACOBACCI et alii, 1967; BONARDI et alii, 1988; BOENZI et alii, 1992). Questi autori, infatti, descrivono sulle argille subappennine depositi marini terrazzati del Siciliano (Qc1 e Qc2, nel Foglio Geologico "Lucera", 1:100.000) che costituirebbero la parte alta della serie quaternaria in questa zona del Tavoliere. A diretto contatto sulle argille subappennine, poggia invece un complesso di depositi continentali alluvionali, spesso affioranti in piccoli lembi, residui di estese coperture. Prima della sedimentazione dei depositi alluvionali si è quindi verificata una importante fase erosiva che ha eliminato sia i depositi marini regressivi (che localmente si rinvencono come ciottoli e blocchi nei depositi alluvionali terrazzati più antichi), sia la porzione più recente delle argille subappennine, cancellando alcune importanti testimonianze dell'evoluzione inframedioleistocenica di questa regione. Trattandosi di una nuova problematica rimangono comunque aperte alcune questioni: la più importante riguarda la datazione dei depositi continentali; a questo proposito la mancanza dei depositi marini regressivi complica il problema. I depositi continentali terrazzati più recenti si rinvencono a pochi metri sul livello dell'alveo attuale e non possono essere più antichi del Pleistocene superiore. Per quanto riguarda i depositi continentali terrazzati più antichi, essi non contengono elementi databili direttamente (frustoli carboniosi, gusci di polmonati, cineriti, ecc.). L'insieme dei depositi alluvionali del supersintema del Tavoliere di Puglia è stato riferito quindi al Pleistocene medio-superiore in base a considerazioni di carattere regionale. Il ragionamento è stato basato sulle condizioni stratigrafico deposizionali e tettoniche che hanno regolato la regressione marina e le successive fasi evolutive in ambiente continentale dell'intera area nord-bradanica a partire dal Siciliano (GALLICCHIO et alii, 2002).

4.2. - SUPERSINTEMA DEL TAVOLIERE DI PUGLIA (TP)

Questa unità è stata istituita nell'ambito dei lavori di rilevamento dei Fogli 407 "San Bartolomeo in Galdo", 396 "San Severo", 421 "Ascoli Satriano" e 408 "Foggia" e comprende l'insieme dei depositi quaternari terrazzati che poggiano in contatto erosivo sulle argille subappennine ed affiorano nell'area del Tavoliere di Puglia. Nell'area del Foglio in oggetto il supersintema comprende sei sintemi

delimitati alla base da importanti superfici erosive disposte ad altezze differenti e riconoscibili a scala regionale; dal più antico al più recente sono stati indicati con i termini di: sintema di Lucera, sintema di Cava Petrilli, sintema di Vigna Bocola, sintema di Mass. la Motticella, sintema di Foggia e sintema di Motta del Lupo.

I singoli sintemi, presentano alcuni caratteri litologico-sedimentologici comuni. Sono costituiti mediamente da 8-10 m di ghiaie poligeniche ed eterometriche formate da clasti con dimensioni comprese tra qualche cm e blocchi metrici, con intercalazioni lenticolari di sabbie grossolane; le embriciature prevalenti indicano provenienze da O; i ciottoli presentano spesso uno scarso grado di arrotondamento; dal punto di vista strettamente litologico, prevalgono ciottoli di rocce calcaree e subordinatamente sono presenti ciottoli di selce scura, (entrambi provengono dal disfacimento delle formazioni prevalentemente calcaree dell'Unità della Daunia, Flysch Rosso e flysch di Faeto, che affiorano lungo il fronte esterno appenninico). Gli stessi sintemi mostrano chiare variazioni laterali di facies e sono rappresentati generalmente dalle facies Gm, Gms, Sh ed F di MIALI (1978); da monte verso valle, sono chiaramente osservabili:

- 1) un passaggio graduale dalle facies più grossolane a depositi sabbiosi o ghiaiosi con maggior presenza di lenti sabbiose;
- 2) un aumento del grado di classazione e una diminuzione della percentuale di matrice;
- 3) un passaggio da corpi ghiaiosi non stratificati, massivi e privi di strutture sedimentarie a corpi sabbioso-ghiaiosi con accenni di stratificazione e rare forme erosive canalizzate orientate E-O.



Fig. 23 - Torre di Montecorvino. Foto panoramica di una delle superfici inclinate verso E. E' evidenziato il contatto erosivo del sintema TLC sulle argille subappennine (ASP).



Fig. 24 - Località il Seggio. Foto panoramica di una delle superfici inclinate verso E. E' evidenziato il contatto erosivo del sintema TLC sulle argille subappennine (ASP).

4.2.1. - Sintema di Lucera (TLC)

Affiora in tutto il settore pedemontano del Foglio fino all'abitato di Lucera e poggia al di sopra di una superficie erosiva sulle argille subappennine (fig. 23, 24, 25, 25): localmente (Serra la Guardia) si rinviene in erosione su terreni appenninici dell'Unità della Daunia. Affiora in lembi residui allungati nel senso dei corsi fluviali attuali sulle alte colline situate ai piedi del fronte esterno della catena attorno ai 450 m (Monte Stillo, Torre di Montecorvino - fig. 23) e si rinviene via via a quote decrescenti verso E (350 m - Il Seggio, fig. 24; 310 m - nei pressi di Masseria Venti Versure; 245 m - nell'alto di Lucera). Il sintema di Lucera rappresenta i depositi alluvionali terrazzati di I ordine, i più antichi rilevati nell'area in esame. E' costituito, verso monte, da ghiaie massive e blocchi (con diametri fino a 3-4 m) a prevalente componente carbonatica con abbondante matrice sabbiosa grossolana. Le ghiaie sono prive di gradazione, poco selezionate (loc. Monte Stillo e Torre di Montecorvino) e tessiture sia granulo-sostenute che fango-sostenute; verso valle il sintema è caratterizzato da ghiaie meglio selezionate, con rare intercalazioni sabbiose (Castello di Lucera). Localmente si osservano ciottoli di natura calcarenitica con abbondante frazione bioclastica che provengono con ogni probabilità dallo smantellamento di unità marine regressive più antiche (Castello di Lucera). Lo spessore è di circa 8-10 m. Pleistocene medio.

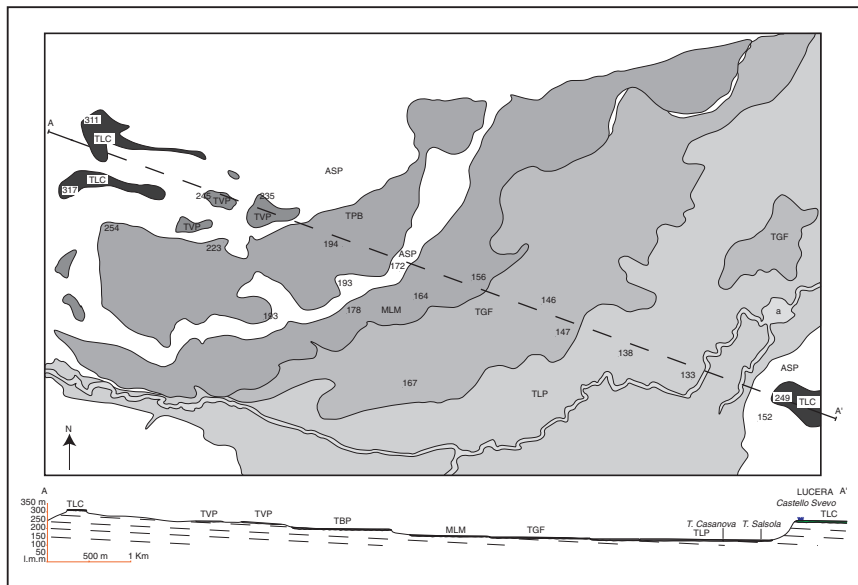


Fig. 25 - Carta geologica schematica e sezione geologica nell'area compresa fra Masseria Venti Versure e Lucera. Sono riportati i differenti sintemi alluvionali e la loro distribuzione piano-altimetrica.



Fig. 26 - Località Masseria Cristelli. Contatto erosivo, nei pressi del thrust esterno affiorante, fra il sintema TLC sulle argille subappennine (ASP) marcatamente basculate verso NE. Si noti la presenza di blocchi metrici nel sintema alluvionale.

4.2.2. - Sintema di Cava Petrilli (TVP)

Affiora in tutta l'area d'interesse e poggia in erosione sulle argille subappennine e, come il sintema più antico, localmente poggia in erosione anche sul *thrust* esterno affiorante (appena a NE di Castelnuovo della Daunia). Rappresenta i depositi terrazzati di II ordine; affiora in lembi residui nei pressi della catena (oltre i 400 m di quota) e più diffusamente verso E, via via a quote decrescenti (350 m - Casone San Paolo, 240 m - Masseria Iuvara e circa 190 m a Cava Petrilli e a S di Lucera). E' costituito, verso monte, da blocchi (fino ad 1m di diametro) e da ghiaie di prevalente natura carbonatica con abbondante matrice sabbioso-argillosa, massive, non selezionate (fig. 27); verso valle è rappresentato da ghiaie e sabbie in strati e lenti, discretamente organizzate, laminate, con canalizzazioni, chiare embriciature (figg. 28, 29, 30), che passano verso l'alto a depositi meno selezionati massivi e leggermente più grossolani (loc. Cava Petrilli). Localmente sono stati osservati blocchi di conglomerati poligenici ben selezionati e finemente cementati da calcite, probabilmente provenienti dallo smantellamento di depositi marini regressivi più antichi (fig. 30) e non più osservabili in affioramento. Spessore massimo 10 m. Pleistocene medio.



Fig. 27 - *Incisione del Canale Motta Montecorvino. Porzione prossimale del sistema di Cava Petrilli (TVP). Il deposito presenta blocchi poco arrotondati ed abbondante matrice sabbioso-argillosa.*



Fig. 28 - *Località Cava Petrilli. Porzione distale del sistema di Cava Petrilli. Il deposito mostra forme canalizzate e frequenti lenti sabbiose.*



Fig. 29 - Località Cava Petrilli. Porzione distale del sintema di Cava Petrilli. Il deposito è caratterizzato da fitte alternanze fra ghiaie a differente granulometria. Spesso è ben riconoscibile l'embriciatura che indica apporti da O.

4.2.3. - Sintema di Vigna Bocola (TPB)

Caratterizza ampie aree del settore pedemontano analizzato e poggia su una superficie di erosione sulle argille subappennine e, in località Selva Piana, sul sintema di Cava Petrilli. Nel settore occidentale affiora in lembi residui a quote variabili dai 375 m ai 270 m lungo gli alti morfologici adiacenti ai corsi d'acqua principali (Canale di Motta Montecorvino, T. Salsola) e, più ad E, in ampi settori (Masseria Quaranta Versure, Casone Schiavone). Rappresenta i depositi terrazzati di III ordine; verso monte è costituito da ghiaie con blocchi, con abbondante matrice sabbiosa giallastra, a luoghi granulo-sostenute; verso valle è caratterizzato da ghiaie più sottili sufficientemente organizzate, con livelli sabbiosi. Spessore di circa 10 m. Pleistocene medio

4.2.4. - Sintema di Masseria la Motticella (MLM)

Poggia su una superficie di erosione sulle argille subappennine e, localmente, sul sintema di Vigna Bocola (Podere S. Rocco). Caratterizza ampie porzioni dell'area analizzata: affiora in lembi residui allungati all'incirca E-O nel



Fig. 30 - Località Cava Petrilli. Sintema di Cava Petrilli (TVP). Si noti la presenza di un grande blocco di conglomerati poligenici ben selezionati (C provenienti da un deposito marino regressivo) e clasti argillosi (A provenienti dalle sottostanti argille subappennine).

settore più occidentale e su larghe aree nel settore più orientale. Rappresenta i depositi alluvionali terrazzati di IV ordine, e verso monte è costituito da ghiaie essenzialmente di natura carbonatica, con blocchi fino a 0.7 m di diametro, disorganizzate, con abbondante matrice sabbiosa grossolana; verso valle, invece, è caratterizzato da ghiaie discretamente organizzate, alternate a sabbie e limi sabbiosi giallastri. Spessore da 8 a 10 m. Pleistocene medio - superiore?

4.2.5. - Sintema di Foggia (TGF)

Poggia su una superficie di erosione sulle argille subappennine nel settore occidentale e sul sintema di Masseria La Motticella nel settore più orientale. Costituisce i depositi alluvionali terrazzati del V ordine; a monte è caratterizzato da depositi ciottolosi granulo sostenuti, con scarso grado di organizzazione (fig. 31), mentre, verso valle, è costituito da un'alternanza di livelli sabbiosi e siltoso-argillosi grigio scuri (suoli o cineriti) e di sottili orizzonti (spessi fino ad 50 cm) di ghiaie discretamente organizzate ed embriciate (fig. 32). Spessore da 5 a 8 m. Pleistocene superiore.



Fig. 32 - Località Tertiveri. Porzione distale del sistema di Foggia (TGF). Nella foto, sulla destra sono ben visibili fitte alternanze fra sabbie e ghiaie, lenti sabbiose e forme erosive canalizzate. Sulla sinistra, un deposito alluvionale più recente costituito da silt nerastri.



Fig. 31 - Località Tertiveri. Porzione prossimale del sistema di Foggia (TGF). La tessitura è clasto-sostenuta, ma il deposito si presenta poco selezionato; l'embriciatura è pressoché assente.

4.2.6. - *Sintema di Motta del Lupo (TLP)*

Caratterizza il settore più orientale del settore analizzato. Poggia su una superficie di erosione sul sintema di Foggia e sulle argille subappennine; rappresenta i depositi alluvionali terrazzati del VI ordine. E' costituito da depositi sabbioso-limosi di colore marrone chiaro con lenti ghiaiose aventi spessore variabile dal decimetro al metro discretamente organizzate. A luoghi si rinvencono livelli centimetrici di cineriti e di limi nerastri carboniosi con gasteropodi polmonati. Spessore da 5 a 6 m. Pleistocene superiore.

4.3 - EVOLUZIONE PLIO-PLEISTOCENICA DELL'AREA

L'insieme dei caratteri sedimentologici, la vicinanza al fronte appenninico, l'inclinazione delle superfici di base permettono di attribuire i depositi dei sistemi descritti ad ambienti di conoide alluvionale da prossimale a distale fino al passaggio con depositi alluvionali di tipo braided all'estremità orientale del foglio. Ogni sintema si è formato nel corso di una fase deposizionale di più conoidi e sistemi alluvionali di tipo braided contemporanei e coalescenti, attivi in differenti momenti del Pleistocene medio-superiore. A causa del contemporaneo sollevamento regionale (verificatosi nella Fossa bradanica a partire dalla fine del Pleistocene inferiore) essi si rinvencono, a quote decrescenti sul livello del mare, dal più antico al più recente. Il sollevamento regionale ha inoltre influenzato in modo determinante la geometria dei corpi sedimentari continentali: i depositi di conoide più antichi (sintema di Lucera) sembrano essersi sviluppati su ampie superfici che si estendono ininterrottamente dalla catena fino al margine orientale del foglio (area di Lucera); nel tempo ciascun alveo si è approfondito confinando via via i sistemi conoide-braided in valli allungate all'incirca E-O. Altre considerazioni generali riguardano la provenienza dei ciottoli che costituiscono tali depositi. Si è sottolineato che si tratta generalmente di calcari, calcareniti e selci provenienti dalle unità esterne dell'Appennino. Mancano del tutto clasti di natura arenacea, rocce granitoidi, ecc., che caratterizzano il Flysch Rosso e il flysch di San Bartolomeo. Tale osservazione suggerisce che la linea di spartiacque dei fiumi che attualmente scorrono nelle valli in questione (e che tuttora drenano unicamente le rocce perlopiù calcaree dell'Unità Tettonica della Daunia) è sostanzialmente coincidente con quella dei bacini imbriferi che alimentavano i singoli depositi alluvionali terrazzati. Localmente si osservano ciottoli che derivano da unità dell'avanfossa: alcuni provengono da unità ancora ben visibili in affioramento (argille subappennine) altri da unità che non si rinvencono in

affioramento (biocalcareni e conglomerati poligenici appartenenti a depositi marini regressivi simili a quelli plio-pleistocenici affioranti in aree limitrofe a quelle del Foglio in oggetto). Ciò vale solo per i due sintemi più antichi (sistema di Lucera e sintema di Cava Petrilli).

4.4. - COLTRE ELUVIO COLLUVIALE (**b₂**)

I depositi eluviali e colluviali si rinvennero in affioramenti di limitata estensione in più località sia del Subappennino Dauno (affiorano in una piccola area nella porzione occidentale del Foglio, nei pressi di Mass. Cascetta) che del Tavoliere di Puglia. Sono costituiti da terreni di colore nerastro a matrice siltoso-argillosa con immersi rari clasti calcarei ed arenacei poco arrotondati e di piccole dimensioni. Età: Pleistocene superiore - Olocene

4.5. - DEPOSITI DI FRANA ANTICHI E RECENTI (**a_{1b}**, **a_{1a}**)

Caratterizzano soprattutto il settore occidentale del Foglio (Subappennino dauno), ma localmente interessano anche le unità bradaniche del settore pedemontano del Tavoliere delle Puglie. Nel Foglio sono state distinti corpi di frana antiche (**a_{1b}**) da quelle recenti (**a_{1a}**); sempre nell'ambito del medesimo progetto CARG, è in corso di elaborazione una carta tematica dei corpi franosi che contiene suddivisioni sia per grado di attività (attive, inattive e quiescenti) che per tipo di movimento (crolli, colamenti, ecc.). Si rimanda al capitolo della geologia applicata (**VII**) per una più approfondita descrizione delle frane presenti nell'area. Pleistocene superiore - Olocene

4.6. - DEPOSITO ALLUVIONALE (**b**)

I depositi alluvionali recenti ed attuali si rinvennero sul fondo dei principali corsi d'acqua e in conoidi presenti alla base dei rilievi appenninici nell'area di raccordo tra la catena e il Tavoliere delle Puglie. Sono costituiti, verso monte da ghiaiegranulo sostenute, con poca matrice sabbiosa, scarsamente organizzate; verso valle, invece, sono rappresentati da ghiaie con cenni di stratificazione per i primi 2-3 m basali, mentre sono formati da sabbie in lenti, passanti in alto a limi sabbiosi e argillosi fittamente laminati, di colore marroncino. Spessore 4-6 m. Olocene

4.7. - DEPOSITO DI VERSANTE (a)

Il detrito di versante è stato distinto localmente su aree di limitata estensione sia in catena che nell'area di piana; è costituito da clasti e ciottoli eterometrici di natura calcarea e silicoclastica con diametri variabili da pochi centimetri ad alcuni metri immersi in una matrice argillosa bruno-nerastra. Spessore dell'ordine del metro. Olocene

V - CARATTERI STRUTTURALI

Dal punto di vista strutturale, l'area ricadente nel Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo", può essere suddivisa in due settori principali: il settore di catena affiorante (Appennino Dauno), ad O e quello di avanfossa (Fossa bradanica), ad E (figg. 3, 33). Il settore di catena è prevalentemente caratterizzato da elementi strutturali legati al raccorciamento appenninico di età neogenico-quadernaria. Il settore di avanfossa presenta i caratteri strutturali legati all'evoluzione plio-quadernaria sia delle strutture compressive più esterne della catena appenninica, a O, sia di quelle estensionali, a E. Queste strutture rappresenterebbero l'effetto della migrazione verso E, ovvero verso l'avampaese, del sistema catena-avanfossa.

Sulla base dei dati di superficie ricavati dal rilevamento geologico, vengono di seguito descritti gli elementi strutturali regionali e i caratteri della deformazione, questi ultimi tipici delle diverse unità litostratigrafiche affioranti. Queste descrizioni riguardano essenzialmente il settore di catena, dove la deformazione è più spinta e più evidente.

In aggiunta, in riferimento ai dati di letteratura, sono stati schematicamente trattati i caratteri strutturali profondi.

In conclusione, sia i dati di superficie che quelli profondi hanno consentito di tracciare le tappe fondamentali dell'evoluzione tettonica dell'area.

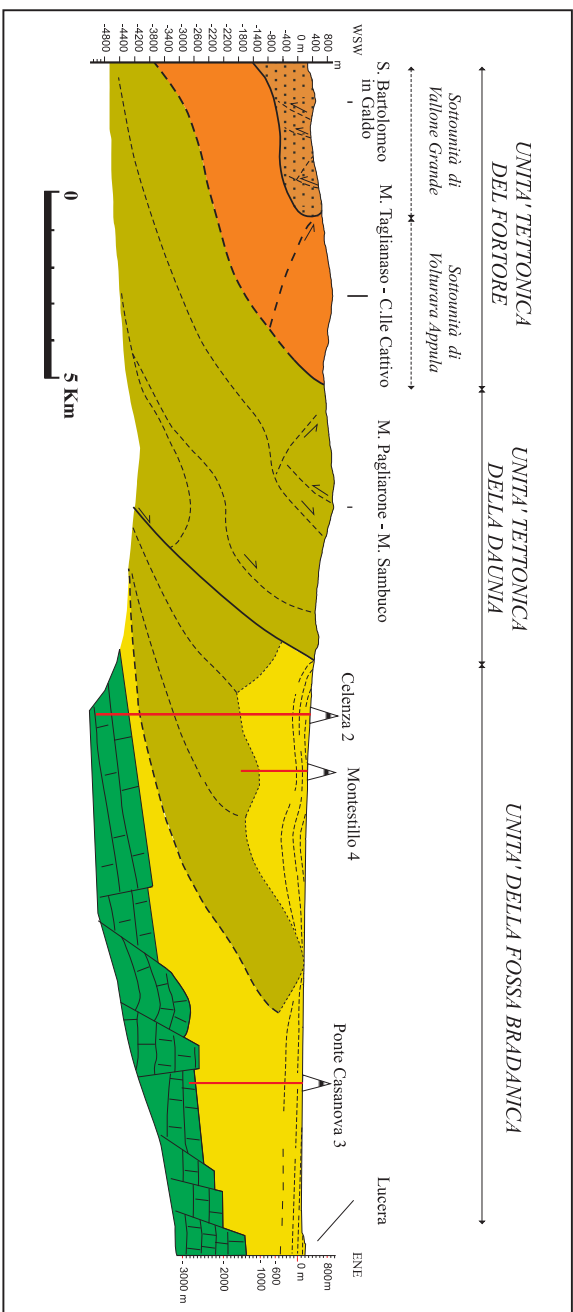


Fig. 33 - Sezione stratigrafico-strutturale schematica. Vengono illustrati i rapporti fra le diverse unità tettoniche mediando le diverse situazioni locali ed escludendo altre per il loro significato regionale. I toponimi riportati lungo il profilo servono per guidare più esaurientemente la lettura dello schema. Anche la posizione dei pozzi è proiettata. Nel settore di catena, a O, le due unità tettoniche appenniniche (nell'ambito delle quali non è stata operata la distinzione delle singole unità litostратigrafiche), sono caratterizzate essenzialmente da strutture con vergenza adriatica e solo localmente da strutture con vergenza tirrenica. Il settore bradanicum mostra il substrato carbonatico apulo, non affiorante in carta, ricavato da SELLA et alii (1988), che si approfondisce verso O tramite una serie di faglie dirette e che è ricoperto in discordanza dai depositi di avanspessa. I depositi pliocenici presentano strutture legate alle deformazioni coeve e quaternarie degli ingenti volumi di terreni alloctoni del prisma appenninico. Questi effetti sono molto evidenti nella struttura affiorante più esterna della catena la cui culminazione è stata esumata dalla successiva erosione.

1. - ELEMENTI STRUTTURALI REGIONALI

In affioramento, la struttura dell'area è caratterizzata da tre principali unità tettoniche sovrapposte che, dalla più interna alla più esterna, sono denominate: (i) Unità Tettonica del Fortore, (ii) Unità Tettonica della Daunia, (iii) Unità della Fossa bradanica. Inoltre, l'Unità Tettonica del Fortore viene suddivisa in due sottounità rappresentate, dalla più interna alla più esterna, dalla Sottounità di Vallone Grande e dalla Sottounità di Volturara Appula (figg. 3, 33).

La sovrapposizione dell'Unità Tettonica del Fortore (Sottounità di Volturara Appula) sull'Unità Tettonica della Daunia è segnata da un sovrascorrimento immergente prevalentemente verso OSO e con direzione del trasporto tettonico verso i quadranti orientali. Questo contatto è stato segnalato in letteratura da DAZZARO & RAPISARDI (1984; 1987) e da DAZZARO *et alii* (1988). Tuttavia, i nuovi dati hanno evidenziato che tra il centro abitato di Volturara Appula (a N) e Toppo Caporosso (a S), questo sovrascorrimento risulta deformato da strutture retrovergenti verso O tali da determinarne un suo locale rovesciamento. Infatti, nella zona indicata l'Unità Tettonica della Daunia sovrasta l'Unità Tettonica del Fortore (Sottounità di Volturara Appula; figg. 3, 34).

Nell'ambito dell'Unità Tettonica del Fortore, nel settore sud-occidentale dell'area in esame, un retroscorrimento immergente verso NE determina l'accavallamento verso SO della Sottounità di Volturara Appula, a NE, sulla Sottounità di Vallone Grande (fig. 34). Tale retroscorrimento altera l'originario rapporto tra queste due sottounità, caratterizzato dalla sovrapposizione tettonica verso i quadranti orientali della Sottounità di Vallone Grande sulla Sottounità di Volturara Appula. Infatti, il piano di sovrascorrimento responsabile dell'originario rapporto tettonico e immergente verso SO risulta dislocato dal suddetto retroscorrimento immergente verso NE (fig. 34).

La sovrapposizione dell'Unità Tettonica della Daunia sull'Unità della Fossa bradanica, in accordo con DAZZARO & RAPISARDI (1987), è segnato da un sovrascorrimento immergente prevalentemente verso O e con direzione del trasporto tettonico verso E (figg. 3, 23). Rappresenta l'elemento compressivo più esterno in affioramento e si segue con continuità da N a S ovvero da Casalnuovo di Puglia a Biccari (fig. 3). Sebbene il più delle volte risulti mascherato dalle estese coperture detritiche, è comunque ben osservabile nel periodo autunnale quando i campi non sono coperti da colture ed il contatto di sovrapposizione del Flysch Rosso (Unità Tettonica della Daunia) sulle argille subappennine (Unità Tettonica della Fossa bradanica) è messo in evidenza anche dal punto di vista cromatico. Il sovrascorrimento che sovrappone l'Unità Tettonica della Daunia sull'Unità della Fossa bradanica disloca l'appoggio delle argille subappennine sul substrato miocenico e rappresenta un sovrascorrimento fuori sequenza in quanto

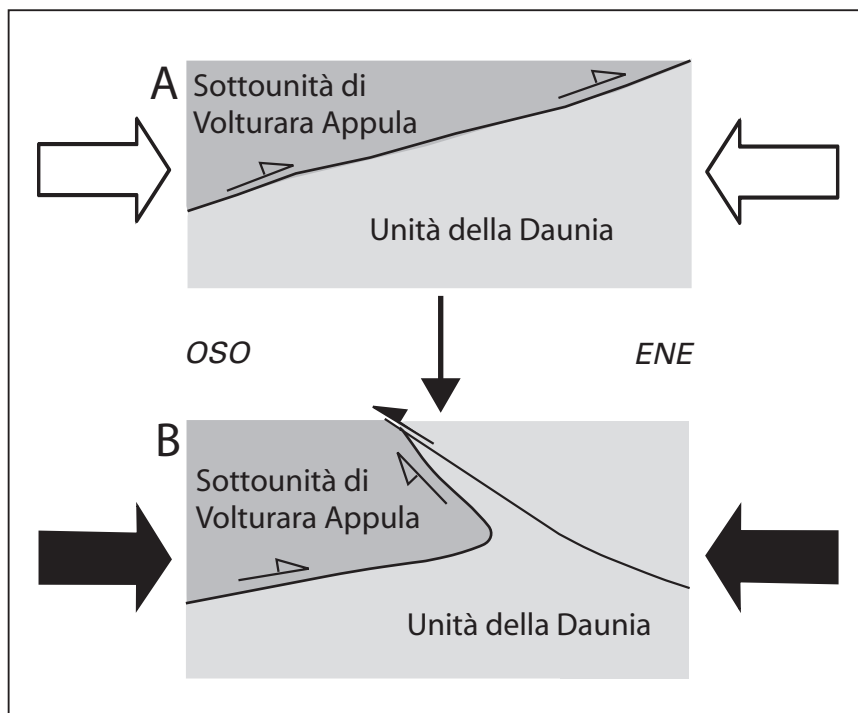


Fig. 34 - Schema del rapporto tettonico tra l'Unità Tettonica del Fortore (Sottunità di Volturara Appula) e l'Unità Tettonica della Daunia.

- A) Sovrascorrimento immergente verso OSO e con direzione del trasporto tettonico verso i quadranti orientali.
 B) Sovrascorrimento deformato da strutture retrovergenti verso O tali da determinarne un suo locale rovesciamento e, di conseguenza, la locale sovrapposizione dell'Unità Tettonica della Daunia sull'Unità Tettonica del Fortore (Sottunità di Volturara Appula).

non geometricamente concordante con le più antiche strutture compressive appenniniche (figg. 3, 33, 36).

Il quadro tettonico dell'area appenninica è completato dalla presenza di faglie sia a prevalente componente trascorrente che distensive (fig. 3). Le prime sono principalmente orientate circa SO-NE e dislocano, con movimento destro, il contatto tettonico tra l'Unità Tettonica del Fortore e l'Unità Tettonica della Daunia. Tra queste, le due faglie più importanti sono posizionate fra i centri abitati di Volturara Appula e Volturino. In particolare, queste due faglie confinano il suddetto sovrascorrimento rovesciato tra l'Unità Tettonica del Fortore (Sottunità di Volturara Appula) e l'Unità Tettonica della Daunia (fig. 35), per cui potrebbero aver giocato il ruolo di rampe laterali rispetto alle strutture compressive retrovergenti verso O. Le faglie distensive più importanti sono orientate circa N-S e si rin-

vengono nei pressi del centro abitato di Volturino, sia a O che a E di quest'ultimo e a E del centro abitato di San Bartolomeo in Galdo. Tali strutture si sovrappongono a quelle sia compressive che a prevalente componente trascorrente sopra descritte.

Come risulta dai dati di profondità, di seguito trattati, nell'area del Foglio "San Bartolomeo in Galdo" esistono altre strutture compressive in posizione più esterna rispetto al fronte appenninico affiorante e sepolte dai depositi di avanfossa. In superficie, la deformazione compressiva appenninica nel settore di avanfossa è documentata in un affioramento di dimensioni limitate nei pressi di Borgo Tertiveri (fig. 37), dove l'erosione della copertura plio-pleistocenica ha esumato la culminazione di una anticlinale di crescita. In particolare, si osservano le argille subappennine in crescita sui fianchi di una anticlinale, costituita prevalentemente dal flysch di Faeto e subordinatamente dalle marne argillose del Toppo Capuana, connessa alla deformazione compressiva appenninica.

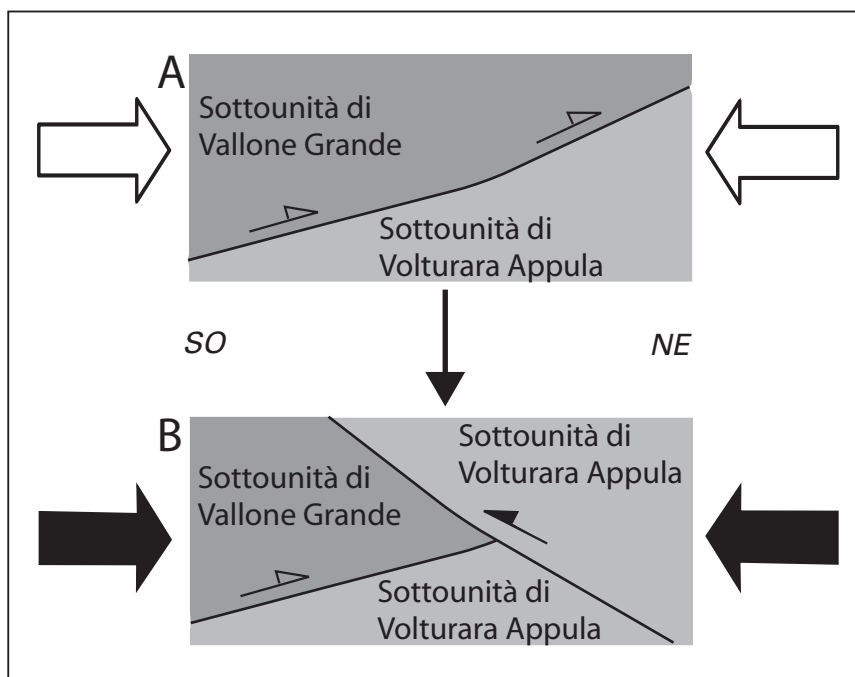


Fig. 35 - Schema del rapporto tettonico tra la Sottounità di Vallone Grande e la Sottounità di Volturara Appula nell'ambito dell'Unità Tettonica del Fortore.

- A) Originario rapporto tettonico; sovrapposizione tettonica, verso i quadranti orientali, della Sottounità di Vallone Grande sulla Sottounità di Volturara Appula.
- B) Retroscorrimento immergente verso NE che determina l'accavallamento verso SO della Sottounità di Volturara Appula sulla Sottounità di Vallone Grande. Questo retroscorrimento mascherà, in superficie, l'originario rapporto tra queste due sottounità.

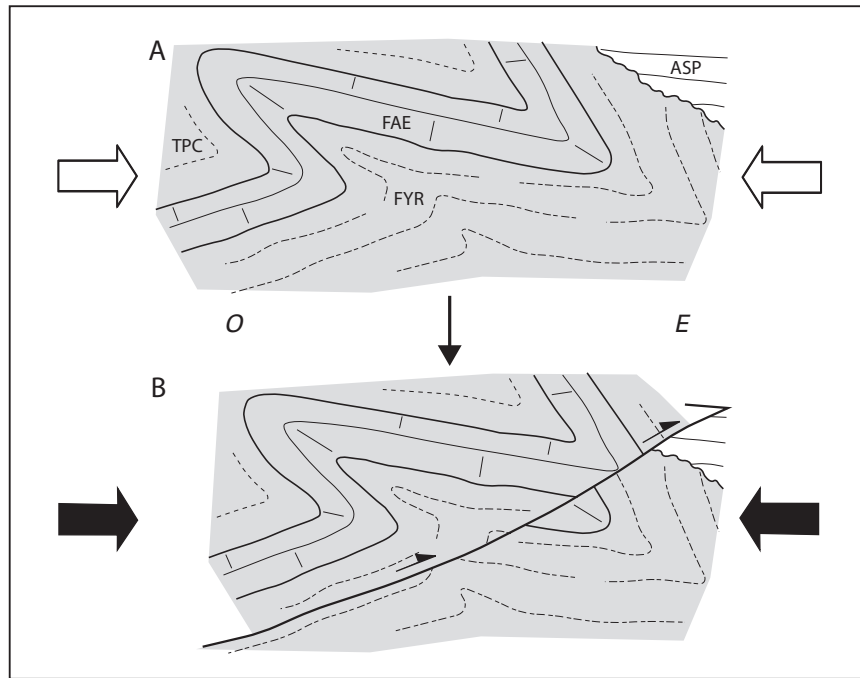


Fig. 36 - Schema del sovrascorrimento fuori sequenza che sovrappone l'Unità Tettonica della Daunia (in grigio; FYR - Flysch Rosso, FAE - flysch di Faeto, TPC - marne argillose del Toppo Capuana) all'Unità della Fossa bradanica (ASP - argille subappennine). In B) si noti come questo sovrascorrimento dislochi l'appoggio delle argille subappennine sul substrato miocenico dell'Unità Tettonica della Daunia e la sua non concordanza geometrica con le più antiche strutture compressive appenniniche, in A), registrate nella stessa Unità Tettonica della Daunia.

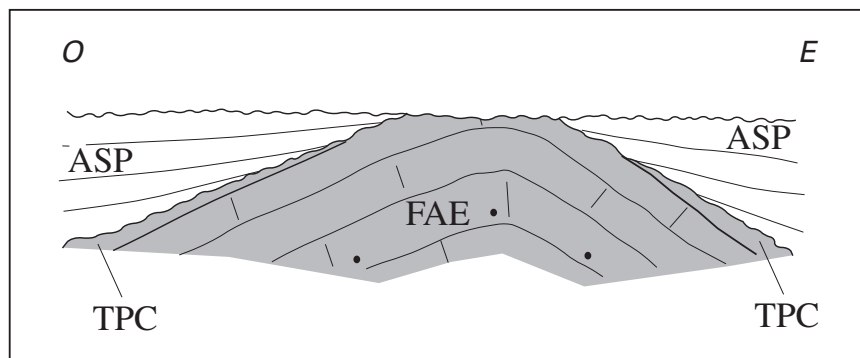


Fig. 37 - Schema delle argille subappennine (ASP) in crescita sui fianchi di un'anticlinale costituita dal flysch di Faeto (FAE) e dalle marne argillose del Toppo Capuana (TPC); Nell'area di Tertiveri (Toppo Testuggine) l'erosione della copertura plio-pleistocenica ha esumato la culminazione dell'anticlinale di crescita connessa alla deformazione compressiva appenninica.

Infine, l'Unità della Fossa bradanica, rappresentata dalla sola formazione delle argille subappennine, mostra una struttura molto più semplice rispetto alle aree sopra descritte. E' caratterizzata da un generale assetto monoclinale immergente a NE, con inclinazione variabile dai 30°-40°, nei pressi del fronte appenninico, ai 5°-10°, verso il margine orientale dell'area in esame. Questo assetto è solo in parte complicato dalla presenza della suddetta anticlinale di crescita, che localmente determina immersioni anche a SO degli strati delle argille subappennine.

2. - CARATTERI DELLA DEFORMAZIONE

Nell'ambito dell'Unità Tettonica del Fortore, si possono distinguere differenti stili deformativi, ognuno caratteristico delle diverse unità litostratigrafiche presenti. Alla scala dell'affioramento, lo stile deformativo del Flysch Rosso e del Gruppo delle Argille Variegate è caratterizzato prevalentemente dalla presenza di sistemi di pieghe policlinali. Alla macro-scala, soltanto localmente esso presenta un assetto monoclinale e questo si determina in corrispondenza delle intercalazioni calcarenitiche. Sia alla meso- che alla macro-scala, lo stile deformativo delle Tufiti di Tusa, del flysch numidico, del flysch di San Bartolomeo e delle marne argillose del Toppo Capuana è caratterizzato dalla presenza di pieghe isopache aperte, da verticali ad inclinate. Inoltre, alla macro-scala lo stile deformativo di queste unità litostratigrafiche è caratterizzato dalla presenza di successioni in assetto monoclinale, raramente in posizione rovesciata. Nel complesso, l'assetto strutturale dell'Unità Tettonica del Fortore è principalmente caratterizzato dalla presenza di sovrascorrimenti con direzione del trasporto tettonico verso E, che determinano nelle successioni a tetto una rotazione conforme all'angolo di inclinazione dei piani di faglia. Ne deriva un generalizzato assetto con immersione delle successioni verso O e OSO, conforme all'immersione dei piani di sovrascorrimento; soltanto localmente si assiste ad un assetto complicato dalla presenza di pieghe retrovergenti e di retroscorrimenti con direzione del trasporto tettonico verso O.

Per quanto riguarda l'Unità Tettonica della Daunia, lo stile deformativo è generalmente caratterizzato da sovrascorrimenti e da pieghe per propagazione di faglia. Le pieghe sono prevalentemente di tipo *chevron*, chiuse e da inclinate a rovesciate. Esse rappresentano gli elementi deformativi principali, sia alla meso- che alla macro-scala, delle successioni appartenenti al flysch di Faeto e alle marne argillose del Toppo Capuana. Lo stile deformativo del Flysch Rosso dell'Unità Tettonica della Daunia è praticamente simile a quello presente nel Flysch Rosso dell'Unità Tettonica del Fortore, già descritto precedentemente. Nel complesso, l'assetto strutturale dell'Unità Tettonica della Daunia è principalmente caratterizzato dalla presenza di sovrascorrimenti con direzione del trasporto tettonico verso E. Questi

sovrascorrimenti determinano, nelle successioni a tetto, delle anticlinali con assi paralleli alla direzione delle faglie e con fianchi sia rovesciati sia diritti, questi ultimi sub-paralleli ai piani di faglia. Ne deriva un generalizzato assetto con immersione delle successioni verso O e OSO, conforme all'immersione dei piani di sovrascorrimento, sebbene in diversi casi si assiste ad un assetto complicato dalla presenza di pieghe retrovergenti e di retroscorrimenti con direzione del trasporto tettonico verso O. A tale proposito meritano una particolare attenzione gli esempi di retroscorrimenti e di pieghe retrovergenti presenti nelle zone ad O di Castelnuovo della Daunia, ad E di Volturara Appula e ad O di Alberona. In particolare, sia le tracce dei piani assiali che quelle dei retroscorrimenti risultano essere orientate circa NNO-SSE (fig. 3).

In generale, nell'area in esame i sovrascorrimenti con direzione di trasporto tettonico verso E e i retroscorrimenti con direzione di trasporto tettonico verso O presentano, in pianta, una forma arcuata con concavità verso O e verso E rispettivamente. In alcuni casi, all'interno dell'Unità Tettonica del Fortore e dell'Unità Tettonica della Daunia tali strutture compressive sembrano subire un trasferimento lungo faglie sub-verticali a prevalente componente trascorrente destra, con direzione NE-SO (fig. 3).

3. - CARATTERI STRUTTURALI PROFONDI

In seguito alla ricerca petrolifera, a cominciare dalla seconda metà dello scorso secolo sono emersi nuovi dati sulla struttura profonda sia della porzione appenninica che di quella di avanfossa. Questi dati hanno apportato un prezioso contributo alla comprensione dell'evoluzione tettonica del sistema catena-avanfossa in Italia meridionale. In particolare, per quanto riguarda il Foglio "San Bartolomeo in Galdo", i dati profondi pubblicati riguardano principalmente l'avanfossa; la porzione appenninica, invece, beneficia dei dati profondi provenienti da zone appenniniche limitrofe, i cui caratteri strutturali sono simili, e quindi correlabili, a quelli che caratterizzano l'area in esame.

La porzione di avanfossa compresa nel Foglio "San Bartolomeo in Galdo" può essere suddivisa in due settori: uno interno, a O, l'altro esterno, a E. Il settore interno è caratterizzato dalla presenza dell'alloctono, costituito dalle unità litostratigrafiche pre-plioceniche affioranti nell'Appennino Dauno (CIARANFI *et alii*, 1983). L'alloctono è interposto tra i depositi di riempimento della Fossa bradanica, e questa disposizione rappresenta l'effetto della tettonica compressiva sinsedimentaria di età pliocenica e, in parte, pleistocenica. Infatti, il settore interno dell'avanfossa è interessato da sovrascorrimenti con direzione del trasporto tettonico verso i quadranti orientali (fig. 3; CASNEDI *et alii*, 1982). Tra queste strutture, attive fra il Pliocene inferiore ed il Pleistocene inferiore, il

cosiddetto “fronte dell’alloctono sepolto” (fig. 33) rappresenta il sovrascorrimento più esterno che coinvolge le unità litostratigrafiche pre-plioceniche (CASNEDI *et alii*, 1982; CIARANFI *et alii*, 1983; SELLA *et alii*, 1988). Inoltre, in questo settore la tettonica compressiva interessa anche il substrato del bacino di avanfossa ovvero le unità carbonatiche mesozoiche della Piattaforma Apula. Il substrato del settore esterno del bacino di avanfossa è interessato da faglie estensionali prevalentemente orientate NO-SE. Queste strutture ribassano la Piattaforma Apula verso SO e hanno condizionato la sedimentazione plio-pleistocenica dei depositi di riempimento della Fossa bradanica (CASNEDI *et alii*, 1982; CIARANFI *et alii*, 1983; SELLA *et alii*, 1988). In generale si può quindi affermare che nell’avanfossa si assiste ad un ringiovanimento verso E delle strutture sia compressive che estensionali.

4. - EVOLUZIONE TETTONICA

Nell’area in esame la progressiva deformazione tettonica compressiva si sviluppa sostanzialmente in tre fasi: una prima fase con strutture a vergenza verso E, una seconda fase con strutture retrovergenti verso O, una terza fase con un sovrascorrimento fuori sequenza in posizione esterna e con direzione del trasporto tettonico verso E. Per concludere, queste tre fasi risultano essere interessate da una tettonica estensionale tardiva caratterizzata da faglie dirette immergenti sia verso O sia verso E.

Gli elementi stratigrafici e tettonici descritti permettono di registrare le fasi finali della strutturazione di questo settore di catena, anche se la mancanza nella metà occidentale del foglio di successioni più recenti del Messiniano basale limita in parte questa ricostruzione. Infatti, la deformazione dell’Unità Tettonica del Fortore può essere registrata solo a partire dal Tortonian superiore, passaggio al Messiniano. Al contrario la fase deformativa dell’Unità Tettonica della Daunia è meglio definita in quanto, sia in profondità che in superficie, la sua sovrapposizione sui terreni della Fossa bradanica viene documentata durante il Pleistocene inferiore. Infine gli effetti tardivi della tettonica appenninica si fanno risentire durante tutto il Quaternario con intensi sollevamenti, probabilmente più marcati durante la parte alta del Siciliano, visto che i depositi marini regressivi del Pleistocene inferiore sono stati completamente erosi come risulta dall’appoggio dei depositi alluvionali direttamente sulle Argille subappennine.

Le fasi deformative dell’Unità Tettonica del Fortore e dell’Unità Tettonica della Daunia sono due importanti momenti del processo di strutturazione morfostrutturale dell’intera area del Foglio 407 “San Bartolomeo in Galdo”.



VI - LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI

L'area del Foglio "San Bartolomeo in Galdo" dal punto di vista morfologico può essere suddivisa in due parti nettamente distinte anche in base ai caratteri litostratigrafici e strutturali: l'area appenninica ad O e l'area bradanica ad E.

L'area appenninica da un punto di vista orografico è rappresentata da una serie di dorsali che si allungano parallelamente fra loro in direzione NNO-SSE per il gruppo delle dorsali più interne, e in direzione N-S per il gruppo delle dorsali più esterne. L'area appenninica è delimitata verso Est da una netta scarpata di origine tettonico-erosiva, che si innalza di oltre 250 m rispetto alle colline del settore pedeappenninico del Tavoliere.

Contrariamente a quanto si verifica comunemente in altri settori dell'Appennino meridionale, i rilievi più occidentali di questa area sono meno elevati di quelli orientali; infatti i rilievi più interni raggiungono quote variabili dai 650 ai 780 m s.l.m., i più esterni superano sia pure di poco i 1000 m s.l.m. Un'altra peculiarità morfologica da porre in evidenza è data dalla sensibile diminuzione verso nord delle altitudini dei rilievi esterni appenninici che passano dai 1029 m di M. Pagliarone nei dintorni di Alberona, ai 550 m di Castelnuovo della Daunia.

Sensibilmente differenti sono i caratteri morfologici del settore del Tavoliere delle Puglie che rientra nei limiti del foglio; questa area è caratterizzata da un paesaggio interamente collinare con morbide forme del terreno. I principali caratteri morfologici di questo settore interno del Tavoliere sono dati da una successione di colline, spesso a tetto piatto, allungate in direzione E-O, con superfici debolmente

incline verso E, che si alternano a piccole valli più o meno ampie, poco profonde e a fondo piatto. Nella fascia più orientale del foglio, nei dintorni di Lucera, le zone di fondovalle coalescono dando luogo ad ampie superfici debolmente inclinate verso E. Le superfici di fondovalle sono percorse da torrentelli profondi da pochi a pochissimi metri. I rilievi collinari sono ovviamente più elevati nella parte prossima all'Appennino dove raggiungono quote di poco superiori ai 500 m, e diminuiscono la loro altitudine verso E, dove la collina più elevata è quella su cui sorge Lucera e raggiunge quasi i 250 m s.m.l..

L'analisi dei principali elementi morfologici appena descritti mostra che questi sono strettamente connessi ai caratteri litostratigrafici e tettonici dell'area studiata.

Infatti la parte sud-occidentale dell'area in particolare è caratterizzata da una serie di colline e basse dorsali che si susseguono in direzione NNO-SSE. L'area con morfologia collinare corrisponde alle estese zone dove affiorano unità a prevalente componente argillitico-marnosa (Argille Variegate; Flysch Rosso), quindi facilmente modellabili dai processi erosivi; le brevi dorsali caratterizzate da versanti asimmetrici, si rinvengono in corrispondenza di successioni arenacee silicoclastiche (Tufiti di Tusa; flysch di San Bartolomeo), talora ben cementate, con forme del rilievo più aspre anche per la presenza di profonde incisioni a forra.

Questo settore appenninico interno, che corrisponde all'area dei terreni compresi nell'Unità tettonica del Fortore, come abbiamo detto è caratterizzato da morfologie prevalentemente collinari (i rilievi non superano gli 800 m s.l.m.); è separato dal settore appenninico esterno tramite un importante sovrascorrimento che si sviluppa dall'area di Volturara Appula a N, fino al Toppo Caporosso a S. Il limite tettonico marca anche due aree con caratteri morfologici differenti; infatti il settore esterno mostra forme del terreno più marcate, con una serie di dorsali ben sviluppate, più elevate e orientate in direzione N-S; fra queste si interpongono aree con morfologie decisamente più dolci, di aspetto collinare.

Anche in questo caso si riscontra la corrispondenza fra morfologia ed elementi litologici e strutturali; infatti questo settore di catena corrisponde all'area di affioramento dell'Unità tettonica della Daunia le cui unità litostratigrafiche più rappresentative sono date dal flysch di Faeto e dal Flysch Rosso. In corrispondenza delle successioni calciclastiche del flysch di Faeto si sono costituite le dorsali, in corrispondenza delle aree occupate dal Flysch Rosso, formato prevalentemente da successioni pelitico-marnose, si rinvengono morfologie dolci di aspetto collinare. Le dorsali meglio definite sotto il profilo morfologico si formano in corrispondenza delle successioni torbiditiche calciclastiche che strutturalmente formano una serie di monoclini paralleli. A N le dorsali meglio sviluppate sono quelle di M. Miano, M. Rullo-M. Ingotto, Serra Campanara-M. Sambuco; a S quelle di Tempa Bonavalle-Montauro, M. la Guardia-M. Pagliarone.

Osservando la carta geologica si può notare che a N le dorsali occupano

una posizione più arretrata rispetto alle dorsali meridionali; questa disposizione potrebbe essere collegata all'attività di una faglia a componente orizzontale.

Le aree non occupate dai depositi calciclastici miocenici presentano un paesaggio collinare con forme del terreno più blande; ci si riferisce alle aree più orientali della catena, in prossimità del contatto tettonico con l'Unità tettonica bradanica, nelle quali affiorano diffusamente i terreni riferibili al Flysch Rosso.

I caratteri geometrici del reticolo idrografico sono assai singolari; ciò dipende principalmente dalla presenza dello spartiacque che, ubicato in posizione molto esterna dell'area appenninica, separa due zone con reticoli idrografici assolutamente diversi; lo spartiacque attraversa l'intera area del Foglio in direzione N-S, cioè con un andamento subparallelo all'importante sovrascorrimento lungo il quale si verifica la sovrapposizione dei terreni appenninici (Unità Tettonica della Daunia) su quelli bradanici (Unità della Fossa bradanica).

La zona a O dello spartiacque fa parte del bacino imbrifero del F. Fortore, che attraversa l'area del foglio solo per un brevissimo tratto, nell'estremo angolo sud-occidentale; pertanto i corsi d'acqua più importanti (Vallone Grande, T. La Catola, T. Sente), caratterizzati da reticoli idrografici dendritici, sono affluenti di destra del F. Fortore con drenaggi da E verso O.

La zona ad E dello spartiacque al contrario è percorsa da numerosi corsi d'acqua a regime torrentizio (T. Vulgano, T. Salsola, T. Cacciafumo, Canale di Motta-Montecorvino, T. Triolo, Canale della Valle) che scorrono da O verso E con tracciati subparalleli fra loro e, come si osserva nella fig. 38, molto ravvicinati. Si tratta di torrenti che verso monte (intorno a quote 800 -1000 m) scorrono incassati e con un profilo ad alto gradiente, e che verso valle si disperdono nell'ampia piana alluvionale di quota 100 m circa, che circonda l'alto di Lucera. Le loro testate si sviluppano per appena 2-3 km nei depositi argillitico-marnosi del Flysch Rosso e in quelli calciclastici del flysch di Faeto; la restante parte dei corsi (25-30 km fino al limite orientale del foglio) si incassa nei depositi argilloso-siltosi del Tavoliere (Unità della Fossa bradanica).

Dall'analisi degli elementi descritti si ricava che anche in questa area la tipologia dei reticoli idrografici è strettamente collegata sia alle caratteristiche litologiche sia a quelle strutturali; tuttavia in questo caso appare evidente che l'evoluzione tettonica quaternaria è il fattore preponderante nel determinare la posizione dello spartiacque e di conseguenza lo sviluppo dei differenti reticoli idrografici. La strutturazione recente della fascia esterna dell'Appennino e del settore pedemontano del Tavoliere è connessa alle ultime fasi di avanzamento del *thrust* più esterno, responsabile di aver costituito i rilievi più elevati nella fascia esterna della catena e la estesa paleosuperficie inclinata verso est nel settore interno della Fossa bradanica. Le successive fasi erosivo-deposizionali hanno determinato nei particolari l'attuale assetto morfologico e i *patterns* del reticolo idrografico.

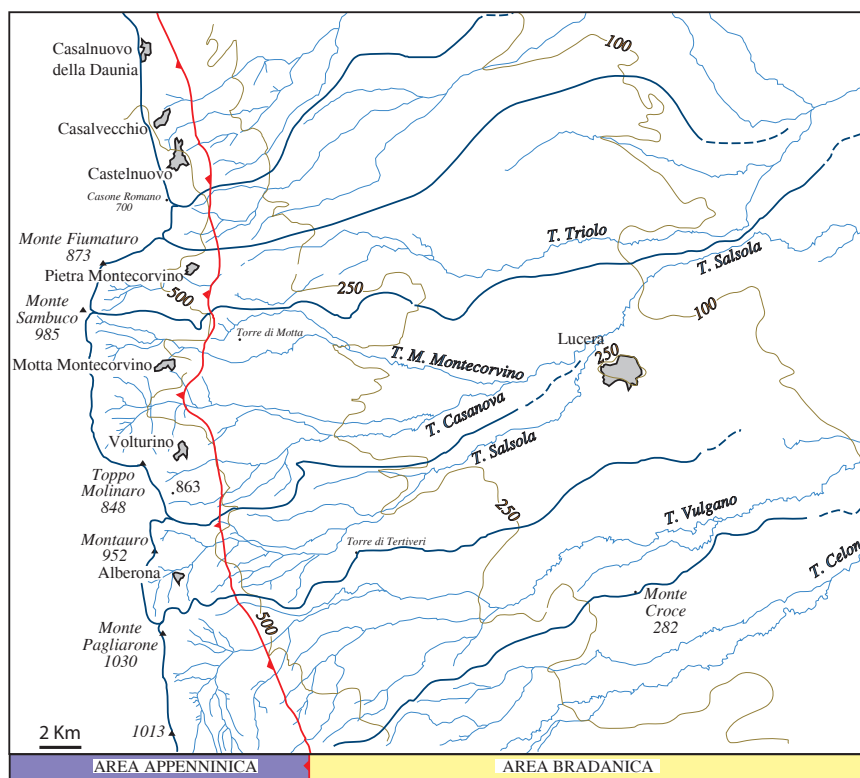


Fig. 38 - Rappresentazione del reticolo idrografico presente nel Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo".

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - IL TERRITORIO

Carattere distintivo del F° “San Bartolomeo in Galdo” è la grande estensione delle aree in frana impostate sui terreni che costituiscono la dorsale appenninica. Le aree pedeappenniniche presentano dissesti in forma meno diffusa ed estesa e localizzate lungo il decorso delle aste fluviali. Diffusione ed estensione delle aree in frana sulla dorsale appenninica trovano la loro giustificazione primaria nella litologia delle formazioni affioranti coinvolte nel dissesto ma anche nei caratteri acquisiti, fratturazione delle sequenze calcareo-marnose-arenacee, fissilità e scistosità delle sequenze pelitiche etc., quale effetto della evoluzione geostrutturale dell’intera area. E’ da considerare anche il contributo del recente e forte sollevamento della Catena appenninica durante il Quaternario recente. Si individuano di conseguenza due zone morfologicamente distinte. Quella dell’area appenninica con forme dei rilievi ben modellate e articolate, a tratti accidentate, con un reticolo fluviale ben inciso e diversificato con evidenti fenomeni di erosione di sponda lungo il *thalweg*. L’altra dolcemente modellata nei tratti generali, con corsi d’acqua a sviluppo prevalentemente rettilineo, corrisponde all’area di affioramento dei terreni plioquaternari pedeappenninici. Nelle aree dei *thrust* appenninici sono ben rappresentate e diffuse le frane complesse. Molte di queste rappresentano la riattivazione di antiche ed estese aree in frana,

le cui evidenze morfologiche sono ancor oggi osservabili sul versante. Le aree maggiormente interessate dai dissesti sono quelle di affioramento del Flysch Rosso e del Gruppo delle Argille Variegata. I caratteri tecnici primari di questi terreni costituiti da sedimenti pelitici, a luoghi con forte componente smectitica, suscettivi all'azione delle acque di infiltrazione, unitamente a quelli acquisiti per effetto della traslazione verso oriente dei *thrust* appenninici (rappresentati dalla fratturazione spinta delle sequenze calcaree marnose e arenacee e dalla presenza dei piani di taglio a scala macro e microscopica nelle sequenze pelitiche), rendono questi terreni particolarmente predisposti al dissesto. Su quasi tutta l'area sono, altresì, ben evidenti le forme di dissesto della porzione più superficiale del versante rappresentate da fenomeni di *creep* a lenta evoluzione, compatibile con le attività agricole e la viabilità e di *creep* ad evoluzione rapida, con colamenti e rotture localizzate, non compatibili con le attività antropiche in quanto limitano fortemente l'uso del territorio, sottraendo aree all'agricoltura e causando notevoli disagi alla viabilità. In tale contesto bisogna anche considerare le aree potenzialmente instabili rappresentate dalle aree in frana quiescente e dagli accumuli di frana attualmente stabili, suscettibili di una rimobilitazione se si tiene conto della sismicità dell'area che risulta compresa tra due zone fortemente sismiche quali l'asse appenninico e il Promontorio del Gargano. Differente è la situazione di dissesto nelle aree pedeappenniniche ove il reticolo idrografico, meno articolato e sviluppato, è rappresentato da corsi d'acqua a decorso pressochè rettilineo ben incisi nei tratti iniziali pedeappenninici con interfluvii che corrispondono alle originarie superfici di deposizione dei depositi alluvionali più antichi del supersintema del Tavoliere di Puglia. In queste aree i dissesti sono localizzati lungo le aste dei corsi d'acqua ove l'approfondimento veloce del *thalweg*, fino alle sottostanti argille subappennine, durante il Quaternario recente ha favorito e determinato i fenomeni di erosione di sponda ed il dissesto dei versanti immediatamente sovrastanti le zone in erosione. Le aree di affioramento delle argille subappennine e delle sovrastanti coperture quaternarie alluvionali risultano complessivamente poco interessate dai fenomeni di dissesto.

2. - RISORSE LITICHE

Le risorse litiche sono assai scarse e limitate alla utilizzazione locale episodica dei livelli di calciruditi e di calcareniti presenti nelle formazioni del flysch di Faeto e del Flysch Rosso discontinuità degli affioramenti, stato di fratturazione e variabilità nell'aspetto della roccia estratta in cava ed una resa limitata conferiscono alla coltivazione una valenza strettamente locale in funzione di esigenze specifiche e per realizzazioni di modesto interesse. Nel tempo la locale coltivazione degli orizzonti ruditici e dei livelli calcarenitici è stata abbandonata a

vantaggio di aree estrattive limitrofe in cui diffusione e disponibilità della roccia rendono la coltivazione remunerativa. Cave di pietrisco sono aperte nei livelli calcarei del flysch di Faeto, del Flysch Rosso e del flysch di San Bartolomeo. Il pietrisco viene utilizzato nella locale industria del calcestruzzo. Pietrisco e sabbia per inerti vengono estratti in cave temporanee di prestito aperte nei depositi continentali terrazzati e nei depositi di conoide attuali. Valenza territoriale hanno le cave di argille per laterizi aperte nelle argille subappennine ed in particolare quelle esistenti nell'area di Lucera, al limite orientale del Foglio. Importanza, fino a qualche tempo fa, avevano i livelli di argille bentonitiche del Flysch Rosso nell'area di Pietra Montecorvino e Motta Montecorvino. Anche se gli affioramenti sono discontinui e poco estesi la qualità del materiale estratto e la richiesta sul mercato del prodotto bentonite rendevano remunerativa la sua coltivazione. La bentonite dauna era l'unico prodotto noto e commercializzato in ambito extraregionale.



VIII - IDROGEOLOGIA

L'area del Foglio "S. Bartolomeo in Galdo" risulta costituita per oltre il 70% della sua estensione da terreni praticamente impermeabili.

Il flysch di Faeto, limitatamente alle sequenze più francamente calcaree, il flysch arenaceo di San Bartolomeo e i termini sabbioso-conglomeratici che affiorano in ristretti lembi nell'area di Pietra Montecorvino, rappresentano le uniche unità permeabili di tutta la zona appenninica. Tali terreni sono sede di modeste falde idriche, le cui manifestazioni di superficie si identificano in una serie di sorgenti, per lo più di contatto, caratterizzate da portate che difficilmente superano qualche litro per secondo. Il più cospicuo numero di sorgenti, comunque appena sufficienti a soddisfare i fabbisogni idrici primari della popolazione locale, si rinviene nell'area compresa tra gli abitati di Alberona e di Volturino, al piede della dorsale del flysch di Faeto che fa da spartiacque tra i bacini idrografici del Fortore e del T. Candelaro.

Anche nella fascia pedeappenninica, le condizioni geologiche non sono favorevoli alla costituzione di risorse idriche sotterranee di una certa entità essendo i depositi dell'avanfossa costituiti prevalentemente dalla formazione delle argille grigio-azzurre pliopleistoceniche. La possibilità di rinvenire acqua nel sottosuolo è legata all'esistenza di falde freatiche di limitata potenzialità idrica localizzate nei depositi alluvionali terrazzati e nei depositi d'alveo dei corsi d'acqua più importanti dell'area, quali il T. Salsola e il T. Vulgano, caratterizzati da un deflusso tipicamente occasionale.

La scarsa produttività idrica, oltre alla limitata estensione degli acquiferi, è anche dovuta alle particolari condizioni climatiche del Tavoliere che si contraddistingue per la scarsità degli apporti pluviometrici e l'elevata evapotraspirazione che si registra nei mesi estivi a causa dell'irraggiamento solare e le elevate temperature. Per tali condizioni climatiche, l'area del Tavoliere è inclusa fra le aree italiane a rischio di desertificazione. I dati termopluviometrici registrati alla stazione metereologica di Foggia-Osservatorio tra gli anni 1977 e 2001 mostrano, inoltre, per gli ultimi decenni, la sempre minore frequenza di anni caratterizzati da un clima "sub-umido" e il frequente ripetersi di anni con clima di tipo "arido" (MAGGIORE & PAGLIARULO, 2003).

Di un certo rilievo, dal punto di vista idrogeologico, è la presenza, all'interno della unità delle argille subappennine plio-pleistoceniche, a diverse altezze stratigrafiche, di livelli di sabbie fini e subordinatamente di ghiaie. Si tratta di lenti di modesto spessore che, se dotate di una certa estensione areale e se situate a profondità non superiori ai 500 m, possono ospitare falde idriche in pressione e con locale carattere di artesianità. Tali falde, appartenenti all'acquifero poroso profondo del Tavoliere, sono oggetto di sfruttamento da pochi anni anche se le caratteristiche di rinnovabilità non sono del tutto note e la qualità delle acque rinvenute non è sempre adatta agli usi richiesti per l'elevato tenore in sodio (anche dell'ordine di 600 mg/l), a fronte di una salinità piuttosto bassa, e la presenza di boro in elevate concentrazioni (MAGGIORE *et alii*, 1996; MAGGIORE & PAGLIARULO, 2003). Valori elevati di salinità contraddistinguono le acque del substrato carbonatico prepliocenico, caratterizzate da elevata temperatura e dalla ricorrente presenza di H_2S (MAGGIORE *et alii*, 1996; PAGLIARULO, 1996; MAGGIORE & PAGLIARULO, 2004). Alla risalita di tali acque, che si attuerebbe per effetto delle spinte tettoniche dovute alla convergenza delle coltri appenniniche verso l'avampaese apulo, è ascrivibile l'esistenza di sorgenti calde nell'area pedegarganica del Tavoliere (Fig. 39).

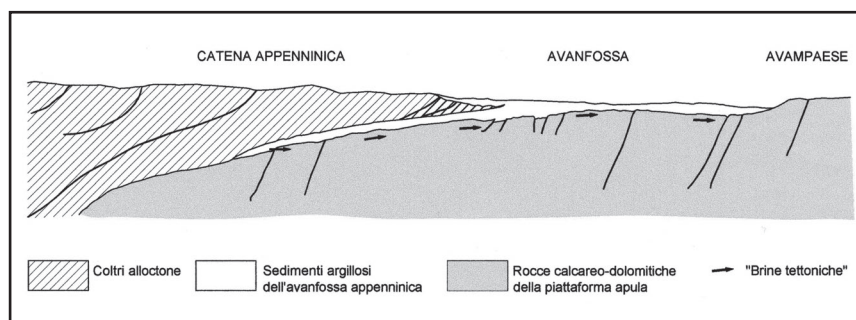


Fig. 39 - Schema della migrazione di fluidi profondi attraverso il substrato dell'avanfossa appenninica (da Pagliarulo, 1996)

IX - ABSTRACT

The area of *Sheet 407 "San Bartolomeo in Galdo"* is located in Southern Italy and more precisely in the northwestern part of the Apulia, not far from the boundaries with Campania and Molise regions. From a geographic point of view the investigated area includes part of the external side of the *Appennino Dauno* and the more internal part of the *Tavoliere delle Puglie*.

The map here presented at the scale 1:50.000 was realized by means of surveying on I.G.M.I. topographic maps at the scale 1:25.000 (*Tavolette*) and, for some details, on *Provincia di Foggia* orthophotographic maps at the scale 1:10.000.

From a geologic point of view, the *San Bartolomeo in Galdo Sheet* includes the more external part of the thrust belt of the chain-foredeep system and the internal strip of the foredeep. The Daunia Apennine, whose outcrops extend in the western part of the *Sheet*, represents the chain domain and consists of several lithostratigraphic units, from Cretaceous to Pliocene in age, arranged in some sequences that, starting from late Oligocene up to Pliocene, formed different superimposed eastward verging thrust sheets. The poorly deformed Pliocene and Pleistocene deposits belonging to the Bradano Trough represent the foredeep domain that outcrops in the eastern sector of the *Sheet*. During the Pliocene, the more external Apennine nappe overthrust, on the clayey sediments of the Bradano trough; the leading edge of the Apennine front was buried under the clayey deposits of the Plio-Pleistocene foredeep. On the land the chain-foredeep boundary consist in a NS high angle breaching thrust.

In the Daunia area, the chain thrust belt is represented by the more external Apennine thrust sheets: it consists in two tectonic units (Fortore Tectonic Unit and Daunia Tectonic Unit) whose superposition is linked to an east verging thrusting.

The Fortore tectonic unit crops out in the western areas of the Foglio 407 and consists of two tectonic units, represented from the top to the bottom by Vallone Grande tectonic sub-unit and Volturara Appula tectonic sub-unit. The Vallone Grande tectonic sub-unit is represented by a continuous Cretaceous to lower Miocene sedimentary succession composed from the bottom by: Gruppo delle Argille Variegata, Tufiti di Tusa and Flysch Numidico, on which the flysch di San Bartolomeo lies unconformably. The Volturara Appula tectonic sub-unit consists of a continuous Cretaceous to lower Miocene sedimentary succession represented from the bottom to the top by Flysch Rosso and Flysch Numidico on which the flysch di San Bartolomeo lays unconformably. The stratigraphic features observed state allow to that the continuous Cretaceous to lower Miocene sedimentary succession can be referred to different depozones of the same paleogeographic domain (western and central depozones of the Bacino Lagonegrese-Molisano). The flysch di San Bartolomeo unit must be referred to the Miocene wedge-top basin of the apenninic foreland basin s.l. (*Bacino Irpino*) and is represented mainly by siliciclastic turbidites.

The Daunia Tectonic Unit farms the easternmost thrust sheets of the chain, it outcrops, along the boundary with the plio-pleistocene foredeep domain; from a stratigraphic point of view this tectonic unit consist of a continuous Cretaceous to upper Miocene sedimentary succession represented from the bottom by: Flysch Rosso, flysch di Faeto and marne argillose del Toppo Capuana, on which ribbons of siliciclastic and calcareous Pliocene wedge-top deposits (Calcareniti ed arenarie di Pietra Montecorvino) lies unconformably. The continuous sedimentary succession of this unit has been referred to the external areas of the Bacino Lagonegrese-Molisano which involved in foreland basin during the early Pliocene. During the Miocene it was characterized by depozones interested by calciclastic turbidites coming from Apulia Platform; siliciclastic sediments rise these areas only in the Tortonian when the marne argillose del Toppo Capuana lithostratigraphic unit was sedimented.

The deposits of the Apenninic Pliocene foredeep s.s. depozones consist of argille subappennine unit which widely outcrops in the area of the Tavoliere delle Puglie. This unit is middle-upper Pliocene in age and is unconformably covered by terraced alluvial deposits named from the older to the younger with the terms: synthem of Lucera, synthem of Cava Petrilli, synthem of Vigna Bocola, synthem of Mass. la Botticella, synthem of Foggia, synthem of Motta del Lupo. All these synthems have been grouped in the Supersynthem of the Tavoliere di Puglia.

Each synthem consist of alluvial fan deposits laying on the Argille subappennine by means of a well defined unconformity surface; moreover each of them is

terraced for the quaternary uplift of the region and the coeval eustatic oscillation.

It is to be remarked that in this part of the foredeep, at the top of the Argille subappennine unit there are not presence of sandy and pebbly marine regressive deposits which generally characterize the Plio-Pleistocene succession of the Apennine foredeep.

Coarse to fine grained alluvial deposits are present along the main river crossing the analyzed area.

From a structural point of view, the chain is characterized generally by fold and thrust structures having an overall foreland vergence (toward E and NE), however, locally vergence toward W are also present. High angle normal faults and strike-slip faults are also present in the area. The leading edge of the apenninic embricate structure is covered by the the argille subappennine unit. However in the outcrop the units of the chain overthrust the Pliocene foredeep deposits owing to a high angle thrust developed during the Pliocene–Pleistocene boundary.

The foredeep is characterized by a general monocline structure gently deeping toward E, NE; the Pliocene sedimentary units show only local open fold structures due to the activity of the buried nappes.

From a morphological point of view, the chain is characterized by parallel ridge having NS strike and SW deeping; these are interrupted transversally by high angle faults having SW-NE end/or W-E strike. The foredeep area is characterized by hill having flat roof in which wide valley and terraced surfaces are incised.

From the hydrogeological point of view, the area of the Tavoliere delle Puglie is characterized by an alluvial plain passed through by several streams having little hydrographic basins; anyway, these are able to feed great quantity of water during period of heavy rainfall. This is mainly due to the low permeability of the main outcropping lithostratigraphic units. In the chain, the aquifer are of little dimension and are localized in the fractured calcareous succession of the flysch di Faeto and/or in the coarser siliciclastic intervals of the flysch di San Bartolomeo. In the Tavoliere di Puglia area the groundwaters can be found along the floodplain of the main stream; moreover at some hundred metre deep, artesian aquifer are contained in sandy and/or pebbly intervals of the argille subappennine lithostratigraphic unit.

In the area of the chain, which is characterized by high steepness of slopes, mass movements and erosion are widely present. It can be recognised both shallow and than deep slope failures: creep, rotational slides, earth flow and falls. The mass movements are often represented by complex landslides in which more than one type of movement can happen. In this area, landslides are favoured by the lithology of the outcropping terrain represented mainly by clayey component and highly structurally deformed units. The trigger mechanism is often linked to hydrologic conditions and climate or earthquake which generally cause the re-activation of old landslides.



X - LEGEND

- a** Talus deposits: heterometric blocks of cemented conglomerates, medium cemented sands, various gravel and boulder of different lithology, in a muddy-clayey matrix.

Age: HOLOCENE

- a_{1a}** Present-day landslide deposits formed by silty-clayey sediments in a chaotic arrangement.

Age: HOLOCENE

- b** Alluvial deposits composed in the western areas by grain supported gravel layers with poor sandy matrix. In the eastern areas along the present-day flood plain gravel bodies covered by sandy lenses and, at the top, by brownish silty muds. Maximum thickness about 4-6 m.

Age: HOLOCENE

- b₂** Colluvium: blackish clayey silts with some calcareous and arenaceous elements, 10 cm medium sized; somewhere elements of soils.

Age: UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

a_{1b} Ancient landslide deposits mainly consisting in fine grained deposits in a chaotic assemblage, with rare rocky blocks.

Age: UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE

TAVOLIERE DI PUGLIA SUPERSYNTHEM (TP)

All these deposits can be referred to several systems of mainly braided coalescent alluvial fans, whose facies are proximal in western areas and become distal toward east. Terraced deposits are arranged at different elevations on present-day riverbeds. All alluvial deposits lay in unconformity on argille subappennine unit, somewhere on Apennine unit or on older alluvial deposits.

MOTTA DEL LUPO SYNTHEM (TLP)

Alluvial terraced deposits of VI order: brown sandy mud interbedded with lenses of well organized gravels.

Somewhere can be observed thin layers of ash and blackish carbonaceous muds that contain rare pulmonate gastropoda. The thickness of these deposits varies from 5 to 6 metres.

Age: UPPER PLEISTOCENE

FOGGIA SYNTHEM (TGF)

Alluvial terraced deposits of V order: in western areas coarse grain supported gravels, poorly organized; in eastern area alternation of sandy and silty dark clays, with rare horizons of polygenic grain supported gravels. The thickness of these deposits varies from 5 to 8 metres.

Age: UPPER PLEISTOCENE

MASSERIA LA MOTTICELLA SYNTHEM (MLM)

Alluvial terraced deposits of IV order: in western areas polygenic grain supported gravels with some boulders in a sandy matrix; in eastern areas well organized fine gravels in alternation with yellowish sands and sandy muds. The thickness of these deposits varies from 8 to 10 metres.

Age: MIDDLE - UPPER ? PLEISTOCENE

VIGNA BOCOLA SYNTHEM (TPS)

Alluvial terraced deposits of III order: polygenic matrix supported gravels with some boulders in a coarse sandy matrix, somewhere grain supported; in eastern areas well selected gravels and silty layers. The thickness of these deposits is about 10 metres.

Age: MIDDLE PLEISTOCENE

CAVA PETRILLI SYNHEM (TVP)

Alluvial terraced deposits of II order: in western areas boulders (up 1 m of size) included in massive unselected gravels in a sandy-clayey matrix; in eastern areas well selected gravels interbedded with sandy beds. The thickness of these deposits is about 10 metres.

Age: MIDDLE PLEISTOCENE

LUCERA SYNHEM (TLC)

Alluvial terraced deposits of I order: in western areas unselected gravels with polygenic boulders in a coarse sandy matrix (Monte Stillo and Torre di Montecorvino), in eastern areas (Lucera Castle) gravels with frequent sandy layers. The thickness of these deposits varies from 8 to 10 metres.

Age: MIDDLE PLEISTOCENE

PLIOCENE MARINE DEPOSITS**BRADANO FOREDEEP UNITS****SUBAPPENNINE CLAYS (ASP)**

Silty and marly grey shales with thin intercalations of sands. Bed thickness change from few cm up several dm; thickness in outcrop over few hundred metres. Lower boundary not outcropping; upper boundary consists in a sharp erosive surface on which deposits of Tavoliere di Puglia disconformably lie.

Age: PIACENZIAN-GELASIAN

WEDGE TOP BASIN UNITS**PIETRA MONTECORVINO CALCIRUDITES AND SANDSTONES**

In the area of Mass.ia Ronza calcarenites and calcirudites, with common macrofossil content (*Panopea glycimeris*). In the Pietra Montecorvino area this unit is formed by hybrid sandstones with calcareous cement and rare fragments of *Bivalvia*. This unit lays in disconformity on Flysch Rosso and Faeto flysch deposits and its maximum thickness is about 40 m.

Age: MIDDLE PLIOCENE

APENNINE UNITS

FORTORE TECTONIC UNIT

VALLONE GRANDE SUBUNIT

San Bartolomeo flysch (SBO)

Alternation of siliciclastic arenites, conglomerates, clayey marls and silty clays, grey or brown in colour. Shape bed from tabular to lenticular: their average thickness varies from few cm up to more than 1 m.

The upper part of the formation is characterized by an increase of pelitic fraction. The San Bartolomeo flysch lays on erosional disconformity on Tusa Tufites and/or Argille varicolori Group. Maximum outcropping thickness ranges about 500 m.

Age: LANGHIAN ? - UPPER TORTONIAN

Numidian flysch (FYN)

Bed and banks of grey quarzarenites, yellow when altered, medium grained and hardly cemented. Beds geometry is tabular. This formation, whose outcropping thickness is about 10 m, lays in disconformity on Tusa Tufites; its top consists in an erosional surface.

Age: BURDIGALIAN - LOWER LANGHIAN

Tusa tufites (TUT)

Grey greenish volcanoclastic litharenites in alternation with yellowish calcarenites and blackish silty clays.

The lithoarenites are medium grained with abundant silty-clayey matrix and are rich in white micas. The geometry of beds is lens shape or deformed by slump structures. The formation lays in continuity on Argille varicolori Group and it is exposed for a thickness of about 300 m.

Age: LOWER MIOCENE

Argille Varicolori group (AV)

Polychromatic argille scagliose with interbedded whitish-yellowish calcisiltites; somewhere limestones with chert lenses, black or red jaspers,

thin beds of micaceous sandstones, in some localities rare olistoliths of few cubic metres of carbonate platform sediments. This Group results strongly tectonized; the estimated thickness of Argille varicolori is about 100 m.

Age: UPPER CRETACEOUS - OLIGOCENE

VOLTURARA APPULA UNIT

San Bartolomeo flysch (SBO)

Alternation of siliciclastic arenites, conglomerates, clayey marls and silty clays, grey or brown in colour. Shape bed from tabular to lenticular: their average thickness varies from few cm up to more than 1 m.

The San Bartolomeo flysch lays on erosional disconformity on Numidian flysch and/or Flysch Rosso. Maximum outcropping thickness ranges about 600 m.

Age: LANGHIAN ? - UPPER TORTONIAN

Numidian flysch (FYN)

Bed and banks of grey quarzarenites, yellow when altered, medium grained and hardly cemented, in alternation with thin layers of greenish shales. Beds geometry is tabular or lenticular. This formation, whose outcropping thickness is of few ten meters, lays in conformity on Flysch Rosso; at its top the San Bartolomeo flysch lays in disconformity.

Age: BURDIGALIAN - LOWER LANGHIAN

Flysch Rosso (FYR)

An alternation of thin beds of polychromatic (greyish, reddish and blackish) shales, calcarenites and calcilutites; locally some lenses of pink marly shales. The maximum thickness is about 300 m.

Age: CRETACEOUS - AQUITANIAN

DAUNIA TECTONIC UNIT

TOPPO CAPUANA CLAYEY MARLS (TPC)

Banks of silty shales and grey marls in alternation with thin beds of calcilutites and fine grained calciclastic and silicoclastic turbidites. This formation lays in continuity on Faeto flysch, its outcropping thickness is about 200 m.

Age: TORTONIAN - LOWER MESSINIAN

FAETO FLYSCH (FAE)

Calciclastic turbidites in alternation with whitish calcareous marls and greenish marly shales. The turbidites are composed by medium-coarse calcarenites and by microconglomerates; some beds present a chaotic structure due to slump phenomena. The thickness of this formation is about 500m; the Faeto flysch lays in gradual continuity on Flysch Rosso and is covered stratigraphically by Toppo Capuana Clayey marls.

Age: UPPER BURDIGALIAN - LOWER TORTONIAN

FLYSCH ROSSO (FYR)

An alternation of thin beds of polychromatic (greyish, reddish and blackish) shales, marly shales, white and pink marls, bioclastic calcarenites and calcilutites turbidites, somewhere silicized. The thickness of unit can't be exactly evaluated but it can be estimated in about 300 m. In the lowest part of this unit has been recognized a discontinuous level of bentonite (FYR_b), whose thickness is of few ten meters, alternated with beds of quartzarenites. The unit is in stratigraphic continuity with the Faeto flysch.

Age: UPPER CRETACEOUS - LOWER BURDIGALIAN

BIBLIOGRAFIA

- AA. VV. (1963) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 163 "Lucera"*. Servizio Geologico d'Italia, E.I.R.A., Firenze.
- AA. VV. (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Guida al rilevamento*. Quaderni SGN, serie III, **1**, pp. 203.
- AA. VV. (1994) - *Carta Geomorfologica d'Italia 1:50.000 - Guida al rilevamento*. Quaderni SGN, serie III, **4**, pp. 42.
- AA. VV. (1995) - *Carta Geomorfologica d'Italia 1:50.000 - Guida all'informatizzazione*. Quaderni SGN, serie III, **3**, pp. 130.
- AA. VV. (1996) - *Carta Geomorfologica d'Italia 1:50.000 - Guida alla rappresentazione cartografica*. Quaderni SGN, serie III, **2**, pp. 97.
- AA. VV. (1997) - *Carta Geomorfologica d'Italia 1:50.000 - Guida al rilevamento*. Quaderni SGN, serie III, **6**, pp. 147.
- AA. VV. (2003) - *Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica*. Quaderni SGN, serie III, **9**, pp. 155.
- ARDITO M. C., COLALUCE G., DAZZARO L., DEL GAUDIO V., LOPS B., MORESI M., PICCARRETA G., & RAPISARDI L. (1985) - *Le arenarie dell'Appennino dauno. Osservazioni geologiche, mineralogiche e petrografiche*. Atti 3° Conv. Naz. Attività estrattive minerali, Bari, 50-53.
- AZZAROLI A., PERNO U. & RADINA B. (1968) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 188 "Gravina di Puglia"*. pp. 57, Servizio Geologico d'Italia.
- BALDUZZI A., CASNEDI R., CRESCENTI U., & TONNA M. (1982) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del Bacino Pugliese (Avanfossa appenninica)*. *Geologica Romana*, **21**, 1-28.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C., AUBRY M.P. (1995) - *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy*. SEPM Special Publication, n. **54**, 129-212.
- BIGI G., CASTELLARIN A., CATALANO R., COLI M., COSENTINO D., DAL PIAZ G. V., LENTINI F., PAROTTO M., PATACCA E., PRATURLON A., SALVINI F., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G. B. (1989) - *Synthetic structural-kinematic map of Italy, scale 1:2.000.000*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Roma.
- BOENZI F., CALDARA C., MORESI M. & L. PENNETTA (2001) - *History of the Salpi Lagoon-Sabha (Manfredonia Gulf, Italy)*. *Il Quaternario*, **14**, 93-104.
- 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.
- BOENZI F., CIARANFI N. & PIERI P. (1968) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Accettura (MT)*. *Mem. Soc. Geol. It.* **VII**, 397-392.
- BOIANO U. (2000) - *La formazione torbiditica di S. Bartolomeo (Appennino meridionale): revisione litostratigrafica, analisi sedimentologica ed implicazione sui caratteri dei bacini legati a prismi di accrezione*. *Boll. Soc. Geol. it.*, **119**, 39, 62.
- BONARDI G., D'ARGENIO B., PERRONE V., SCANDONE P., DI NOCERA S., MARSELLA E., PAPPONE G., PESCATORE T., SENATORE M. R., SGROSSO I., CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G., BRANCACCIO L., CINQUE A., DIGIROLAMO P., MORRA V., ORTOLANI F., TORRE M., TURCO E., AMORE F. O. CIAMPO G., DE CAPOA P., & TADDEI E. (1988) - *Carta Geologica dell'Appennino meridionale*. 74° Congresso Società Geologica Italiana.
- BOUMA A.H. (1962) - *Sedimentology of Some Flysch Deposits: a graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- CALDARA M. & PENNETTA L. (1989) - *Dati preliminari sul tetto delle Argille subappennine nel Tavoliere Meridionale*. *Studi Geologici e Geofisici sulle Regioni Pugliese e Lucana*, **XXXIII**, pp. 16, Bari.

- CALDARA M. & PENNETTA L. (1993) - *Nuovi dati per la conoscenza geologica e morfologica del Tavoliere di Puglia*. Bonifica, **VIII**, 25-42.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & MONACO C. (1988) - *Le unità stratigrafico-strutturali dell'alta val d'Agri (Appennino lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema catena-avanfossa*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 331-341.
- CASERO R., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L., & VIALLY R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the southern Apennines*. 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.
- CASTRADORI, D., RIO, D., HILGEN, F.J. & LOURENS, L.J. (1998) - *The Global Standard Stratotype-Section and Point (GSSP) of the Piacenzian Stage (Middle Pliocene)*. Episodes, **21** (2), 88-93.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MORETTI A. (1971) - *Geologia della zona tra Acerenza ed Avigliano (prov. di Potenza)*. Studi Geologici Camerti, **1**: 97-122.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1912) - *Osservazioni geologiche sull'Appennino della Capitanata, parte 1°*. Giorn. di Sc., Nat. Ed. Econ., vol. **29**, Palermo.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1913) - *Osservazioni geologiche sull'Appennino della Capitanata, parte 2°*. Giorn. di Sc., Nat. Ed. Econ., vol. **30**, Palermo.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1914) - *Osservazioni geologiche sull'Appennino della Capitanata, parte 3°*. Giorn. di Sc., Nat. Ed. Econ., vol. **30**, Palermo.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1916) - *Osservazioni geologiche sull'Appennino della Capitanata, parte 4°*. Boll. Soc. Geol. It., v **35**, Roma.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1925) - *Considerazioni paleontologiche sull'Eocene nei dintorni di Castelluccio Valmaggiore (Capitanata)*. Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., serie IV, vol. 1°, fasc. 1, Città di Castello.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1936) - *Su di una formazione miocenica dell'Appennino e della Capitanata*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., serie IV, Vol. 1°, Vol. **22**, fasc. 7-8, Roma.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1941) - *Osservazioni geologiche sull'Appennino pugliese*. R. Acc. d'It., Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., serie VII, Vol. **2°**, fasc. 3-5, Roma.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1942) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Biccari*. R. Acc. d'It., Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., Vol. **13°**, Roma.
- CIARANFI N., DAZZARO L., RAPISARDI L. & RICCHETTI G. (1980) - *Osservazioni preliminari sulla neotettonica dei Fogli 164 "Foggia", 165 "Trinitapoli", e 185 "Cerignola"*. Contr. Prel. Realiz. Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. n° 356 del P.F., 67-83, Napoli.
- CIARANFI N., MAGGIORE M., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G. & 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., 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. & LOIACONO F. (1983) - *Il Flysch Numidico nel quadro dell'evoluzione tettonico-sedimentaria inframiocenica dell'Appennino meridionale*. Studi Geologici e Geofisici sulle Regioni Pugliese e Lucana, **XVI**, 1-43.
- CIARANFI N. & RAPISARDI L. (1979) - *Osservazioni preliminari sulla neotettonica dei Fogli 155 "San Severo", 163 "Lucera"*. Contr. Prel. Realiz. Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. n° 251 del P.F., 39-45, Napoli.

- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary Kinematic evolution of the southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. Annali di Geofisica, **36** (2), 449-260.
- CITA B.M. (1975) - *Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene, VIII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep-sea record: a revision*. Riv. It. Paleontol. Strat., **81**, 427-544.
- CITA B.M. & CASTRADORI D. (1995) - *Workshop on marine sections from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential GSSP of the lower, middle and upper Pleistocene (Bari, Italy, Sept. 29-Oct. 4, 1994)*. Il Quaternario, **7**, 677-692.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., TORRE M. & COPPOLA L. (1974) - *Le unità irpine nell'area a nord di Monte Marzano, Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, 607-654.
- COLALONGO M. L. & SARTORI S. (1979) - *Schema biostratigrafico per il Pliocene e il basso Pleistocene in Italia*. Contributo per la Carta Neotettonica Italiana, Publ. 251, 645-654.
- COTECCHIA V. (1955) - *Studi di geologia e petrografia applicata dei materiali lapidei da costruzione del medio bacino del F. Fortore*. Geotecnica, anno II, n. 6, Milano.
- CRITELLI S. (1991) - *Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 55-93.
- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - *La Geologia dell'Appennino Foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (1), 121-141.
- D'ALESSANDRO A. & LA PERNA R. (2004) - *The "cocooned" mytilid Amygdalum (Bivalvia), palaeontological observations from the Upper Pliocene*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **110** (3), 725-731.
- D'ARGENIO B. (1988) - *L'Appennino campano-lucano. Vecchi e nuovi modelli geologici tra gli anni sessanta e gli inizi degli anni ottanta*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 3-15.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema Geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)* Atti Accademia lincei, Quad. 183, 49-72.
- DAZZARO L., DI NOCERA S., PESCATORE T., RAPISARDI L., ROMEO M., RUSSO B., SENATORE M. R. & TORRE M. (1988) - *Geologia del margine della catena appenninica tra il Fiume Fortore ed il Torrente Calaggio (Monti della Daunia - Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 411-422.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1982) - *Le bentoniti dell'Appennino Dauno tra Casalnuovo Monterotaro e Motta Montecorvino (FG)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, **17**, pp. 151-160.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1984) - *Nuovi dati stratigrafici, tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino dauno*. Boll. Soc. Geol. It. **103**, 51-58.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1987) - *Osservazioni geologiche sull'Appennino dauno*. Mem. Soc. Geol. It. **38**, 241-246.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1996) - *Schema geologico del margine appenninico tra il Fiume Fortore ed il Fiume Ofanto*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 143-147.
- DELANO SMITH C. (1978) - *Daunia vetus. Terra, vita e mutamenti sulle coste del Tavoliere*. Amm. Prov. di Capitanata, 249, Foggia.
- D'ERASMO G. (1933-34) - *Il mare pliocenico nella Puglia*. Mem. Geol. Geogr. di Dainelli, **4**, 47-138, Firenze.
- DI NOCERA S., PAGANO C., RUSSO B. & TORRE M. (1988) - *Successioni del Bacino Irpino nei dintorni di Celenza Valfortore (Appennino dauno)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 423-430.
- DOGLIONI C., TROPEANO M., MONGELLI F., PIERI P. (1996) - *Middle-late Pleistocene uplift of Puglia: an "anomaly" in the Appenninic Foreland*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 101-118.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1), 37-63.

- FORNACIARI F. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42** (1) 1-36.
- GALLICCHIO S. (1996) - *Le successioni torbiditiche calciclastiche nell'evoluzione dell'Avanfossa miocenica sudappenninica dalla valle del Fiume Trigno (Confine abruzzese-molisano) alla costa ionica (lucania)*. Università di Bari. Tesi di Dottorato IX Ciclo.
- GALLICCHIO S., MARCUCCI M., PIERI P., PREMOLI SILVA I., SABATO L. & SALVINI G. (1996) - *Stratigraphical data from a Cretaceous claystones sequence of the "Argille Varicolori" in the Southern Apennines (Basilicata, Italy)*. *Palaeopelagos*, **6**, 518-526.
- GALLICCHIO S., PIERI P., FESTA V., MORETTI M. & TROPEANO M. (2002) - *Caratteri Geologici del Foglio 407 "San Bartolomeo in Galdo"*. In atti del Terzo Seminario sulla Cartografia Geologica, 136-139, Bologna.
- HILGEN F. J., IACCARINO S., KRIJGSMA W., VILLA G., LANGEREIS C.G. & ZACHARIASSE W.J. (2000) - *The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Messinian Stage (uppermost Miocene)*. *Episodes*, **23** (3), 172-178.
- IPPOLITO F. & LUCINI (1957) - *Il Flysch dell'Appennino meridionale*. *Boll. Soc. Geol. It.* **75** (3), 139-167.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., & MONACO C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella Catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. *Studi. Geologici Camerti*, vol spec., 19-26.
- LOTTI B. (1926) - *Carta geologica della Capitanata e regioni limitrofe*. Una prima relazione sull'attività dell'Ufficio Speciale di Irrigazione dell'Ente Autonomo dell'Acquedotto Pugliese, Bari.
- LOWE D. R. (1982) - *Sediment Gravity Flow. Depositional models with special references to the deposits of high density turbidity currents*. *Jour. Sed. Petrology*, **52**, 279-297.
- LUCINI P. (1954) - *Primo symposium sul Terziario dell'Appennino meridionale*. "La Rivista Scientifica", anno 24, **7**, Roma.
- JACOBACCI A. (1962) - *Evolution de la fosse mio-pliocène de l'Apenin Apulo-Campanian*. *Boll. Soc. Geol. de France*, serie VII, **4**, Parigi.
- JACOBACCI A., MALATESTA A., MARTELLI G., & STAMPANONI G. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F° 163 "Lucera"*. *Serv. Geol. d'Italia*, Roma.
- JACOBACCI A., MARTELLI G., & PERNO U. (1958) - *Osservazioni geologiche ne Foglio 163 "Lucera"*. *Boll. Serv. Geol. It.* **80**, 69-72, Roma.
- JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1967) - *Introduzione allo studio dei sedimenti miocenici dell'Irpinia e del Sannio*. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, 79 (3-4-5), 565-577.
- JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1967) *Note illustrative della carta Geologica d'Italia, F° 174 Ariano Irpino*. *Serv. Geol. d'Italia*, Roma.
- MAIORANO P. (1996) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei di successioni torbiditiche mioceniche nell'Appennino meridionale e di successioni pelagiche (DSDP e ODP) mediterranee ed extra mediterranee*. Università di Bari. Tesi di Dottorato IX Ciclo.
- MAIORANO P. (1998) - *Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy from Southern Apennines foredeep deposits and Mediterranean DSDP Site 372*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **104**, 3, 391-416.
- 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. & PAGLIARULO P. (2003) - *Siccità e disponibilità idriche sotterranee del Tavoliere di Puglia*. *Geologia dell'Ambiente*, Anno XI, **2**, 35-40.
- MAGGIORE M. & PAGLIARULO P. (2004) - *Circolazione idrica ed equilibri idrogeologici negli acquiferi della Puglia*. *Geologi e Territorio*, **1**, 15-37.

- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. Reprinted from Proceeding of the II Planktonic Conference, Roma 197, A. Farinacci (Ed.).
- MIALL A.D. (1978) - *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary*. In *Fluvial sedimentology*, ed. A. D. Miall, Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., **5**, 597-604, Calgary.
- MIGLIORINI C. (1952) - *Lo stato odierno della conoscenza del sottosuolo della fossa bradanica*. Atti VII convegno Naz. Metano e Petrolio (Taormina), 183-188, Palermo.
- MOCCIA F. (1993) - *Caratteri geomorfologici di particolare interesse per l'area occidentale del Tavoliere*. Bonifica, **VIII**, 89-94, Foggia.
- MOSTARDINI F., BRIGNOLI G. & RIVA A. (1988) - *Appennino Meridionale: caratteristiche geochemiche e mineralogiche delle "Argille Varicolori" incontrate da alcuni sondaggi*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 265-284.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- NARCISO G., ORTOLANI F. & SANZÒ A. (1975) - *Prime considerazioni sulla presenza del Flysch Numidico nell'Appennino Sannita*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **84**, pp.16.
- OGNIBEN L. (1963) - *Le formazioni tipo Wildflysch delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **24**, 1-56.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- OKADA & BUKRY (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975)*. Mar. Micropaleontol., **5**: 321-325.
- PAGLIARULO P. (1996) - *Migrazione di fluidi profondi nel substrato prepliocenico del bacino apulo e lucano (Avanfossa appenninica)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, pp. 659-668.
- 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.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (2004) - *The Southern Apennine Arc*. Special Volume of It. Geol. Soc. for the IGC **32**, 33-58, Firenze
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **90**, 257-311.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)*. In *Anatomy of an Orogen. The Apennines and adjacent Mediterranean Basins*. Vai G. B. and Martini P. editors. 401-440. Kluwer Academic Publishers, Great Britain.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: *The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research*, Acc. Naz. Lincei (Roma 5-6 Maggio 1987), Atti dei Convegni lincei, (Ed.: A Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo e G. B. Vai), **80**, 157-176.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992) - *The Numidian Sand Event in the Southern Apennines*. Mem. Scien. Geol. Padova, **XLIII**, 297-337.
- PESCATORE T. (1978) - *Evoluzione tettonica del bacino Irpino (Italia meridionale) durante il Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 783-805.
- PESCATORE T. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 431-438.
- PESCATORE T., S., DI NOCERA S., MATANO F. & PINTO F., (2000) - *L'Unità del Fortore nel quadro della geologia del settore orientale dei Monti del Sannio (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 587-601.

- PESCATORE T. & TRAMUTOLI M. (1980) - *I rapporti tra i depositi del bacino di Lagonegro e del bacino irpino nella media valle del Basento (Lucania)*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. Della Soc. Naz., Sc., Let., Ar.di Napoli, serie IV, **47**, 19-41, Napoli.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - *Rapporti tra le unità lagonegresi ed unità sicilidi nella media valle del Basento, Lucania*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 37- 46.
- PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M.R., CIAMPO G., ESPOSITO P., PINTO F. & STAITI D. (1996) - *La successione messiniana della Valle del Torrente Cervaro (Appennino Dauno, Italia meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 369-378.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999) - *Stratigraphic and structural relationship between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy*. Tectonophysics, **315**, 269-286.
- PICKERING K T., HISCOTT R. & HEIN F. J. (1989) - *Deep-water facies and depositional processes*. In Deep Marine Environments clastic sedimentation and tectonics. PICKERING K T., HISCOTT R. & HEIN F. J editors, 41- 66. Chapman e Hall
- PIERI P., SABATO L. & TROPEANO M. (1994) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria della Fossa Bradanica a sud dell'Ofanto nel Pleistocene*. In "I depositi della Fossa Bradanica e i flysch esterni dell'Appennino lucano nel territorio della provincia di Matera", 77a Riunione estiva S.G.I., Bari, settembre 1994, Guida alle escursioni.
- PIERI P., SABATO L. & TROPEANO M. (1996) - *significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa bradanica nel Pleistocene*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 501-515.
- RICCHETTI G. (1967) - *Lineamenti geologici e morfologici della media valle del Fiume Bradano*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, 607-622. Roma.
- RICCHETTI G. (1980) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa Bradanica e delle Murge*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, 421-430.
- RIO D., CITA M.B., IACCARINO S., GELATI R. & GNACCOLINI M. (1997) - *Langhian, Serravallian, and Tortonian historical stratotypes*. In Montanari A., Odin G.S. e Coccioni R.. Miocene Stratigraphy. An integrated approach, pp. 57-87.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In Kastens K. A., Mascle J. et alii (Eds.) - Proc. ODP, Sci. Results, v. **107**, pp. 513-533, College Station (TX).
- RIO D., SPROVIERI R., CASTRADORI D. & DI STEFANO E. (1998) - *The Gelasian Stage: (Upper Pliocene): a new Unit of the Global Standard Chronostratigraphic Scale*. Episodes, **21** (2), 82-87.
- RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1994) - *The Gelasian Stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene Series*. Riv. It. Paleont. Strat., **100** (1), 103-124.
- RUSSO B. (1988) - *Le Microfauna a Foraminiferi della Formazione delle Marne argillose del Toppo Capuana nella località tipo (Appennino foggiano)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 503-512.
- RUSSO B. & SENATORE M. R. (1992) - *Ricerche sull'Unità Dauna: biostratigrafia e sedimentologia della successione di Monte Sidone, nell'Appennino Dauno (Italia meridionale)*. Atti Accademia dei Pericolanti Classe I di Scienze Fis., Mat e Nat., **LXVII**, supplemento n°1, 79-97.
- SABATO L., GALLICCHIO S., PIERI P., SALVINI G. & SCOTTI P. (in stampa) - *Cretaceous anoxic events in the argilliti e radiolariti di Campomaggiore unit, (Southern Apennines, Italy)*. In stampa su: vol Spec. Boll. Soc. Geol. It "Profilo CROP 04".
- SACCO F. (1910) - *L'Appennino meridionale (Studio Geologico Sintetico)* - Boll. Soc. Geol. It., **29**, 282-290, Roma.
- SACCO F. (1911) - *La Puglia* - Boll. Soc. Geol. It., **30**, 551-593, Roma.
- SACCO F. (1913) - *La geotettonica dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **31**, 379-387, Roma.
- SANTO A. & SENATORE M.R. (1988) - *La successione stratigrafica dell'Unità Dauna a Monte Sidone (Castelluccio Valmaggiore, Foggia)*. Mem Soc. Geol. It., **41**, 431-438.

- SCALERA A. (1986) - *Il Pleistocene inferiore della Capitanata occidentale: analisi stratigrafico-paleontologica*. Boll. Soc. Geol. It. **105**, 185-194.
- SELLA M., TURCI C., RIVA A. (1988) - *Sintesi geopetroliфера della Fossa bradanica (avanfossa della Catena appenninica meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 87-107.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della Geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 737-790.
- SENATORE M. R. (1988) - *Comparazione tra i depositi plio-pleistocenici del Bacino di Gallipoli (Golfo di Taranto) e la successione miocenica del Flysch di Faeto (Unità irpine, Monti della Daunia): confronto fra l'avanfossa attuale e quella miocenica dell'Appennino meridionale*. Tesi di dottorato, Università di Napoli, pp. 317.
- SGROSSO I. (1988) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 225-239.
- SPAAR P. (1983) - *Accuracy in correlation and ecological aspects of the planktonic foraminiferal zonation of the Mediterranean Pliocene*. Utrecht Micropaleont. Bull., **28**, 1-159.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Paleontol. Strat., **99**, 371-414.
- 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, Roma.
- THEODORIDIS S. (1984) - *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoasters*. Utrecht Micropaleontological Bulletins, **32**, 1-271.
- TORTORICI L. (1975) - *Osservazioni Geologiche sul Flysch di S. Bartolomeo nell'area compresa tra il Fiume Trigno e Benevento (Italia Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 1791- 1809.
- VALDUGA A. (1973) - *Fossa bradanica*. In Geologia dell'Italia, a cura di Desio A., UTET, 692-695.
- VAN COUVERING J.A., CASTRADORI D., CITA M.B., HILGEN F.J. & RIO D. (2000) - *The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series*. Episodes, **23** (3), 179-187.

