



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 419

SAN GIORGIO LA MOLARA

A cura di:

T. S. Pescatore¹, S. Di Nocera², F. Matano¹ & F. Pinto¹

con i contributi di:

O. Amore¹ (biostratigrafia)

S. Critelli³ (petrografia delle areniti)

R. De Riso⁴ (idrogeologia e dissesto dei versanti)

R. Quarantiello¹ (stratigrafia)

M. R. Senatore¹ (stratigrafia e analisi delle facies delle successioni plioceniche)

¹ Dipartimento di Scienze Geologiche e Ambientali - Università degli Studi del Sannio

² Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Napoli "Federico II"

³ Dipartimento di Scienze Geologiche - Università degli Studi di Cosenza

⁴ Dipartimento di Geotecnica - Università degli Studi di Napoli "Federico II"

Ente realizzatore **Regione Campania**

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA : L. Serva

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: F. Galluzzo

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Campania: L. Monti

Funzionario Delegato del Progetto CARG (fino al 2004): T. S. Pescatore

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

R. Di Stefano, A. Fiorentino, F. Papasodaro, P. Perini

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Grossi

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale:

D. Tacchia (coord.), S. Grossi

PER LA REGIONE CAMPANIA:

Coordinamento scientifico:

T. S. Pescatore

Direzione del Rilevamento:

S. Di Nocera

Redazione Scientifica:

S. Di Nocera, F. Matano, F. Pinto

Coordinamento informatizzazione:

P. Cantone (direzione), A. Fusco, M. Mastroianni

Coordinamento allestimento cartografico per la stampa:

P. Cantone

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa
a cura di*

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

F. Russo (fino al 2004), **D. Cusano** (dal 2005) – Università degli
Studi del Sannio

M.R. Ciucci, F. Della Corte, R. Fusco, L. Monti – Regione
Campania

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico

INDICE

I. INTRODUZIONE	4
II. STUDI PRECEDENTI	7
III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	10
1. - SCHEMA PALEOGEOGRAFICO DI RIFERIMENTO PER L' APPENNINO MERIDIONALE	11
1.1. - <i>Problematiche relative alle successioni bacinali</i>	15
2. - SCHEMA GEOLOGICO DEL SETTORE SANNITICO-IRPINO-DAUNO	17
IV. STRATIGRAFIA	20
1. - MATERIALI E METODI DELLE ANALISI BIOSTRATIGRAFICHE	20
2. - UNITÀ TETTONICA DEL SANNIO	26
2.1. - <i>Flysch Rosso</i> (FYR)	27
2.1.1. - membro diasprigno (FYR ₁)	27
2.1.2. - membro calcareo (FYR ₂)	28
2.2. - <i>flysch numidico</i> (FYN)	30
3. - UNITÀ TETTONICA DI FRIGENTO	32
3.1. - <i>Flysch Rosso</i> (FYR)	33
3.1.1. - membro calcareo (FYR ₂)	47
3.2. - <i>flysch numidico</i> (FYN)	48
3.3. - <i>formazione Fragneto Monforte</i> (UFM)	51
4. - UNITÀ TETTONICA DEL FORTORE	52
4.1. - <i>Gruppo delle Argille Variegata</i> (AV)	53
4.2. - <i>formazione di Corleto Perticara</i> (CPA)	55
4.3. - <i>formazione Paola Doce</i> (PDO)	56
4.4. - <i>flysch numidico</i> (FYN)	57
5. - UNITÀ TETTONICA DELLA VALLE DEL TAMMARO	58
5.1. - <i>Gruppo delle Argille Variegata</i> (AV)	59
5.2. - <i>formazione di Corleto Perticara</i> (CPA)	61
5.3. - <i>flysch numidico</i> (FYN)	65
5.4. - <i>formazione San Giorgio</i> (GGM)	66
5.4.1. membro arenaceo-calcareo-marnoso (GGM ₁)	67
5.4.2. - membro arenaceo-pelitico (GGM ₂)	70
5.4.3. - membro arenaceo-conglomeratico (GGM ₃)	73

5.4.4. - membro pelitico-calcareo-arenaceo di Omo Morto (GGM ₄)	76
5.4.5. - membro arenaceo-calcareo-pelitico (GGM ₅)	79
6. - UNITÀ STRATIGRAFICHE SINOROGENE DEL MIOCENE	
MEDIO – SUPERIORE	81
6.1. - <i>formazione di Reino - Morgia dei Rauli</i> (UMR)	82
6.2. - <i>flysch di S. Bartolomeo</i> (SBO)	85
6.2.1. - membro conglomeratico-arenaceo (SBO ₁)	87
6.2.2. - membro arenaceo-pelitico (SBO ₂)	89
6.3. - <i>arenarie di Caiazzo</i> (AIZ)	91
7. - UNITÀ STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI DEL PLIOCENE	92
7.1. - <i>supersintema di Ariano Irpino (AR), sintema di Andretta (SAD) e formazione della Baronina</i> (BNA)	93
7.1.1. - membro dei conglomerati e delle sabbie di S. Sossio Baronina (BNA ₁)	93
7.1.2. - membro sabbioso di Apollosa (BNA ₃)	96
8. - UNITÀ CONTINENTALI DEL QUATERNARIO	97
8.1. - <i>sintema della Piana di Morcone</i> (TMA)	97
8.2. - <i>sistema di Colle Marino</i> (OEM)	99
8.3. - <i>sintema del Fiume Calore</i> (SFL)	100
8.3.1. - subsintema di Castello del Lago (SFL _{1b})	100
8.3.2. - subsintema di Capodimonte (SFL _{2b})	101
8.3.3. - subsintema di Benevento (SFL _{3b})	102
8.3.4. - subsintema del Fiume Ufita (SFL _{4b})	102
8.4. - <i>Depositi ubiquitari formati</i>	103
8.4.1. - Deposito di frana antica (a _{1b})	103
8.4.2. - Detrito di falda (a ₃)	103
8.4.3. - Depositi alluvionali antichi (b _b)	103
8.5. - <i>Depositi ubiquitari in formazione</i>	104
8.5.1. - Depositi lacustri (e)	104
8.5.2. - Deposito di versante (a)	104
8.5.3. - Deposito di frana (a _{1a})	104
8.5.4. - Depositi alluvionali (b _a)	105
8.5.5. - Coltre eluvio-colluviale (b ₂ , b ₆ , b ₇)	105
8.5.6. - Depositi antropici (h)	105

V. TETTONICA	106
VI. QUADRO EVOLUTIVO GEOLOGICO, PALEOGEOGRAFICO E TETTONICO	115
VII. CENNI DI MORFOLOGIA E DI EVOLUZIONE QUATERNARIA	123
VIII. SISMICITA' E SISMOTETTONICA	128
IX. ASPETTI DI GEOLOGIA TECNICA E AMBIENTALE	132
1. - STABILITÀ DEI VERSANTI	132
1.1. - <i>Il settore centrale (bacino del F. Tammaro p.p.)</i>	132
1.1.1. - Distribuzione e tipologie di frane	134
1.1.2. - Il ruolo della sismicità e del regime pluviometrico	135
1.2. - <i>Il settore nord-orientale e sud-orientale</i>	136
1.3. - <i>Il settore sud-occidentale</i>	137
2. -RISORSE IDRICHE	138
3. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE	138
Abstract	144
Legend	146
BIBLIOGRAFIA	157

I. INTRODUZIONE

Il territorio del Foglio n° 419 “San Giorgio La Molarà” in scala 1:50.000, esteso circa 650 km², ricade nel settore assiale del segmento campano-lucano della catena appenninica. L’area del foglio si sviluppa in gran parte immediatamente ad ovest dello spartiacque appenninico principale, da cui si diparte il Torrente Tammarecchia ed alcuni impluvi che costituiscono la parte orientale ed alta del bacino del Torrente Tammaro, affluente in destra del Fiume Calore, a sua volta affluente sinistro del Fiume Volturno, tributario del Mar Tirreno. Dal punto di vista amministrativo, il territorio del foglio è ubicato quasi interamente nella provincia di Benevento.

Il territorio del Foglio n° 419 “San Giorgio La Molarà” in scala 1:50.000 è compreso in quattro fogli geologici alla scala 1:100.000 della precedente edizione della Carta Geologica d’Italia, di cui parte dei I e IV quadranti del Foglio n° 173 "Benevento" (S.G.D'I., 1969), e di parte dei II e III quadranti del foglio n° 162 "Campobasso" (S.G.D'I., 1962a) mentre, solo in minima parte dei fogli n° 163 "Lucera" (S.G.D'I., 1962b) e n° 174 "Ariano Irpino" (S.G.D'I., 1963). I rilevamenti per la prima edizione dei Fogli Benevento e Campobasso sono iniziati nel 1954, con basi topografiche non adeguate, comportando la necessità di una revisione dei rilievi tra il 1959-1962 con criteri litostratigrafici e formazionali. Tuttavia, i rilievi geologici dei due fogli rimangono sostanzialmente discontinui, mancando i collegamenti tra le ipotesi ed

interpretazioni geologiche espresse dai vari rilevatori dei fogli.

Il coordinamento scientifico del Foglio “S. Giorgio la Molarà” è stato curato da Tullio Secondo Pescatore; i rilievi geologici nel primo anno di attività sono stati condotti sotto la direzione di Silvio Di Nocera (I e II quadrante) ed Agostino Zuppetta (III e IV quadrante). Dall’anno successivo, a seguito della rinuncia di Zuppetta, tutti i rilievi geologici e le eventuali revisioni sono stati eseguiti sotto la direzione di Di Nocera. Alle operazioni di rilevamento hanno partecipato nel 2001-2003 come rilevatori Modestino Boscaino (40 km²), Fabio Matano (130 km²), Felice Pinto (110 km²), Roberto Quarantiello (110 km²), Umberto Boiano (110 km²), Dario Civile (75 km²) e Claudio Martino (75 km²). Successivamente a seguito della rinuncia degli ultimi tre rilevatori, le aree loro assegnate sono state completate e revisionate nel biennio 2007-2008 da Boscaino, Matano, Eva Pescatore, Pinto e Quarantiello.

Il rilevamento di campagna è stato effettuato sulla base topografica di riferimento in scala 10.000, utilizzando nel periodo 2001-2003 gli ingrandimenti delle tavolette topografiche IGM originariamente in scala 1:25.000 e nel periodo 2007-2008 la restituzione per via informatica alla scala 1:10.000 della cartografia tecnica regionale originariamente alla scala 1:5.000. Il rilevamento finale è stato riportato sulla base topografica in scala 1:25.000 delle nuove sezioni IGM.

Le analisi biostratigrafiche sono state condotte sotto la direzione di Ornella Amore, che ha svolto anche il ruolo di analista dei nannofossili calcarei, e da Lidia Fiorillo, analista dei foraminiferi planctonici e bentonici. Le analisi petrografiche delle arenarie sono state affidate a Salvatore Critelli con la collaborazione di Mirko Barone. Maria Rosaria Senatore è stata consulente per la stratigrafia e l’analisi delle facies delle successioni plioceniche e Roberto de Riso è stato consulente per gli aspetti relativi alla stabilità dei versanti ed alle risorse idriche. Felice Pinto ha approfondito gli aspetti relativi alla tettonica, Fabio Matano e Silvio Di Nocera hanno approfondito gli aspetti della geologia del Quaternario.

I caratteri stratigrafici e l’evoluzione tettonica del settore rilevato sono stati ricostruiti sulla base di rilievi geologici di dettaglio effettuati con criteri litostratigrafici e sintemici alla scala del 1:10.000. La legenda del foglio è stata impostata sulla base delle unità tettoniche individuate. In particolare la legenda del foglio “S. Giorgio La Molarà” raggruppa le varie successioni stratigrafiche meso-cenozoiche in quattro principali unità tettoniche: *Sannio*, *Frigento*, *Fortore* e *Valle del Tammaro*. Tali unità tettoniche trovano giustificazione per la

loro estensione a carattere regionale in numerosi altri fogli di questo settore centrale della catena appenninica, sia pure con denominazioni ed interpretazioni talora diverse.

Nell'ambito delle unità tettoniche, si sono distinte unità litostratigrafiche del rango delle formazioni e dei gruppi, facendo riferimento, nel caso si trattasse di unità già istituite, alle determinazioni del Comitato d'area per l'Appennino meridionale del Servizio Geologico ed alle schede formazionali del Catalogo delle Formazioni Geologiche italiane della Commissione Italiana di Stratigrafia (APAT, 2006); quando necessario, esse sono state suddivise in "membri", in base alla frequenza, alla potenza e distribuzione areale delle litologie presenti, e in litofacies. Nel caso di unità litostratigrafiche di nuova istituzione, per le relative denominazioni sono state seguite le indicazioni del codice di nomenclatura stratigrafica (SALVADOR, 1994). Nella stratigrafia dei terreni continentali quaternari si è ritenuto opportuno adottare come unità di riferimento le "unità a limiti inconformi" (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*) come definite dall'I.S.G. (SALVADOR, 1994).

II. STUDI PRECEDENTI

L'area esaminata è stata oggetto di vari studi geologici. Tra i primi studi a carattere regionale, o con implicazioni di significato regionale, si ricordano SCARSELLA (1956) e MANFREDINI (1958) che hanno svolto i primi tentativi di chiarire i rapporti esistenti tra l'area carbonatica di facies abruzzese e le circostanti formazioni prevalentemente detritiche del Cretacico superiore - Miocene inferiore. MARCHESINI (1941) descrive tre successioni arenacee oligo-mioceniche affioranti tra il Fiume Fortore e il Torrente Miscano, mentre SIGNORINI (1956) evidenzia le differenze esistenti tra le “*argille scagliose*” dell'Appennino emiliano, prevalentemente cretatiche ed alloctone, e quelle del Molise e del Sannio, prevalentemente oligo-mioceniche e considerate autoctone. SELLI (1962) individua nel Molise e nel Sannio una “*avanfossa*” di età miocenica compresa tra una catena carbonatica paleoautoctona ad ovest ed un avampaese apulo-garganico. In particolare l'Autore considera i depositi detritici affioranti ad est dei terreni carbonatici facenti parte della *Coltre sannitica*, costituita da terreni caotici di età langhiana *p.p.* e dalla Formazione di San Giorgio di età Langhiano – Tortoniano inferiore. BRUGNER *et alii* (1956), JACOBACCI & MARTELLI (1957), JACOBACCI *et alii* (1959), e JACOBACCI (1963) attribuiscono la depressione molisano-sannitica ad un unico ciclo sedimentario postorogeno, successivo alla trasgressione miocenica presente sui circostanti massicci carbonatici mesozoici. CROSTELLA & VEZZANI (1964) definiscono

numerose formazioni di età miocenica e pliocenica affioranti nei Monti della Daunia, mentre COCCO (1972) analizza gli aspetti stratigrafici e sedimentologici della successione torbiditica arenaceo-calcareo-marnoso-argillosa affiorante nel Vallone San Pietro, che viene dall'Autore riferita al Membro Sant'Arcangelo delle Argille Varicolori. ORTOLANI *et alii* (1975) segnalano per la prima volta la presenza del flysch numidico nei Monti del Sannio, ed ARDITO *et alii* (1985) studiano i caratteri petrografici di alcune arenarie affioranti nell'area di studio. In località Omo Morto, alcuni chilometri ad ovest di Baselice, sono segnalati depositi arenaceo-sabbioso- argillosi (PATRONI, 1893; BARBERA & TAVERNIER, 1989; BARATTOLO & DEL RE, 1991; BARBERA & VIRGILI, 1995), che si caratterizzano per la presenza di particolari associazioni fossilifere con abbondanti rodoliti.

Nello studio della geologia del margine esterno della Catena appenninica tra il Fiume Fortore ed il Torrente Calaggio, DAZZARO *et alii* (1988) individuano tre settori con differente significato geologico-evolutivo, caratterizzati dall'affioramento dell'Unità del Fortore, insieme all'Unità Dauna ed all'Unità Bradanica. PINTO (1993) studia l'assetto strutturale del settore marginale della catena sannitico-dauna. DI NOCERA *et alii* (1993) segnalano, nel settore sud-orientale del Matese, potenti successioni silicoclastiche sinorogeniche di età Tortoniano-Messiniano, sottoposte tettonicamente all'Unità del Sannio ed attribuite alla formazione delle *Arenarie di Caiazzo* (OGNIBEN, 1957), correlabili al Flysch di Torrecuso (D'ARGENIO, 1967).

Nel settore della valle del fiume Miscano, sono segnalati depositi pliocenici afferenti al supersintema di Ariano Irpino, affiorante più estesamente nell'area irpina (CIARCIA *et alii*, 2003; DI NOCERA *et alii*, 2006). DI NOCERA *et alii* (1995) descrivono l'evoluzione morfologica quaternaria della media valle del fiume Calore, ripresa da MASSA *et alii* (2005). GEMINA (1963) descrive le successioni quaternarie fluvio-lacustri lignitifere presenti lungo il corso del fiume Tammaro, nelle piane di Morcone, Sepino e Boiano.

PESCATORE *et alii* (2000) pubblicano una carta geologica alla scala 1:50.000 dell'alta Valle del Fiume Fortore e descrivono nel dettaglio la stratigrafia dell'Unità del Fortore, evidenziando differenze di associazioni di facies entro l'unità delle Argille Varicolori ed attribuendo alla successione del Flysch di San Bartolomeo una evoluzione *fining-upward* a seguito della fase tettonica del Tortoniano medio-superiore - Messiniano inferiore. BOIANO (2000) studia i caratteri stratigrafici e di facies del Flysch di San Bartolomeo nell'alta valle del fiume Fortore. QUARANTIELLO (2003) ricostruisce la successione

corrispondente all'Unità del Fortore nella valle del Fiume Tammaro, associando ad essa la sedimentazione post-numidica concordante fino al Tortoniano inferiore (Formazione delle "Arenarie di San Giorgio"). MASSA *et alii* (2002) e BUONANNO *et alii* (2007) presentano alcuni studi geologico-strutturali relativi, rispettivamente all'area di San Giorgio la Molara ed all'area della valle del fiume Fortore tra Baselice e Foiano. PATACCA & SCANDONE (2007), affrontando uno studio a carattere regionale, ridefiniscono caratteri stratigrafici e rapporti tettonici dell'Unità del Sannio e presentano un nuovo quadro evolutivo geologico-strutturale regionale. DI NOCERA *et alii* (2005) e PESCATORE *et alii* (2008) propongono uno schema stratigrafico e strutturale preliminare dell'area del foglio 419.

Per quanto riguarda studi di tipo geologico-applicativo NICOTERA (1953), BUDETTA *et alii* (1979) illustrano le caratteristiche idrogeologiche di alcune sorgenti del Sannio a NW di Benevento. VALENTINI (1967) e MELIDORO (1967, 1971) studiano i rapporti tra la geologia e la franosità nella valle del Fiume Fortore. Nel bacino del F. Tammaro sono state condotte analisi sulla franosità da CORNIELLO *et alii* (1980) e da GENEVOIS & TECCA (1987); GENEVOIS & PRESTININZI (1982) studiano le deformazioni e i movimenti di massa indotti dal sisma del 1980 nella Valle del F. Tammaro. Inoltre GUADAGNO *et alii* (2006) riportano l'inventario delle frane della provincia di Benevento, distinguendo i vari fenomeni in funzione della tipologia e dello stato di attività. Relativamente alla franosità sismoindotta CANTALAMESSA *et alii* (1981) illustrano i fenomeni franosi connessi con l'attività sismica nell'area dell'abitato di S. Giorgio La Molara; ESPOSITO *et alii* (1996) hanno affrontato l'analisi della distribuzione dei fenomeni franosi riattivati dai terremoti nell'appennino sannitico, con particolare riferimento al terremoto del 1980.

Infine negli ultimi anni sono stati sviluppati numerosi studi relativi alla sismotettonica dell'area tra il fiume Calore ed il fiume Tammaro, tesi alla definizione della sorgente sismogenetica del sisma del 1688, ipotizzata tra la bassa valle del Calore e la confluenza col Volturno (GASPERINI *et alii*, 1999; DI BUCCI *et alii*, 2002, 2005a, 2005b, 2006) o lungo la valle del Tammaro tra Morcone e Paduli (VALENSISE & PANTOSTI, 2001; VILARDO *et alii*, 2001, 2003; NAPPI *et alii*, 2008).

III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Le unità tettoniche presenti nel settore superficiale della catena sud-appenninica sono riferibili a tre principali falde di ricoprimento:

1) la falda strutturalmente più elevata è data dall'Unità sicilide (D'ARGENIO *et alii*, 1973), dai terreni delle "Unità ad affinità sicilide" (BONARDI *et alii*, 1988a) e dal Complesso Liguride (OGNIBEN, 1969);

2) la falda intermedia si compone di depositi carbonatici mesozoici di piattaforma (Unità Alburno-Cervati) e di peri-piattaforma (Unità dei Monti della Maddalena), riferibili alla Piattaforma Sud-appenninica, e di depositi miocenici calcareo-clastici e silico-clastici, connessi all'annegamento della piattaforma (flessurazione regionale) e alla sua strutturazione in catena (SELLI, 1962; SGROSSO, 1998);

3) la falda geometricamente inferiore è costituita dalle unità cenozoiche e mesozoiche del Bacino Lagonegrese-Molisano e da unità neogeniche riferibili a bacini di avanfossa e di avampaese (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE *et alii*, 1988).

Al margine della catena le falde giacciono in superficie sui depositi plio-quaternari dell'Avanfossa Bradanica; in profondità sono direttamente a contatto con la Piattaforma Apula Interna strutturata (MOSTARDINI & MERLINI, 1986).

Molto problematica si presenta la ricostruzione paleogeografica dell'Appennino campano-lucano (D'ARGENIO, 1988). La differente ricostruzione

stratigrafica di alcune successioni di bacino pelagico e l'ineguale attribuzione cronologica di alcune successioni mioceniche di *foredeep* e *thrust-top*, comportano forti divergenze nella ricostruzione di modelli palinspastici di epoca pre-tettogenetica presenti in letteratura. In particolare, alquanto discussa risulta l'attribuzione paleogeografica di alcune successioni bacinali, quali le successioni "sannitiche" e "sicilidi" o le successioni ad esse assimilate.

1. SCHEMA PALEOGEOGRAFICO DI RIFERIMENTO PER L'APPENNINO MERIDIONALE

Il modello paleogeografico pre-orogenico (PESCATORE *et alii*, 1996a, 1999; DI NOCERA *et alii*, 2006), riferito al settore campano-lucano della catena, può essere schematizzato in:

- a) Bacino "Liguride";
- b) Piattaforma carbonatica sud-appenninica;
- c) Bacino Lagonegrese-Molisano;
- d) Piattaforma Apula.

a) Bacino "Liguride"

Le successioni meso-cenozoiche deposte nel Bacino Liguride sono rappresentate dal Complesso Liguride, che si compone di Unità del Frido, *Melange* di Episcopia-San Severino, Unità nord-calabresi e Unità con "terreni ad affinità sicilide" (BONARDI *et alii*, 1988a). L'Unità del Frido è formata da metaofioliti, quarziti, filladi e metacalcari con metamorfismo HP/VLT; per i metasedimenti è riportata un'età cretacea. Il *Melange* di Episcopia-San Severino presenta blocchi di rocce cristalline in una matrice serpentinoso-filladica. Le Unità nord-calabresi contengono associazioni di rocce ofiolitiche con la loro copertura sedimentaria ed hanno una età compresa tra il Giurassico medio e l'Oligocene. I "terreni ad affinità sicilide", costituiti da successioni di bacino pelagico prevalentemente calcareo-clastiche e verso l'alto silico-clastiche, hanno un'età compresa tra il Cretaceo superiore e l'Oligocene (BONARDI *et alii*, 1988a). Su tali unità poggiano depositi silico-clastici di avanfossa (Gruppo del Cilento) di età non più antica del Burdigaliano superiore - Langhiano (AMORE *et alii*, 1988). Questi terreni non affiorano nell'area di studio.

Le successioni riferite al Complesso Sicilide (OGNIBEN, 1969), costituite da Argille Varicolori Inferiori, Membro Sant'Arcangelo, Argille Varicolori

Superiori, Tufiti di Tusa e arenarie di Corleto, si sarebbero deposte nello stesso dominio paleogeografico delle Unità Liguridi, pur presentando con quest'ultime rapporti di natura tettonica. Successioni simili che evolvono al flysch numidico, con intercalazioni di arenarie tufitiche al passaggio, sono in questo lavoro riferite alla sedimentazione pre-orogenica nel Bacino Lagonegrese-Molisano in posizione esterna alla Piattaforma sud-appenninica (terreni corrispondenti all'Unità tettonica del Fortore).

b) Piattaforma carbonatica sud-appenninica

Le successioni di piattaforma si sono deposte in un dominio paleogeografico che rappresentava un alto morfologico e strutturale, che separava parzialmente il Bacino Liguride da quello Lagonegrese-Molisano, e che pertanto inibiva solo in parte la diffusione dei sedimenti silico-clastici verso le aree del Bacino Lagonegrese-Molisano.

La successione mesozoica è costituita da depositi carbonatici in facies di retroscogliera, cui si associano depositi di scogliera e di transizione (D'ARGENIO, 1967; CARANNANTE *et alii*, 1994). Una prima emersione di questo dominio, testimoniata da depositi bauxitici, avviene all'inizio del Cretacico superiore (D'ARGENIO, 1974), mentre un più ampio periodo di vacuità deposizionale si ha nel Paleogene, quando questa piattaforma costituiva un'area emersa tra due bacini. La sedimentazione riprende con la successione miocenica aquitaniano-langhiana, ed è costituita alla base da depositi bioclastici di ambiente neritico, quali la formazione di Cerchiara e la formazione di Roccadaspide, nel Cilento, e la formazione di Cusano, nel Matese, e verso l'alto dapprima da sedimenti emipelagici ricchi di faune planctoniche della formazione di Capaccio, in Cilento, e della formazione di Longano, nel Matese, quindi torbiditici con rare intercalazioni calcaree della formazione di Bifurto in Cilento e del flysch di Pietraroia nel Matese (SELLI, 1957, 1962; PERRONE & SGROSSO, 1981). I caratteri sedimentari delle successioni mioceniche indicano un graduale annegamento del dominio di piattaforma da SW a NE, fino ad assumere i caratteri di un depocentro di sedimentazione di avantfossa nel Miocene.

c) Bacino Lagonegrese-Molisano

Al Bacino Lagonegrese-Molisano sono ascrivibili tre principali unità tettono-stratigrafiche, che si riferiscono al margine occidentale (settori interni), alle zone assiali ed alle aree più esterne del bacino stesso. Tali unità si

presentano sovrapposte verso i quadranti orientali ed affiorano sia nell'Appennino lucano, in Basilicata, sia nei Monti del Sannio e dell'Irpinia, in Campania (PESCATORE *et alii*, 1988; DAZZARO *et alii*, 1988).

Settori interni

Al settore più interno del Bacino Lagonegrese-Molisano sono riferite, in Lucania l'Unità Lagonegro II (SCANDONE, 1967; 1972) e l'Unità lagonegrese di Monte Arioso (PESCATORE *et alii*, 1988) e, in Irpinia e nel Sannio, rispettivamente, l'Unità di Frigento (DI NOCERA *et alii*, 2002) e l'Unità del Sannio (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1996a), la quale ultima è costituita solo dalla successione del Cretacico superiore - Miocene dell'Unità di Frigento.

Queste unità, sia nel settore lucano che in quello sannitico-irpino, affiorano lungo la zona esterna della catena appenninica, ad est dei massicci carbonatici. Le successioni sedimentarie comprendono i prodotti della sedimentazione avvenuta lungo il margine occidentale del bacino lagonegrese. Essa si caratterizza con depositi calcareo-clastici provenienti dal disfacimento del margine della Piattaforma Sud-Appenninica e sono intercalati a sedimenti emipelagici silico-marnosi.

La successione è continua dal Triassico medio al Miocene inferiore, ed è data da:

- a) Formazione di Monte Facito (Triassico medio-superiore) (SCANDONE, 1967);
- b) Calcari a liste e noduli di selce (Triassico superiore) (SCANDONE, 1967);
- c) Scisti Silicei (Giurassico) (SCANDONE, 1967);
- d) Flysch Galestrino (Cretacico inferiore) (SCANDONE, 1967, 1972);
- e) Flysch Rosso (SCANDONE, 1967, 1972) o Formazione di Toppo Camposanto (SCANDONE, 1971) (Cretacico superiore - Miocene inferiore). Questa successione viene anche indicata come "Flysch Rosso interno" da PESCATORE & ORTOLANI (1973) e PESCATORE *et alii* (1996a).
- f) flysch numidico (Burdigaliano superiore - Langhiano) (PATACCA *et alii* 1992a).

Nell'area sannitico-irpina seguono in continuità successioni arenacee post-numidiche del Serravalliano (DI NOCERA *et alii*, 2002).

Settori assiali

Ai settori assiali del Bacino Lagonegrese-Molisano sono riferite l'Unità Lagonegro I (SCANDONE, 1967; 1972) e l'Unità lagonegrese di Groppa d'Anzi (PESCATORE *et alii*, 1988), affioranti in Lucania, e l'Unità del Fortore (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1996a; 2000) affiorante in Irpinia e nel Sannio. Le successioni sono formate alla base dalla "Serie calcareo-silico-marnosa" (Triassico superiore - Cretacico inferiore), comprendente le formazioni dei Calcarei a liste e noduli di selce, degli Scisti Silicei e del Flysch Galestrino, in letteratura riferite all'Unità Lagonegro I (SCANDONE, 1967; 1972), che evolve verso l'alto agli Scisti di Pecorone (Cretacico superiore), che risultano troncati tettonicamente (SCANDONE, 1972). Secondo PESCATORE *et alii* (1988) in continuità sul Flysch Galestrino poggia una successione formata da "Argille Varicolori", formazione di Corleto Perticara, "Tufiti di Tusa" e flysch numidico. Una successione simile, ma con rari livelli tufitici, di età compresa tra il Cretacico superiore e il Miocene inferiore, in Irpinia e nel Sannio è riconosciuta come Unità del Fortore, su cui poggia in discordanza angolare il flysch di San Bartolomeo di età Tortoniano medio-superiore - Messiniano inferiore (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1996a; 2000).

Settori esterni

Le successioni riferite ai settori esterni del Bacino Lagonegrese-Molisano affiorano lungo il margine orientale della catena appenninica e comprendono anche termini terrigeni del bacino di avanfossa del Miocene medio-superiore. Tali successioni sono caratterizzate da depositi argilloso-marnosi con intercalazioni calcareo-clastiche provenienti dal margine interno della Piattaforma Apula.

Nell'Appennino lucano affiora l'Unità di Campomaggiore (PESCATORE *et alii*, 1988), costituita da:

- a) Flysch Galestrino; al passaggio tra i terreni del Flysch Galestrino e del Flysch Rosso è segnalata la presenza di un orizzonte bituminoso ittiolitico correlato con il "Livello Bonarelli" (GALLICCHIO *et alii*, 1996);
- b) Flysch Rosso, dato da un'alternanza di calcareniti e marne rosse di età compresa tra il Cretacico superiore e il Miocene inferiore, indicato anche come "Flysch Rosso esterno" da PESCATORE & ORTOLANI (1973) e come Argille Varicolori di Campomaggiore (PESCATORE *et alii*, 1999);
- c) flysch numidico, costituito da quarzareniti torbiditiche di età Burdigaliano superiore - Langhiano;

d) formazione di Serra Palazzo, costituita da depositi calcareo-clastici e silico-clastici di età compresa tra il Serravalliano e il Tortoniano, evolventi a successioni marnoso-argillose.

Nell'Appennino sannitico-dauno è presente l'Unità della Daunia (PESCATORE & SENATORE, 1986; SENATORE, 1988; PINTO, 1993), con una successione composta da:

a) calcareniti, argille e marne di Monte Sidone (Oligocene superiore - Miocene inferiore);

b) flysch di Faeto, costituita da calcareniti bioclastiche e marne a foraminiferi di età Langhiano-Tortoniano;

c) marne argillose di Toppo Capuana del Tortoniano medio-superiore.

In Irpinia, il flysch di Faeto e le marne argillose di Toppo Capuana raggiungono il Messiniano inferiore (BASSO *et alii*, 2001, 2002) e l'Unità della Daunia comprende il passaggio conforme a successioni diatomitiche ed evaporitiche (evaporiti di Monte Castello, CROSTELLA & VEZZANI, 1964) del Messiniano superiore, così come nel Molise nei Monti Frentani (DAZZARO & RAPISARDI, 1984).

Nei settori orientali dell'Irpinia e della Daunia sono segnalate successioni bacinali pelitico-calcaree di età messiniana, indicate come argilliti policrome del T. Calaggio (CIARANFI *et alii*, 1973) e unità Vallone del Toro (BASSO *et alii*, 2001, 2002), riferibili ai settori più esterni del dominio bacinale lagonegrese-molisano.

d) Piattaforma Apula

La Piattaforma Apula si compone di depositi evaporitici del Triassico superiore (Anidriti di Burano), cui seguono depositi carbonatici mesozoici e cenozoici di ambiente neritico con facies simili a quelle della Piattaforma Sud-Appenninica (PAVAN & PIRINI, 1966; RICCHETTI *et alii*, 1988). Nella successione sono presenti varie lacune stratigrafiche che testimoniano periodi di emersione o di non-deposizione.

1.1. Problematiche relative alle successioni bacinali

Le unità sannitiche (per una più ampia discussione si veda DI NOCERA *et alii*, 2002) sono considerate di origine interna di bacino tetideo, essendo riferite alla Coltre sannitica (SELLI, 1962), oppure al Complesso Sicilide (OGNIBEN,

1969) e all'Unità del Sannio (PATACCA *et alii*, 1992b), ma sono state reinterpretate come unità di bacino non tetideo (D'ARGENIO *et alii*, 1973; 1975) e denominate Unità della depressione molisano-sannita (PESCATORE, 1965), Unità sannitica (ORTOLANI & TORRE, 1981), Unità del Sannio (CENTAMORE *et alii*, 1970; 1971; PESCATORE *et alii*, 1996a) e Unità di Frigento (DI NOCERA *et alii*, 2002). Una ulteriore interpretazione formulata di recente da PATACCA & SCANDONE (2007) considera l'Unità del Sannio estesa in tutto l'Appennino Meridionale dal Molise fino alla Basilicata.

Molto controversa è la ricostruzione dell'Unità sicilide (D'ARGENIO *et alii*, 1973) o Complesso Sicilide (OGNIBEN, 1969). Le successioni riferite a tali unità, costituite da Argille Varicolori Inferiori, Membro Sant'Arcangelo, Argille Varicolori Superiori, Tufiti di Tusa e arenarie di Corleto, si sarebbero deposte secondo alcuni Autori in posizione interna e sarebbero legate allo stesso dominio paleogeografico delle Unità Liguridi di pertinenza oceanica (OGNIBEN, 1969; D'ARGENIO *et alii*, 1973; SCANDONE, 1972). Le successioni riferite generalmente all'Unità sicilide affiorano nelle valli del Fiume Sele e del Fiume Calore, nell'area cilentana e al confine calabro-lucano (BONARDI *et alii*, 1988b). Alcuni Autori riferiscono all'Unità sicilide anche le successioni bacinali affioranti nella Lucania centrale e meridionale (LENTINI *et alii*, 1990; CARBONE *et alii*, 1991), in Irpinia e nel Sannio (CASTELLANO & SGROSSO, 2002). Secondo altri Autori (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE *et alii*, 1988; CASERO *et alii*, 1988) unità simili e coeve si sarebbero deposte nel settore assiale del Bacino di Lagonegro. In particolare, PESCATORE *et alii* (1988) evidenziano i rapporti e le differenze stratigrafiche tra i terreni dell'Unità Sicilide e quelli dell'Unità Lagonegrese. Essi individuano, in continuità di sedimentazione sui terreni cretacei del Flysch Galestrino del Bacino di Lagonegro (Unità di Groppa d'Anzi, PESCATORE *et alii*, 1988), la "successione sicilide" costituita dalle formazioni delle Argille Varicolori e di Corleto Perticara entrambe passanti verso l'alto alle Tufiti di Tusa e quindi al flysch numidico e, pertanto, la riferiscono al Bacino lagonegrese. Allo stesso modo, nel Sannio, si riconosce una analoga successione riferita al Bacino lagonegrese (Unità del Fortore; PESCATORE *et alii*, 2000). Le successioni similari (es. quelle affioranti al confine calabro-lucano, nella valle del fiume Sele e del Calore cilentano), che non evolvono al flysch numidico, sarebbero invece da ascrivere a bacini paleogeografici interni neo-tetidei.

2. SCHEMA GEOLOGICO DEL SETTORE SANNITICO-IRPINO-DAUNO

Le unità tettono-stratigrafiche che costituiscono, secondo una fascia ad andamento appenninico, il margine sannitico-irpino-dauno della catena sud-appenninica, sono rappresentate da:

a) l'Unità del Sannio (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1996a; CENTAMORE *et alii*, 1970, 1971), formata dal basso verso l'alto, nell'area in esame, dalle formazioni del Flysch Rosso e del flysch numidico. L'unità tettonica è interpretata come la porzione superiore dell'Unità di Frigento (DI NOCERA *et alii*, 2002), che viene riferita al margine settentrionale interno (DI NOCERA *et alii*, 2002) del bacino lagonegrese-molisano (PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; PESCATORE *et alii*, 1996a, 2000; DI NOCERA *et alii*, 2002, 2006);

b) l'Unità di Frigento (DI NOCERA *et alii*, 2002) è formata da una successione bacinale prossimale, che comprende alla base argilliti con *Daonella*, marne, diaspri, arenarie e siltiti con corpi discontinui di calcari massivi ad alghe (*Formazione di Monte Facito* del Triassico –inferiore-medio), passanti a calcari, calcari dolomitici e dolomie con liste e noduli di selce a *Halobia* con rare intercalazioni di calcareniti gradate del Triassico superiore – Giurassico inferiore (?) (*Calcari con Selce*) ed a radiolariti, diaspri, marne e argilliti silicifere policrome con rari livelli calcarei (*Scisti Silicei*) del Giurassico. Verso l'alto si passa ad argilliti e marne localmente silicizzate di colore grigio e nero con intercalazioni di calcari marnosi, calcilutiti e rare calcareniti gradate del Cretacico inferiore (*Flysch Galestrino*). Segue una successione di risedimenti calcarei bioclastici (calciruditi, calcareniti e calcilutiti) con intercalazioni di argille e marne grigie, rosse e verdi (*Flysch Rosso*) del Cretacico superiore – Burdigaliano. Infine, si rinvencono quarzoruditi, quarzareniti e quarzosiltiti di colore grigio o giallo arancio, a cemento siliceo con clasti di quarzo arrotondato e smerigliato, a luoghi con subordinate intercalazioni marnoso-argillose e calcaro-marnose del Langhiano (*flysch numidico*), passanti ad una successione arenacea post-numidica, denominata preliminarmente successione di Fragneto Manforte (DI NOCERA *et alii*, 2005; PESCATORE *et alii*, 2008);

c) l'Unità del Fortore (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 2000; DI NOCERA *et alii*, 2006) è formata da unità litostratigrafiche di bacino pelagico meso-cenozoico, quali le argille varicolori e la formazione di Corleto Perticara, rappresentate da successioni pelitiche e calcareo-marnose; nella porzione miocenica prevalgono associazioni di litofacies arenitico-marnoso-pelitiche,

espressione di una sedimentazione silico-clastica pre-orogena dapprima tuffitica e poi quarzarenitica di provenienza cratonica (flysch numidico) ed infine arcossica sin-orogena di *foredeep* con le “arenarie di San Giorgio” (SELLI, 1957; QUARANTIELLO, 2003). Tale successione è riferita al settore assiale del Bacino lagonegrese-molisano (PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; PESCATORE *et alii*, 1996a, 2000; DI NOCERA *et alii*, 2002; 2006), che nel Miocene medio passa da dominio di avampaese ad un settore di avanfossa subsidente;

d) l'Unità della Daunia (SENATORE, 1988), costituita dalle “calcareniti, marne e argille del Monte Sidone” (RUSSO & SENATORE, 1989), corrispondenti al “flysch della Serra Funaro” (CROSTELLA & VEZZANI, 1964), dal “flysch di Faeto” e dalle “marne argillose del Toppo Capuana” (CROSTELLA & VEZZANI, 1964), che localmente evolvono in continuità a depositi pre-evaporitici ed evaporitici (MATANO *et alii*, 2005; MATANO, 2007). Tale successione rappresenta un depocentro di sedimentazione di rampa carbonatica - bacino ed è generalmente riferita al margine esterno del bacino lagonegrese-molisano (PESCATORE *et alii*, 1996a; DI NOCERA *et alii*, 2006). Invece PATACCA *et alii* (1990) considerano l'Unità Dauna come l'unità più esterna del dominio molisano, mentre MOSTARDINI & MERLINI (1986) la riferiscono al Bacino apulo, interposto tra la Piattaforma apula interna e la Piattaforma apula esterna;

e) l'Unità del Vallone del Toro (BASSO *et alii*, 2001, 2002; MATANO *et alii*, 2005), costituita da una successione pelitico-evaporitica di età Tortoniano-Messiniano; essa è composta da tre formazioni (BASSO *et alii*, 2002): le “argilliti policrome del T. Calaggio” (CIARANFI *et alii*, 1973); le “argilliti con gessi di Mezzana di Forte” (BASSO *et alii*, 2001); le “calcareniti e marne dei Serroni” (BASSO *et alii*, 2002). L'unità è riferita al margine esterno del bacino lagonegrese-molisano o al Bacino apulo (MATANO *et alii*, 2003).

Le ultime due unità affiorano generalmente nel settore dauno e nel settore irpino della catena.

Sulle unità tettono-stratigrafiche precedentemente citate poggiano in discordanza depositi sinorogenici prevalentemente silico-clastici di età compresa tra il Serravalliano ed il Messiniano e, più raramente, successioni plioceniche. Queste successioni sono state inquadrare in tre unità a limiti inconformi di primo ordine (DI NOCERA *et alii*, 2006), corrispondenti al supersintema dell'Irpinia, al supersintema di Altavilla ed al supersintema di Ariano Irpino, in prevalenza riferibili a *wedge top depozone basin*.

Relativamente all'assetto strutturale, si riconosce un'embricazione prevalente est-vergente di pieghe associate a faglie inverse entro

sovrascorrimenti di estensione regionale in sovrapposizione verso i quadranti nord-orientali (PESCATORE *et alii*, 2000, 2008; DI NOCERA *et alii*, 2006). Le sovrapposizioni tettoniche sono complicate da una strutturazione polifasica (PINTO, 1993), che distingue una deformazione pre- e sin-sradicamento della copertura sedimentaria meso-cenozoica. Questi ultimi aspetti dell'assetto tettonico sembrano essersi generati precedentemente e successivamente alla giustapposizione della Unità del Sannio sull'Unità del Fortore, e quindi contemporaneamente alla sedimentazione dei depositi silico-clastici alto-miocenici. Inoltre l'assetto strutturale esprime anche la presenza di lineamenti tettonici a componente di movimento prevalentemente orizzontale, che hanno condizionato la sovrapposizione tettonica, inducendo una profondità dei piani di taglio ed una entità di accorciamento differenti, e producendo associazioni strutturali precoci non conformi all'orientazione più generale delle strutture tettoniche plio-pleistoceniche; in seguito faglie normali hanno sezionato il precedente assetto nel Pleistocene.

IV. STRATIGRAFIA

Nell'area di studio sono state distinte quattro principali unità tettoniche, quali l'*Unità tettonica del Sannio*, l'*Unità tettonica di Frigento*, l'*Unità tettonica del Fortore*, e l'*Unità tettonica della Valle del Tammaro*, caratterizzate da differenti successioni litostratigrafiche e da un diverso *timing* della deformazione. Esse sono delimitate a tetto ed a letto da superfici di sovrascorrimento di importanza regionale. Sono state, inoltre, individuate successioni sinorogeniche discordanti mioceniche e plioceniche, e depositi quaternari continentali, in parte inquadrati come unità a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Unit*). Lo schema cronostratigrafico generale è riportato in Fig. 1.

La definizione dell'età delle varie unità cartografate è stata effettuata sulla base dei rapporti stratigrafici riconosciuti sul terreno, dei risultati di specifiche analisi biostratigrafiche sulle associazioni a nannofossili e foraminiferi planctonici, che hanno permesso di avere indicazioni originali sul contenuto in fossili e la biozona di appartenenza, e sulla base delle indicazioni di letteratura.

1. MATERIALI E METODI DELLE ANALISI BIOSTRATIGRAFICHE (a cura di O. Amore & L. Fiorillo)

Le età attribuite alle diverse unità litostratigrafiche affioranti nel Foglio S. Giorgio La Molarra sono derivate da uno studio biostratigrafico integrato, basato prevalentemente sui nannofossili calcarei e sui foraminiferi planctonici. La natura dei terreni spesso torbidity, infatti, ha reso talvolta estremamente difficoltoso il riconoscimento delle età, se basate su un solo gruppo

tassonomico. I terreni sono spesso caratterizzati da associazioni fossilifere povere e in cattivo stato di conservazione. Frequenti sono i fenomeni di rimaneggiamento, di dissoluzione e numerosi i campioni risultati sterili. Inoltre a partire dal Miocene inferiore, l'area mediterranea costituisce una provincia biogeografica con caratteristiche in parte differenti da quelle oceaniche di analoghe latitudini. Di conseguenza gli schemi biostratigrafici proposti per successioni oceaniche si differenziano, in parte, da quelli mediterranei. Infine, le successioni ubicate in corrispondenza del margine tettonicamente attivo dell'orogene appenninico, sono caratterizzate da notevoli apporti terrigeni, in cui spesso è difficile il riconoscimento della *Last Occurrence* (LO) delle specie. Attraverso uno studio biostratigrafico integrato è stato possibile sopperire, almeno in parte, a tali difficoltà, riuscendo a caratterizzare dal punto di vista bio-cronostratigrafico tutte o quasi le unità litostratigrafiche affioranti nel Foglio geologico.

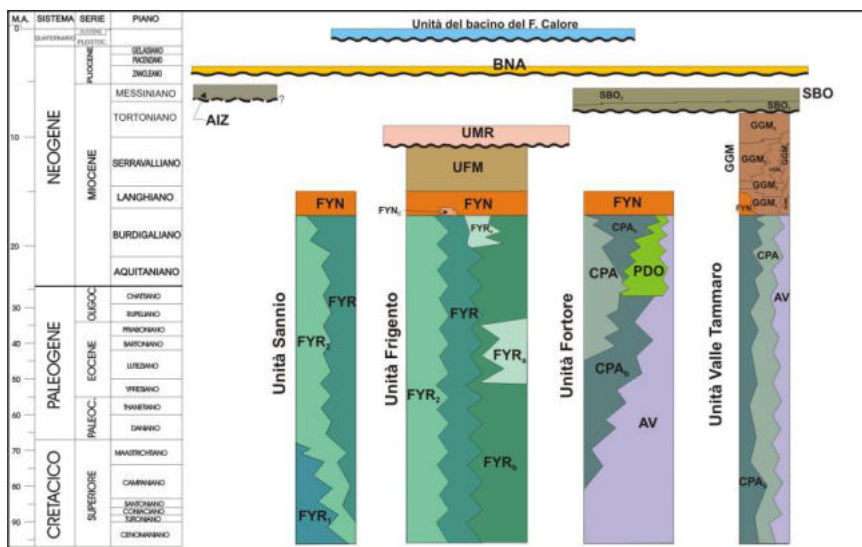


Fig. 1 - Schema cronostratigrafico generale delle unità del F°419.

I gruppi tassonomici utilizzati sono stati nannofossili calcarei, foraminiferi planctonici e bentonici. La natura torbiditica dei terreni analizzati non ha reso

possibile uno studio quantitativo basato sui microfossili planctonici, a causa della povertà delle associazioni e del frequente rimaneggiamento riscontrato. Si è utilizzato quindi, il concetto del bioorizzonte (evento biostratigrafico) come cambiamento nelle proprietà paleontologiche del record stratigrafico da utilizzare per datare e correlare le unità litostratigrafiche. Gli eventi più diffusamente utilizzati per definire dei bioorizzonti sono, per i microfossili planctonici, *First Occurrence* (FO) e, ove possibile, *Last Occurrence* (LO) del *marker* fossile. Nel caso specifico si è utilizzato, per i nannofossili, il concetto di prima comparsa di specie *marker* (FO) e la biozona correlata all'evento biostratigrafico riconosciuto. Dove possibile il dato è stato incrociato con quello ricavato dai foraminiferi planctonici ottenendo, oltre che un maggior controllo biostratigrafico, anche una più alta risoluzione cronostratigrafica. Inoltre talora si fa riferimento, oltre che alle FO (First Occurrence) e LO (Last Occurrence), anche a bioorizzonti identificati da fluttuazioni di abbondanza per alcune specie, come FCO (First Common Occurrence) e FRO (First Regular Occurrence), LCO (Last Common Occurrence) e LRO (Last Regular Occurrence), intervalli di temporanea assenza (Paracme) e di particolare abbondanza (Acme).

Per le analisi micropaleontologiche sono stati preparati, e successivamente analizzati al microscopio ottico (*Light Microscope*) e al microscopio stereoscopico binoculare, più di 200 campioni prelevati nell'ambito territoriale del Foglio 419 "S. Giorgio la Molara". I campioni per le analisi a nannoplancton calcareo sono stati preparati mediante il metodo della centrifugazione piuttosto che mediante la *smear-slide* (PERCH-NIELSEN, 1985; AMORE *et alii*, 1988; BOWN, 1999, DE CAPOA *et alii*, 2003; AMORE *et alii*, 2005), poichè i campioni erano generalmente torbidity ed affetti da intensi fenomeni di rimaneggiamento. Per la stessa ragione le età, attribuite ai campioni analizzati con entrambi i metodi (nannofossili e foraminiferi), si devono considerare come limite inferiore o "...non più antico di...".

I campioni per le analisi a foraminiferi sono stati lavati attraverso una batteria di setacci ma la frazione esaminata è stata quella maggiore di 62.5 micron. I campioni per le analisi micropaleontologiche a foraminiferi e nannofossili sono stati sottoposti esclusivamente ad un'analisi qualitativa dell'abbondanza dell'associazione rispetto al preparato. E' stata quindi valutata l'abbondanza secondo una scala che va dal campione sterile a quello ad associazione molto abbondante (cfr. note schede analisi micropaleontologica, Quaderno n. 3 serie III del Servizio Geologico Nazionale). E' stata eseguita

anche una valutazione qualitativa dello stato di conservazione dell'associazione (cfr. Quaderno n. 3 serie III del Servizio Geologico Nazionale).

Accanto ai campioni più significativi sono riportati i *marker*, la biozona di appartenenza e l'età. Sono evidenziati anche i campioni sterili. Non è presente alcuna indicazione per i campioni che, non contenendo *marker* di zona o che presentando una flora/fauna scarsa o mal conservata, sono risultati biostratigraficamente poco significativi; essi però sono riportati nelle tabelle riassuntive di tutti i campioni analizzati.

Gli schemi biostratigrafici utilizzati sono per il nannoplancton calcareo FORNACIARI & RIO (1996) per l'Oligocene ed il Miocene inferiore, FORNACIARI *et alii* (1996), con modifiche di SPROVIERI *et alii* (2002) e DI STEFANO *et alii* (2008) per il Miocene medio, THEODORIDIS (1984) per il Tortoniano medio/Messiniano (Fig. 2), ed inoltre MARTINI (1971) e OKADA & BURKRY (1980); per i foraminiferi planctonici è stato usato uno schema (Fig. 3) del Neogene del Mediterraneo proposto da IACCARINO *et alii* (2007), che è una sintesi dei diversi schemi proposti da vari Autori negli ultimi anni, tra i quali SPROVIERI *et alii* (2002), HILGEN *et alii* (2000), IACCARINO & SALVATORINI (1982), IACCARINO *et alii*, (2004) e DI STEFANO *et alii* (2008).

In Fig. 2 è anche riportato lo schema biozonale a nannofossili calcarei di IACCARINO *et alii* (2001). A causa delle caratteristiche dei sedimenti analizzati, spesso caratterizzati, come si è detto dalla presenza di fenomeni più o meno intensi di rimaneggiamento, si è sempre preferito utilizzare gli eventi di FO e meno quelli di LO. Anche per questa ragione la zonazione di THEODORIDIS (1984), che utilizza la FO di *Minylitha convallis* BURKRY, 1973 è stata preferita per il Tortoniano medio/Messiniano a quella di IACCARINO *et alii* (2001).

Età (MA)	Crono-stratigrafia	Biozone	Bioeventi	Biozone
		Fornasari & Pio (1996) Fornaciotti et al. (1998) sensu Sprovieri et al. (2002) Thiedt et al. (1984) mod. D. Stefano et al. (2008)		Iaccarino et al., 2001
7	Miocene superiore	Messin. Zona a <i>H. rotaria</i>	FO <i>R. rotaria</i> (7,18 MA)	<i>A. delicatus</i> <i>A. amplius</i>
8		Zona a <i>A. primus</i>	FO <i>A. primus</i>	
8		Zona a <i>C. pelagicus</i>	LO <i>M. convallis</i> (7,76 MA)	<i>D. surculus</i>
9	Tortoniano	Zona a <i>G. rotula</i>		
9		Zona a <i>E. pentaradiatus</i>	LO <i>D. pentaradiatus</i>	<i>D. calcaris</i>
9		Zona a <i>E. senovallensis</i>	LO <i>D. hamatus</i>	
10		MNN 9	FO <i>M. convallis</i> (9,40 MA)	
11		MNN 8	FO <i>D. bellus</i> gr.	<i>D. bellus</i>
11		MNN 8b	FO <i>H. stalis</i> (10,70 MA)	
11		MNN 8a	LO <i>H. walbersdorfensis</i> (10,76 MA)	
12		MNN 7c	LO <i>D. kugleri</i> (11,60 MA)	<i>D. bellus</i>
12		MNN 7b	FO <i>D. kugleri</i> (11,90 MA)	<i>D. kugleri</i>
12		MNN 7a		
13	Miocene medio	MNN 6	LO <i>C. premacintyre</i> (12,51 MA)	<i>C. miopelagicus</i>
13	Serravalloiano	MNN 6b	FO <i>R. pseudumbilicus</i> > 7µm (13,30 MA)	
13		MNN 6a	LO <i>S. heteromorphus</i> (13,57 MA)	
14		MNN 5c	FO <i>H. walbersdorfensis</i> (14,1 MA)	<i>H. walbersdorfensis</i>
14		MNN 5b	LO <i>H. waltrans</i> (14,35 MA)	<i>S. heteromorphus</i>
15	Langhiano	MNN 5	FO <i>H. waltrans</i> (15,30 MA)	<i>S. moritani</i>
15		MNN 5a	PE <i>S. heteromorphus</i>	
16		MNN 4c	PB <i>S. heteromorphus</i> (15,65 MA)	<i>D. exilis</i>
16		MNN 4b	LO <i>H. ampliaperia</i>	<i>H. ampliaperia</i>
17		MNN 4a		<i>S. heteromorphus</i>
18	Miocene inferiore	MNN 3b	FO <i>S. heteromorphus</i> (~18,0 MA)	<i>S. belemnus</i>
18		MNN 3a	LO <i>S. belemnus</i> (~18,5 MA)	
19	Burdigalliano	MNN 2b	FO <i>S. belemnus</i> (~19,1 MA)	
20		MNN 2a	FO <i>H. mediterranea</i>	
21		MNN 1d	FO <i>H. ampliaperia</i>	
22	Aquilegniano	MNN 1	AE <i>H. euphratis</i>	
22		MNN 1c	FO <i>H. carteri</i>	
23		MNN 1b	FO <i>S. disbelemnus</i> (~23 MA)	
24		MNN 1a	FO <i>D. druggii</i>	
24		MNP 25b	LO <i>S. delphix</i>	
25	Oligocene	MNP 25a	LO <i>S. delphix</i>	
25	Chatelliano		LO <i>D. bisectus</i>	
25			LO <i>S. ciperoensis</i> (~24,8 MA)	

Schema biostratigrafico adottato (nannofossili calcarei)

Fig. 2 - Schemi biostratigrafici utilizzati per il nannoplancton calcareo.

Questo schema è stato comunque considerato utile per la segnalazione di alcuni eventi, quali la FO (First Occurrence) di *Discoaster exilis* MARTINI & BRAMLETTE, 1963 e la FO di *D. surculus* MARTINI & BRAMLETTE, 1963.

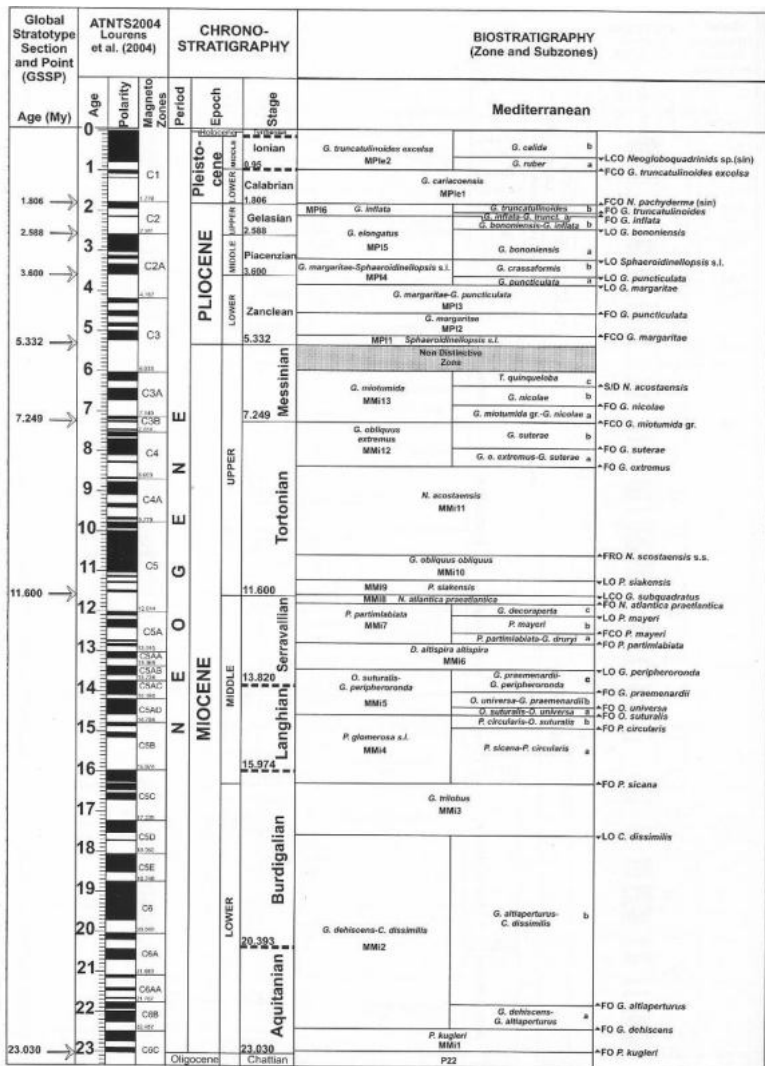


Fig. 3 - Schemi biostratigrafici utilizzati per i foraminiferi planctonici (da IACCARINO et alii, 2007).

Nell'Oceano Indiano e nel Pacifico equatoriale *D. surculus* ha la sua prima comparsa, sporadica e discontinua nella zona CN8 (BUKRY, 1973). E' presente invece in modo continuo e con esemplari più tipici dalla base della zona CN9, appena sopra la comparsa di *D. berggrenii* (RAFFI *et alii*, 1995). Queste specie, anche se piuttosto rare alle medie latitudini e nel Mediterraneo (THEODORIDIS, 1984; IACCARINO *et alii*, 2001; RAFFI *et alii*, 2003), sono però state talora ritrovate nelle successioni appenniniche e nelle serie maltesi (MAZZEI, 1985; AMORE, 1992; PATACCA *et alii*, 1992a, 1992b; CIPOLLARI & COSENTINO, 1995; FORESI *et alii*, 2001) e, seppure non particolarmente abbondante nelle nostre associazioni, abbiamo ritenuto utile utilizzarle, poiché i fenomeni di rimaneggiamento, l'impossibilità di realizzare una campionatura ad altissima risoluzione e la scarsa possibilità di utilizzare le LO (Last Occurrence) riducono già notevolmente la risoluzione biostratigrafica.

2. UNITÀ TETTONICA DEL SANNIO

Nella letteratura scientifica si leggono numerose e contrastanti ipotesi interpretative relativamente alla ricostruzione stratigrafica, ai rapporti tettonici ed all'originario dominio paleogeografico di afferenza della Unità del Sannio (DI NOCERA *et alii*, 2002). Nel presente lavoro l'Unità viene considerata *sensu* PESCATORE *et alii* (1996a, 2008); in base a tale riferimento dal punto di vista paleogeografico le successioni costituenti tale Unità si sarebbero depositate nel Bacino Sannitico, ramo nord-occidentale del Bacino Lagonegrese, collocato tra la piattaforma dell'Alburno-Cervati ad ovest e la piattaforma Simbruini – Matese ad est (DI NOCERA *et alii*, 2002; PAGLIARO, 1999, 2000).

L'Unità del Sannio è presente diffusamente lungo il bordo occidentale del foglio ed, anche se in maniera discontinua, nell'area centrale. Nell'ambito dell'Unità del Sannio è stata ricostruita una successione continua dal Cretacico superiore al Miocene inferiore-medio. Nell'area in esame, essa si compone dal basso verso l'alto delle formazioni del Flysch Rosso e del flysch numidico

2.1. *Flysch Rosso* (FYR)

La formazione del *Flysch Rosso*, introdotto in letteratura da SCANDONE (1967; 1972), è costituita da alternanze di calcari e marne rosse in strati e banchi fino ad un metro di spessore. Gli strati calcarei sono costituiti da calcareniti grigio-verdastre con alveoline, nummuliti e orbitoidi, calcilutiti grigiastre e biancastre, in strati e banchi massivi, con stratificazione irregolare e diffuse fratture verticali, calcari cristallini saccaroidi biancastri e grigio avana con vene spatiche, calcareniti e calcilutiti gradate intercalate a calcilutiti sottili e medie parzialmente silicizzate, e da orizzonti argilloso-marnosi grigiastri; nella parte alta si rinvencono intercalazioni di marne argillose ed argilliti rossastre.

La formazione affiora con due membri, quali un membro diasprigno (FYR₁) in posizione basale ed un membro calcareo (FYR₂) eteropico alla formazione.

Il limite inferiore non è esposto, mentre la formazione passa in continuità verso l'alto all'unità **FYN**. Lo spessore è di difficile valutazione per l'elevato stato della tettonizzazione ma comunque è valutabile intorno ai 400 m.

Le associazioni a nannoplancton sono riferibili al Paleocene superiore (Eocene inferiore ?), alla zona NP25b (Oligocene superiore) e fino alla zona MNN4a (Burdigaliano superiore).

Il *Flysch Rosso* è caratterizzato da risedimenti carbonatici con intercalazioni di emipelagiti di ambiente bacinale, e da depositi di rampa carbonatica e di bacino.

La formazione è correlabile con la *Successione di Monte Coppe* di età Campaniano – Daniano (PESCATORE, 1965), con la *Successione di Monte la Difesa* di età Daniano-Luteziano e con la *Successione Vagliardara-Crocelle-Cardeta* di età Priaboniano-Burdigaliano (PAGLIARO *et alii*, 1999, 2000). L'unità **FYR** ha un'età complessiva compresa tra il Cretacico superiore ed il Miocene inferiore.

2.1.1. membro diasprigno (FYR₁)

Il membro **FYR₁** è costituito da alternanze di argille marnose e siltose, argilliti grigio-verdognole e rosso-brune con laminazione piano-parallela e/o ondulata, calcilutiti fini grigio-verdastre laminate, marne calcaree, marne e marne calcaree silicifere con marcata laminazione da piano-parallela a ondulata da corrente di torbida, argille silicifere nerastre, diaspri di colore rosso-bruno e

nerastro, calcari marnosi diasprigni giallastri. Tali alternanze affiorano alla base della formazione in strati sottili e piano-paralleli o con giunti leggermente ondulati.

Il membro affiora in piccoli ed isolati lembi nei pressi di Casa Ciccolella, lungo la Strada provinciale Morcone - Pontelandolfo ed in località Pescomandrino a SW di Casalduni, dove è in gran parte subaffiorante e rappresentato nei campi da argilla rossastra con pezzame diasprigno, bruno scuro, nero che passa a calcareniti e brecce calcaree in grossi banchi del **FYR₂**. In quest'ultima località il membro è sovrapposto tettonicamente sia sui termini arenacei delle arenarie di Caiazzo (**AIZ**) che sull'unità **AV** dell'Unità del Fortore, mentre risulta sottoposto stratigraficamente al membro **BNA₃** del Pliocene inferiore. Negli affioramenti osservati in loc. Contrada i Monaci come in tutte le altre località esaminate, al di sopra di questo limitato livello di diaspri, vi sono affioramenti di brecce calcaree che testimoniano l'evoluzione verso l'alto al membro calcareo **FYR₂**, localmente conservato in piccoli blocchi e/o rilievi ben definiti (loc. Fontanelle, Loc Pescomandrino, ecc.) in quanto leggermente rilevati morfologicamente e di regola con giacitura molto contorta, legata probabilmente a processi di scollamento tettonico.

Il membro passa lateralmente e verso l'alto ai termini calcarei presenti nella parte bassa del membro **FYR₂**; la base non è esposta. In affioramento è visibilmente interessato da numerose strutture plicative a stretto raggio di curvatura, che ne rendono difficile il calcolo dello spessore, comunque non superiore a 50 m.

I campioni prelevati in questo membro sono risultati sterili. Si tratta di successioni di bacino, formate da emipelagiti e flussi gravitativi distali. L'età è riferibile al Cretacico superiore per posizione stratigrafica e sulla base dei dati di letteratura.

2.1.2. membro calcareo (FYR₂)

Il membro calcareo **FYR₂** è ben rappresentato in affioramento nel settore nord-occidentale del Foglio. Esso è costituito da calciruditi con clasti a spigoli vivi ed arrotondati e calcareniti a grana grossa con clasti di argilla, calcari grigiastri e biancastri, in strati e banchi massivi con diffuse fratture verticali e calciruditi grigio chiaro ricristallizzate con frammenti di calcari con rudiste, calcareniti in strati medi e spessi di colore bianco intercalate a brecce ricristallizzate e calciruditi policrome a cemento verde e marrone; brecce

calcaree costituite da clasti e frammenti di strato di litotipi riferibili ad ambienti di piattaforma carbonatica, cui sono associate brecciole calcaree a macroforaminiferi (*Nummulites* e *Lepidocyclina*); calcareniti grigio-verdastre con alveoline, nummuliti e orbitoidi, associate a calciruditi e brecciole calcaree; calcari grigiastri e biancastri, in strati e banchi massivi, con stratificazione irregolare e diffuse fratture verticali; calcari cristallini saccaroidi biancastri e grigio avana con vene spatiche, a luoghi ridotti a brecce di frizione; subordinatamente strati calciruditici a frammenti di rudiste con stratificazione irregolare, a luoghi con macroforaminiferi tipo orbitoidi, frammenti di calcari di scogliera. I banchi di spessore metrico di calcari massicci e brecce calcaree mostrano amalgamazione erosiva interna e poggiano a luoghi con basi erosive su calcareniti e calcilutiti gradate intercalate a calcilutiti sottili e medie parzialmente silicizzate.

A *Monte San Marco* affiorano calcareniti, calcilutiti e brecciole biocalcioclastiche; al *Monte Capozzi* si rinvencono brecciole calcaree, calcareniti e calcilutiti bianco-giallognole. In loc. *Petrara* affiorano calciruditi, brecciole calcaree e calcareniti in lenti spesse 10-15 m, intercalate a peliti rosse con strati di calcilutiti.

Buoni affioramenti sono visibili nei pressi di Capo di Bove, a Campolattaro e nei dintorni dell'abitato di Casalduni. Nei pressi di Capo di Bove il membro è visibile in una cava di materiali per costruzioni, ove affiora una successione di circa 80 metri di banchi e strati di calcareniti color nocciola ricchi in alveoline e nummuliti che passa lateralmente e verticalmente a marne calcaree con manganese, calcareniti e calcilutiti intercalate a livelli di argille di color verdastro e biancastre, a cui si aggiungono ancora più in alto marne ed argille rossastre. Nella parte sommitale della cava in successione ai terreni prima descritti si rinvencono calcari con liste e noduli di selce. Ad ovest di Casalduni si rinviene il passaggio tra il membro calcareo ed il membro diasprigno; il passaggio è marcato dalla presenza di livelli di calcari marnosi e strati di calcareniti cui sono intercalati straterelli centimetrici marnoso-argillosi. Inoltre a nord del paese nel membro calcareo si osserva una piega ad ampio raggio con asse orientato N-NE, in cui si riconoscono strati e banchi di brecce calcaree e calcareniti, con ciottolotti di argilla all'interno, con fratture ricristallizzate e con microfauna rappresentata soprattutto da nummuliti. Nella zona lo spessore osservabile è di circa 50 m. Nei dintorni della medesima località si assiste all'appoggio discordante di natura tettonica sulle arenarie dell'unità **ARC**. In loc. *Guardiola* nei pressi di Campolattaro affiora una successione potente

almeno 60 metri in cui si rinvenivano alla base, per alcune decine di metri, argille marnose ed argilliti con intercalazioni di calcareniti e calcilutiti grigie e nerastre in strati centimetrici, verso l'alto seguono calcilutiti e calcareniti in strati centimetrici localmente silicizzati.

Il membro passa lateralmente ed inferiormente al membro disprigno **FYR₁** ed è eteropico alla formazione **FYR**. Lo spessore del membro non supera i 200 m. Le associazioni a nannoplancton sono riferibili al Cretacico superiore (Campaniano superiore - Maastrichtiano), all'Eocene medio, alle zone NP24 e MNP25b (Oligocene superiore), MNN1d e fino alla zona MNN4a (Burdigaliano superiore). Si tratta di successioni di base scarpata – bacino di natura prevalentemente torbidity. L'età nel complesso è riferibile al Cretacico superiore - Miocene inferiore.

2.2. *flysch numidico (FYN)*

La formazione **FYN** è rappresentata da limitati affioramenti di quarzoareniti grigiastre, giallastre, in strati talora gradati, a cemento siliceo, con clasti arrotondati e smerigliati di quarzo, a grana variabile da fine a grossolana, intercalate ad argille siltose e marnose, ed alla base a calcareniti, marne siltose e calcari parzialmente silicizzati; verso l'alto compaiono intercalazioni di strati sottili di arenarie quarzoso-feldspatiche grigiastre e livelli di quarzoareniti grossolane giallastre in strati e banchi che diventano via via più abbondanti.

Il flysch numidico nel settore occidentale del foglio affiora soprattutto lungo la strada che collega il paese di Ponte con la superstrada Benevento - Campobasso, dove numerose cave per l'estrazione di sabbie ricche di quarzo ne mettono in evidenza le caratteristiche litostratigrafiche. Buone esposizioni si ritrovano particolarmente nella zona di Toppa Infuocata, dove è stato possibile ricostruire una successione potente 70-80 m. In tale località la base della formazione è caratterizzata da una alternanza di strati torbidity costituiti da argille verdastre ed arenarie fini e siltiti in cui si rinvenivano diffusi clasti di argilla verdognola, che verso l'alto si arricchisce di banchi e strati di quarzoareniti.

In località Bosco Monterone sono visibili due grosse bancate quarzoarenitiche, di molte decine di metri di spessore ognuna, con intercalazioni ripetute di marne ed argille. Questi potenti banconi arenacei sono separati da un livello intermedio a sedimentazione calcareo-marnoso-argillosa. Nella Cava di

Bosco Monterone si osserva una successione spessa circa 50 m costituita da un susseguirsi di strati quarzoarenitici spessi da poche decine di centimetri al metro, intercalati da livelli decimetrici di argille grigio-verdastre, a luoghi nere, e da marne arenacee grigio cerulee. In alcuni strati sono inoltre presenti livelli canalizzati, dati da una deposizione in massa di grossi clasti quarzitici, smerigliati ed arrotondati, di diametro fino 2-3 cm, uniti a ciottolini litici di varia natura, immersi in una matrice limosa. Questi depositi testimonierebbero un meccanismo deposizionale simile a quello delle frane sottomarine, per cui colate di fango si intercalano alla normale deposizione delle quarzoareniti. In altri strati si riconoscono, invece, impronte di fondo (tipo impronte di carico), e strutture gradate.

Nei pressi di Mass. De Angelis, il **FYN** contiene intercalazioni di marne bianche friabili e grigio-cerulee ricche di sottili patine di manganese, cui si intercalano grosse bancate di quarzoareniti di colore grigio o bianco giallastro da poco a ben cementate, a struttura gradata e massiva, ricche di granuli di quarzo arrotondati e smerigliati, il cui diametro va da pochi mm ad anche qualche cm, e, in alcuni strati, di fiocchi di argilla verde e rari elementi litici (Fig. 4). In alcuni strati i granuli di quarzo annegano in abbondante matrice a cemento calcareo e sono associati a numerosi fiocchi d'argilla. Gli strati a matrice calcarea sono più frequenti alla base, a contatto con le marne, mentre verso l'alto abbondano gli strati a matrice silicea. Lo spessore è dell'ordine di 40 metri.

La formazione passa gradualmente con limite concordante ai sottostanti **FYR** e **FYR₂** ed è sottoposta con limite inconforme solo a depositi quaternari ubiquitari; verso l'alto è troncata da una superficie tettonica. La formazione è interessata da pieghe a piccolo e grande raggio e da numerose faglie che la suddividono in vari blocchi, cosicché la valutazione dello spessore non ovunque è di facile determinazione, anche perché la formazione è mascherata da una spessa copertura pedogenizzata. Lo spessore ricostruito nelle varie aree di affioramento risulta non superiore ai 200 m.

Si rinvennero associazioni a nannoplancton della zona MNN4a (Burdigaliano superiore) alla base dell'unità ed associazioni a foraminiferi della zona MMi5a (Langhiano superiore) nella parte alta. Le quarzoareniti massive mostrano complessi caratteri sedimentologici tipici di una formazione torbiditica di bacino originata in un sistema canalizzato, quali depositi granulari da massivi a gradati, veli pelitici e sottili intercalazioni argillose che separano i grossi banchi torbiditici ad alta densità. Si tratta nel complesso di depositi

bacinali terrigeni da flussi gravitativi ed emipelagiti. L'età è riferibile al Burdigaliano superiore - Langhiano superiore *p.p.*



Fig. 4 – Strati spessi di quarzoareniti della formazione FYN

3. UNITÀ TETTONICA DI FRIGENTO

L'Unità tettonica di Frigento è ampiamente diffusa in tutte le aree del foglio anche se non sempre con continuità. Nel settore centrale gli sviluppi maggiori sono presenti in senso N-S tra gli abitati di Circello e di Pescosannita, nel settore orientale da Pietramonte a nord di S. Marco dei Cavoti fino a Buonalbergo a sud. Nel settore occidentale l'unità affiora lungo una sottile fascia che si sviluppa dai dintorni dell'abitato di Santa Croce del Sannio fino a Campolattaro.

Nell'ambito dell'Unità di Frigento è stata ricostruita una successione continua dal Cretacico superiore al Miocene medio, confrontabile in parte con la successione presente nell'Unità di Frigento in Irpinia (DI NOCERA *et alii*, 2002, 2006). Nell'area in esame, essa si compone dal basso verso l'alto delle formazioni del Flysch Rosso, del flysch numidico e di una successione arenacea post-numidica, denominata formazione di Fragneto Monforte.

L'unità è interpretata come la successione superiore del Bacino lagonegrese-molisano e viene riferita al margine settentrionale interno (DI

NOCERA *et alii*, 2002) del bacino lagonegrese-molisano (PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; PESCATORE *et alii*, 1996a, 2000; DI NOCERA *et alii*, 2002, 2006).

3.1. *Flysch Rosso* (FYR)

Il *Flysch Rosso* (**FYR**) è formato da successioni prevalentemente argilloso marnose con frequenti intercalazioni calcareo-clastiche e subordinatamente calcareo-marnoso-pelitiche. La formazione presenta la litofacies calcareo-clastica (**FYR_a**), la litofacies pelitica (**FYR_b**) ed un membro calcareo (**FYR₂**).

La formazione è costituita da alternanze di calcari e marne rosse in strati e banchi fino ad un metro di spessore. Gli strati calcarei sono costituiti da calcareniti grigio-verdastre con alveolinae, nummuliti e orbitoidi, e da calcilutiti grigiastre e biancastre, in strati e banchi massivi, con stratificazione irregolare e diffuse fratture verticali; si rinvencono anche calcari cristallini saccaroidi biancastri e grigio avana con vene spatiche, calcareniti torbiditiche bioclastiche grigie e biancastre, calcilutiti gradate intercalate a calcilutiti e calcari marnosi bianchi e rosati, spesso bioturbati, con stratificazione sottile e tabulare, argille, argilliti marnose e marne di colore rosso, grigio e verde, talora parzialmente silicizzate e lenti di calciruditi bioclastiche. Le calcareniti presentano strutture sedimentarie transfacciali T_{a-b} di BOUMA (1962) e strutture di fondo del tipo *groove* e *flute casts*. La parte bioclastica è rappresentata da alveoline e nummuliti.

Nel settore nord-orientale del foglio, al *bivio Petrerà* affiorano calcareniti bianche, calcilutiti e marne calcaree bianche e rosate, marne e argilliti rosse (Fig. 5); nella cava al km 39 della SS 369 si rinvencono strati da medi a sottili di brecciole calcaree, calcareniti e calcilutiti bianche e rosate, marne argillose rosse e verdi di natura torbiditica, caratterizzate da gradazione, *flute-casts* e laminazione piano-parallela.

Tra gli affioramenti meglio esposti ed estesi di FYR (alcune decine di metri di spessore stratigrafico) si individua la località *Tremolizzi* ad est dell'abitato di Pesco Sannita, in destra orografica del Fiume Tammaro; in tale località è esposto un intervallo molto parziale della porzione campaniano - eocenica. (Fig. 6a). Trattasi di alternanze di calcareniti e calciruditi bioclastiche di colore bianco in strati medi e spessi, con base netta, alternate a conglomerati calcarei (Fig. 6b) in grossi strati e a marne laminate di colore rosso in strati spessi e

ancora, più rare argille rossastre e verdognole in strati sottili. Un intervallo prevalentemente marnoso di colore rosso include strati di calcilutite di spessore centimetrico (Fig. 6c). Le calcareniti presentano strutture sedimentarie transfacciali T_{a-b} di Bouma (1962) e strutture di fondo del tipo *groove* e *flute casts*. La parte bioclastica è rappresentata da alveoline e nummuliti. L'affioramento in descrizione permette anche di sviluppare una lettura mesostrutturale (Fig. 7). Il *fabric* mesoscopico si compone di pieghe asimmetriche concentriche e parallele (Classe 2B di RAMSAY, 1964) con vergenza verso i quadranti NE e con un clivaggio di piano assiale che evidenzia una linea di intersezione tra L_0 (giacitura di strato) e S_1 (clivaggio di fratturazione spaziato e discreto) con $N150^\circ$ di immersione e 10° di inclinazione o *plunging*, coerente con lo sviluppo longitudinale (NW-SE) e con l'*attitude* delle strutture a scala ettometrica e superiore e più in generale corrispondente alla direzione di trasporto tettonico delle fasi post-tortoniane.



Fig. 5.- Calcareniti, calcilutiti, marne ed argilliti rosse dell'unità FYR.



Fig. 6a – Intervallo calcareo-marnoso in località Tremolizzi.



Fig. 6b - Particolare della litofacies conglomeratica presente in località Tremolizzi.



Fig. 6c - Intervallo marnoso-calcareo della località Tremolizzi.



Fig. 7 – Affioramento della località Tremolizzi. Le foto A, B, C, D, F e G sono alcuni particolari del fabric mesoscopico tipico della fase tettonica messiniana.

In località *San Pietro* presso *La Scuola* (a sud dell'abitato di San Giorgio la Molara), alle predette alternanze si trovano intercalati intervalli metrici di strati sottili e medi di calcilutiti silicizzate di colore dal rosa al rosso vinaccia, calcareniti grigio chiare a grana fine con marne bianche e marne argillose di colore rosso vinaccia ed ancora argille in strati sottili di colore verdognolo (Fig. 8a e 8b). Tale affioramento presenta un'associazione strutturale caratterizzata dalla simmetria Z del piegamento alla mesoscala (Fig. 8c) indicativa della porzione di fianco rovesciato di una piega coricata (*recumbent fold*) con traccia del piano assiale N80E30 e vergenza N10W. Più internamente nella struttura, verso sud-est (Fig. 8d) (presso la Strada Provinciale) è presente un intervallo stratigrafico dato da un'alternanza di strati spessi di conglomerati monogenici e casto-sostenuti, marne calcaree laminate di colore bianco e rosso vinaccia e sottili strati di argilla rossa e verde con giacitura verticale prossima alla rovesciata ancora coerente con la simmetria Z del piegamento alla mesoscala. I conglomerati sono caratterizzati da stiloliti tettoniche nella zona meniscale i cui

picchi indicano una direzione del trasporto tettonico N10E. In aggiunta è presente un piano meccanico di taglio inverso (Fig. 8e) coerente con la direzione del trasporto tettonico nella direzione N10E.



Fig. 8a – Sottili calcilutiti e marne silicizzate intercalate a calcareniti a grana fine chiare e marne bianche (parte alta della figura).



Fig. 8b – Evidenza di un intervallo metrico di calcilutiti e marne silicizzate.



Fig. 8c – Particolare della figura 5b per evidenziare alla mesoscala mesopieghie Z proprie del fianco rovesciato della megastruttura di Monte Manco- Monte Coppe (box fold).



Fig. 8d – Alternanze di conglomerati monogenici calcarei clasto-sostenuti intercalati a marne laminate e sottili strati di argilla. E' presente un piano di taglio inverso associato al piegamento Z alla mesoscala.



Fig. 8e – Evidenza di un piano meccanico a componente inversa entro la litofacies conglomeratica.



Fig. 8f – Tessitura dello strato conglomeratico casto-sostenuto monogenico (calcareniti e marne calcaree) caratterizzati al contatto dei clasti calcarei da suture di compenetrazione di natura tettonica (stiloliti).

Un ulteriore intervallo stratigrafico caratterizzato da strati siliciferi è presente in corrispondenza del versante occidentale del *Montedonico* in un ampio taglio della scarpata laterale alla strada provinciale per Monte Falcone di Val Fortore (Fig. 9). Tale intervallo appartiene allo stesso livello stratigrafico della località *La Scuola* di Fig. 8a. Esso corrisponde alla traccia superficiale del piano meccanico di taglio inverso associato alla piegafaglia di Monte Manco.



Fig. 9 – (a) Intervallo di strati calcarenitici e calcilutitici sottili silicizzati al Montedonico. (b) – Alternanza di calcareniti e marne in cui alloggia l'intervallo selcioso.

Al *Pizzo del Medico*, in corrispondenza del versante settentrionale del rilievo, lungo la strada provinciale (fig. 10a), affiorano alternanze di strati calcilutitici di colore bianco e di calcareniti in strati spessi, gradate e ricche di strutture transfacciali (sequenze di Bouma tronche alla base) con marne calcaree laminate di colore rosso e sottili strati di argilla rossa e verde. Sono evidenti alcune effetti mesoscopici della deformazione precoce quali taglio intrastratale (Fig. 10b) con associato piegamento, *boudinage* evidente nella disarticolazione degli strati litoidi calcarenitici (Fig. 10c). La porzione di successione affiorante di FYR parte con un banco di argille verdi e rosse fortemente tettonizzato (Fig. 10d).



Fig. 10a – Località Pizzo del Medico versante settentrionale. Chiare alternanze di calcareniti a grana fine, laminate e gradate di colore bianco, calcilutiti e marne di colore rosso con rare argille di colore rosso.



Fig. 10b – Intervallo calcareo della successione affiorante al Pizzo del Medico. Evidenza di tagli interstratali ed associate pieghe di accomodamento degli strati al contatto espressione di in una deformazione precoce e selettiva con direzione del trasporto tettonico (N10W).



Fig. 10c – Boudinage dell'intervallo marnoso calcareo della successione di Pizzo del Medico.



Fig. 10d - Banchi argillosi nella porzione basale della successione affiorante di Pizzo del Medico.

Al *Monte Chiodo* affiorano circa 200 m di FYR (Fig. 11a) con un assetto stratigrafico rovesciato. Qui sono presenti alternanze di calcareniti gradate e laminate (torbiditiche) e microcalciruditi (Fig. 11b) con marne calcaree e rari interstrati di argille di colore rosso vinaccia e verde di spessore metrico. La componente argillosa è presente in banchi nella porzione superiore ma in uno stato di subaffioramento (Fig. 11c). Ad essa segue verso il basso stratigrafico e in prossimità dell'impluvio (in sinistra orografica dell'impluvio del *Torrente Chiodo*), un intervallo calcarenitico con polarità normale della stratificazione il cui assetto descrive pieghe alla mesocala compatibili con una simmetria S del fianco normale della struttura plicativa antistante quella del *Monte Chiodo* che risulta sviluppata alla scala chilometrica in un ambito ribassato per faglia normale (la traccia superficiale della faglia normale corrisponde per un buon tratto all'asta torrentizia predetta). Lo stesso intervallo stratigrafico della successione di *Monte Chiodo* con polarità della stratificazione normale è evidente in tutta l'area a nord-est e a sud-est dell'abitato di *Buonalbergo* (Fig. 11d). In particolare la successione di FYR, in corrispondenza del centro storico del predetto abitato, passa latero-verticalmente alla litofacies calcareo-clastica **FYR_a** non presente in corrispondenza della successione del *Monte Chiodo*.

La **litofacies calcareo-clastica (FYR_a)** è formata da calcareniti torbiditiche bianche, laminate e gradate, in strati medi e spessi, calciruditi ad alveoline e nummuliti, calcari marnosi bianco-crema, calcilutiti e subordinate marne calcaree talora silicizzate, argille marnose e argilliti grigie e rosse, in cui si rinvenivano associazioni a nannoplancton dell'Eocene.

Nei dintorni degli abitati di Pesco Sannita e Buonalbergo affiora ampiamente la litofacies calcarea (**FYR_a**) costituita da alternanze di calcareniti calciruditi, calcari marnosi e argille marnose biancastre, o anche da lenti di calciruditi bioclastiche con contatto basale erosivo, intercalate a calcareniti e calcilutiti biancastre. In particolare nei dintorni di Buonalbergo affiorano calciruditi biancastre con strati amalgamati, ad elementi da arrotondati a spigoli vivi a cemento micritico ed a matrice prevalente con macroforaminiferi rimaneggiati (alveoline, nummuliti) briozoi, frammenti di rudiste, coralli e spugne.

In corrispondenza del centro storico di Buonalbergo la successione di FYR, passa latero-verticalmente alla litofacies calcareo-clastica **FYR_a** non presente in corrispondenza della successione del *Monte Chiodo*.



Fig. 11a - Visione di Monte Chiodo (versante orientale) al rilievo di La Guardia. Sono evidenti le cornici litologiche con rapporto franapoggio più inclinato del pendio, composte da alternanze di calcareniti, marne calcaree e rari interstrati di argilla rossa e verde.



Fig. 11b - Cava di Monte Chiodo ubicata in corrispondenza del versante meridionale del rilievo. Il taglio mostra un'ossatura composta da alternanze di calcareniti, marne calcaree e argille in strati e banchi di rosso vinaccia e verde. La giacitura degli strati è rovesciata con immersione occidentale.



Fig. 11c - Visione del settore di impluvio del Torrente Chiodo che corre ad ovest del versante occidentale del Monte Chiodo. Sono evidenti gli intervalli calcarenitici alle quote basse della sinistra orografica del torrente e la porzione argillosa utilizzata per attività agro-economiche.



Fig. 11d - La cava di Buonalbergo con esposizione delle alternanze calcarenitiche e calcareo-marnose che evolvono verso l'alto ad argille le quali caratterizzano verso l'alto topografico e verso nord l'intera area del Piano delle Pere.

Ulteriori affioramenti di **FYR_a** sono stati individuati in corrispondenza dell'abitato di Pago Veiano sopra la parte medio-bassa della successione **FYR** e in alcuni tratti del versante di *Toppa Santa Barbara*. Analoghe osservazioni si possono effettuare nell'intorno della piana di Pago Veiano e della Piana Romana presso Pietrelcina (Figg. 12a, b, c e d) e ancora alla porta sud-occidentale del predetto abitato in corrispondenza di affioramenti singoli e sparuti di difficile

estrapolazione geometrica. E' da notare che anche in tali areali la formazione **FYR** passa lateroverticalmente alla litofacies **FYR_a** come in corrispondenza dell'abitato storico di Pietrelcina appena fuori dal perimetro del Foglio.



a)



b)



c)



d)

Fig. 12 – a, b) Terreni eluvio-colluviali composti da limo e limo sabbioso con dispersi ciottoli di varia natura derivanti dal substrato **FYR**; **c)** eluvium composto da limo e limo sabbioso (per la componente sabbiosa la roccia di riferimento è il *flysch* numidico) di colore nero ricco in sostanza organica corrispondente alle aree di penepiano, con spessori superiori ai due metri; **d)** deposito-eluvio-colluviale caratterizzato da limo argilloso ed argilla degradata ed alterata.

Tra gli affioramenti della litofacies **FYR_a**, oltre a quelli già menzionati di *Pietrelcina* e *Toppa Santa Barbara*, si evidenziano quelli della località *Toppa Vescigli* (Fig. 13a) e *la Guardia*. In essi si osservano alternanze di calciruditi e calcareniti in strati e banchi (Fig. 13b) fino ad un metro di spessore con

alveoline, nummuliti e con frammenti di rudiste ed orbitoidi a comporre la porzione basale bioclastica dello strato (Figg. 13c e 13d), calcilutiti grigiastre e biancastre, in strati e banchi massivi, con stratificazione irregolare e diffuse fratture verticali, calcari saccaroidi biancastri e grigio avana con vene spatiche; nella parte alta si alternano ad orizzonti di argille verdi.



Fig. 13a - Visione della Toppa Vescigli, caratterizzata dalla litofacies FYR_a.



Fig. 13 b - Località Toppa Vescigli. Evidenza della litofacies calcareo clastica data da calciruditi in strati e banchi con rari interstrati di argille verdi.



Fig. 13c - Strati e banchi calcarenitici e calcirudutici laminati della litofacies calcareo-clastica di Toppa Vescigli. Sullo sfondo il rilievo di La Spina costituito dalla stessa litofacies.



Fig. 13d - Particolare di una calcarenite ricca in frammenti di rudiste in associazione a nummuliti ed alveoline in località La Guardia.

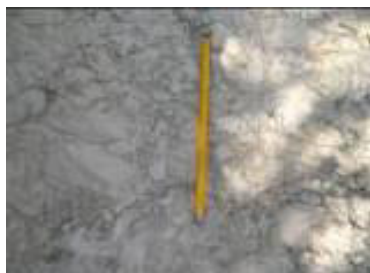
Un simile intervallo stratigrafico è presente in località Morgia delle Fate presso il Monte Manco (Figg. 14a, 14b, 14c e 14d). In tali aree è interessante osservare oltre che i caratteri esclusivi della litofacies detritica anche il grado di tettonizzazione che si evidenzia per la presenza di stiloliti tettoniche che nelle calciruditi si riscontrano al contatto tra i clasti (Fig. 14d) mentre nelle calcareniti assumono una conformazione per superfici ortogonali alla direzione del trasporto tettonico che testimonia una direzione dello stesso N10E.



Fig. 14a – Settore la Scuola - Morgia delle Fate ove sono affioranti strati molto spessi di calcareniti e calciruditi con sviluppo tabulare e raramente amalgamati.



Fig. 14b – Cornice litologica in calciruditi in strati molto spessi in corrispondenza del versante occidentale del Monte Manco – località Morgia delle Fate



Figg. 14c-d – Differenziazione nella configurazione e distribuzione delle stiloliti tettoniche in riferimento alla tessitura della roccia. Nella foto a sinistra sono presenti, entro la calcarenite, superfici stilolitiche sub-planari; nella foto a destra le stiloliti sono superfici di compenetrazione meccanica tra i clasti e quindi si evidenziano come perimetro degli stessi clasti.

In corrispondenza dell'abitato di Pago Veiano (BN) la litofacies calcareo-clastica è presente allo stato di forte tettonizzazione con calcareniti e calcari marnosi allo stato semi cataclastico (Fig. 15a) ed in taluni luoghi farinose (Fig. 15b).



Fig. 15a – Affioramento posto alla quota superiore del centro storico dell'abitato di Pago Veiano con calciruditi e calcari marnosi fortemente scompaginati a costituire un intervallo cataclastico dolomitizzato.



Fig. 15b - Porzione dello stesso affioramento della fig. 13a mostrante l'aspetto farinoso della dolomia di origine tettonica.

Non è dato osservare una chiara relazione stratigrafica tra la litofacies FYR_a e la successione indifferenziata FYR. E' desunto, per evidenze geometriche, che i corpi geologici abbiano rapporti stratigrafici normali di FYR_a su FYR e viceversa; è interpretata anche una possibile variazione laterale di FYR_a a FYR nella porzione medio-superiore della litofacies calcareo-clastica. Ambedue le unità passano alle arenarie ortoquarzitiche del flysch numidico. In tutti i luoghi di affioramento di FYR_a , che di regola rappresentano l'ossatura della parte apicale dei rilievi, si osserva una variazione del gradiente di pendenza verso valle con passaggio a terreni prevalentemente argillosi con pezzame calcarenitico riconducibile alla formazione FYR. Sono i casi di Toppa Santa Barbara, il rilievo corrispondente all'abitato di *Pago Veiano*, *Toppa Viscigli - La Guardia*, *Monte Manco*, *La Torre*, l'area corrispondente all'abitato di *Pesco Sannita*. In taluni casi alla base della litofacies calcareo-clastica è interpretato un piano tettonico a bassissimo angolo corrispondente alla sovrapposizione diretta di tale intervallo stratigrafico della formazione del Flysch Rosso ai terreni dell'Unità del Fortore – Unità Valle del Tammaro.

La **litofacies pelitica (FYR_b)** è formata da argille marnose e siltose, argilliti grigio-verdognole e rosso-brune, con stratificazione interna piano-parallela o ondulata; calcilutiti fini grigio-verdastre laminate, marne calcaree, marne e marne calcaree silicifere con marcata laminazione da piano-parallela a ondulata da corrente torbida; tali alternanze affiorano in strati sottili e piano-paralleli, o con giunti leggermente ondulati.

Nel settore orientale dell'area, tra gli abitati di Colle Sannita e San Marco dei Cavoti, la litofacies pelitica (**FRY_b**) è caratterizzata da alternanze di strati sottili e piano-paralleli di argille marnose e siltose, argilliti grigio-verdognole e rosso-brune, con laminazione piano-parallela e/o ondulata, calcilutiti, marne calcaree e marne a frattura prismatica con marcata laminazione piano-parallela e ondulata. Per l'alto grado di alterazione questa litofacies presenta poche esposizioni. Lungo la strada per San Marco, si osserva in maniera discontinua una successione costituita da alternanze di marne rossastre e calcareniti bianco grigiastre con associazioni di alveoline e nummuliti in strati e banchi da medi a poco spessi, molto disturbati dalla tettonica.

In loc. *Mass. Zapparelli* affiorano sottili alternanze di argilliti e marne rosse e grigio scure e di calcilutiti bianche; nelle loc. *Piano dell'Olmo – Quarto di Reino – Difesa* si rinvencono peliti con selce rossa. In loc. *Petrera* (presso la discarica esaurita) affiorano peliti giallastre e rossastre con sottili livelli di calcilutiti e di calcareniti.

Buone esposizioni si rinvencono anche nel V.ne dei Ranci ove affiorano depositi argilloso-marnosi sottilmente stratificati e con caratteristici sistemi di pieghe alla mesoscala.

Il limite inferiore di **FYR** non è esposto, mentre la formazione passa in continuità verso l'alto all'unità **FYN**; la litofacies **FYR_b** è eteropica sia a **FYR** che al membro **FYR₂**, mentre la litofacies **FYR_a** è eteropica alla porzione intermedia di **FYR**. L'unità raggiunge spessori complessivi di almeno 500 metri. I campioni provenienti da questa formazione sono spesso sterili. Nei campioni della porzione intermedia, che presentano spesso associazioni povere e mal conservate, sono state osservate associazioni dell'Eocene inferiore (zona NP12); gli altri campioni sono ascrivibili all'Oligocene superiore (zona NP24) - Miocene inferiore (zona MNN1d) per la presenza, nelle associazioni a nannoplankton calcareo, di *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970) WISE, 1973 e *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, rispettivamente. La formazione è riferibile a successioni di bacino e base scarpata, formate da depositi da emipelagiti e flussi gravitativi, e a depositi di

lobi deposizionali in ambiente di piana batiale, in cui si rinvencono depositi di intercanale. L'età è riferibile al Cretacico superiore - Miocene inferiore

3.1.1.1. membro calcareo (FYR₂)

Il **membro calcareo (FYR₂)** è costituito da calcari grigiastri e biancastri, in strati e banchi massivi, con diffuse fratture verticali, calcari saccaroidi biancastri e grigio avana con vene di calcite spatica, intercalati a brecce ricristallizzate, brecce calcaree costituite da litoclasti e frammenti di strati di litotipi nell'insieme riferibili ad ambienti di piattaforma carbonatici cui sono associate brecciole calcaree e calciruditi a frammenti di rudiste e a luoghi con macroforaminiferi tipo orbitoidi, calcareniti con alveoline, nummuliti e orbitoidi in strati medi e spessi di colore bianco e grigio-verdastro, intercalate a calciruditi ricristallizzate e calciruditi a cemento verde e marrone e, subordinatamente, a marne e marne argillose rossastre. I banchi di calcari massicci e brecce calcaree mostrano amalgamazione erosiva interna e poggiano a luoghi con basi erosive su calcareniti e calcilutiti gradate intercalate a calcilutiti in strati sottili e medi parzialmente silicizzate.

Le aree di affioramento di questo membro sono numerose. I migliori affioramenti sono presenti in località Pizzo del Medico - Monte Golia, a Monte San Marco, Monte Capozzi dove si ripetono calcareniti e calciruditi bioclastiche, calcari ricristallizzati ben stratificati intercalati a sottili livelli argillosi o marnosi, verdastri e rossastri. Altre buone esposizioni sono presenti tra gli abitati di Morcone e Pontelandolfo, ed in corrispondenza di isolati rilievi come quelli di Toppa Cannafischi, Toppo Castellone, Monte Saucò e Casalduni.

Il membro è eteropico al resto della formazione con le sue litofacies; la base non è esposta. Lo spessore complessivo oscilla tra i 200 ed i 300 m.

I campioni analizzati, che risultano quasi tutti sterili a foraminiferi, sono invece sempre fossiliferi a nannoplancton calcareo, presentando generalmente associazioni dell'Eocene medio (biozona NP15), dell'Oligocene superiore (zona NP24) e del Miocene inferiore (zona MNN1d), per la presenza di *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954) BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 e *Coccolithus formosus* (KAMPTNER, 1963) WISE, 1973, e di *C. abisectus* (MÜLLER, 1970) WISE, 1973 e *H. carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, rispettivamente. Nella parte alta della successione, la presenza nelle associazioni a nannoplancton, di esemplari di *S. heteromorphus* DEFLANDRE 1953, consente di attribuire alla zona MNN4, subzona MNN4a (FORNACIARI *et alii*, 1996

emend. DI STEFANO *et alii*, 2008). Nella parte bassa della successione si sono rinvenute nannoflore tipiche del Cretacico superiore con la presenza di specie quali: *Micula staurophora* (GARDET, 1955) STRADNER, 1963, *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, 1959 e *Micula murus* (MARTINI, 1961) BUKRY, 1973 esclusiva del Maastrichtiano.

Le successioni sono riferibili ad un ambiente di base scarpata – bacino di natura prevalentemente torbidity. L'età, sulla base dei rapporti geometrici e dei dati biostratigrafici, è riferibile al Cretacico superiore – Burdigaliano superiore

3.2. flysch numidico (FYN)

Il flysch numidico (FYN) è largamente affiorante tra Castelpagano e Fragneto Manforte, lungo una fascia orientata all'incirca nord-sud, e nel settore orientale del foglio nei dintorni di San Marco dei Cavoti a sud e tra il rilievo di Monte S. Marco e loc. Omo Morto. La formazione è costituita da alternanze di quarzoareniti torbidity grigiastre, giallastre, in strati anche gradati, a cemento siliceo e matrice argillosa, con clasti arrotondati e smerigliati di quarzo, a grana variabile da fine a grossolana; sono presenti anche intercalazioni di argille siltose e marnose. Si rinvencono, inoltre, microconglomerati granulari quarzosi in strati spessi e banchi massivi e amalgamati, a luoghi gradati, con *dishes* ed altre strutture da fluidificazione, ed arenarie con letti e nuvole di ciottoli, che originano corpi sedimentari spesso cartografati come allungati, linguiformi e canalizzati.

Le arenarie numidiche presentano una composizione omogenea quarzarenitica (Qm₉₉ F₀ Lt₁). Il detrito quarzoso si presenta con alto grado di arrotondamento e ben classato. Il detrito non quarzoso è raro e dato da bioclasti e rari feldspati e frammenti di quarzo policristallino. Il cemento è sia quarzoso che carbonatico.

Le arenarie ortoquarzitiche affiorano in poche località con estensioni stratigrafiche ridottissime. In molti luoghi la formazione è individuata in condizioni di sub-affioramento o nella forma di *eluvium* e solo quando questo deposito assume una estensione considerevole alla scala 1:25.000 è riportata in carta, come ad esempio nei dintorni di Molinara e S. Giorgio La Molara e come nei casi di *C.sa La Starza* a sud dell'abitato di Buon Albergo e di *Sorgente solforosa* ad ovest dello stesso abitato (margine SE della Sezione II). Il rapporto stratigrafico con la formazione del Fysch Rosso (FYR) è evidente nella sola

località di *Masseria Garito* in versante settentrionale di *Toppa Bazzata* (margine SE della Sezione III). Da questo affioramento (Fig. 16a e Fig. 16b) è possibile individuare la presenza di strati arenitici, di colore avana, da spessi a molto spessi, tabulari, caratterizzati da gradazione e sequenze T_{b-c} di BOUMA (1962) composti da granuli di quarzo smerigliato, taluni di colore rosso rubino, in matrice silicea. Nell'insieme si osservano intercalati livelli di marne siltose e sottili livelli di argille di colore verde. Lo spessore stratigrafico è ricostruito in alcuni metri in affioramento e di circa una trentina di metri con la parte sub-affiorante. Le ortoquarziti poggiano su calciruditi e calcareniti della litofacies FYR_a .



Fig. 16a - Quarzoareniti massive nell'abitato di Fragneto l'Abate.



Fig. 16b - Affioramento di quarzareniti e quarzosiltiti massive in loc. Mattioni.

Nel settore centrale del foglio in corrispondenza dell'abitato di Fragneto l'Abate si osserva il passaggio Flysch Rosso - flysch numidico, caratterizzato da una transizione graduale dai banchi calcarenitici con intercalazione di marne rosse ed argilliti a strati calcarenitici tabulari con orizzonti quarzarenitici e livelli di argille scagliose grigiastre e rossastre fino a banchi di quarzareniti massive, che risultano ben evidenti nell'abitato di Fragneto l'Abate.

Nella Sezione I NE, ad est della loc. *Montedoro* sono presenti banchi spessi 3-4 m di quarzareniti, per uno spessore di 30-40 m. Presso *Mass. Farina-Toppo dei Fiuci* affiorano quarzoruditi granulari e a piccoli ciottoli, quarzareniti da grossolane a medie a cemento siliceo con *clay-chips* di argilla verde; i ciottoletti sono di quarzo poligenico. Si rinvenivano anche alternanze di quarzareniti a grana fine e quarzosiltiti. In loc. *Mattioni* affiorano quarzareniti e quarzosiltiti massive.

Alla base dell'unità si rinviene un intervallo “pre-numidico”, indicativo di un passaggio graduale al Flysch Rosso, con alternanze di calcareniti ibride, marne siltose e calcari parzialmente silicizzati. A sud dell'abitato di Circiello in loc. Masseria Piccirillo e nei dintorni di T.pa Strappara, la presenza di una abbondante frazione calcarea consente di distinguere una **litofacies calcarea** del membro basale (**FYN_c**), formata da strati medi e sottili di calcareniti fini e laminate grigiastre, argille marnose verdastre, marne argillose biancastre e, subordinatamente, orizzonti di argille scagliose rossastre. Tali depositi, riferibili a facies di intercanale, sono in rapporto sedimentario latero-verticale con i corpi quarzoarenitici canalizzati.

Il passaggio tra Flysch Rosso e flysch numidico è talora molto graduale, in particolare si ritrovano sottili livelli di quarzareniti a grana fine e granuli di quarzo negli strati di brecciole calcaree passanti ad alternanze di pacchi di strati di quarzareniti e quarzoruditi e di strati di calcari marnosi e calcilutiti bianche. In *loc. Ielardi* e al *V.ne Collettone* affiorano calcareniti granulari con clasti di quarzo arrotondato, quarzareniti a cemento calcareo, areniti ibride.

Il flysch numidico (**FYN**) poggia con contatto stratigrafico da netto a graduale sui termini sommitali di **FYR₂**, **FYR_b** e **FYR**. Lo spessore complessivo della formazione è stimato in circa 250 m.

I campioni provenienti da questa formazione sono risultati generalmente sterili. Nei campioni fossiliferi sono stati riconosciuti, fenomeni di rimaneggiamento. Nel complesso, le associazioni a nannoplancton sono risultate, di età non più antica del Burdigaliano superiore per la presenza di *S. heteromorphus* zona MNN4a (FORNACIARI & RIO, 1996 emend. DI STEFANO *et alii*, 2008) mentre le associazioni a foraminiferi planctonici sono di età non più antica del Langhiano superiore, per la presenza di *Orbulina suturalis* BROENNIMANN, subzona MMi5a a *Orbulina suturalis* (CITA & PREMOLI SILVA, 1971-1973, in CITA, 1976).

Si tratta di depositi bacinali terrigeni da flussi gravitativi ed emipelagiti. L'età dell'intera unità è riferibile al Burdigaliano superiore - Langhiano superiore *p.p.*

3.3. formazione di *Fragneto Monforte* (UFM)

In continuità di sedimentazione sui terreni del flysch numidico è presente una successione arenaceo-pelitica “post-numidica”, indicata come formazione di *Fragneto Manforte* (**UFM**), costituita da strati e banchi massivi di arenarie quarzose e quarzoso-litiche-feldspatiche giallastre a grana media e fine, alternate ad argille ed argille siltose verdastre e grigie.

I migliori affioramenti sono visibili sia a nord che a sud dell’abitato di *Fragneto Monforte*, dove la formazione è rappresentata principalmente da strati torbiditici con sequenze generalmente T_{b-e} , T_{c-e} , talora T_{d-e} e raramente T_{a-e} . Lo spessore degli strati varia da decimetrico a centimetrico, le arenarie sono essenzialmente a grana medio-fine, con numerosi granuli di quarzo ben arrotondati, mentre la porzione pelitica degli strati è ricca in mica (muscovite). In alcuni casi, al tetto del livello *e* della sequenza di Bouma sono presenti tracce fossili. In corrispondenza di strati più spessi, in cui è osservabile il livello gradato, le arenarie sono chiaramente arcoseo-litiche e si riscontrano granuli di quarzo numidico. In località Madonna (versante sinistro del Vallone S. Giovanni), la successione prevalentemente torbiditica è costituita da arenarie fini pelitiche, laminate, ricche in mica e da arenarie più grossolane arcoseo-litiche, in cui oltre al quarzo numidico si è osservata la biotite; nella successione si rinvenivano almeno tre olistoliti calcarei allineati lungo il versante. I grossi blocchi sono costituiti da calcari di piattaforma attribuibili al Cretacico superiore.

L’assetto stratigrafico di **UFM** nell’area di *Fragneto Monforte* è molto articolato, infatti la successione verso nord si presenta sempre rovesciata e verso sud è in giacitura normale. In particolare immediatamente ad est del centro storico di *Fragneto*, sotto la successione rovesciata, si riconoscono, nei campi arati, calcareniti e marne rosse; ancora più a sud la successione non rovesciata poggia sull’unità quarzarenitica, di cui però non si conosce la polarità, almeno in questa zona.

Il limite inferiore è graduale e concordante su **FYN**; su di essa poggia con un limite inconforme l’unità **UMR**. Lo spessore complessivo è valutabile in circa 150 metri.

I campioni prelevati in questa formazione, provenienti da località Cervaro, sono sempre risultati sterili a foraminiferi, e presentano spesso associazioni a nannoplancton molto povere, con rari esemplari di specie rimaneggiate, quali *Helicosphaera* cf. *H. euphratis* HAQ, 1966 e *C. abisectus* (MÜLLER, 1970) WISE,

1973. Alcuni campioni hanno fornito una nannoflora con *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, 1963 e *Sphenolithus cf. S. heteromorphus* DEFLANDRE, 1953. In altri campioni sono stati rinvenuti esemplari di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969 < di 7 µm (FORNACIARI *et alii*, 1996 emend. DI STEFANO *et alii*, 2008) (Langhiano superiore); si segnala anche la presenza di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969 > di 7 µm del Serravalliano inferiore zona a *Calcidiscus premacintyreii* subzona MNN6b (FORNACIARI *et alii*, 1996 emend. DI STEFANO *et alii*, 2008). Le associazioni a foraminiferi, che vanno dalla zona MMi5a (Langhiano superiore) alla zona MMi8 (Serravalliano superiore), confermano il dato delle associazioni a nannoplancton.

Questi terreni rappresentano la sedimentazione bacinale “post-numidica” concordante, costituita da depositi bacinali terrigeni da flussi torbiditici distali ed emipelagiti, riferibile ad un depocentro non deformato di avanfossa. L’età dell’unità sulla base dei dati biostratigrafici e dei rapporti stratigrafici è riferita al Langhiano superiore *p.p.* – Serravalliano *p.p.*

4. UNITÀ TETTONICA DEL FORTORE

L’Unità tettonica del Fortore è stata istituita nell’area sannitico-irpino-dauna da DAZZARO *et alii* (1988), PESCATORE *et alii* (2000), BASSO *et alii* (2002) e DI NOCERA *et alii* (2006). Essa è costituita da depositi bacinali di natura argilloso-marnosa e calcarea, con intervalli arenacei nella parte alta, la cui età è compresa tra il Cretacico superiore ed il Langhiano, ed affiora ampiamente nell’area del foglio.

L’unità si compone, dal basso verso l’alto, del Gruppo delle Argille Variegata e delle formazioni di Corleto Perticara, di Paola Doce e del flysch numidico. L’unità tettonica si sviluppa lungo le valli del T. Tammaro nell’area tra Pago Veiano e Buonalbergo, la valle del T. Lente, l’alta valle del T. Tammarecchia, dove risulta sottoposta geometricamente alle unità tettoniche Sannio e Frigento.

L’unità è stata riferita da un punto di vista paleogeografico ad un dominio di bacino esterno alla Piattaforma sud-appenninica, verosimilmente all’area settentrionale del Bacino lagonegrese-molisano (PESCATORE *et alii*, 2000; DI NOCERA *et alii*, 2002).

4.1. Gruppo delle Argille Variegata (AV)

Nell'ambito del Comitato d'Area per l'Appennino meridionale del Progetto CARG, si è ritenuto opportuno di designare come "*Gruppo delle Argille Variegata*" (APAT, 2006) tutte le successioni bacinali formate da argille policrome con intercalazioni calcareo-marnose di età cretacico-miocenica inferiore, ampiamente affioranti nell'Appennino Campano, considerate alternativamente come il prodotto della sedimentazione della zona assiale del Bacino Lagonegrese (PESCATORE *et alii*, 1988; 1992; 1999) o riferite ad un dominio marino interno, quale il Bacino Sicilide (OGNIBEN, 1969; LENTINI, 1979).

Nel foglio in esame i terreni del **Gruppo delle Argille Variegata (AV)** sono costituiti da argille di colore grigio, verde, rosso e violaceo, in strati sottili, con intercalazioni di calcilutiti verdoline e grigie con vene di calcite spatica, calcareniti e calciruditi grigie a nummuliti (discocicline ed alveoline) in strati sottili e medi, e di calcareniti fini silicifere e calcilutiti e calcareniti con patine limonitiche o mangesifere in strati sottili e medi; si rinvencono anche argille marnose di colore scuro scagliettate con intercalazione di calcari marnosi grigi ad intensa fratturazione prismatica e di marne brune o rossastre e calcilutiti marnose. Si rinvencono, inoltre, calcareniti e calcilutiti di colore grigio-avana e grigio-cenere, compatte, con laminazioni piano-ondulate di natura torbiditica.

Si segnala la presenza di olistoliti e corpi carbonatici calcareo-clastici intercalati (associazioni di facies di canale), formati da risedimenti di origine carbonatica (intra-, bio- e pel-spariti), *mud/wackestones* con bioclasti (alghe, molluschi, milioliti e rudiste), *pack/grainstones* lito-bioclastiche con frammenti di rudiste, molluschi, rodoliti ed orbitoidi, riferibili nel complesso ad elementi di piattaforma carbonatica o scarpata prossimale, calciruditi e calcareniti bioclastiche con macroforaminiferi, gradate e laminate, passanti verticalmente e lateralmente a marne, argille grigio-cenere.

L'unità in genere si presenta quasi ovunque sub-affiorante, e pertanto è sempre difficile rinvenire tagli significativi continui e ben esposti, tuttavia lungo la bassa Valle del T. Lenta tra l'abitato di Ponte fino a NW di Casalduni le **AV** sono presenti con buoni affioramenti, che rappresentano i livelli più bassi dell'unità tettonica. Le argille e marne si presentano con sottili intercalazioni di calcareniti con pirite; le peliti sono di colore variabile dal grigio al rosso violetto

con caratteristiche fiamme. La stratificazione spesso non è visibile per le condizioni caotiche degli affioramenti; inoltre, dal pezzame presente nel suolo agrario, si deduce una notevole varietà litologica. Localmente si osservano, inglobati e/o facenti parte della successione, calcari detritici in banchi e strati scompaginati, in cui si rinvencono nummuliti ed alveoline di grosse dimensioni.

Buoni affioramenti si rinvencono anche in loc. C.le Sanzano ad est di S. Giorgio La Molara, dove è presente una successione in parte subaffiorante potente circa 150 m, in cui si riconoscono alternanze ritmiche di calcilutiti silicifere ed argille marnose rosso vinaccia. Gli strati sono sempre piano-paralleli e di spessore medio di circa 10-15 cm. Verso l'alto affiorano argille grigio plumbee con fiamme rosso vinaccia e verdastre con frazione calcarea costituita da calcareniti torbiditiche in strati di medio spessore, a luoghi laminate, con alveoline e nummuliti, calcari marnosi azzurrognoli con vene di calcite spatca bianca; marne e marne calcaree, talora silicizzate, rossastre o azzurrognose. I litotipi sono spesso in assetto caotico e la frazione calcarea è generalmente disarticolata.

Nei dintorni di Piano S. Nicola, seppur generalmente sub-affiorante, si osserva una successione litostratigrafica che si differenzia dalla precedente per una maggiore presenza della frazione calcarea. Si tratta di strati di calcilutiti bianche, calcari marnosi di colore nocciola e più raramente di calcareniti a grana media e fine con laminazioni parallele, incrociate e convolute intercalate a più altezze nell'ambito delle argille e marne

La base dell'unità non è esposta; essa presenta un contatto eteropico con **CPA** e, nella sua parte alta, con **PDO**. Le **AV** passano verso l'alto con contatto sia netto che graduale al **FYN**. Lo spessore complessivo sembra non essere inferiore ai 500 m.

I livelli superiori delle Argille Variegate in località Monte Serrone sono attribuibili all'Oligocene superiore (zona NP24 di MARTINI, 1971; zona CP19a di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza nell'associazione a nannofossili di *C. abisectus*. Si compongono in prevalenza di depositi emipelagici e subordinatamente di torbiditi calcaree di ambiente di bacino e di scarpata; i corpi carbonatici sono formati da depositi derivanti da flussi gravitativi di risedimento carbonatico di *channel-levee*.

L'età è riferibile sulla base dei dati di letteratura e dei rapporti geometrici al Cretacico superiore - Miocene inferiore

4.2. *formazione di Corleto Perticara (CPA)*

La formazione di Corleto Perticara (**CPA**), introdotta in letteratura da SELLI (1962), affiora estesamente secondo delle fasce continue nel settore sud-orientale del foglio tra Reino, Pago Veiano ed il corso del fiume Tammaro, nel settore ad ovest di Circello, e nel settore occidentale tra Casalduni e Ponte. Generalmente prevalgono le litofacies calcareo-marnose ed arenaceo-micacea nella parte alta, ma in essa si distingue anche una litofacies pelitico-calcareo (**CPA_b**).

La formazione è costituita da calcilutiti bianche e giallognole, a frattura concoide e/o prismatica, laminate, in strati medi e spessi, e da marne calcaree di colore grigio e verde chiaro in strati sottili e medi, a luoghi spessi, interessate da clivaggio di fratturazione; sono presenti anche calcareniti fini di colore marrone chiaro, laminate, con strutture sedimentarie (sequenze T_{b-c} di Bouma), in strati sottili e medi, con intercalazioni di argille ed argille marnose laminate di colore verde, grigio scuro e marrone, in strati medi e spessi; marne argillose laminate e marne silicizzate a frattura prismatica (paesiniforme).

Verso l'alto si intercalano, con frequenza gradualmente maggiore, sequenze arenaceo-argillose, composte da arenarie arcoseo-litiche micacee grigiastre, a grana media e fine, in strati da medi a spessi, con controimpronte alla base e laminazioni parallele e ondulate estese anche a tutto lo strato; a luoghi sono presenti anche arenarie massive a grana medio-grossolana, includenti *clay chips* verdastri.

La porzione medio-bassa della formazione è eteropica alla **litofacies pelitico-calcareo (CPA_b)**, formata da argille e argille siltose grigie e giallastre, associate a sottili strati di calcilutiti grigie e giallognole con vene di calcite spatica, con locali intercalazioni di arenarie vulcanoclastiche. Sono presenti anche alternanze di argilliti grigiastre e grigio-violacee, marne silicizzate e paesiniformi, a frattura scheggiata, rosso-bruno-violacee o giallastre in strati medio-sottili, ritmici e a geometria tabulare, e strati e banchi di calcari marnosi giallo-arancio alterati, con subordinate intercalazioni di calcareniti grigio-chiaro; argille scagliose rosso bruno e vinaccia, marne silicifere rosso vinaccia e violacee, marne calcaree giallastre paesiniformi, calcareniti e calcari arenacei e siltiti laminate. La litofacies ingloba subordinati olistoliti carbonatici.

La base dell'unità non è esposta; essa presenta un contatto eteropico con **AV** e, nella sua parte alta, con **PDO**. La **CPA** passa verso l'alto con contatto sia netto che graduale al **FYN**. Lo spessore complessivo raggiunge i 500 m.

I campioni prelevati nella formazione risultano quasi sempre fossiliferi; nella parte inferiore le associazioni a nannoplancton sono riferibili alla zona NP13 di MARTINI (1971) (Eocene inferiore-medio), alla zona NP18 (Eocene superiore), alla zona NP24 (Oligocene inferiore) ed alla zona MNN1d (Miocene inferiore). Nella parte alta le associazioni sono riferibili al Miocene ed in particolare al Burdigaliano superiore zona MNN4 subzona MNN4a (FORNACIARI *et alii*, 1996) per la presenza di *H. carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, *D. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, 1963 e *S. heteromorphus* DEFLANDRE, 1953.

I campioni della litofacies pelitico-calcareo risultano spesso sterili; nella parte inferiore i campioni presentano un'associazione del Cretacico superiore con specie quali *Watznaueria biporta* BUKRY, 1969 (Bajociano- Maastrichtiano) ed *Eiffellithus pospichalii* BURNETT, 1998 del Campaniano, *Manivitella pemmatoidea* (DEFLANDRE, 1965) THIERSTEIN, 1971 del Titoniano- Maastrichtiano, *Watznaueria manivatae* BUKRY, 1973 (Calloviano – Maastrichtiano), e *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI, 1964 (Kimmeridgiano- Maastrichtiano); verso l'alto sono presenti campioni dell'Oligocene superiore/Miocene inferiore (zone MNP25b/MNN1a).

L'ambiente è di bacino marino profondo con apporti torbiditici calcarei di canale e di margine di canale (*channel-levee*) in progradazione verso i settori più distali dalle aree di alimentazione calcarea ed apporti emipelagici.

L'età è riferibile sulla base dei dati biostratigrafici e di letteratura e dei rapporti geometrici al Cretacico superiore - Miocene inferiore.

4.3. formazione Paola Doce (PDO)

I terreni della formazione Paola Doce (**PDO**), introdotta in letteratura da PESCATORE *et alii* (1992), formano lembi di modesta estensione, costituiti da arenarie grigiastre o giallognole, arcose ed arcose-litiche con quarzo, a grana medio-grossolana e medio-fine, da litareniti micacee e tuffitiche in strati e banchi massivi e fratturati, passanti verso l'alto ad intervalli laminati in arenaria fine e siltosa, e da arenarie torbiditiche vulcanoclastiche, ricche in mica, di colore marrone in strati medi e spessi a grana medio-fine, perlopiù massive con

rari interstrati pelitici. Subordinatamente si rinvencono intercalazioni di calcareniti grigio-avana, marne grigiastre ed argille grigio-verdastre, anche scagliose di colore rosso-vinaccia. I caratteri litostratigrafici di questa formazione sono confrontabili con quelli noti in letteratura sotto la denominazione di *Tufiti di Tusa* (OGNIBEN, 1969), anche se dal punto di vista paleogeografico afferiscono al dominio lagonegrese-molisano (PESCATORE *et alii*, 2000). La formazione è presente in affioramento prevalentemente nel settore occidentale del foglio, sulle porzioni alte dei versanti in sinistra orografica del Torrente Lenta, dove poggia in concordanza sia sulle **AV** che sui termini della **CPA**, in limitati affioramenti con spessore di alcune decine di metri.

In località Piano S. Nicola, anche se in gran parte sub-affiorante, la formazione è costituita da arenarie arcose-litiche, con abbondante frazione micacea di colore dal marroncino al rossiccio, tessituralmente immature, a grana media, in banchi massivi senza strutture interne ed in strati di spessore metrico, che, nella parte alta, presentano strutture da correnti di torbiditiche, come laminazioni parallele ed ondulate; raramente sono presenti sottili intercalazioni di argille nerastre.

L'unità poggia con contatti graduali ed eteropici sia su **AV**, **CPA** e **CPA_b**, e passa verso l'alto a **FYN**. Lo spessore non supera i 50 m.

Anche se numerosi campioni prelevati in questa formazione sono sterili, si rinvencono talora associazioni a nannoplancton tipiche della zona MNP25a,b (FORNACIARI & RIO, 1996) dell'Oligocene superiore e della zona MNN4a (FORNACIARI *et alii*, 1996 emend. DI STEFANO *et alii*, 2008) del Burdigaliano. La successione è di ambiente bacinale con depositi torbiditici ed emipelagiti. L'età è riferibile all'Oligocene superiore – Burdigaliano medio.

4.4. *flysch numidico* (FYN)

Il flysch numidico è presente nel settore orientale del foglio, principalmente nei dintorni di Molinara e di S. Giorgio La Molara, presenta estensione e spessore più ridotti rispetto alla medesima formazione che si rinviene nelle unità tettoniche del Sannio e di Frigento. L'unità è costituita da quarzoareniti grigiastre o giallastre, in strati medi e sottili, gradati, a cemento siliceo ed in matrice argillosa, con clasti di quarzo arrotondati e smerigliati, a grana variabile da fine a grossolana. Nella porzione basale si rinvencono

intercalate arenarie micacee giallastre a luoghi laminate ed argille siltose e marnose, calcareniti, marne siltose e calcari parzialmente silicizzati; subordinatamente arenarie quarzoso-litiche, a luoghi laminate.

Le migliori esposizioni si rinvengono nel settore orientale dell'area in studio. In loc. Acquabianca, tra il T. Santo Spirito ed il T. delle Pertiche, si rinviene una successione spessa complessivamente 60 m, alla cui base si riconoscono arenarie quarzoso-litiche e micacee, generalmente alterate e di colore rosso bruno, con rare intercalazioni di argille siltose grigie. Verso l'alto questi termini litologici passano a quarzareniti giallastre a grana da media a grossolana, in banchi molto spessi e massivi, senza strutture interne. L'omogeneità litologica e granulometrica nonché le amalgamazioni frequenti, non consentono di riconoscere la stratificazione che appare ovunque indistinta. Nei banchi si riconoscono costolature derivanti da un maggior grado di cementazione, che sporgono dall'affioramento.

Il limite inferiore è concordante e graduale su AV, CPA e PDO. Lo spessore è stimato in circa 60 m. Le associazioni fossilifere sono indicative del Burdigaliano medio-superiore per la presenza di *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE e *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, zona MNN4a (FORNACIARI & RIO, 1996 emend. DI STEFANO *et alii*, 2008); la presenza di *Orbulina suturalis* BROENNIMANN, subzona MMi5a (CITA & PREMOLI SILVA, 1971-1973, in CITA, 1976), tra le associazioni a foraminiferi planctonici, ha permesso di attribuire alla parte alta di questa formazione un'età del Langhiano medio-superiore.

L'unità è formata da depositi bacinali terrigeni da flussi gravitativi ed emipelagiti. L'età dell'unità è riferibile al Burdigaliano superiore - Langhiano superiore *p.p.*

5. UNITÀ TETTONICA DELLA VALLE DEL TAMMARO

L'Unità tettonica della Valle del Tammaro è stata introdotta in via preliminare nell'area del foglio per differenziare cartograficamente la successione bacinale, in precedenza inclusa nell'Unità del Fortore, che nel Miocene medio evolve in continuità ad una sedimentazione prevalentemente arenacea arcosica.

Essa è costituita da depositi bacinali di natura argilloso-marnosa e calcarea, con prevalenti intervalli arenacei alla sommità, la cui età è compresa tra il Cretacico superiore ed il Tortoniano, ed affiora estesamente nell'area del foglio.

L'unità si compone, dal basso verso l'alto, del Gruppo delle Argille Variegata, della formazione di Corleto Perticara, del flysch numidico e della formazione di San Giorgio.

L'unità tettonica si sviluppa in maniera discontinua lungo fasce ad andamento nord-sud lungo le valli del T. Tammaro (area di San Giorgio la Molara e di Campolattaro), la bassa valle del T. Tammarecchia, le valli del T. Reinella e del F. Fortore, dove risulta sottoposta geometricamente alle unità tettoniche Sannio e Frigento.

L'unità è riferibile da un punto di vista paleogeografico ad un dominio di bacino esterno alla Piattaforma sud-appenninica, verosimilmente all'area nord-orientale del Bacino lagonegrese-molisano (PESCATORE *et alii*, 2000; DI NOCERA *et alii*, 2002).

5.1. Gruppo delle Argille Variegata (AV)

L'unità in genere si presenta quasi ovunque sub-affiorante, e pertanto è sempre difficile rinvenire tagli significativi continui e ben esposti, tuttavia, lungo le valli del F. Fortore, T. Reinello e del T. Tammarecchia, l'unità **AV** è presente con buoni affioramenti, che rappresentano i livelli più bassi dell'unità tettonica. Le argille e marne si presentano con sottili intercalazioni di calcareniti con pirite; le peliti sono di colore variabile dal grigio al rosso violetto con caratteristiche fiamme. La stratificazione spesso non è visibile per le condizioni caotiche degli affioramenti; inoltre, dal pezzame presente nel suolo agrario, si deduce una notevole varietà litologica. Localmente si osservano, inglobati e/o facenti parte della successione, calcari detritici in banchi e strati scompaginati, in cui si rinvencono nummuliti ed alveoline di grosse dimensioni.

A grossa scala nella successione si rinvencono argille di colore grigio, verde, rosso e violaceo in chiazze, in strati spessi e molto spessi con intercalazioni di sottili calcilutiti verdoline e grigie a vene spatiche, e da calcareniti e calciruditi grigie a nummuliti (discocicline ed alveoline) in strati sottili e medi, calcareniti fini selcifere, calcilutiti e calcareniti con patine limonitiche o mangesifere in strati sottili e medi, e argille marnose di colore

scuro scagliettate con intercalazione di calcari marnosi grigi ad intensa fratturazione prismatica e di marne brune o rossastre e calcilutiti marnose.

Gli olistoliti ed i corpi carbonatici incorporati entro la litofacies delle argille varicolori sono formati da intra, bio e pelspariti, *mud-wackestones* con bioclasti (alghe, molluschi, miliolidi e rudiste), *pack-grainstones* lito-bioclastiche con frammenti di rudiste, molluschi, rodoliti ed orbitoidi; tali litofacies sono nel complesso elementi di piattaforma carbonatica o scarpata prossimale. Si rinvencono inoltre calciruditi e calcareniti bioclastiche con macroforaminiferi, gradate e laminate passanti verticalmente e lateralmente a marne, argille grigio-cenere, strati arenitici, calcareniti e calcilutiti di colore grigio-avana e grigio-cenere, compatte, con laminazioni piano-ondulate di natura torbidity.

E' sempre molto difficile individuare buone esposizioni a causa della intensa destrutturazione e dell'elevato grado di alterazione che presentano questi terreni. Tuttavia, le **AV** affiorano lungo la valle del T. Reinello, a sud-est di Colle Sannita con spettacolari affioramenti in nicchia di frana. In particolare, nelle loc. *Quarto di Reino* e *Costa Pendente*, affiorano argille grigie e giallognole scagliettate, con intercalazioni di strati sottili di calcilutiti e marne a vene spatliche, talora silicizzate, di colore grigio chiaro, verde e giallognolo, calcareniti fini selciferi, calcilutiti e calcareniti con patine limonitiche o mangesifere in strati sottili e medi; argille marnose di colore scuro con intercalazione di calcari marnosi grigi ad intensa fratturazione prismatica; localmente sono presenti lenti decametriche di brecciole calcaree, calcareniti e calciruditi grigie a nummuliti (discocicline ed alveoline) in strati sottili e medi.

I limiti inferiore e superiore dell'unità, che si presenta eteropica a **CPA**, non sono esposti; si ipotizza passaggio verso l'alto all'unità **GGM**. Lo spessore raggiunge 500 m. I campioni analizzati sono risultati sempre sterili. Il gruppo è composto da torbidity calcaree e depositi emipelagitici di ambiente di bacino e di scarpata. L'età è riferibile al Cretacico superiore - Miocene inferiore sulla base dei dati di letteratura e dei rapporti geometrici.

5.2. formazione di Corleto Perticara (CPA)

La formazione di Corleto Perticara (**CPA**) affiora lungo la valle del F. Fortore, del T. Reinello, T. Tammarecchia, e presso San Giorgio la Molara. La formazione è costituita da calcilutiti bianche e giallognole, in strati medi e spessi, talora laminate, a frattura concoide e talvolta prismatica, e da marne calcaree di colore rosso, grigio e verde chiaro in strati sottili e medi, talvolta in banchi, interessate da clivaggio di fratturazione; sono presenti anche calcareniti fini di colore marroncino chiaro, laminate, con strutture sedimentarie (sequenze T_{b-c} di Bouma), in strati sottili e medi, con intercalazioni di argille ed argille marnose laminate di colore verde, grigio-scuro e marrone, in strati medi e spessi, e di marne argillose laminate e marne silicizzate a frattura prismatica (paesiniforme).

Verso l'alto si intercalano, con frequenza via via maggiore, sequenze arenaceo-argillose composte da arenarie arcoseo-litiche micacee grigiastre, a grana media e fine, in strati da medi a spessi, con controimpronte alla base e laminazioni parallele e ondulate estese anche a tutto lo strato; a luoghi si rinvencono arenarie massive a grana medio-grossolana, includenti *clay chips* verdastri.

Buone esposizioni della formazione si hanno a Monte Barbato, ad ovest di Baselice; a Fonte Caggiano, a sud di Foiano, affiorano circa 450 m della successione in esame e si osserva il passaggio graduale dalla facies calcareo-marnosa alla facies arenaceo-marnosa con l'intercalazione nella successione di marne calcaree, calcilutiti e marne argillose di strati di arenarie a grana grossa. In loc. Fonte Mezzabotte, presso Baselice, le alternanze calcareo-marnose passano ad alternanze di argilliti scure, argille marnose grigio-verdastre e rossastre ed arenarie grigie.

Tra Baselice e Foiano Valfortore ed ad est di Colle Sannita affiora estesamente la **CPA**, formata da argille e argille siltose grigie e giallastre, associate a sottili strati di calcilutiti grigie e giallognole con vene di calcite spatica; verso l'alto sono presenti locali intercalazioni di arenarie vulcanoclastiche. Buoni affioramenti sono inoltre visibili ad est di Colle Sannita, in loc. S. Giorgio – Pilla, ove affiorano alternanze di calcilutiti laminate, calcari marnosi e marne, ed in loc. Mass. Tedeschi, ove affiorano argilliti grigio-verdi e giallognole in strati spessi circa 2 m, calcilutiti e marne calcaree tipo pietra paesina, calcareniti a grana finissima. Chiare esposizioni sono ubicate in corrispondenza dei numerosi ed estesi coronamenti di frana nelle

località di *Isca Rotonda* e *Piantata* (Fig. 17 a) ambedue in destra orografica del Fiume Tammaro, a N-E dell'abitato di Pietrelcina (appena fuori carta) Fig. 17b.

Tra Foiano e Montefalcone Valfortore lungo il Vallone dei Cesari ed il Vallone San Pietro sono stati individuati circa 1.000 m di successione stratigrafica, suddivisibile in due intervalli. In quello basale sono esclusivi i litotipi calcareo-clastici e calcareo marnosi, mentre in quello sommitale si alternano arenarie arcosico-litiche, marne calcaree ed argille marnose; il passaggio tra le due porzioni risulta graduale. Nell'intervallo basale prevalgono le alternanze di calcari marnosi, marne calcaree e marne di colore grigio-chiaro e giallastro, ma anche rosato e rossastro con frattura concoide, caratterizzate da strati, localmente anche di tre metri di spessore, con interstrati di calcareniti fini e calcilutiti torbiditiche (Fig. 18).



Fig. 17 a – Località Isca Rotonda.



Fig. 17b - Taglio laterale alla strada di fondovalle del Fiume Tammaro ove sono evidenti le alternanze di strati argillosi e calcilutitici.



Fig. 18 – Intervallo basale rappresentato da argille scagliose grigiastre e rossastre a stratificazione indistinta intercalate a calcari marnosi di colore nocciola a frattura prismatica (strada provinciale per Montefalcone di Val Fortore).

Lungo la strada provinciale di fondovalle del Fiume Fortore in sinistra orografica sono esposte alternanze di argille e argille marnose in strati e banchi di colore marrone scuro e verdastro e calcilutiti bianche laminate (lamine piano-parallele) e a frattura prismatica con impronte paleoecologiche alla base dello strato (impronte di limivori litofagi) o ancora concentrazioni minerali del tipo *hardground*. Lo spessore delle calcilutiti è variabile da pochi centimetri a circa un metro. Le calcilutiti poco spesse hanno controimpronte del tipo *flute casts* o *tool marks* alla base dello strato. Le argille marnose sono rare e si presentano di colore dal bianco al verde chiaro e ancora grigio-azzurre, laminate, interessate da clivaggio di fratturazione spaziato (marne fogliarine).

Verso l'alto stratigrafico, si denota un aumento della frazione calcarea a discapito di quella argillosa. Le associazioni calcareo-clastiche sono ben esposte, ed è possibile osservare ripetizioni di sequenze composte da calcareniti laminate (T_{b-c} di Bouma), avana o nocciola, in strati da sottili a spessi (da 30 cm fino a 1,80 metri), che passano in alto a calcari marnosi bianchi o avana, spesso molto fratturati, e quindi a marne grigio chiaro o rosa. In qualche caso manca la litofacies calcareo-marnosa e le calcareniti si intercalano a strati argilloso-marnosi spessi fino a 1 metro (Fig. 19). Lo spessore di queste sequenze è in

media compreso fra uno e due metri, anche se talvolta raggiunge valori massimi fino a 6 metri.



Fig. 19 - Sequenza di strati sub-verticali rappresentati da alternanze di calcareniti grigiastre massive ed argille grigio scure. Evidenti gli effetti dell'erosione differenziale operata dalle acque che ha asportato la frazione pelitica (loc. V.ne San Pietro – Montefalcone di Val Fortore).

Un elemento frequente è la presenza, alla base delle calcareniti, di controimpronte da corrente (*flute casts*) di dimensioni fino a 15 cm di lunghezza e qualche centimetro di profondità; esse indicano una provenienza dei flussi da SW, come già osservato da COCCO (1972).

In località Scoscese Sciavorelli, sul versante in destra orografica del V.ne San Pietro, l'unità presenta alla base un intervallo inferiore caratterizzato, anche in questo caso, dalla prevalenza dei termini argillosi su quelli calcarei e marnosi; lungo una stradina interna, affiorano per oltre 20 metri argille scagliose di colore grigio e a luoghi rosso vinaccio, in banchi spessi fino a 3 metri. Esse si intercalano a marne calcaree bianche e avana, con patine mangesifere, in strati e banchi piano paralleli, spessi da 30 cm a 1.5 metri, a fratturazione prismatica.

La formazione è eteropica alla **litofacies pelitico-calcareo (CPA_b)**, formata da argille e argille siltose grigie e giallastre, associate a sottili strati di calcilutiti grigie e giallognole con vene di calcite spatica, con locali intercalazioni di arenarie vulcanoclastiche. Sono inoltre presenti alternanze di argilliti grigiastre e grigio-violacee, marne silicizzate e paesiniformi, a frattura scheggiata, rosso-bruno-violacee o giallastre in strati medio-sottili, ritmici e a

geometria tabulare, e strati e banchi di calcari marnosi giallo-arancio alterati, con subordinate intercalazioni di calcareniti grigio-chiaro. Alternanze di argille scagliose rosso brune e vinaccia, marne silicifere rosso vinaccia e violacee, marne calcaree giallastre paesiniformi, calcareniti e calcari arenacei e siltiti laminate completano la successione che presenta anche corpi carbonatici, cartografabili come olistoliti.

Nella località Limiti di Foiano la litofacies è formata da argille e argille siltose grigie e giallastre, associate a sottili strati di calcilutiti grigie e giallognole con vene di calcite spatica, marne silicizzate e paesiniformi, a frattura scheggiata, rosso-bruno-violacee o giallastre in strati medio-sottili, ritmici e a geometria tabulare, lenti di argille scagliose rosso brune e vinaccia, marne silicifere rosso vinaccia e violacee, marne calcaree giallastre paesiniformi.

La base dell'unità non è esposta; essa presenta un contatto eteropico con **AV**. La **CPA** passa verso l'alto con contatto sia netto che graduale alle unità **FYN** e **GGM**. Lo spessore complessivo raggiunge i 1000 m.

Nella formazione **CPA** si rinvenivano associazioni a nannoplancton della zona NP13, della zona NP18, della zona NP24 e della zona MNN1d e della zona MNN4a; nella litofacies **CPA_b**, associazioni a nannoplancton riferibili al Cretacico superiore (Campaniano - Maastrichtiano), all'Eocene medio ed alla zona MNP25b.

L'ambiente è di bacino marino profondo con apporti torbiditici calcarei ed arenacei e emipelagici.

L'età è riferibile al Cretacico superiore - Miocene inferiore sulla base dei dati biostratigrafici, dei dati di letteratura e dei rapporti geometrici.

5.3. *flysch numidico*(FYN)

Il flysch numidico è presente localmente alla base di **GGM** tra Molinara e S. Giorgio La Mola, con un livello discontinuo. L'unità è costituita da quarzoareniti grigiastre e giallastre, in strati medi e sottili, talora gradati, a cemento variabile da siliceo a calcareo, con clasti di quarzo arrotondati e smerigliati, a grana variabile da fine a grossolana; intercalate arenarie micacee giallastre a luoghi laminate ed argille siltose e marnose, calcareniti, marne siltose e calcari parzialmente silicizzati.

Il limite inferiore è concordante e graduale su **CPA_b**, e passa verso l'alto con un passaggio parzialmente eteropico a **GGM**. Lo spessore è di circa 50 m.

Le associazioni a nannoplancton sono riferibili alla zona MNN4a e le associazioni a foraminiferi alla zona MMi5a. Si tratta di depositi bacinali terrigeni messi in posto da flussi gravitativi ed emipelagiti. L'età è riferibile al Burdigaliano superiore - Langhiano superiore *p.p.*

5.4. formazione di San Giorgio (GGM)

La formazione di San Giorgio costituisce una successione continua ben esposta lungo il versante orientale dell'abitato San Giorgio La Molara, lungo il versante meridionale sottostante l'abitato di Molinara ed in località Serroni, tra l'abitato di San Giorgio la Molara e il fondovalle del fiume Tammaro. In quest'ultima località la formazione è affiorante in maniera discontinua, e mostra litofacies che, per alcuni aspetti, si differenziano dalle due precedenti località.

Sulla base delle associazioni di facies, e del rapporto arenaria/pelite è stato possibile distinguere nell'ambito della formazione quattro membri che, in linea generale, mostrano una evoluzione da una porzione basale arenacea-calcareo-marnosa ad arenaceo-pelitica, e successivamente verso l'alto ad arenaceo-granulare e conglomeratica. La successione finisce con i termini, prevalentemente arenaceo-pelitici, e subordinatamente calcareo-clastici e marnosi, del membro superiore.

Le arenarie della formazione di San Giorgio hanno una composizione quarzoso-feldspatica ($Qm_{55\pm5}F_{34\pm5}Lt_{11\pm3}$) e contengono abbondante quarzo e feldspati ($Qm_{62\pm5}K_{23\pm4}P_{15\pm2}$). I frammenti litici afanitici includono abbondanti litici sedimentari ($Lm_{34\pm13}Lv_0Ls_{66\pm13}$) e metamorfici. I frammenti litici sedimentari sono rappresentati principalmente da frammenti carbonatici extrabacinali di calcari micritici, sparitici e biomicritici e da frammenti di siltiti, argilliti e selci. Nelle arenarie della formazione di San Giorgio vi sono abbondanti contenuti di argilliti. I frammenti litici metamorfici sono rappresentati da filladi e scisti a grana fine. I frammenti di roccia faneritici (a grana grossa $Rg-Rs-Rm$) includono abbondanti frammenti sedimentari, rappresentati dalle stesse classi composizionali dei frammenti litici a grana fine e da frammenti di arenarie ($Rg_{27\pm13}Rs_{38\pm16}Rm_{36\pm13}$), e da frammenti plutonici, costituiti da aggregati quarzoso-feldspatici di frammenti di granodioriti e graniti e di frammenti metamorfici costituiti da micascisti e gneiss.

La formazione poggia in continuità su **CPA** e **FYN**, ed ovunque è troncata a tetto dai terreni dell'unità del Sannio e di Frigento, che si ritrovano in sovrapposizione tettonica sulla successione.

La successione, nell'insieme, presenta uno spessore complessivo approssimativamente di circa 550 m (QUARANTIELLO, 2003). Le microassociazioni a foraminiferi planctonici e a nannoplancton sono comprese tra il Burdigaliano ed il Tortoniano. I caratteri della sedimentazione indicano un sistema torbiditico in appoggio concordante sulle Argille Variegata, con depositi bacinali di avanfossa torbiditici silico-clastici e calci-clastici ed emipelagitici. L'età è nel complesso riferibile all'intervallo Burdigaliano superiore - Tortoniano medio.

5.4.1. membro arenaceo-calcareo-marnoso (GGM₁)

Il **membro arenaceo-calcareo-marnoso (GGM₁)** è costituito da arenarie quarzoso-feldspatiche e quarzose a grana medio-fine in strati medi e sottili, con intercalazioni di calcareniti torbiditiche, calcari marnosi, marne argillose e marne, e subordinati microconglomerati granulari in strati e banchi amalgamati. Alla base sono presenti intercalazioni di strati di quarzoareniti di tipo numidico.

Dal fondovalle del fiume Tammaro, risalendo verso nord-est, fino in prossimità dell'incrocio tra la strada per Molinara e San Giorgio la Molara (loc. C.da Marsicane) si riconoscono arenarie quarzose a cemento siliceo, riferibili al flysch numidico, sottoposte ad arenarie siltose immature tessitualmente e mineralogicamente, riferibili alla formazione di San Giorgio; discreti affioramenti dei termini basali di quest'ultima unità si rinvencono sia nei settori settentrionali del rilievo, presso il Ponte di Molinara, sia in quelli meridionali, a monte di Campo del Monaco.

In località *Vigne Vecchie* (Fig. 20) affiorano calcareniti, a grana media, talora con laminazioni piano-parallele, di colore dal grigio chiaro al marroncino, in strati di spessore medio di 50 cm, con intercalazioni di marne e marne calcaree bianche e nocciola ed argille da grigio-scuro a nere. A queste sequenze si intercalano strati sottili di arenarie brunastre quarzoso-litiche, talora associate a strati di argille scure. La frazione calcarea e marnosa tende a ridursi verso l'alto fino a scomparire per essere sostituita da litofacies prevalentemente arenaceo-pelitiche. Le arenarie si presentano sempre in strati ben ordinati, con buona continuità laterale, a geometria piano-parallela, con spessore da medio a sottile, a grana fine, intercalate ritmicamente ad argille ed argille marnose grigio

scuri; solo sporadicamente si rinvencono calcari marnosi e marne calcaree grigiastre a frattura concoide; le strutture sedimentarie più frequenti nelle arenarie sono rappresentate da sottili laminazioni piano/parallele e ondulate.



Fig. 20 - Alternanza di torbiditi arenacee, marne e calcareniti torbiditiche (loc. Vigne vecchie – San Giorgio la Molara GGM₁).

Alla base del versante di Molinara, in loc. *Ponte di Molinara* (Fig. 21), si osserva un intervallo stratigrafico costituito da arenarie quarzose a cemento calcareo intercalate a marne argillose grigio-scuro, a cui si intercala uno strato calcarenitico di colore rosa spesso circa 50 cm. Verso l'alto si osservano arenarie quarzose giallastre (flysch numidico), che evolvono ad arenarie ibride, a cemento calcareo, contenenti granuli di quarzo arrotondati e smerigliati. Le arenarie, a grana media, si compongono di strati di spessore medio e sottile, e mostrano frequentemente tipiche strutture da correnti di torbida come laminazioni piano-parallelle e ondulate (T_{b-c} di Bouma) e talvolta presentano controimpronte da corrente. Intercalate ad esse si rinvencono a più altezze banchi spessi fino a due metri di arenarie a grana medio-grossa, massive con inclusi piccoli ciottoli litici scuri.



Fig 21 Alternanze di strati torbiditici silico-clastici e calcareo-clastici. Gli strati arenacei e calcareo-clastici sono sempre di spessore sottile e medio e si rinvengono intercalati ad argille grigio scure o a marne di colore marrone chiaro (Ponte di Molinara GGM₁).

Il membro poggia in continuità su **FYN**, con passaggio parzialmente eteropico, e su **CPA** e **CPA_b**. Il passaggio con il sottostante **FYN**, anche se parzialmente coperto, è visibile a sud-ovest dell'abitato di San Giorgio la Molara e lungo la strada per Molinara. Lo spessore è di circa 60 - 100 m.

I campioni risultano quasi sempre fossiliferi e, con l'eccezione di alcuni campioni che presentano associazioni paleogeniche (Eocene medio, Eocene superiore e Oligocene inferiore), da ritenersi rimaneggiate, sono tutti riferibili al Miocene. In particolare al Burdigaliano superiore zona MNN4a (FORNACIARI *et alii*, 1996), per la presenza di *H. carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, *D. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, 1963, *S. heteromorphus* DEFLANDRE, 1953, e di *Globigerinoides trilobus* CUSHMAN zona MMi2b subzona a *G. altiapertura* - *C. dissimilis* (BIZON & BIZON, 1972). Solo pochi campioni presentano nell'associazione a foraminiferi *Orbulina suturalis* BROENNIMANN, zona MMi5 a *Orbulina suturalis* - *Globorotalia peripheroronda* (BIZON & BIZON, 1972), indicante un'età non più antica del Langhiano superiore.

Si tratta di depositi torbiditici di conoide sottomarina ed emipelagiti. L'età sulla base dei dati biostratigrafici e dei rapporti geometrici è riferibile al Burdigaliano superiore - Langhiano superiore

5.4.2. membro arenaceo-pelitico (GGM₂)

Il **membro arenaceo-pelitico (GGM₂)** è formato da areniti a grana medio-fine di colore grigio-avana con intervalli T_{bc} di Bouma e sottili interstrati pelitici. Si rinvencono, inoltre, arenarie granulari e microconglomerati in strati da medi a spessi, talora amalgamati, massivi o a laminazione a grossa scala. Nella parte inferiore del membro è stata cartografata una **litofacies calcareo-bioclastica (GGM_{2a})** (Fig. 22), potente circa 50 m, formata da paraconglomerati a stratificazione indistinta, talora intercalati a sottili livelli di argille siltose; i clasti, immersi in abbondante matrice arenaceo-siltosa giallastra con abbondanti granuli quarzosi e calcarei, sono composti da detrito bioclastico rappresentato in prevalenza da noduli algali (rodoliti) e gusci di molluschi (pettinidi) interi ed in frammenti.



Fig. 22 - Litofacies GGM_{2a} – Alge Rosse (rodoliti) inglobate in matrice arenaceo-siltosa giallastra (loc. Serroni).

I termini del membro arenaceo-pelitico (GGM₂) (Figg. 23 e 24) si osservano con chiarezza risalendo il versante verso l'abitato di S. Giorgio La

Molara, dove si rinvencono prima arenarie quarzoso-litiche e arcose marronine, talora rossastre, a grana da fine a media, a cemento calcareo, in strati medi e sottili, spesso laminate (intervallo tb-c di Bouma) con intercalazioni di argille marnose scure spesse al massimo pochi decimetri. Gli strati sono sempre piano-paralleli, a geometria tabulare, con buona continuità laterale; in qualche caso mostrano alla base controimpronte da corrente. Verso l'alto, per diverse decine di metri, si riduce la frazione pelitica; aumenta lo spessore degli strati arenacei che talvolta mostrano gradazione o una spessa laminazione parallela estesa a tutto lo spessore dello strato. Nell'ambito di questo intervallo, si riconoscono sequenze di strati con i caratteri di *thickening and coarsening upward*. Ancora verso l'alto per almeno trenta metri la frazione pelitica si riduce notevolmente fino a quasi scomparire del tutto. Le arenarie si presentano in strati e banchi spessi talvolta fino a 3 metri, a struttura massiva e indistinta; talvolta mostrano sottili laminazioni nella parte alta dello strato e strutture da fughe di acqua (*water escape*). Di regola presentano una geometria tabulare, in qualche caso risultano amalgamati.



Fig. 23 - Alternanza ritmica di strati medi e sottili di arenarie torbiditiche marroni a grana fine intercalate ad argille grigio scure. (loc. Paduli – San Giorgio la Molara, GGM₂).

Anche lungo la strada provinciale per Molinara, è possibile osservare, per oltre 50 metri di spessore, un intervallo stratigrafico composto da alternanze ritmiche di arenarie di colore marrone chiaro e grigiastro, a cemento calcareo, a grana da media a fine, in strati di spessore da medio a sottile, intercalate ad argille e argille marnose grigie in strati da medi a sottili. Le arenarie mostrano

frequentemente tipiche strutture da corrente di torbida, quali laminazioni parallele e ondulate (T_{b-c} di Bouma). In qualche caso sono state rinvenute anche strutture derivanti da fenomeni di fluidificazione, quali laminazioni convolute. Gli strati mostrano sempre una geometria tabulare ed una buona continuità laterale. A varie altezze si rinvencono strati più spessi e massivi che di regola risultano amalgamati agli strati sottoposti. Il rapporto arenaria/pelite è variabile da 1:1 a 3:1.

Il membro poggia su **GGM₁** con passaggio graduale e parzialmente eterotico e passa lateralmente e verso l'alto al membro **GGM₃**. Lo spessore complessivo è di circa 180 m.



Fig.24 – Torbiditi arenacei in strati da medi a spessi. Nello strato in primo piano si riconosce una spessa laminazione parallela estesa a tutto lo strato (San Giorgio la Molara **GGM₂**).

I campioni prelevati nel membro presentano, tra il nannoplancton calcareo, specie quali *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969 > di 7 μ m, pertanto sono attribuiti alla zona a *Calcidiscus premacintyreus* subzona MNN6b (FORNACIARI *et alii*, 1996) del Serravalliano inferiore; le associazioni a foraminiferi sono riferibili alla zona MMi5a (Langhiano superiore). I campioni prelevati nella litofacies calcareo bioclastica **GGM_{2a}** spesso presentano associazioni mal conservate e poco significative; inoltre, in alcuni casi, sono state riconosciute specie rimaneggiate del Burdigaliano superiore, quali *Globigerinoides trilobus* CUSHMAN, nelle associazioni a foraminiferi, e *S. heteromorphus* DEFLANDRE 1953, *H. carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER 1954, *D. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, 1963 e *H. mediterranea* MÜLLER 1981, nelle associazioni a nannoplancton.

Si riconoscono depositi torbiditici e flussi granulari di conoide interna ed emipelagiti. L'età sulla base dei dati biostratigrafici e dei rapporti geometrici è riferibile al Langhiano superiore – Serravalliano.

5.4.3. membro arenaceo-conglomeratico (GGM₃)

Il **membro arenaceo-conglomeratico (GGM₃)** è costituito da arenarie a grana medio-grossolana, da quarzoso-feldspatiche a quarzoso-litiche, microconglomerati granulari, e subordinatamente arenarie ciottolose, in strati molto spessi e banchi amalgamati a stratificazione indistinta, con strutture massive o gradate; a luoghi strutture da fluidificazione, prodotte da flussi torbiditici di alta densità. Nella parte alta del membro, alle arenarie, si intercalano banchi e strati lenticolari di torbiditi calcaree bioclastiche e brecciole calcaree. Sono presenti inoltre olistoliti carbonatici che raggiungono volumi di alcune decine di m³. Nella parte alta del membro si individua anche un intervallo in assetto caotico, prevalentemente pelitico-calcareo, interpretato come frana sottomarina di terreni riferibili alla formazione del Flysch Rosso.

I temini del membro arenaceo-conglomeratico GGM₃ in corrispondenza dell'abitato di San Giorgio la Molara sono costituiti da arenarie arcoseo-litiche, giallo-grigiastre o marrone chiaro a cemento calcareo, a grana media e grossolana, spesso molto cementate, in banchi da spessi a molto spessi (megastrati), massivi e senza strutture interne. Gli strati sono nella maggior parte dei casi amalgamati e alla scala dell'affioramento mostrano marcate superfici di erosione e canalizzazione che lasciano ipotizzare una geometria lenticolare a più grande scala. Subito a valle dell'abitato, sono esposti tre spessi banchi di arenarie di colore giallastro-marrone massive ed omogenee, con diffusi piccoli ciottoli litici, che presentano nella porzione basale una gradazione messa in evidenza dalle code grossolane clastiche, costituite da ciottoli fino a qualche cm di diametro, da arrotondati a subarrotondati. I tre banchi, che nell'insieme costituiscono uno spessore di oltre 10 metri, sono tra loro amalgamati e presentano base erosiva. In qualche caso le arenarie includono anche blocchi carbonatici sub-sferici fino ad un metro di diametro, riferibili ad ambiente di piattaforma carbonatica. Oltre a questi blocchi di dimensioni contenute, nei pressi del centro dell'abitato, in località Madonna della Libera, immersi nella matrice arenacea sono stati individuati almeno due olistoliti

carbonatici, di natura litologica analoga ai precedenti, costituiti da *mudstone* e in cui si riconoscono numerosi gusci di piccoli gasteropodi.

Altre esposizioni di questo membro si rinvengono nei dintorni di Monte Caffarello, lungo vari tagli stradali, ove si riconoscono arenarie quarzoso-litiche, a cemento calcareo, in banchi spessi e molto spessi (megastrati di spessore fino a 10-12 metri), frequentemente amalgamati e con base erosiva. Le arenarie sono massive, a grana medio grossa, non gradate e a struttura omogenea, ed includono piccoli ciottoli litici, con diametro massimo fino a 1 centimetro, dispersi nella matrice arenacea. (Fig. 25). Subordinatamente nella successione si riconoscono anche microconglomerati, con diametro dei clasti fino a 2 cm, clasto-sostenuti o a matrice-sostenuti, in banchi spessi fino a due metri. Essi presentano in genere una struttura massiva e indistinta e frequentemente mostrano base erosiva e amalgamazione. Verso l'alto della successione nelle arenarie si rinvengono con discreta frequenza blocchi di breccie calcaree cementate, fino a 3 metri cubi di volume e, verso la parte più alta di questo membro, intercalate alle arenarie sono state individuate almeno due torbiditi calcaree, di cui la prima è spessa circa 1.5 metri e la seconda oltre 5 metri. Entrambe sono costituite da clasti a spigoli vivi, fino a qualche cm di diametro, di natura calcarea, riferibili ad un ambiente di piattaforma carbonatica; sono diffusi frammenti di molluschi vari e di briozoi. La prima presenta una struttura massiva e disorganizzata. La seconda, che affiora in località Caffarello, nei pressi di Mass.a Gentilcore, mostra un accenno di gradazione alla base, relativamente alla frazione più grossolana. Il banco calcareo-clastico presenta una geometria piano-concava con base erosiva (Fig. 26).

Il membro poggia su **GGM₂** con passaggio graduale e parzialmente eteropico e passa lateralmente e verso l'alto al membro **GGM₅**. Lo spessore è di circa 140 m. I campioni analizzati risultano sempre sterili. L'ambiente è riferibile ad un sistema di canali di conoide alimentati da flussi granulari. L'età riferibile al Serravalliano per posizione stratigrafica.



Fig. 25 - Deposito arenaceo-granulare a struttura massiva. (Monte Caffarello - Molinara).

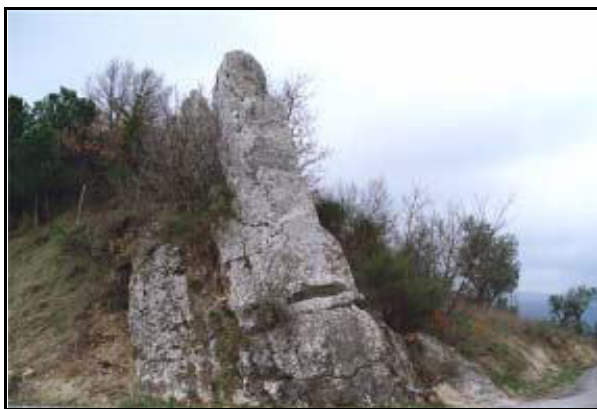


Fig. 26 - Megatorbidite calcareo-clastica intercalata alle litofacies arenaceo-granulari. La base dello strato, dalla forma concava e con caratteri erosivi, è a sinistra della foto (Monte Caffarello - Molinara).

5.4.4. membro pelitico-calcareo-arenaceo di Omo Morto (GGM₄)

In località Omo Morto, alcuni chilometri ad ovest di Baselice, sono segnalati depositi arenaceo-sabbioso-argillosi (PATRONI, 1893; BARBERA & TAVERNIER, 1989; BARATTOLO & DEL RE, 1991), che si caratterizzano per la presenza di particolari associazioni fossilifere, costituite da lamellibranchi (*Ostrea sp.*, *Chlamys sp.*, *Pecten sp.*, ecc.), cirripedi (*Balanus perforatus* BRUGUIERE, 1789), briozoi, piccole clipeastri, scutelle in matrice arenacea, abbondanti rodoliti e piccoli gasteropodi di acque salmastre (*Terebralia*) (BARBERA & VIRGILI, 1995). Essi sono stati attribuiti, in via preliminare, sulla base della posizione stratigrafica e della presenza dei livelli bioclastici a rodoliti (cfr. GGM_{2a}) ad un membro della **formazione di San Giorgio**.

Il **membro pelitico-calcareo-arenaceo di Omo Morto (GGM₄)**, nel complesso, è formato da argille marnose e calcareo-marnose verdine, talora detritiche, ricche di lamine di calcite spatica striata, con livelli lenticolari di bio-calciruditi e bio-calcareniti con rodoliti, valve integre e a frammenti di lamellibranchi, ostreidi, pettinidi, coralli, alghe; sono inoltre presenti sottili intercalazioni di calcilutiti, calcari marnosi, calcareniti ibride e areniti quarzoso-litiche grossolane, che diventano più abbondanti verso l'alto della successione. Nella parte alta si rinvengono arenarie quarzose e quarzoso-litiche-feldspatiche giallastre a grana media e fine, alternate ad argille ed argille siltose grigie, e strati molto spessi e banchi amalgamati di conglomerati, arenarie medio-grossolane e microconglomerati.

In *loc. Omo Morto* (q. 791) affiorano alternanze di calcilutiti e calcari marnosi in strati sottili e di argille marnose verdognole in strati medio-spessi con intercalazioni di calcareniti ed areniti ibride con abbondanti resti di macrofossili; la stratificazione si presenta poco tabulare e con contatti basali erosivi.

Lungo la stradina *Omo Morto-Piana Carboniera* affiora una successione spessa circa 150 m di argille marnose e calcari marnosi detritici, riccamente fossiliferi (ostreidi, pectinidi, rodoliti, ecc.) e con lamine di calcite striata, con intercalazioni di areniti quarzoso-litiche grossolane poco cementate e con abbondante matrice e di areniti a grana fine; verso l'alto la successione diventa arenaceo-pelitica con arenarie ibride con prevalente frazione litica di natura calcarea e con biotite e quarzo arrotondato; poi si passa con presunto contatto tettonico al flysch numidico.

Lungo la strada comunale (q. 807) poco a sud di *Varco Aia delle Forche* e *Mass. Basile* affiorano calcareniti e calciruditi bioclastiche, ricche di frammenti e valve integre di gusci di lamellibranchi e di rodoliti, alternate ad argille marnose detritiche, ricche di frammenti centimetrici di calcite striata; la successione presenta una notevole deformazione (Fig. 28).



Fig. 28 - Omo Morto-Piana Carboniera argille marnose e calcari marnosi detritici, riccamente fossiliferi

Lungo il *V.ne Ielardi*, alla q. 728, affiorano siltiti marnose ed areniti quarzoso-feldspatiche a cemento calcareo con livelli calcarenitici; mentre lungo la strada tra *i Remiti* e *F.na del Tuono* affiorano alternanze di argille detritiche con macrofossili e straterelli calcareo-marnosi.

Tra le loc. *Campusuli* e *Mazzocca*, intorno a q. 725, affiorano alternanze di natura torbiditica sottilmente stratificate di areniti massive e ben cementate, quarzoso-litiche-feldspatiche, a grana medio-fine con clasti grossolani di quarzo arrotondato a cemento calcareo, e di siltiti con muscovite talora argillose con laminazione piano-parallela ed argille siltose. Lungo l'impluvio a sud di *Mass. Viola* (q. 728) si rinvencono conglomerati polimittici e paraconglomerati disorganizzati da granulari fino a ciottoli di 5-10 cm di diametro, raramente fino a 50 cm, di quarzo, granito, calcare, marna, areniti ibride, ecc. con *clay-chips* di argilla nerastra e con lenti arenacee; livelli di peliti, sabbie e microconglomerati; alla base arenarie grossolane massive con clasti quarzoso-litici a cemento

siliceo, con *clay-chips* di argilla verde-grigiastrea, privi di matrice siltosa e talora con matrice argillosa, con spessore circa 20-25 m.

Nella parte inferiore del membro si riconosce una **litofacies pelitico-calcareo (GGM_{4a})**, formata da argille e argille siltose grigie e giallastre, associate a sottili strati di calcilutiti grigie e giallognole con vene di calcite spatica, con locali intercalazioni in strati sottili di arenarie. Sono inoltre presenti alternanze di argilliti grigiastre, marne paesiniformi giallastre in strati medio-sottili, ritmici e a geometria tabulare, strati e banchi di calcari marnosi e subordinate intercalazioni di calcareniti grigio-chiaro.

In loc. *i Remiti* affiorano sottili alternanze di marne argillose grigie e marne calcaree e di strati medio-spessi di calcari marnosi giallognoli. Al *Monte Capozzi*, invece, affiorano alternanze in banchi e strati di calcari marnosi, calcilutiti giallognole, marne calcaree grigiastre e giallognole, argille marnose grigie, argilliti grigio-verdi, areniti a grana fine e silt. In loc. *il Casino* affiorano sempre alternanze di arenarie e brecciole calcaree, calcareniti e calcilutiti bianche ben stratificate, argilliti grigie e calcari marnosi giallognoli. In loc. *le Moscie - San Giorgio* affiorano argille siltose e argilliti grigio-scuri; verso il basso, si rinvencono argille grigie, marne e calcari marnosi giallognoli e grigio chiari, calcilutiti grigio chiare, areniti a grana fine con muscovite. Inoltre in loc. *San Giorgio - Pilla* affiorano alternanze di calcilutiti laminate, calcari marnosi e marne. Infine presso loc. *Mass. Tedeschi* affiora un'alternanza di argilliti grigio-verde e giallognole in strati spessi fino a 2 m, calcilutiti e marne calcaree giallognole tipo pietra paesina in strati spessi 10-20 cm e calcareniti a grana finissima in strati spessi 5-10 cm.

Il membro poggia con contatto presumibilmente continuo e concordante su CPA. Lo spessore complessivo è valutabile in circa 200 m.

Le associazioni a nannoplancton sono attribuite alla zona MNN6b (FORNACIARI *et alii*, 1996 emend. DI STEFANO *et alii*, 2008), del Serravalliano inferiore per la presenza di *R. pseudoumbilicus* >7 µm (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969, ed alla zona MNN8b FORNACIARI *et alii*, 1996 del Serravalliano superiore - Tortonianiano inferiore, per la presenza di *Discoaster broweri* TAN, 1927 emend. BRAMLETTE & RIEDEL, 1954 e *Helicosphaera stalis* THEODORIDIS, 1984. Le associazioni a foraminiferi, che contengono microfaune della zona MMi8 (Serravalliano superiore) confermano il dato del nannoplancton calcareo. I campioni prelevati nella litofacies GGM_{4a} presentano un'associazione a foraminiferi con *Orbulina suturalis* BROENNIMANN e *Globigerinoides trilobus* CUSHMAN zona MMi5 (Langhiano superiore).

Le particolari associazioni fossilifere sono indicative di un ambiente di bassa energia ovvero una facies paralica (BARBERA & TAVERNIER, 1989; BARATTOLO & DEL RE, 1991; BARBERA & VIRGILI, 1995); l'ambiente di sedimentazione è riferibile ad un settore di scarpata prossimale e di scarpata – bacino. Nel complesso il membro, includendo anche la litofacies, presenta un'età compresa tra il Burdigaliano superiore ? ed il Tortonianiano inferiore sulla base dei rapporti stratigrafici e dei dati biostratigrafici.

5.4.4. membro arenaceo-calcareo-pelitico (GGM₅)

Il **membro arenaceo-calcareo-pelitico (GGM₅)** è formato da sottili intercalazioni di areniti a grana medio-fine, micacee e litiche, siltiti grigiastre, arenarie calcaree, calcari marnosi in strati sottili, argilliti e marne argillose nerastre, riferibili a torbiditi sottili con laminazioni piano/oblique e convolute; si rinvencono subordinate arenarie a grana media in banchi massivi.

A nord dell'abitato di San Giorgio la Molara, dalla località Serra del Drago verso Monte Capezzuto, le litofacies massive e grossolane sono abbastanza bruscamente sostituite da sottili torbiditi (*thin-bedded*) del membro **GGM₅** (Fig. 27), costituite da alternanze di sottili intercalazioni di areniti medio-fini, micacee e litiche, e argille e marne argillose nerastre; subordinatamente, intercalate ai depositi arenacei si rinvencono calcareniti torbiditiche biancastre in strati sottili con laminazioni parallele e ondulate e calcari marnosi bianchi e nocciola in strati sottili. A luoghi si rinvencono arenarie a grana media in banchi massivi. Le esposizioni nell'area non sono mai troppo chiare. In qualche caso sono state riconosciute in posto arenarie micacee torbiditiche fini, marrone-rossastre, in strati sottili con laminazioni parallele e convolute e siltiti grigiastre intercalate ad argille nerastre.



Fig. 27– Torbiditi arenacei sottili (thin bedded) arcosico-litiche e micacee. Le arenarie, in cui si riconoscono sottili laminazioni, sono intercalate a orizzonti siltosi e argillosi biancastri e grigiastri. (Loc. Serra del Drago - San Giorgio la Molara GGM₅).

A nord di Campolattaro, in loc. M.ria Paglia nella finestra tettonica della valle del Tammaro, sul versante in destra orografica è presente una successione ben esposta del membro **GGM₅** spessa circa 60, in cui per i primi 30-40 metri inferiori si osservano marne argillose, argille marnose, e siltiti ricche in muscovite di colore grigio scuro che si presentano in strati e straterelli con spessore variabile da qualche millimetro ad alcuni centimetri con laminazione obliqua e convoluta da riferire a torbide distali. Verso l'alto la successione presenta un incremento sia granulometrico che di spessore degli strati, con una maggiore frequenza di arenarie in strati e banchi di spessore da 30-40 cm, fino anche al metro, a cui si intercalano argille marnoso-siltose di colore grigio e marne e siltiti. Gli strati immergono verso SW con inclinazione di 20°-30°. Le arenarie presentano molto quarzo, per lo più a spigoli vivi, con subordinati clasti litici la matrice è abbondante ed il cemento è calcareo. Analoghe successioni si rinvengono a in Loc. Fosso Mangano.

Tra il T. Lente e C.se Carlini, il membro **GGM₅** è visibile in una successione spessa circa 80 m caratterizzata da marne argillose e argille marnose con livelli di arenarie. Nella parte alta della successione le arenarie diventano prevalenti. Queste arenarie contengono clasti di quarzo a spigoli vivi con dimensioni fino a 2 mm, oltre che a miche e sostanze organiche. La giacitura è rivolta a NE con inclinazione di circa 25°-30°. In questa porzione più alta sono inglobati olistoliti di natura calcarea da riferire al membro **FYR₂**.

Il membro poggia con contatto parzialmente eteropico sul membro GGM₃. Lo spessore è di 70 - 100 m.

Alcuni campioni basali presentano, nell'associazione a foraminiferi, specie quali *Orbulina suturalis* BROENNIMANN e *Orbulina universa* D'ORBIGNY della zona MMi5b e, tra il nannoplancton calcareo, *Reticulofenestra pseudumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969 >di 7 µm; le associazioni, pertanto, sarebbero riferibili alla zona a *Calcidiscus premacintyreii* subzona MNN6b (FORNACIARI *et alii*, 1996) del Serravalliano inferiore, ma probabilmente sono da considerarsi rimaneggiate. Invece le associazioni a nannoplancton e a foraminiferi planctonici di campioni prelevati nella parte medio-superiore del membro contengono specie quali *Discoaster brouweri* TAN, 1927 emend. BRAMLETTE & RIEDEL, 1954 (zona MNN8), e *Discoaster calcaris* GARTNER, 1967 (zona MNN9, FORNACIARI *et alii*, 1996) e *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW) tipiche del Serravalliano superiore - Tortonian inferiore - subzona MNN8a e zona MNN9 (FORNACIARI *et alii*, 1996) e zona MMi8 a *Neogloboquadrina atlantica praeatlantica* (SPROVIERI *et alii*, 2002). Un campione, infine, ha un'età del Tortoniano medio per la presenza di esemplari di *Minylitha convallis* BUKRY, 1973 indicativi della zona a *Minylitha convallis* (THEODORIDIS, 1984).

L'ambiente di sedimentazione è di conoide distale. L'età riferibile al Serravalliano superiore - Tortonian medio.

6. UNITÀ STRATIGRAFICHE SINOROGENICHE DEL MIOCENE MEDIO – SUPERIORE

Nell'ambito del foglio sono state cartografate alcune unità sirogeniche, prevalentemente terrigene, di età Serravalliano – Messiniano, che poggiano mediante superfici di *angular unconformity* sul substrato, costituito dalle quattro unità tettoniche del Sannio, Frigento, Fortore e *Valle del Tammaro*. Esse sono la **formazione di Reino-Morgia dei Rauli (UMR)**, il **flysch di S. Bartolomeo (SBO)** e le **arenarie di Caiazzo (ARC)**.

6.1. formazione di Reino-Morgia dei Rauli (UMR)

L'unità **UMR** è formata da quarzareniti grossolane, molto detritiche con clasti scuri ignei, vitrei, cristallini, calcarei e di pirite, a cemento calcareo, talora con intercalazioni calcareo-marnose; sono presenti anche alternanze, in strati da sottili a spessi, di arenarie arcose a grana medio-fine di colore giallastro, ricche in mica muscovite, gradate e torbiditiche, a cemento calcareo, e di calcari marnosi, argille di colore verde e marrone chiaro, calcilutiti e argilliti grigio scuro.

Lungo la strada a nord di *Morgia dei Rauli* affiora un'alternanza di areniti arcose a grana medio-fine, variamente cementate, calcari marnosi, calcilutiti biancastre e argille scure in strati sottili. In *loc. Caterre*, a nord di Colle Sannita, affiorano, invece, argille marnose color verde-bruno con granuli litici, localmente molto abbondanti a formare lenti di paraconglomerati granulari, con livelli di arenarie marroni quarzoso-feldspatiche e quarzoso-litiche arrossate, con livelli pelitici ricchi di sostanza organica e carboniosa, strati spessi 10-20 cm di calcareniti e calcilutiti, e lenti di conglomerati poligenici con ciottoli di calcare, marna, selce, granito e quarzarenite.

La successione di Morgia dei Rauli affiora anche nei dintorni di Colle Sannita, dove è formata da alternanze di arenarie arcose a grana medio-fine di colore giallastro, calcari marnosi, calcilutiti e argilliti grigio scuro. Si rinvencono areniti quarzoso-litiche massive con ciottoli di calcare, marna e quarzo, ed alternanze di conglomerati ed arenarie, in strati e banchi massivi, alternate ad argille ed argille siltose grigie, arenarie medio-grossolane e microconglomerati.

I terreni di questa unità affiorano, inoltre, in un ampio areale entro la Valle del Fiume Fortore, tra l'abitato di Pesco Sannita (BN) e la località *Torre* e l'abitato di Pago Veiano (BN). In corrispondenza del versante nord-occidentale dell'area di *Tremolizzi* fino all'asta fluviale del Fiume Tammaro (Fig. 29 a) è esposta la porzione stratigrafica inferiore dell'unità; in essa prevalgono alternanze di arenarie in strati di spessore da sottile a medio con buona frequenza di interstrati argillosi (Fig. 29b); nella porzione stratigrafica superiore sono ricorrenti le esposizioni di arenarie a grana medio-fine e grossa, gradate e interamente laminate con sottili intercalazioni di argille (Fig. 29c).

In sinistra orografica del Fiume Tammaro, a quote di poco superiori l'alveo fluviale sono molto diffuse arenarie arcose in strati e banchi.



Fig. 29 a – Propaggini settentrionali dell'area di Tremolizzi caratterizzata dai terreni di **UMR** in rapporto di traversopoggio/franapoggio più inclinato del pendio in appoggio discordante su **FYR**.



Fig. 29b – Alternanza di arenarie arcosiche a grana medio fine, gradate e laminate, torbiditiche, in strati medi, alternate a marne-siltose e ad argille straterellate di colore verde dell'Unità **UMR** porzione stratigrafica inferiore.



Fig. 29c – Strato arenaceo a grana mediofine-gradato e interamente laminato dell'unità **UMR**.



Fig. 29d – Località Fontana Orlando ove affiorano strati e banchi in taluni casi amalgamati di arenarie a grana grossa, gradate e laminate dell'unità **UMR** porzione stratigrafica superiore.



Fig. 29e – Località Fontana Orlando
(continuazione laterale).

Esse caratterizzano l'areale di **UMR** in appoggio discordante alle calcareniti e calciruditi della litofacies **FYR_a** fino alla quota del piano stradale (Strada provinciale per San Marco dei Cavoti), in corrispondenza del versante sud-occidentale del rilievo *La Torre*. In corrispondenza della Fontana Orlando si possono osservare gli affioramenti delle arenarie di colore avana a grana medio-grossa, gradate e laminate (lamine piano-parallele), torbiditiche (Fig. 29e). In alcuni altri settori è evidente una litofacies calcareo-silico-clastica, composta da arenarie ibride a cemento calcareo. In corrispondenza della cava di Pago Veiano (BN), poco ad ovest di *Mass. D'Antuono*, è esposto un intervallo di pochi metri di spessore stratigrafico della predetta litofacies (Figg. 29d-e) in appoggio discordante sui terreni di **FYR**. Si presume che questa litofacies caratterizzi la porzione basale dell'unità.

La formazione poggia in discordanza sui terreni di **UFM**, **FYN**, **FYR** e **FYR_a**, mentre risulta sottoposta con limite inconforme unicamente a depositi quaternari ubiquitari. La formazione inoltre sutura con un appoggio stratigrafico trasgressivo discordante il contatto tettonico tra l'Unità di Frigento e l'Unità del Fortore. In generale si può stimare uno spessore stratigrafico di circa 130 metri.

Le analisi biostratigrafiche dei campioni hanno evidenziato una microfauna caratterizzata dalla presenza di *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), zona MMi8 (*Neogloboquadrina atlantica praeatlantica*, SPROVIERI *et alii*, 2002) del Serravalliano superiore - Tortoniano inferiore, ed una microflora con *Helicosphaera stalis*, zona MNN8b (FORNACIARI *et alii*, 1996) del Tortoniano inferiore.

La successione è composta da depositi marini da flussi torbiditici e granulari. L'età sulla base dei dati biostratigrafici e dei rapporti geometrici è riferibile al Serravalliano superiore - Tortoniano inferiore.

6.2. *flysch di San Bartolomeo (SBO)*

La formazione del flysch di San Bartolomeo (CROSTELLA & VEZZANI, 1964) affiora estesamente lungo i versanti dell'alta valle del Fiume Fortore, tra gli abitati di Baselice e Foiano.

Si tratta di una successione prevalentemente silico-clastica, formata da arenarie, conglomerati, argille e marne. Le arenarie hanno una composizione quarzofeldspatica ($Qm_{52\pm7}$ $F_{34\pm7}$ $Lt_{14\pm7}$) e contengono abbondante quarzo e feldspati ($Qm_{60\pm7}$ $K_{23\pm5}$ $P_{17\pm3}$). I frammenti litici afanitici includono abbondanti litici sedimentari ($Lm_{45\pm18}$ Lv_0 $Ls_{55\pm18}$) e metamorfici. I frammenti litici sedimentari sono rappresentati prevalentemente da frammenti carbonatici extrabacinali di calcari micritici, sparitici e biomicritici e da frammenti di siltiti, argilliti e selci. I frammenti litici metamorfici sono rappresentati da filladi e scisti a grana fine. I ricalcoli dei frammenti di roccia faneritici (a grana grossa $Rg-Rs-Rm$) evidenziano una distribuzione stratigrafica differenziata suddividendo il flysch di San Bartolomeo in due sub-petrofacies, una sub-petrofacies maggiormente ricca in detrito faneritico plutonico con subordinato detrito metamorfico e minore detrito sedimentario ($Rg_{55\pm8}$ $Rs_{14\pm11}$ $Rm_{31\pm19}$), ed una sub-petrofacies mista data da detrito sedimentario e metamorfico e subordinato detrito plutonico ($Rg_{12\pm8}$ $Rs_{39\pm16}$ $Rm_{49\pm17}$). Il detrito a grana grossa plutonico è rappresentato da aggregati di quarzo-K-feldspato-plagioclasio e quarzo-plagioclasio, riferibili a composizioni granitiche e granodioritiche, mentre il detrito metamorfico a grana grossa è dato da aggregati di quarzo-plagioclasio-biotite±sillimanite±granato, riferibili a micascisti e gneiss.

La formazione è suddivisa in due membri (membro conglomeratico-arenaceo **SBO₁** e membro arenaceo-pelitico **SBO₂**), caratterizzati da contatti stratigrafici latero-verticali. I depositi basali poggiano in discordanza stratigrafica prevalentemente sui terreni delle Argille Variegate e sulla formazione di Corleto Perticara delle unità tettoniche del Fortore e della Valle del Tammaro. La formazione è stata campionata lungo due sezioni stratigrafiche (Fig. 30), riferite alle aree-tipo di CROSTELLA & VEZZANI (1964). Lo spessore complessivo è di circa 500 metri.

Si rinvencono associazioni microfossilifere della zona a *C. pelagicus* (THEODORIDIS, 1984) (Tortoniano superiore). Si tratta di depositi di bacino di *thrust-top*, prevalentemente torbiditici ed emipelagiti.

L'età del *flysch di San Bartolomeo* è stata variamente valutata nel corso degli anni, passando dall'Elveziano-Tortoniano (CROSTELLA & VEZZANI, 1964) e dal Langhiano-Tortoniano (DAZZARO *et alii*, 1988), al Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore (AMORE *et alii*, 2003), al Tortoniano inferiore - Messiniano (PESCATORE *et alii*, 1996b), al Tortoniano superiore - Messiniano inferiore (PESCATORE *et alii*, 2000), e al Messiniano inferiore (PATACCA *et alii*, 1992b).

L'età sulla base dei dati biostratigrafici e di letteratura è riferibile al Tortoniano medio - superiore – Messiniano inferiore.

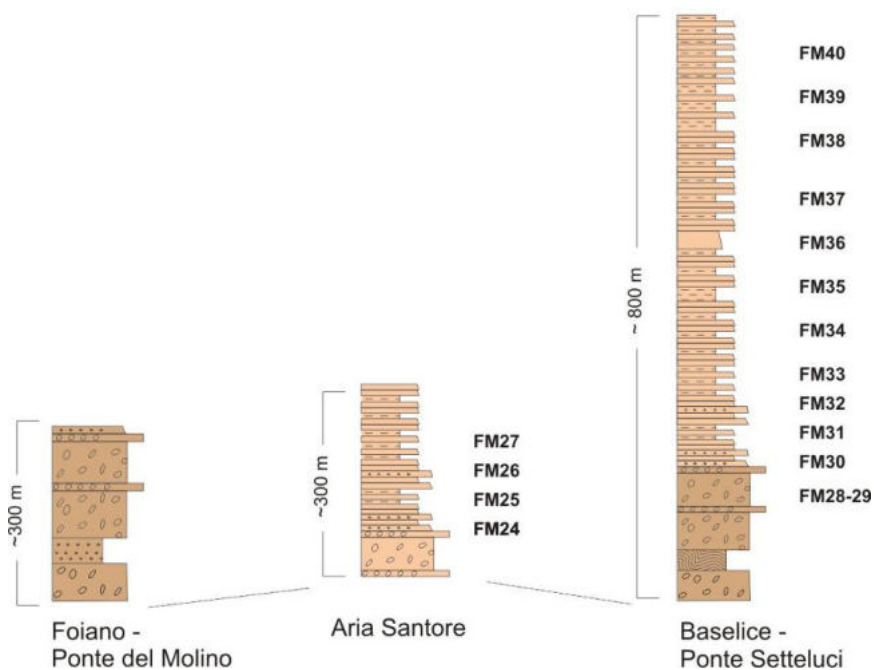


Fig. 30 - Sezioni stratigrafiche della formazione SBO.

6.2.1. membro conglomeratico-arenaceo (SBO_1)

Il membro basale è formato da litareniti feldspatiche grossolane e tessituralmente immature che si presentano in strati e banchi per lo più massivi e comunemente amalgamati, con caratteristiche costolature parallele alla stratificazione (Fig. 31). Sono presenti paraconglomerati poligenici di colore giallo ocra con matrice sabbiosa e livelli di conglomerati poligenici clasto-sostenuti, per lo più con base erosiva drappeggiata da *mud clasts*; non mancano, inoltre, microconglomerati quarzoso-litici ed arenarie grossolane con nuvole conglomeratiche ed inclusi pelitici (Fig. 32).

In taluni luoghi affiorano depositi assolutamente caotici e disorganizzati, formati da grossi banchi di paraconglomerati a ciottoli e grossi ciottoli subarrotondati con subordinati blocchi angolosi poligenici, caratterizzati da frequenti elementi di natura cristallina, e da orizzonti di argille scagliose nerastre, marne argillose brune, marne calcaree grigiastre.



Fig. 31 - Unità SBO_1 : litareniti feldspatiche grossolane con caratteristiche costolature parallele alla stratificazione

Il membro poggia su **AV** e **CPA** con contatto taggressivo discordante e passa con contatto latero-verticale al membro **SBO₂**; lo spessore è compreso tra 50 e 200 m.

I campioni provenienti dalla località Toppo Clemente sono risultati generalmente sterili a foraminiferi ed hanno invece fornito associazioni a nannofossili, da considerarsi rimaneggiate, con *Helicosphaera waltrans* THEODORIDIS, 1984, zona a *Sphenolithus heteromorphus* - *Helicosphaera waltrans* MNN5a (DI STEFANO *et alii*, 2008) del Langhiano inferiore ed esemplari di *R. pseudoumbilicus* >7 µm (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969 zona MNN6b (FORNACIARI *et alii*, 1996) del Serravalliano inferiore. In un sol campione, tra i foraminiferi planctonici, si segnala la presenza di *Globigerinoides trilobus* CUSHMAN.



Fig.32 - Paraconglomerati ed arenarie grossolane con nuvole conglomeratiche ed inclusi pelitici.

L'ambiente di sedimentazione è di conoide interna, alimentata da flussi detritici, granulari e torbiditici. L'età è riferita al Tortoniano medio-superiore sulla base dei dati di letteratura.

6.2.2. membro arenaceo-pelitico (SBO₂)

Il membro arenaceo-pelitico è formato da alternanze ritmiche e piano-parallele di strati medi e sottili di arenarie a grana media e fine, sia arcociclitiche di color giallo-ocra che litiche e micacee di colore grigiastro, e di argille ed argille marnose grigio-scure sottilmente laminate (Fig. 33). Le arenarie presentano tipiche strutture torbiditiche come laminazioni parallele e intervallo gradato (T_{a-b} di Bouma) (Fig. 34). Il membro poggia in continuità su SBO₁, con rapporto parzialmente eteropico, oppure direttamente su AV e CPA con contatto trasgressivo discordante. Lo spessore è valutato fino a 450 m.



Fig. 33 - Arenarie arcociclitiche e litiche e micacee argille ed argille marnose grigio-scure sottilmente laminate. Le arenarie presentano tipiche strutture torbiditiche come laminazioni parallele e intervallo gradato (T_{a-b} di Bouma).



Fig. 34 - Unità SBO₂ Aspetto ravvicinato delle arenarie arcosico-litiche e litiche e micacee.

Le associazioni dei campioni provenienti dalla località Monte Fagotto sono risultate sterili a foraminiferi e, per quanto riguarda il nannoplancton calcareo, di età Burdigaliano superiore - Langhiano inferiore zona MNN4a alta. L'analisi micropaleontologica dei campioni provenienti dalla località Selvaggina ha evidenziato associazioni a nannofossili con *Discoaster exilis* MARTINI & BRAMLETTE, 1963, *Helicosphaera waltrans* THEODORIDIS, 1984, zona a *Sphenolithus heteromorphus* - *Helicosphaera waltrans* MNN5a (DI STEFANO *et alii*, 2008) del Langhiano inferiore; associazioni con *Helicosphaera walbersdorfensis* MÜLLER, 1974, zona a *Helicosphaera walbersdorfensis* - *Sphenolithus heteromorphus* MNN5c (DI STEFANO *et alii*, 2008) del Langhiano superiore ed esemplari di *R. pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969 >7 µm zona MNN6 (FORNACIARI *et alii*, 1996) del Serravalliano inferiore. Le associazioni a foraminiferi planctonici indicano, invece, un'età non più antica del Serravalliano superiore - Tortonian inferiore, per la presenza di *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), attribuibile alla zona MMi8 *Neogloboquadrina atlantica praeatlantica* (SPROVIERI *et alii*, 2002). Tali associazioni sono da considerarsi rimaneggiate.

Le associazioni dei campioni provenienti dalle località Torretta, Vallone Ielardi e Ponte Setteluci, sono risultate sterili a foraminiferi, oppure indeterminabili per il pessimo stato di conservazione. Per quanto riguarda invece le associazioni a nannoplancton calcareo i campioni prelevati nei livelli basali, contengono forme quali *R. pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969 >7 µm e *H. walbersdofensis* MUELLER, 1974, zona MNN6 (FORNACIARI *et alii*, 1996) del Serravalliano inferiore, da considerarsi rimaneggiate. I campioni stratigraficamente più rilevanti dei livelli più alti contengono, tra i nannofossili calcarei, *Discoaster broweri* TAN, 1927 emend. BRAMLETTE & RIEDEL, 1954, *Helicosphaera stalis* THEODORIDIS, 1984 zona MNN8b (FORNACIARI *et alii*, 1996) del Tortoniano inferiore e *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, 1963 zona a *Minylitha convallis* subzona a *Geminithella rotula* del Tortoniano superiore (THEODORIDIS, 1984).

Il deposito è riferibile a lobi di conoide sottomarina alimentata da flussi granulari e torbiditici e ad emipelagiti. L'età è Tortoniano superiore - Messiniano inferiore sulla base dei fossili e dei dati di letteratura.

6.3. arenarie di Caiazzo (AIZ)

La formazione delle arenarie di Caiazzo (SELLI, 1957) affiora in limitati affioramenti solo ad sud-ovest di Casalduni ed in sinistra del F. Calore di fronte all'abitato di Ponte. In essa si distinguono arenarie arcosico-litiche debolmente cementate e a granulometria fine con stratificazione tabulare medio-sottile, siltiti e argille grigie e giallastre, calcareniti arenacee; soprattutto nella parte alta della successione si rinvencono arenarie debolmente cementate da medio grossolane fino a microconglomerati, in strati e banchi, ricche di granuli di quarzo e *clay chips*, e calcareniti arenacee. Sono inoltre presenti livelli di brecciole calcaree e calcareniti grossolane con numerosi bioclasti quali frammenti di briozoi, lamellibranchi e nummulitidi, e rari olistoliti carbonatici.

La base dell'unità non è esposta nell'area del foglio, mentre la successione è generalmente troncata a tetto da una superficie di accavallamento tettonico dell'Unità del Sannio. Localmente è sottoposta stratigraficamente con contatto inconforme a **BNA**. Lo spessore affiorante compreso tra 50 e 100 m.

La successione è ben esposta a SW di casalduni in loc. Crocella dove si rinvencono alternanze di banchi di microconglomerato mal cementato, in cui si notano granuli quarzosi, marnosi e calcarei, alternati ad arenarie arcosico-litiche

di colore grigio chiaro con granuli di quarzo molto arrotondato e clasti di argilla verde con scarsa mica. Intercalati vi sono anche alcuni livelletti di calcareniti arenacea color nocciola; verso l'alto prevalgono i livelli di arenarie fini, intercalate ad argille di colore grigio-azzurro con lenti di microconglomerato. In tale località le arenarie sono sottoposte ad una sottile coltre di **FYR₁** sovrapposta tettonicamente.

I campioni analizzati presentano associazioni rimaneggiate a nannoplancton calcareo con *Sphenolithus heteromorphus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Helicosphaera cf. stalis*, *Minylitha convallis* e *Sphenolithus abies* DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954 che indicherebbero un'età non più antica del Serravalliano medio - Tortoniano medio. Associazioni delle zone MMi11 e MMi12 (*G. obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ, 1965 e *N. acostaensis* BLOW, 1959) sono riportate in DI NOCERA *et alii* (1993). In letteratura viene indicata un'età del Messiniano (DI NOCERA *et alii*, 1993; SGROSSO, 1998).

I depositi sono prevalentemente torbidity ed emipelagici, con rari *grain-flows* e *debris-flows* in ambiente bacinale marino.

L'età è riferita al Messiniano sulla base dei rapporti geometrici e dei dati di letteratura.

7. UNITÀ STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI DEL PLIOCENE

Nell'area studiata sono state individuate e cartografate due unità sin-orogeniche di età pliocenica; esse sono state riferite ad unità litostratigrafiche e sintemiche, già note in letteratura, sulla base dei dati stratigrafici e sedimentologici, dei rapporti con il substrato e della similitudine con unità conosciute in settori adiacenti della catena (cfr. **AR** del Foglio 433 Ariano Irpino).

Il **supersistema di Ariano Irpino (AR)** comprende numerosi sintemi, in quanto sono state riconosciute successioni diverse nei differenti bacini pliocenici dell'Appennino campano-lucano. Esso è formato da successioni di sedimenti clastici depositi nei bacini pliocenici tipo *wedge-top* di Ariano-Ofanto e di Potenza, riferibili ad ambienti da alluvionale a marino epibatiale. Il limite inferiore è discordante su varie unità. L'età complessiva è riferita al Pliocene inferiore *p.p.* – superiore *p.p.*

7.1. supersintema di Ariano Irpino, sintema di Andretta e formazione della Baronìa

Il **supersintema di Ariano Irpino (AR)**, con riferimento all'area del Foglio 419, comprende il sintema **SAD**, afferente al bacino di Ariano-Ofanto.

Il **sintema di Andretta (SAD)** è costituito da successioni clastiche del Pliocene inferiore, limitate a tetto e a letto da superfici di discordanza erosiva. Dal punto di vista litostratigrafico esso è rappresentato dalla **formazione della Baronìa (BNA)**, costituita da depositi clastici prevalentemente arenitico-conglomeratici, riferiti nei contigui fogli 432 e 433 a cinque membri; di questi solo due affiorano nel foglio. Il limite inferiore è netto e discordante su varie unità tettoniche. Lo spessore affiorante è di circa 150 - 200 m.

Le arenarie quarzoso-feldspatiche ($Qm_{46\pm5}$ $F_{37\pm8}$ $Lt_{17\pm8}$) di questa petrofacies contengono abbondante quarzo e plagioclasio ($P/F=0.6$; $Qm_{55\pm7}$ $K_{19\pm5}$ $P_{26\pm7}$). I frammenti litici afanitici includono dominanti litici sedimentari ($Lm_{6\pm5}$ $Lv_{0\pm1}$ $Ls_{94\pm6}$) rappresentati da frammenti di carbonati extrabacinali, siltiti, argilliti e selci. Il detrito plutonico è lievemente più abbondante di quello sedimentario ($Rg_{45\pm13}$ $Rs_{38\pm14}$ $Rm_{17\pm8}$). Tuttavia, la presenza di detrito silicoclastico potrebbe indurre a interpretare il detrito plutonico come multiciclico, cioè proveniente da più antiche successioni silicoclastiche assemblate nell'orogene.

La formazione è rappresentata solo in due limitati affioramenti: il primo è ubicato nel settore occidentale del foglio sui rilievi in destra del T. Lente in prossimità della confluenza con il F. Calore (**membro BNA₁**), il secondo a sud di Buon Albergo nello spigolo SE del Foglio (**membro BNA₃**).

7.1.1. membro dei conglomerati e delle sabbie di S. Sossio Baronìa (BNA₁)

Il membro affiora in loc. Pietra Bianca, tra il T. Lente ed il F. Calore, e ad est della piana di Morcone. Esso è formato da arenarie mal cementate di colore giallastro e calcareniti con abbondanti resti di bivalvi (*Pecten*, *Arca*, *Cardium*) e gasteropodi; si riconoscono bioturbazioni e strutture sedimentarie, quali laminazioni parallele ed incrociate con concrezioni calcaree. Verso l'alto sono presenti strati di conglomerati poligenici con scarsa matrice costituita da silt arrossato con organismi a guscio sottile di acque dolci; gli strati a luoghi hanno

base erosiva. I clasti di varia natura sono sempre arrotondati. In tutto l'affioramento la percentuale di materiale argilloso è bassissima, la successione nel suo sviluppo presenta caratteri di regressività.

Lungo la strada che da Ponte porta a Casalduni si può osservare la porzione inferiore della successione che poggia in discordanza sulle **AV** e che è caratterizzata da livelli di calcareniti con impronte e gusci di lamellibranchi, quali *Mytilus* e *Perna*, e ostreidi. I livelli calcarenitici, passano ad una successione arenaceo-argillosa. Verso l'alto nella zona di F.na Greco sono presenti strati conglomeratici con scarsa matrice costituita da silt arrossato con organismi a guscio sottile di acque dolci; gli strati a luoghi hanno base erosiva.

Lungo la strada Ferrarisi - Casalduni si può osservare la porzione medio alta della successione, caratterizzata da arenarie in grosse bancate intercalate a frequenti livelli calcarenitici, con assenza di strutture sedimentarie, e con progressiva riduzione del contenuto in macrofossili. Le arenarie ancora più in alto lasciano spazio a conglomerati dati da piccoli ciottoli di varia natura, con matrice prevalente.



Fig. 35 - Cava in loc. Cesa: strati arenacei contenenti macrofossili (molluschi bivalvi).

Nella cava in loc. Cesa affiora una successione arenaceo-sabbiosa intercalata a livelli e strati conglomeratici. La base della successione è costituita da strati arenacei contenenti macrofossili, in genere molluschi bivalvi (Fig. 35), bioturbazioni (Fig. 36) e strutture sedimentarie, quali laminazioni parallele ed incrociate. A luoghi sono presenti concrezioni calcaree. Verso l'alto sono

presenti strati conglomeratici (Fig. 37) con scarsa matrice costituita da silt arrossato; gli strati a luoghi hanno base erosiva. I clasti di varia natura sono sempre arrotondati. In tutto l'affioramento la percentuale di materiale argilloso è bassissima, segno evidente di presenza di correnti con energia tale da non consentirne la deposizione. Si tratta di una successione regressiva, con rocce arenitiche alla base sicuramente tipiche di mare basso, che passano verso l'alto a conglomerati probabilmente di ambiente deltizio o fluviale.



Fig. 36 - Cava in loc. Cesa: strati arenacei con bioturbazioni.



Fig. 37 - Conglomerati e sabbie del membro BNA₁.

La successione presenta un contatto basale inconforme su varie unità (**FYR**, **AV**, **AIZ** e **GGM**). Lo spessore è di circa 40 m. Sono presenti associazioni rimaneggiate delle zone MNN8a (limite Serravalliano - Tortoniano) e MNN6b (Serravalliano). L'ambiente è deltizio e di mare basso. L'età è riferita dubitativamente al Pliocene inferiore per posizione stratigrafica.

7.1.2. membro sabbioso di Apollosa (BNA₃)

Il membro affiora nel settore di Buonalbergo ed è formato da sabbie quarzo-feldspatiche a grana media e grossa con abbondanti frammenti di gusci e valve integre di ostreidi e pettinidi, con sottili interstrati marnoso-argillosi verdastri e livelletti di ciottoli, e da alternanze di sabbie con matrice siltoso-marnosa in strati medi e sottili ed areniti tenere giallastre a grana medio-fine e fine con interstrati di siltiti. Si riconoscono frequenti strutture trattive da moto ondoso e da corrente.

In località Maria Belmonte a sud di Buonalbergo si osserva un affioramento di limitata estensione dello spessore complessivo di circa 30 m, costituito da sabbie ed arenarie gialle con intercalazioni di strati di alcune decine di centimetri di conglomerati eterogenei con abbondante matrice sabbioso-siltosa. Nelle sabbie gialle si alternano livelletti di argille ed argille siltose grigie spesso sottilmente laminate.

Il membro presenta un contatto stratigrafico inconforme su **FYR** e **FYN**. La potenza affiorante è di circa 150 - 200 m. Sono segnalati (AMORE *et alii*, 1998) foraminiferi planctonici della zona MP14a per la presenza di *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES, 1832). L'ambiente è di spiaggia (*foreshore* e *shoreface*). Sulla base di dati di letteratura il membro è attribuito alla parte alta del Pliocene inferiore.

8. UNITA' CONTINENTALI DEL QUATERNARIO

Le unità continentali di età quaternaria cartografate nell'ambito del foglio “San Giorgio la Molara” sono ascrivibili a tre principali tipologie (Fig. 25):

a) le unità con depositi completamente formati, riferite al bacino idrografico del Fiume Calore, che sono state distinte in “unità a limiti inconformi”;

b) le unità costituite da depositi ubiquitari completamente formati, non distinti in riferimento al bacino imbrifero;

c) le unità costituite da depositi ubiquitari in formazione.

Nell'ambito delle *unità continentali formate riferite al bacino del fiume Calore* sono stati individuati tre sintemi, quali il *sintema della Piana di Morcone*, il *sintema di Colle Marino* ed il *sintema del Fiume Calore* (Fig. 38).

Infatti, nell'ambito del bacino idrografico del fiume Volturno, un importante elemento morfologico, che durante una buona parte del Quaternario ha separato settori a diversa evoluzione geologica, è stato individuato nella cosiddetta “stretta” di Telese, ubicata in prossimità della confluenza tra il F. Calore e il F. Volturno, nel F° n. 418 “Piedimonte Matese”. Nel settore a valle della stretta le unità sintemiche sono delimitate dalle stesse discontinuità individuate nella Piana Campana, e vengono riferite al Bacino del Fiume Volturno; a monte della stretta, verso est, le unità afferenti al Bacino del Fiume Calore sono delimitate da discontinuità differenti.

Nell'ambito delle *unità continentali ubiquitarie*, sia formate che in formazione, sono state cartografate nove unità litostratigrafiche informali di età quaternaria.

8.1. *sintema della Piana di Morcone (TMA)*

Nel settore di conca intermontana che si sviluppa ad est dell'abitato di Morcone, lungo il corso del fiume Tammaro, affiora la porzione superiore di una successione fluvio-lacustre, potente circa 150 m, descritta dalla GEMINA (1963), a seguito di una campagna di indagini volta allo studio dei giacimenti lignitiferi ivi presenti.

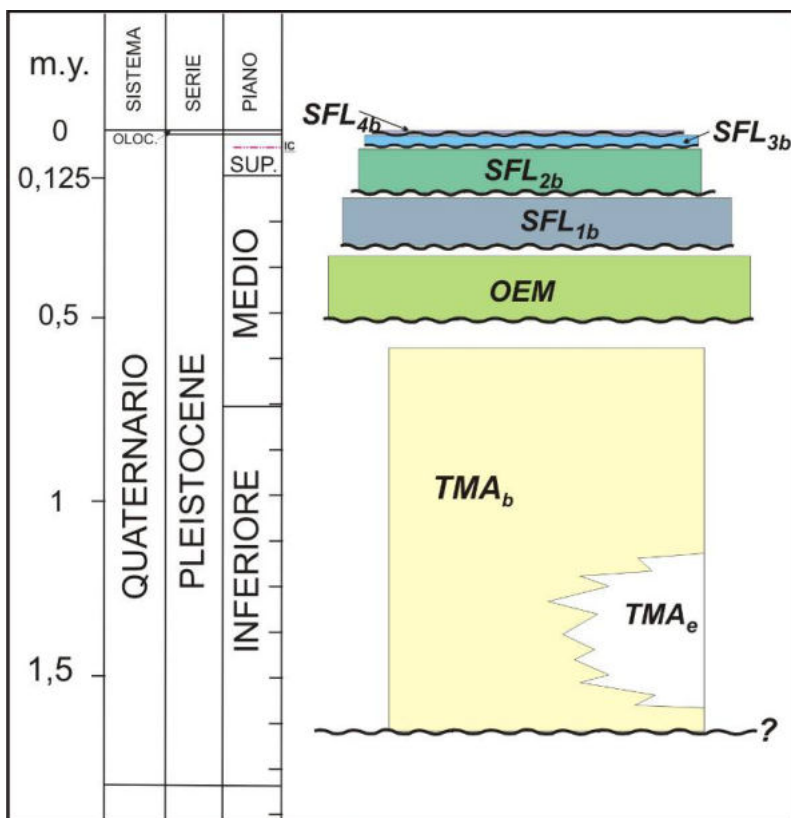


Fig. 38 – Schema cronostratigrafico delle unità quaternarie riferite al bacino del Fiume Calore.

La successione, sulla base dei dati di perforazione, consta di tre porzioni: un *complesso clastico inferiore* (non affiorante), un *complesso argilloso-sabbioso intermedio* lignitifero ed un *complesso clastico superiore* (GEMINA, 1963).

Il *complesso inferiore* è costituito da ghiaie con ciottoli poco arrotondati di natura calcarea e silicea, che nella parte alta sono ricchi in matrice argilloso-sabbiosa grigia.

Il *complesso intermedio* è formato da argille e argille sabbiose grigie, cui sono intercalati tre livelli principali di lignite; tra i livelli lignitiferi e verso l'alto

sono presenti argille varvate ricche di frammenti di ostracodi e di gusci e opercoli di gasteropodi di acqua dolce di scarso valore correlativo (GEMINA, 1963). Dal punto di vista palinologico sono stati rinvenuti *Pinus (Diploxylon)*, *Pinus (Haploxylon)*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Picea*, *Carya*, *Pterocarya*, *Quercetum Mixtum* e *Liquidambar*; molto diffusi sono i pollini e le spore di piante erbacee (GEMINA, 1963). Tali associazioni sono riferite ad un clima temperato caldo con oscillazioni in senso oceanico, in un quadro tipico del Pleistocene inferiore (GEMINA, 1963).

Il *complesso superiore* è costituito da ghiaie con ciottoli eterometrici, poco arrotondati, di natura calcarea e marnosa, riferite a lembi di conoidi torrentizie erose.

Il sintema **TMA** è costituito, in affioramento, prevalentemente da una **litofacies ghiaiosa** (**TMA_g**), corrispondente presumibilmente al *complesso superiore* (GEMINA, 1963), formata da ghiaie clasto-sostenute con ciottoli arrotondati in scarsa matrice sabbiosa, e rare intercalazioni di lenti sabbioso-argillose e sabbiose con ciottoli. Lo spessore affiorante è stimato fino a circa 40 m. Esso è riferibile a depositi alluvionali terrazzati e depositi di conoide torrentizia inattiva.

La **litofacies pelitica** (**TMA_e**), corrispondente presumibilmente al complesso intermedio (GEMINA, 1963), è costituita da marne argillose e argille marnose, generalmente sottilmente stratificate o varvate, con livelli lignitiferi, ricoperte da sabbie incoerenti e ciottoli poligenici. Lo spessore affiorante è di circa 20 m. Essa è riferita a depositi fluvio-lacustri e palustri.

Il sintema **TMA** poggia con contatto inconforme su **FYR**, **FYR₂** e **UFM**, ed è sottoposto con *unconformity* erosiva a **SFL**. L'età del sintema è riferita dubitativamente al Pleistocene inferiore *p.p.* – medio *p.p.* ? sulla base dei dati stratigrafici e palinologici di letteratura e dei rapporti stratigrafici riconosciuti in carta.

8.2. sintema di Colle Marino (OEM)

Il sintema è rappresentato da affioramenti di limitata estensione; esso si rinviene in loc. Colle Marino, in sinistra del T. Lenta a circa + 200– 250 m dalla quota dell'alveo, ed in loc. Fontana Greco e Fontana Cursariello. Il sintema è formato da conglomerati poligenici, cementati, eterometrici, costituiti da clasti di calcilutiti silicizzate, diaspri, calcareniti ricristallizzate, calcari marnosi,

calcarei di piattaforma, arenarie arcoseo-litiche e rari clasti cristallini. Si ritrovano, inoltre, paraconglomerati poligenici giallastri a ciottoli arrotondati, con matrice sabbiosa e cemento calcareo con intercalazioni di lenti sabbiose e sabbioso-argillose.

Il contatto basale è inconforme con superficie erosiva su varie unità (FYR, CPA, GGM e BNA). Lo spessore è di circa 50 m.

Si tratta di depositi alluvionali sospesi sul letto fluviale attuale (riferiti al Paleolitico inferiore/Riss in MALATESTA, 1958), confrontabili con i depositi alluvionali C1 in MASSA *et alii* (2005), e con i depositi del glacis d'erosione, riferiti al Riss in DI NOCERA *et alii* (1995).

L'età è riferibile al Pleistocene medio *pro parte* sulla base dei dati di letteratura.

8.3. sintema del Fiume Calore (SFL)

Il sintema **SFL** comprende quattro subsintemi, costituiti prevalentemente da depositi alluvionali, organizzati in vari ordini di terrazzi, limitati a tetto e a letto da superfici di *unconformity* erosive. Lo spessore complessivo è valutabile fino a 150 m. L'età è riferita al Pleistocene medio *p. p.* – Olocene.

8.3.1. subsintema di Castello del Lago (SFL_{1b})

Il subsintema è formato da ghiaie con livelli sabbiosi, sabbie con ciottoli e lenti sabbioso-limose, addensate e pedogenizzate, e conglomerati sabbiosi, a luoghi ben cementati, di origine alluvionale. Sono segnalate intercalazioni siltose di natura lacustre ed al top un sottile livello alterato di piroclastiti brunastre (MASSA *et alii*, 2005).

I depositi sono disposti sul versante da + 90 m fino a + 150-160 m di quota sul letto fluviale. Lo spessore affiorante è valutabile in circa 60-70 m.

I depositi di **SFL_{1b}** si rinvengono in affioramento in destra del F. Calore, sia ad est del T. Lenta, a monte di Ponte, che ad ovest tra le località Campo Piano e Ripa Bianca. Essi costituiscono inoltre un conoide alluvionale inattivo nella piana di Morcone, allo sbocco del Vallone San Marco.

Il deposito è da correlare con il terrazzo di I ordine (riferito al Riss in DI NOCERA *et alii*, 1995), ampiamente esteso in destra del fiume Calore anche ad

ovest dell'area del foglio, e con i depositi alluvionali C2 in MASSA *et alii* (2005), riferiti alla parte bassa del Pleistocene superiore.

Si tratta di depositi alluvionali e depositi di conoide torrentizia incisi e sospesi, riferibili nel contesto del quadro evolutivo morfo-strutturale dell'area in esame (DI NOCERA *et alii*, 1995) al Pleistocene medio *pro parte*.

8.3.2. subsintema di Capodimonte (SFL_{2b})

Si rinviene in affioramento con continuità in destra del F. Calore, nelle aree di confluenza con il tributario destro T. Lenta e a Ponte, ed anche in sinistra del fiume Calore, tra Mass. Patracaro e loc. Fragneta.

Il subsintema è dato da ghiaie a luoghi ben cementate, con ciottoli calcarei e poligenici, arrotondati e subordinatamente appiattiti, di dimensioni variabili da pochi cm ad un massimo di 30-40 cm, in matrice sabbioso-limosa, con livelli di sabbie e sabbie con ciottoli e lenti sabbioso-limose, addensate e pedogenizzate e con frequenti livelli di limi giallognoli con paleosuoli più o meno evoluti; è segnalato un livello di piroclastiti rimaneggiate (MASSA *et alii*, 2005). Lo spessore è valutabile fino a 40-50 m.

Si tratta di alluvioni terrazzate e sospese, disposte sul versante da + 30-35 m fino a + 80-90 m di quota sul letto fluviale, e depositi di conoide torrentizia incisi e sospesi.

Il deposito è da correlare al terrazzo di II ordine (riferito al Wurm I e/o interstadiale Wurm I/ Wurm II in DI NOCERA *et alii*, 1995) e con i depositi alluvionali C3 in MASSA *et alii* (2005), riferiti al Pleistocene superiore pre-Ignimbrite Campana. Nei pressi di Telesse, infatti, i depositi di questo terrazzo sono ricoperti da una placca di travertino, riferita all'interstadiale Wurm II/ Wurm III da BERGOMI *et alii* (1975), ma sia i depositi alluvionali di II ordine che la placca di travertino sono fossilizzati nell'area di Telesse dall'Ignimbrite Campana (AIELLO *et alii*, 1988). Pertanto, il deposito ha sicuramente una età non più recente di 39.000 anni B.P.

L'età è riferibile nel contesto del quadro evolutivo morfo-strutturale dell'area in esame (DI NOCERA *et alii*, 1995) al Pleistocene medio *p.p.* - superiore *p.p.*

8.3.3. subsintema di Benevento (SFL_{3b})

Si rinviene in affioramento con continuità sia in destra che in sinistra (all'altezza di Ponte) del F. Calore, e lungo il T. Lenta. Il subsintema è dato da ghiaie sabbiose di natura alluvionale, in scarsa matrice limosa, con frequenti livelli di sabbie e di limi giallognoli. Lo spessore è valutabile fino a 15-20 m. Si tratta di alluvioni terrazzate, poste da + 10-15 m fino a + 20-30 m sul letto del fiume.

Il deposito è da correlare con i terrazzi di III e IV ordine (riferiti al Wurm 2 / Wurm 3 in DI NOCERA *et alii*, 1995), ampiamente estesi in destra e sinistra del fiume Calore, che nelle aree ricadenti nel Foglio non sono stati distinti per mancanza di evidenze, e con i depositi alluvionali C4 in MASSA *et alii* (2005), riferiti alla parte alta del Pleistocene superiore - post Ignimbrite Campana.

Sulla base dei rapporti di appoggio stratigrafico con l'Ignimbrite Campana, osservabile nel settore ad ovest del foglio, l'età è riferita al Pleistocene superiore *p.p.*

8.3.4. subsintema del Fiume Ufita (SFL_{4b})

Si rinviene con continuità sia in destra che in sinistra, lungo il corso attuale del F. Calore. Il subsintema è dato da ghiaie eterometriche, prevalentemente carbonatiche, clasto-sostenute con matrice sabbiosa e da sabbie con intercalazioni di lenti argilloso-limose. Lo spessore è generalmente di alcuni metri e non supera la decina di metri.

Si tratta di alluvioni terrazzate poste fino a + 5-10 m sul letto del fiume.

Il deposito è da correlare con il terrazzo di V ordine (riferito al Wurm 3 - Olocene in DI NOCERA *et alii*, 1995), e con i depositi alluvionali C5 (riferiti all'Olocene più recente di 7 ka sulla base di ritrovamenti di ciottoli di terracotta in MASSA *et alii*, 2005). L'età è riferita all'Olocene.

8.4. Depositi ubiquitari completamente formati

Nell'ambito delle *unità continentali ubiquitarie formate* sono state cartografate tre unità litostratigrafiche informali di età Pleistocene superiore – Olocene, caratterizzate da spessori generalmente inferiori ai 10 m.

8.4.1. Deposito di frana antica (a_{1b})

I corpi di frana antica sono formati da depositi caotici, prevalentemente argillosi o argilloso-marnosi, con frammenti litoidi di calcilutiti, calcareniti e/o arenarie, localmente pedogenizzati e addensati. Lo spessore è variabile da alcuni metri a qualche decina di metri e dipende dal cinematisimo del processo franoso. L'età è riferibile al Pleistocene superiore ?- Olocene.

8.4.2. Detrito di falda (a_3)

Il detrito di falda è formato da brecce calcaree, più o meno cementate, costituite prevalentemente da clasti carbonatici da spigolosi a subarrotondati, eterometrici con matrice calcareo-detritica ed arenacea; a luoghi si rinvencono detriti clinostratificati in strati e banchi. Si ritrova in coni o fasce localizzate alla base di versanti. Lo spessore è valutabile fino a 5-10 m. L'età è riferibile al Pleistocene superiore ?- Olocene.

8.4.3. Depositi alluvionali antichi (b_b)

Lungo le aste fluviali del bacino del fiume Fortore, di pertinenza adriatica, si rinvencono depositi alluvionali antichi e di conoidi torrentizie terrazzati, a + 5-10 m dal letto fluviale. Essi sono formati da ghiaie poligeniche, paraconglomerati in banchi e strati a matrice sabbioso-limosa, con sabbie limose in strati decimetrici, limi argillificati, sabbie e ghiaie. Lo spessore è valutabile fino a 5-10 m. L'età è riferibile al Pleistocene superiore ?- Olocene.

8.5. Depositi ubiquitari in formazione

Nell'ambito delle *unità continentali ubiquitarie in formazione*, sono state cartografate sei unità litostratigrafiche informali di età Pleistocene superiore ? - Olocene – Attuale, caratterizzate da spessori generalmente inferiori ai 10 m.

8.5.1. Depositi lacustri e palustri (e)

Due piccoli lembi di depositi lacustri si rinvencono presso il Lago di San Giorgio e presso l'Alveo del Lago San Vincenzo. Essi sono formati da limi da sabbiosi ad argillosi, scuri, ricchi di sostanza organica, con uno spessore fino ad una decina di metri. L'ambiente in cui si sono depositi è lacustre o palustro-lacustre. L'età è riferibile al Pleistocene superiore ?- Attuale.

8.5.2. Deposito di versante (a)

I depositi di versante sono formati da differenti litofacies, a seconda che si siano formati a spese di versanti arenaceo-argillosi o calcarei. Nel primo caso si rinvencono sabbie limose e limi con piccoli ciottoli dispersi arenitici, calcarei e silicei in matrice sabbioso-limosa, degradata ed alterata, talora umificata, ed associata a materiale piroclastico rielaborato. Nel secondo caso si ritrova un detrito eterometrico e a grossi blocchi di natura prevalentemente calcarea, in matrice limoso-sabbiosa, talora umificata, raramente cementata, ed associata a materiale piroclastico rielaborato. I depositi sono localizzati lungo i pendii e in coni o fasce alla base dei versanti. Lo spessore è valutabile fino a 5-10 m. L'età è riferibile all'Olocene - Attuale.

8.5.3. Deposito di frana (a_{1a})

I corpi di frana sono formati da depositi prevalentemente argillosi o argilloso-marnosi con frammenti litoidi di calcilutiti, calcareniti ed arenarie, con assetto caotico. Lo spessore è variabile da pochi metri a una decina di metri a seconda del cinemismo del processo franoso. L'età è riferibile all'Olocene - Attuale.

8.5.4. Depositi alluvionali (b_a)

Lungo le aste fluviali e torrentizie (fiumi Tammaro, Calore, Fortore e Miscano, e torrenti Tammarecchia, Reinello, Lente, ecc.) si rinvenno lembi di sabbie e ghiaie poligeniche, e di paraconglomerati a matrice sabbioso-limosa con sabbie limose in strati decimetrici e limi argillificati. Si tratta di depositi fluviali in alveo e di gola e di depositi di conoide torrentizia attiva. Lo spessore può essere di alcuni metri. L'età è riferibile all'Olocene - Attuale.

8.5.5. Coltre eluvio-colluviale (b_2 , b_6 , b_7)

I depositi della coltre eluvio-colluviale (b_2) sono formati da limi argillosi bruni con elementi calcarei ed arenitici, talora con pomice e piroclastiti fini rimaneggiate e argillificate, sabbie e livelli di ghiaie arrossate. Si tratta di sedimenti mobilizzati prevalentemente da processi di dilavamento e depositi lungo i versanti, le fasce di raccordo delle aree collinari a bassa pendenza e in paleoconche (*colluvium*) e di depositi prodotti dalla degradazione *in situ* (*eluvium*), costituenti le coperture di pianori, ripiani morfologici e superfici di spianamento, molto diffuse soprattutto nel settore meridionale del foglio. Localmente risultano cartografabili in maniera distinta i depositi colluviali (b_7) ed il prodotto eluviale (b_6). Lo spessore è di alcuni metri. L'età è riferibile all'Olocene - Attuale.

8.5.6. Depositi antropici (h)

Sporadicamente si rinvenno, prevalentemente presso i centri abitati, aree di discarica di rifiuti urbani e di materiali di risulta e di riporto, che nel caso presentassero uno spessore cartografabile sono stati riportati in carta. L'età è riferibile all'Attuale.

V. TETTONICA

La porzione di catena esterna che ricade nel Foglio geologico n°419 “San Giorgio La Molarà” corrisponde ad una esigua area della “depressione molisana-sannita”, un’area di media e alta collina sviluppata poco ad est degli acrocori carbonatici del Gruppo dei Monti del Matese, fino ai settori imbriferi più occidentali dei fiumi Miscano (area di Buonalbergo) e Fortore (area di Baselice e Foiano).

In questo settore sono individuate unità tettoniche originatesi dallo scollamento di coperture sedimentarie associate a crosta continentale assottigliata (*thin-skinned tectonics*) del Bacino lagonegrese-molisano e delle sue articolazioni. In particolare, da est verso ovest e dal basso all’alto strutturale, sono presenti terreni corrispondenti alla unità tettonica della Valle del Tammaro (**TA**), del Fortore (**FO**), di Frigento (**FR**) e del Sannio (**SA**). Ciascuna unità assembla successioni multistratificate di bacino meso-cenozoico di poco superiori ai mille metri di spessore stratigrafico.

Le unità tettoniche **TA** e **FO**, di livello strutturale inferiore, sono esposte in finestra tettonica al letto dei sovrascorrimenti delle unità tettoniche **SA** e **FR**. Per esse si ipotizza in profondità un contatto diretto con la porzione ipogea della *inner Apulian platform* (MOSTARDINI & MERLINI, 1988). I pozzi per la ricerca petrolifera di Molinara nord 001 (5.400 m di profondità) e Benevento 003 (3.723 m. di profondità) permettono, infatti, di individuare terreni evaporitici e

di piattaforma carbonatica alle profondità rispettive di 4.222 metri e di 2.986 metri al letto dei terreni **CPA**.

L'unità **SA** è individuata solo in superficie e nella porzione occidentale del foglio mentre l'unità **FR** è individuata sia in profondità, in associazione a *fault cut-off*, che in affioramento. I *thrust cut-off* sono faglie inverse ad alto angolo quale effetto del raccorciamento crostale più recente riscontrato nell'area del Foglio. Esse dislocano, con valori della componente verticale del rigetto di gran lunga superiori a quella orizzontale, l'affastellamento precedente del paleomargine della catena miocenica. L'unità **SA** è esposta in plaghe (*klippen*) con piani tettonici basali sub-orizzontali (porzione *flat* del *thrust*) e solo limitatamente subverticali del tipo *up-thrust* (area meridionale del foglio). Ciascuna unità tettonica è stata distinta e cartografata seguendo criteri stratigrafico-strutturali e considerando l'intervallo cronostratigrafico compreso tra i terreni più giovani deformati ed i terreni più antichi non coinvolti dalla stessa fase tettonica. Lo schema cronostratigrafico (Fig. 1), oltre a mostrare i ranghi litostratigrafici e la natura dei loro rapporti entro ciascuna unità tettonica, mostra la distribuzione delle unità tettoniche dai quadranti occidentali a quelli orientali. Inoltre, in esso viene evidenziato lo sviluppo spazio-temporale delle successioni silico-clastiche sinorogenetiche affioranti nell'area o regionalmente confrontabili. Le sezioni geologiche (Fig. 39) e lo schema tettonico (Fig. 40) mostrano la distribuzione delle predette unità limitate da *thrust* sviluppati in momenti diversi (fasi) e per questo siglati **F₁**, **F₂** e **F₃**. Ciascuno di essi comprende associazioni strutturali alla differente scala coerenti con differenti tipologie di messa in posto.

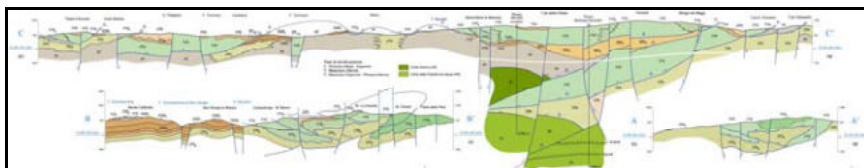


Fig. 39 – Sezioni geologiche.

I *thrust* siglati **F₁** determinano la sovrapposizione delle unità del Sannio (**SA**) e di Frigento (**FR**) sui terreni dell'Unità del Fortore (**FO**) e dell'Unità di Valle del Tammaro (**TA**), con una modalità di messa in posto verso gli attuali quadranti nord-est. Essi esprimono un raccorciamento crostale di tipo

progressivo e sequenziale. Sono individuabili nei tratti della sezione C-C' *Lamatura – F. Tammara* (settore centrale della carta) e *T.po San Firmiano – T.po Cianpaolo* (bordo nord orientale della carta). Lo sviluppo dei *thrust* **F₁** possono essere compresi tra due eventi significativi:

a) deformazione e strutturazione dei depocentri di avanfossa, in continuità di sedimentazione sui terreni ortoquarzitici del *flysch* numidico, dove **UFM** e **GGM** rappresentano i terreni più giovani coinvolti dalla fase tettonica associata a **F₁**;

b) individuazione di una nuova avanfossa *s.l.* con depocentri di tipo *wedge top basin* in cui sono presenti i depositi silico-clastici e sinorogenici **UMR** e **SBO**; queste successioni rappresentano i terreni più antichi, in parte non coinvolti (**SBO**) (DI NOCERA *et alii*, 2006), dalla fase tettonica cui sono associati i *thrust* **F₁**.

Il primo evento deforma, nelle porzioni meridionali del Foglio, la formazione di Fragneto Monforte **UFM** del Langhiano superiore – Serravalliano superiore e, nei settori nord-orientali, la formazione di San Giorgio **GGM** del Burdigaliano superiore - Tortoniano medio-superiore; essi corrispondono ai depositi concordanti del primo ciclo di sedimentazione di SELLI (1962) di età complessiva Serravalliano-Tortoniano medio-superiore. Il secondo evento segna la sedimentazione di successioni fliscioidi diacrone che generano *unconformity* regionali; essi sono rispettivamente i depositi della formazione di Reino-Morgia dei Rauli (**UMR**) di età Serravalliano superiore - Tortoniano inferiore, presenti nei settori più interni, e i depositi del *Flysch* di San Bartolomeo **SBO** del Tortoniano medio-superiore - Messiniano inferiore, affioranti nei settori più esterni.

La fase **F₁** è, quindi, rappresentativa della più antica sovrapposizione tettonica del settore di catena ricadente nel perimetro del Foglio. Il ricoprimento regionale ad essa associato deve essersi sviluppato con una progressione compresa nell'intervallo temporale Serravalliano superiore - Tortoniano medio-superiore, dai quadranti interni a quelli esterni con direzione di trasporto tettonico da SW verso NE. In particolare, la strutturazione di **FR** su **FO** darebbe luogo allo sviluppo di un primo sistema deposizionale del tipo *wedge-top basin* a cui afferisce la formazione di Reino-Morgia dei Rauli (**UMR**) nel Tortoniano medio e un secondo sistema deposizionale sempre di tipo *wedge-top basin*, corrispondente alla formazione di San Bartolomeo (**SBO**) del Messiniano inferiore. In questo quadro il sistema marginale della catena-avanfossa alto-miocenica migra nella direzione nord-est.

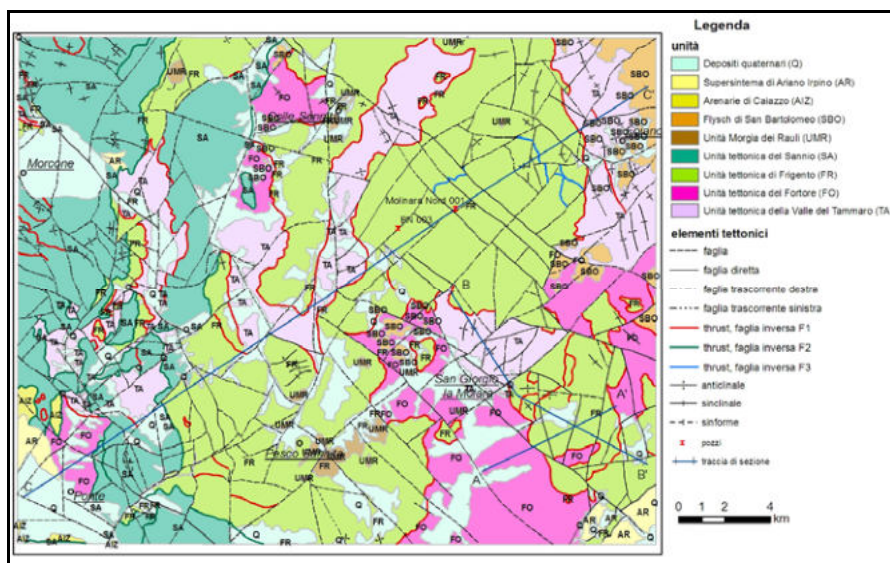


Fig. 40 – Schema tettonico del foglio 419.

I lineamenti corrispondenti e/o associati a F_1 sono rappresentati da gran parte dei limiti tettonici di natura compressiva presenti in carta, soprattutto nella fascia centro-orientale del Foglio. I settori di territorio che espongono le unità tettoniche di letto (**FO** e **TA**) sono: la finestra tettonica del Tammaro nel settore occidentale, del Torrente Reinello nel settore centrale e più ad oriente la finestra tettonica del Torrente Tammarecchia - Fiume Tammaro. In alcuni settori risultano spinti i processi di inversione del rilievo, favoriti dalle dislocazioni tensili plio-pleistoceniche, con alti strutturali (megastrutture antiformi) che corrispondono a bassi morfologici relativi e, viceversa, bassi strutturali (megastrutture sinformi) che si ritrovano a costituire, in talune altre aree, i rilievi maggiori. Più in generale, il paesaggio è condizionato dall'assetto morfostrutturale di ampi e selezionati blocchi relitti alla cui sommità il membro calcareo-marnoso (**FYR₂**) e la litofacies (**FYR_a**) del Flysch Rosso risultano tettonicamente sovrapposti ai diversi termini prevalentemente pelitici dell'unità **FO**. L'esposizione dell'unità di letto (**FO** e **TA**) posta al nucleo delle megastrutture antiformi è favorita sia dall'andamento sub-superficiale del limite

tettonico **FR/FO** o **FR/TA**, che risulta essere generalmente nella forma di *flat*, sia da dislocazioni tettoniche del plio-quadernario. Le dislocazioni tettoniche quadernarie devono aver, infatti, condizionato il reticolo idrografico preesistente, sviluppato prevalentemente lungo i margini delle megastrutture, in quanto le depressioni vallive rappresentano anche la soluzione di continuità longitudinale delle megastrutture. Quest'ultime sono assimilabili, alla scala chilometrica, ad anticlinori e sinclinori con angolo di interlembo molto aperto e con assi orientati nella direzione appenninica (nord-ovest – sud-est). In particolare le megastrutture che ricadono a nord-est del Fiume Tammaro, sono caratterizzate da una immersione generale (*plunging*) verso sud. Un esempio è l'intera struttura plicativa compresa tra gli abitati di Colle Sannita e Reino. Un *thrust* **F₁** è anche intercettato in sottosuolo dai due pozzi per la ricerca petrolifera (Fig. 39). La stratigrafia del pozzo Molinara nord 1 permette di individuare il passaggio dei terreni dell'Unità di Frigento (**FR**) ai sottostanti terreni dell'Unità del Fortore (**FO**) e dell'Unità della Valle del Tammaro (**TA**) alla profondità di 2.400 m. Nel pozzo Benevento 003 lo stesso limite tettonico è individuato alla profondità di 2.838 m.

Dalla carta e dalla sezione geologica C-C' è possibile notare anche che la superficie corrispondente a **F₁** è deformata coerentemente con l'assetto geometrico delle megastrutture plicative. Tale deformazione, si è individuata con i *thrust* e le strutture associate della fase siglata **F₃**; quest'ultima è ovviamente successiva e deve essersi prodotta in modo consistente con tutti gli effetti della tettonica post-messiniana e pliocenica (vettore di contrazione N70E), illustrata nel seguito.

Ulteriori limiti tettonici di valenza regionale caratterizzano il livello strutturale superiore della tettonica sequenziale nell'area studiata. Questi, siglati **F₂**, pongono al tetto terreni prevalentemente argillosi e calcareo-clastici dell'Unità del Sannio (**SA**) (DI NOCERA *et alii* 2002; PATACCA & SCANDONE, 2007) mentre al letto costringono i terreni delle unità **FR**, **FO** e **TA**. Il carattere ricorrente di questa fase compressiva è il tipo di rapporto geometrico che determina con i corpi delle unità tettoniche sottostanti. Esso è del tipo *hangingwall-flat* su *footwall-ramp*, ma assume anche significato di *out of sequence thrust*. Questi caratteri sono evidenti per la presenza di blocchi morfostrutturali relitti (*klippen*) con geometria della base sub-orizzontale, posti sopra i differenti termini delle unità tettoniche precedentemente strutturate. La maggiore distribuzione dei terreni appartenenti all'unità di tetto (**SA**) è individuata in corrispondenza della finestra tettonica del Fiume Tammaro con il

thrust di Casalduni-Pontelandolfo-Morcone. L'indicatore stratigrafico del limite temporale inferiore della sovrapposizione di **SA** su **FR**, **FO** e **TA** sono le arenarie di Caiazzo (**AIZ**) di età Messiniano presenti al letto del sovrascorrimento. Difatti, in corrispondenza dei versanti orientali del Gruppo dei Monti del Matese, ad ovest del Foglio in esame, la stessa unità **SA** inibisce la sedimentazione delle "Arenarie di San Massimo" (PATACCA & SCANDONE, 2007) di età Messiniano inferiore, regionalmente coeve e correlabili alle "arenarie di Caiazzo" (**AIZ**). La traslazione dell'Unità del Sannio è definitivamente fossilizzata dalla sedimentazione della Formazione della Baronina (**BNA**) del Pliocene inferiore, che nella valle del Fiume Calore sutura il contatto tettonico tra i termini del Flysch Rosso al tetto e i terreni delle arenarie di Caiazzo al letto.

La modalità di messa in posto dell'unità **SA** sembra potersi configurare come accomodamenti superficiali e prevalentemente gravitativi innescati dalla crescita dello *stack* o dell'*antiformal stack* ipogeo della *inner apulian platform*. Nell'Appennino molisano-sannita l'età Messiniano inferiore è quindi da riferire all'accavallamento sia dell'Unità del Sannio (**SA**) sia dell'Unità di Frigento (**FR**), che conserva i terreni dell'Unità del Sannio sempre al tetto di quelli dell'Unità di Frigento, come si può osservare in destra orografica del Fiume Tammaro e nell'area di *C.le Mottola – San Palladino* (Sezione C-C').

Lo studio dei pozzi Molinara nord 1, Benevento 003 e del profilo sismico BNF 10-87 ha permesso evidenziare anche la presenza di un ulteriore limite tettonico (**F₃**), che deforma e ristrutturata il *thrust* **F₁** e probabilmente anche **F₂**. Il *thrust* **F₃** pone in profondità (cfr. Sezione geologica C-C') i terreni delle unità **FO** e **TA**, già al letto dell'unità **FR**, sui terreni della stessa unità **FR** e a maggiori profondità, in assenza dei terreni dell'Unità della Dauna, direttamente sui terreni della Piattaforma apula strutturata (*inner Apulian platform*). I terreni calcareo-clastici dell'Unità della Daunia sono rinvenuti in sottosuolo nel pozzo Benevento 003, anche essi sovrapposti fuori sequenza sui terreni **FYR** di **FR**. Tale sistema di sovrascorrimenti affiora in superficie solo limitatamente nel settore nord-orientale del Foglio tra M. Muciano e Morgia dei Maggi-Toppo dei Faggi, raddoppiando la successione dell'unità **FR**. Rispetto alla sezione C-C' il limite esterno del *thrust* **F₃** è da individuare in corrispondenza del toponimo *Morgia dei Maggi*, cosicché le porzioni a tergo del *thrust*, corrispondente al settore centro-occidentale del foglio, sono ricollocate al tetto dello stesso. Il *thrust* **F₃** ha un più alto angolo di taglio rispetto ai *thrusts* sequenziali **F₁**. Si tratta, con molta probabilità, di un *fault cut-off* intervenuto a modificare l'assetto

tettonico miocenico a seguito della enucleazione delle strutture ipogee della *inner apulian platform*. Lo studio interpretativo dei succitati dati di sottosuolo ha permesso di redigere la sezione geologica C-C' e di verificare la presenza di discontinuità tettoniche a più alto angolo di taglio che emergerebbero nell'area di *Morgia dei Maggi* e che rigettano lineamenti precedenti. Pertanto, per questo settore di catena marginale viene confermata una tettonica da *breaching* (BUTLER, 1983, 1987; PATACCA & SCANDONE, 2003), segnalata anche nei settori di catena (DI NOCERA *et alii*, 2006; PESCATORE *et alii*, 2008) dei Fogli 433 "Ariano Irpino", 449 "Avellino" e 450 "Sant'Angelo dei Lombardi" (ISPRA – SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010).

La correlazione stratigrafica interpretativa derivata dallo studio dei pozzi e dei profili sismici evidenzia anche che **F₃** oltre ad interessare l'unità di *piattaforma apula* coinvolge i terreni dell'Unità della Daunia, che corrispondono alle successioni più orientali del Bacino lagonegrese-molisano. I depositi dell'Unità della Daunia affiorano più ad oriente, poco fuori dal perimetro del foglio, in corrispondenza dell'alta Valle del Fiume Fortore, ad est della linea Carlantino Appula – Savignano (DAZZARO *et alii*, 1984; PINTO, 1993). **F₃** avrebbe permesso l'avanzamento ulteriore dei terreni dell'Unità del Fortore (FO) verso gli attuali quadranti adriatici nel Messiniano inferiore (PESCATORE *et alii*, 2000).

Lo stile della deformazione, sia alla scala ettometrica che a quella deca metrica, prevalentemente plicativo; nelle predette megastrutture alloggiavano pieghe del tipo *recumbent fold* con orientazione degli assi NNE-SSW e direzione di trasporto tettonico diretta a NW. Queste strutture sono individuate in ampi settori con esposizione del fianco rovesciato. Tra le più chiare si elencano:

- la struttura di Monte Manco-Monte Chiodo, sviluppata tra San Giorgio La Molara e Buonalbergo (sezione geologica B-B');;
- la struttura di T.pa Capone presente tra l'abitato di Reino e Fragneto l'Abate;
- la struttura di Fontana delle Catene, poco a nord dell'abitato di Colle Sannita, e presso le località di Fontana dell'Antro – Casa Sciupo a nord-ovest dell'abitato di Circello; ambedue sono state individuate entro la formazione del flysch numidico.

Relativamente alle mesostrutture presenti entro le unità del Fortore e del Tammaro, unità al letto del sovrascorrimento regionale **F₁**, si segnalano quelle che si rilevano entro la formazione di San Giorgio (**GGM**). In tal senso sono rappresentative quelle individuate entro il rilievo su cui è ubicato l'abitato di

San Giorgio La Molara. L'assetto è caratterizzato da una successione laterale di antiformali e sinformali con orientazione degli assi N40E e con *plungin* degli stessi verso NE. Le strutture sono più precisamente pieghe-faglie inverse ordinate secondo ampie anticlinali con fianco esterno verticale o rovesciato e giustapposte anche per deformazione da taglio semplice su antistanti fianchi di simili strutture con orientazione degli assi WSW-ENE (N40-70). Tale assetto rivela che il piano meccanico associato al piegamento giunge anche a tagliare e dislocare la superficie assiale mascherando al letto del taglio sinclinali serrate e rovesciate (PESCATORE *et alii*, 2000). Strutture con analogo stile deformativo caratterizzano molti luoghi di affioramento delle unità **FO** e **TA** di letto rispetto al *thrust* **F₁**; buoni esempi sono osservati a San Giorgio La Molara e a Colle Sannita. Nell'insieme queste strutture sono delimitate da lineamenti trascorrenti a componente di movimento destro che troncano, nel senso WSW-ENE, anche il *thrust* **F₁**. Esistono, infatti, ampi settori di catena, nell'area molisano-sannita, interessati dagli effetti di una tettonica trascorrente destra che devono aver limitato entro tronchi discreti la deformazione e la strutturazione senza tuttavia variarne lo stile della deformazione. Entro il perimetro del Foglio le tracce delle trascorrenti a componente di movimento destro corrispondono alle aste del Fiume Miscano, del Fiume Calore – Torrente San Lazzaro, Casalduni – Colle Sannita e Piana di Morcone - Rio Freddo; i predetti lineamenti esprimono rigetti orizzontali dell'ordine di alcune centinaia di metri. Non è del tutto chiara la relazione tra i predetti lineamenti trascorrenti e le diffuse strutture plicative (megapieghe anticlinali e sinclinali rovesciate associate a taglio inverso) che esprimono direzione di trasporto tettonico settentrionale (N10W). Le associazioni strutturali in parola potrebbero rispondere agli effetti sincroni della tettonica da strappo (*wrench tectonics* di WILCOX *et alii*, 1973) che si sarebbe potuta generare già in epoca precedente il raddoppio della copertura sedimentaria, probabilmente favorita dalla fase di flessurazione dell'avampaese miocenico con carattere laterale discontinuo (non cilindrico). Tale processo deve aver condizionato anche la modalità ed i tempi sia dello sradicamento, sia dell'affastellamento definitivo delle unità tettoniche. In alternativa, bisogna ritenere che la distribuzione delle associazioni di strutture ettometriche e decametriche simili in stile ed in orientazione (pieghe-faglie inverse con direzione di trasporto tettonico N10E, tagli intrastratali, mesopieghe dalla simmetria S, M e Z, stiloliti tettoniche, ecc.) siano riconducibili alla fase precedente lo scollamento e la strutturazione della copertura sedimentaria del Bacino lagonegrese-molisano, e quindi siano embrionali ed associate alla sola

fase di deformazione. Queste, coerentemente con le dislocazioni regionali tipicamente appenniniche (direzione del trasporto tettonico N70E), sarebbero traslate passivamente solo a seguito della fase di sradicamento e strutturazione con possibili rotazioni (*block rotation*) imposte dalla tettonica da *wrenching*. E' in ogni caso riconosciuto per esse il carattere attivo del piegamento (*buckling*) per la presenza di pieghe concentriche e parallele del tipo B2 della classifica di RAMSAY (1967), in associazione alla presenza di clivaggio di fratturazione spaziato di piano assiale e, in rari casi di osservazione, per la presenza di indicatori cinematici dovuti al processo di *flexural slip* (scivolamento intrastratale durante il piegamento). Una ipotesi di enucleazione non coerente con la tettonica da strappo, potrebbe ascrivere tali strutture ad una fase inerziale di deformazione alpina con vettori della compressione diretti verso i quadranti settentrionali.

VI. QUADRO EVOLUTIVO GEOLOGICO, PALEOGEOGRAFICO E TETTONICO

I terreni incontrati nel rilevamento geologico per la redazione del Foglio 419 appartengono a successioni di bacino riconducibili ai sedimenti calcareo-clastici e silico-clastici del Bacino lagonegrese-molisano (PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; MOSTARDINI & MERLINI, 1988). Essi corrispondono alla copertura sedimentaria di una crosta continentale assottigliata (a spessore ridotto) interposta tra domini di piattaforma continentale carbonatica, la Piattaforma appenninica (Piattaforma campano-lucana) e la Piattaforma Apula (D'ARGENIO *et alii*, 1973; 1975).

Relativamente al settore sannitico-molisano è stato ipotizzato un Bacino lagonegrese-molisano arealmente ridotto verso nord e articolato in due bracci di mare, il Bacino del Sannio ed il Bacino molisano, che in epoca pre-orogenetica cingevano, rispettivamente ad ovest e ad est, la Piattaforma carbonatica emipelagica dei Simbruini-Matese (DI NOCERA *et alii*, 2002; PATACCA & SCANDONE, 2007), riscontrabile attualmente nel Gruppo del Matese orientale e nel Monte Camposauro.

I depositi argilloso-marnoso-calcarei e calcareo-clastici pelagici e più in generale le successioni più interne del Bacino lagonegrese-molisano (fisicamente collegate al dominio di Piattaforma appenninica) sono riconducibili alla successione del “Flysch Rosso”. La successione si compone di un intervallo

basale (Cretacico superiore) francamente pelagico dato da argille policrome intercalate a calcilutiti torbiditiche, diaspri (radiolariti) e *black-shale* e di un intervallo superiore ove prevalgono risedimenti calcarei di base scarpata/rampa carbonatica del Paleogene – Miocene inferiore. L'intervallo superiore si separa da quello inferiore mediante una importante *disconformity* regionale. In continuità di sedimentazione si trovano i depositi silico-clastici numidici (ortoquarziti del flysch numidico **FYN**) ed i depositi post-numidici con le prime intercalazioni arcoseo-litiche, che nell'area rilevata sono stati identificati con il termine formazione di Fragneto Monforte (**UFM**).

Una simile successione di base scarpata/bacino caratterizza anche il depocentro di sedimentazione ad alimentazione prevalente calcareo-clastica posta al margine interno del Bacino molisano, in collegamento con le aree di alimentazione del dominio emipelagico della piattaforma carbonatica dei Simbruini-Matese. La successione è identificabile con la denominazione di Unità di Frosolone – Agnone (PATACCA & SCANDONE, 2007). L'Unità di Frosolone è ben rappresentata dalla successione esposta al Monte Patalecchia di PESCATORE (1965). Il passaggio all'impilamento in catena della predetta successione è testimoniato dai depositi discordanti delle arenarie di Caiazzo (OGNIBEN, 1957; DI NOCERA *et alii*, 2002) altrimenti individuate a partire dal Matese orientale con il termine di flysch di Torrecuso (PATACCA *et alii*, 1992b) o con i termini delle arenarie di San Massimo (PATACCA & SCANDONE, 2007; D'ARGENIO *et alii*, 1973; 1975).

L'unità del Fortore si compone di successioni di terreni argillosi policromi alternati a calcareniti bioclastiche e calcilutiti silicifere e a diaspri. Nell'area del Fiume Fortore tale unità è distinta in due successioni con rapporto latero-verticale (PESCATORE *et alii*, 2000); in una prevalgono le intercalazioni argillose (Successione A) come nelle *Argille Varicolori del Fortore* (DAZZARO *et alii*, 1988); nell'altra sono ricorrenti le associazioni calcareo-marnose (Successione B) come nella *Formazione di Corleto Perticara* di SELLI (1957). Ambedue le successioni manifestano una evoluzione sedimentaria silico-clastica miocenica dapprima vulcanoclastica (Tufiti di Tusa), successivamente quarzoarenitica (flysch numidico) e ancora post-numidica data dalla successione della *formazione di San Giorgio* che alla scala regionale si correla alla successione di avanfossa s.s. della *Formazione di Serra Palazzo* (PESCATORE, 1978). Quest'ultima successione si correla anche con quella del "mesoautoctono di Tufillo" di SELLI (1957) e di Tufillo-Serra Palazzo di PATACCA & SCANDONE (2007). La formazione di San Giorgio rappresenta il passaggio e la persistenza

ad avanfossa subsidente del precedente avampaese molisano mentre i terreni silico-clastici del flysch di San Bartolomeo testimoniano, con l'appoggio discordante, l'avvenuto impilamento in catena del dominio molisano.

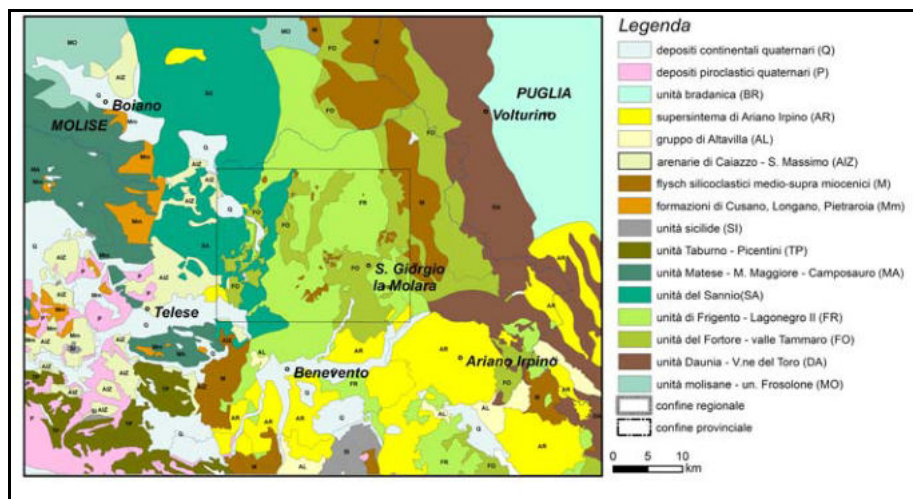


Fig. 41 – Schema di inquadramento geologico regionale del foglio 419.

Nei settori irpini e lucani il rapporto eteropico delle successioni lagonegresi interne (il Flysch Rosso con la sua evoluzione neogenica concordante e le successioni pelagiche del Gruppo delle Argille Variegate e della formazione di Corleto Perticara con le relative coperture silico-clastiche concordanti) è restaurato palinspasticamente nei settori di catena ove sono presenti le sovrapposizioni tettoniche dirette dei terreni dell'Unità di Frigento ai terreni dell'Unità del Fortore.

La paleogeografia in epoca pretettogenetica dell'area sannitico-molisana è caratterizzata da una fisiografia batiale articolata in altotondi e bassotondi, quest'ultimi capaci solo in parte (il Bacino molisano) di ricevere la sedimentazione silico-clastica concordante, nell'Aquitano, quando l'area marina è ancora configurata come retropaese alpino; in questa fase si distribuiscono i depositi residuali delle rocce calcaree dall'orogene alpino (Tufiti di Tusa). Con una distribuzione regionale e più ampia, le articolate aree bacinali subiscono l'apporto deposizionale numidico (flysch numidico) nel

Burdigaliano superiore-Langhiano; tale evento entra in competizione con la sedimentazione normale ed evoluta del sistema orogenetico appenninico (porzione basale pre-sin-orogenetica della formazione di Fragneto Monforte e della formazione di San Giorgio) e termina con la deposizione finale, discreta e regionalmente localizzata, degli eventi post-numidici concordanti o paraconcordanti. Questi depositi sono indicatori di depocentri di sedimentazione fisicamente e temporalmente condizionati dalla capacità di flessurazione dell'avampaese nel passaggio a condizione di avanfossa subsidente. Il sistema orogenetico deve essersi prodotto con un fronte tettonico progradante verso nord-est che deve aver costretto, ad avanfossa prima e catturato in catena poi, i domini lagonegrese-molisano e sannitico e il dominio di piattaforma carbonatica dei Simbruini- Matese, con angoli di incidenza acuti rivolti verso i quadranti nord-ovest rispetto alle fasce isopiche.

In particolare, l'assenza di cilindrismo tra il paleofronte della catena e i margini transizionali dei domini sedimentari di avampaese/avanfossa, avrebbe determinato, nel settore di avampaese sannitico:

- la sedimentazione ristretta al Bacino molisano delle Tufiti di Tusa (condizione di retropaese alpino);
- la sedimentazione diffusa delle arenarie del flysch numidico (condizione di bassofondo che anticipa l'iniziale passaggio ad avanfossa subsidente);
- la persistenza, in parte arealmente contemporanea, di avanfossa subsidente con la sedimentazione diffusa delle successioni post-numidiche di Fragneto Monforte (Langhiano superiore – Serravalliano superiore) nel Bacino del Sannio e della formazione di San Giorgio (Burdigaliano superiore – Tortoniano medio) nel Bacino molisano.

Inoltre, la conformazione ad archi discreti del paleofronte nella direzione di accorciamento N e NE, in progressione non cilindrica rispetto alle fasce isopiche del sistema *foredeep-foreland* sannita, avrebbe determinato:

- un *fabric* mesoscopico e associazioni strutturali alla differente scala con simili tipologie ed un comune stile sia entro i terreni dell'Unità di Frigento sia in quelli dell'Unità del Fortore. In più settori del Foglio sono individuate associazioni di pieghe con vergenza N10E, concentriche e parallele, quindi attive (classe 2b di RAMSAY, 1964), vale a dire strutture indicative di una deformazione iniziale, precedente lo sradicamento dal substrato della copertura sedimentaria e la strutturazione in *thrust*. Le pieghe-faglie a componente di movimento inverso trovano omogeneità nel confronto con gli indicatori

cinematici individuati alla mesoscala in seno alle stesse strutture, che indicano insieme una fase deformativa precoce che contrae il dominio di avampaese nella direzione attuale N10E e che deve aver interessato contemporaneamente le porzioni meridionali del bacino del Sannio e del Bacino molisano, ove regnava la sedimentazione di avanfossa silico-clastica concordante in probabile rapporto eteropico almeno per l'intervallo temporale Langhiano superiore – Serravalliano superiore (formazione di Fragneto Monforte ad ovest nel Bacino del Sannio meridionale e formazione di San Giorgio ad est nel Bacino molisano);

- lo sviluppo di bacini di *wedge-top depozone* del Serravalliano superiore – Tortoniano inferiore con i depositi prevalentemente torbiditici discordanti della formazione di Reino-Morgia dei Rauli (**UMR**). Tali depositi suturano una prima fase di avanzamento dell'Unità di Frigento nei luoghi ove essa sottopone al muro direttamente i terreni dell'Unità del Fortore. Il dominio di piattaforma carbonatica dei Simbruini-Matese è ancora un altofondo relativo di avanfossa subsidente, ove si completa il processo di annegamento con la sedimentazione dei terreni del Flysch di Pietraroja (SELLI, 1957);

- lo sviluppo di bacini di *wedge-top depozone* di età Tortoniano medio-superiore – Messiniano inferiore, contemporanei o di poco diacroni su settori differenti e discreti di catena. Nel Sannio orientale, in corrispondenza dei bacini imbriferi dei fiumi Tammaro e Fortore, la sedimentazione sinorogenetica si identifica con il depocentro di sedimentazione del flysch di San Bartolomeo, poggiante in modo trasgressivo discordante sui termini dell'Unità del Fortore. In corrispondenza della Valle Telesina e a nord della Piana di Boiano in Molise, i depocentri di sedimentazione sinorogenetica del Messiniano si individuano nelle successioni delle arenarie di Caiazzo (DI NOCERA *et alii*, 2002) o del flysch di Torrecuso, ambedue trasgressivi discordanti solo sull'unità del dominio di piattaforma dei Simbruini-Matese e sottoposti tettonicamente all'Unità del Sannio (PATACCA & SCANDONE, 2007), così come per le arenarie di San Massimo. Gli stessi sono posti al muro del sovrascorrimento che ha strutturato in catena l'unità di Frigento.

Tutto ciò implica la possibilità di individuare distinti settori di catena, caratterizzati da sovrapposizioni progressive che vengono suture nel Serravalliano superiore e nel Tortoniano superiore - Messiniano inferiore, rispettivamente dalla successione della formazione di Reino-Morgia dei Rauli e dalla successione del flysch di San Bartolomeo. In particolare si riconoscono i settori ove si riscontra l'accavallamento dell'Unità di Frigento sull'Unità del Fortore e i settori nei quali un'omologa successione del Messiniano inferiore

(arenarie di San Massimo) è già al muro dell'Unità del Sannio e quest'ultima costringe in posizione ipogea l'interposizione tettonica dell'Unità di Frosolone-Agnone o del dominio di piattaforma carbonatica Simbruini-Matese.

Nell'analizzare i dati geologici relativi all'unità tettonica del Sannio si evidenzia che il limite stratigrafico inferiore, che caratterizza la base dell'unità tettonica, è individuato nel membro diasprigno del Flysch Rosso. A tale limite corrisponde il *detachment* che ha permesso lo sradicamento dell'Unità del Sannio dal suo substrato bacinale, verosimilmente riferibile al braccio occidentale del bacino lagonegrese-molisano, che in queste note abbiamo indicato come Bacino del Sannio (intendendo per esso il subdominio pelagico meridionale posto tra la Piattaforma appenninica Alburno-Cervati e la piattaforma carbonatica dei Simbruini Matese a nord). L'Unità del Sannio è la più interna dell'area compresa nel perimetro del Foglio. I terreni di quest'unità sono in sovrapposizione telealloctona sui terreni dell'Unità del Fortore e dell'Unità Valle del Tammaro, con un contatto che contiene al muro quasi ovunque i terreni della formazione di San Giorgio.

Sull'Unità di Frigento, invece, sono trasgressivi discordanti i terreni della formazione di Reino-Morgia dei Rauli (Serravalliano superiore - Tortoniano inferiore), mentre la stessa unità di Frigento costringe al muro i terreni del flysch di San Bartolomeo del Tortoniano superiore – Messiniano inferiore nei settori orientali della stessa area. Il ricoprimento regionale dell'Unità di Frigento si è sviluppato, quindi, in due fasi sostanziali: una prima fase nel Serravalliano superiore - Tortoniano inferiore ed una seconda dopo il Messiniano inferiore. Al Messiniano inferiore corrisponderebbe il sopravanzamento tettonico dell'Unità del Sannio sul dominio di piattaforma dei Simbruini-Matese, sull'Unità di Frosolone-Agnone e sull'Unità di Tufillo – Serra Palazzo, con la troncatura e fossilizzazione del bacino di *wedge top* di San Massimo (Messiniano inferiore).

Coerentemente con quanto descritto in PATACCA & SCANDONE (2007) per l'Unità del Sannio, le successioni del Bacino del Sannio devono aver subito due differenti strutturazioni nell'intervallo Tortoniano – Messiniano: a) l'Unità del Sannio si deve essere affastellata sull'unità del dominio di piattaforma carbonatica dei Simbruini-Matese e sull'Unità del Fortore (cfr. unità tettoniche di Frosolone-Agnone e di Tufillo-Serra Palazzo), solo dopo la deposizione delle arenarie di Caiazzo di età Messiniano; b) l'Unità di Frigento, di pertinenza bacinale più meridionale e più interna rispetto al paleofronte della catena, nel Tortoniano inferiore era invece già in sovrapposizione ai terreni lagonegresi distali dell'Unità del Fortore.

Il fronte della catena nella fase del Serravalliano superiore avrebbe inglobato solo la porzione meridionale del Bacino del Sannio e la porzione interna e mediana del Bacino molisano con un settore di avampaese costituito a nord ed a nord-est dal dominio di Piattaforma carbonatica dei Simbruini-Matese in fase di annegamento e in parte dal braccio orientale del Bacino molisano.

Pertanto, pur riconoscendo, sia per le unità tettoniche del Sannio e di Frigento che per le unità tettoniche del Fortore e della Valle del Tammaro, elementi primari comuni (cronostratigrafia e dominio paleogeografico lagonegrese-molisano) ed ancora elementi corrispondenti della deformazione precoce (fase precedente lo sradicamento strutturale), riteniamo sia utile evidenziare le differenze per gli aspetti secondari quali le fasi di strutturazione in catena da cui deriva la proposta di una differente denominazione di unità tettoniche.

Partendo dalla lettura oggettiva dell'assetto delle unità tettoniche individuate dal rilevamento geologico entro il settore di catena del Foglio è possibile evidenziare la peculiarità geometrica e strutturale degli accavallamenti. L'Unità di Frigento si trova sempre al tetto di un sovrascorrimento regionale (geometria *flat* molto sviluppata) che si immerge debolmente verso l'area tirrenica e al letto del quale sono presenti i terreni dell'Unità del Fortore e del Valle del Tammaro.

Con riferimento al modello geologico derivato dai lavori del CROP04 e sintetizzati nello schema evolutivo di PATACCA & SCANDONE (2007), l'areale del Foglio, e quindi il livello strutturale, risulta essere prospiciente il versante orientale del Gruppo del Matese e quindi prossimo al settore di accavallamento dell'Unità del Sannio sull'Unità del dominio di Piattaforma dei Simbruini-Matese.

In conclusione, i terreni appartenenti all'Unità di Frigento sarebbero in posizione paleogeografica interna e contigua verso occidente alla scarpata della Piattaforma appenninica e verso oriente presenterebbero un rapporto eteropico con le successioni delle aree assiali del Bacino lagonegrese-molisano da cui si genera l'Unità del Fortore. In particolare l'Unità di Frigento deve essere verosimilmente individuata a sud del dominio di piattaforma carbonatica dei Simbruini-Matese; per quanto riguarda i terreni che costituiscono l'Unità del Sannio si ipotizza una posizione paleogeografica più settentrionale, compresa tra il dominio di Piattaforma carbonatica sud-appenninica ad occidente e il dominio di piattaforma carbonatica dei Simbruini-Matese ad oriente, nell'insieme a nord dei terreni da cui si determina l'Unità di Frigento. L'unità

del Fortore si collocherebbe ad est dell'unità di Frigento (PESCATORE *et alii*, 2000) in una posizione assiale del bacino lagonegrese-molisano. L'unità della Valle del Tammaro, caratterizzata da una perdurante sedimentazione silico-clastica e mista di avanfossa fino al Tortoniano medio-superiore (cfr. **GGM**) con apporti bio-calcciclastici (cfr. **GGM**_{2a} e **GGM**₄) da un'adiacente area di piattaforma (presumibilmente riferibile al dominio dei Simbruini – Matese), occuperebbe una originaria posizione più settentrionale (cfr. bacino molisano) rispetto all'unità del Fortore.

Quest'articolata evoluzione del sistema catena-avanfossa-avampaese sannita (*foreland*) è legata soprattutto alla conformazione del settore di avampaese/avanfossa, caratterizzato da una capacità di flessurazione dello *slab* litosferico probabilmente differenziata per tronchi discreti, e dalla conformazione paleogeografica della zona di sutura con direzione del trasporto tettonico prevalente verso N70E angolarmente incidente rispetto alle fasce isopiche.

VII. CENNI DI MORFOLOGIA E DI EVOLUZIONE QUATERNARIA

Il territorio preso in esame si sviluppa tra i corsi del fiume Tammaro ad ovest e del fiume Miscano a sud-est, affluenti del fiume Calore, e l'alta valle del fiume Fortore a nord. La configurazione morfologica dell'area è controllata dall'assetto geologico-strutturale regionale, raggiunto in maniera definitiva con le fasi tettoniche plio-pleistoceniche, oltre che dalle caratteristiche litologiche delle formazioni affioranti.

L'area è caratterizzata principalmente da un assetto tettonico a falde di ricoprimento, grazie al quale, mediante la sovrapposizione dell'unità tettonica del *Sannio* sulla unità *Frigento*, e l'ulteriore sovrapposizione di queste due unità su quelle del *Fortore* e della *Valle del Tammaro*, si è generato l'accavallamento di lembi di successioni prevalentemente calcaree (FYR₂, FYR_a) con spessori non superiori a 100-150 m, su sequenze in cui prevalgono formazioni con vari termini argillosi (AV), argilloso-marnoso-calcareo (CPA) ed arenaceo-pelitico-calcareo (GGM), potenti varie centinaia di metri. Gli effetti della tettonica recente, a carattere distensivo e trascorrente, si sono sovrapposti a quelli delle fasi compressive mio-plioceniche, determinando nella regione sollevamenti differenziali con valori fino a circa 1.000 m, con formazione di gruppi montuosi, ribassati progressivamente verso sud (Bacino di Benevento) ed organizzati in sistemi di dorsali, limitati da valli fluviali ad andamento appenninico/anti-appenninico e meridiano/longitudinale. Le oscillazioni climatiche del

Quaternario hanno, inoltre, favorito lo smantellamento dei versanti, sia attraverso processi denudazionali di tipo areale, particolarmente accentuati nei periodi freddi, sia mediante l'approfondimento del reticolo fluviale a seguito delle variazioni del livello di base.

Il reticolo idrografico si presenta a grossa scala angolato, a causa del forte controllo delle lineazioni neotettoniche, orientate generalmente in senso appenninico (NW-SE) e antiappenninico (NE-SW). In particolare i fiumi Miscano e Fortore presentano un andamento abbastanza rettilineo orientato, rispettivamente, NE-SW e SSE-NNW; il fiume Tammaro, invece, presenta un andamento molto irregolare; ad esempio, nei pressi di S. Giorgio la Molara, compie una rotazione di circa 180° con un'ampia ansa che ruota il proprio orientamento da SW-NE a NE-SW.

Tra le dorsali si riconoscono, procedendo da ovest verso i quadranti orientali, la dorsale occidentale di Monte S. Croce compresa tra S. Croce del Sannio a nord (q. 750-800 m) e Pontelandolfo (q. 450-500 m) a sud; la dorsale che si sviluppa da Varco delle Forche (q. 850 - 900 m) a nord e Pesco Sannita (q. 350-400 m) a sud; la dorsale Monte S. Marco (q. 1.007 m) - Montagna di San Giorgio (950 m) e il M. Calvello (946 m). Lo spartiacque appenninico, che separa il versante adriatico (F. Fortore) dal versante tirrenico (F. Tammaro e F. Miscano), tra Montefalcone Valfortore e San Giorgio la Molara, si discosta parallelamente da quest'ultimo allineamento per circa 10 km verso est.

Nel settore centro-occidentale (M. Moschiatturo – valle del Tammaro), si è modellato un paesaggio ad alta energia del rilievo, connotato da notevole dislivello tra creste e fondovalle, con numerosi gruppi montuosi e collinari e con ampi ed articolati versanti e con l'individuazione di valli intramontane molto approfondite (valli del F. Tammaro, T. Tammarecchia, T. Lente, T. Reinello, ecc.), che marciano ampie finestre tettoniche lungo le quali è possibile osservare in affioramento le successioni delle unità tettoniche sovrascorse con rapporto rigido su plastico.

La morfologia cambia nei settori nord- e sud-orientali, in corrispondenza del margine esterno della struttura prevalentemente calcarea di Monte Croce – Monte Muschiatturo, laddove i rilievi montuosi lasciano il posto ad un paleopaesaggio sommitale, a grossa scala subpianeggiante (Paleosuperficie *Auct.*), con forme del paesaggio meno acclivi, caratterizzate da alti collinari molto rastremati dall'erosione, con superfici sommitali spianate, tra cui si evidenziano il pianoro tra Campolattaro e Morcone (q. 550 -600 m), la zona del lago di S. Giorgio (q. 870-900 m) ad est dell'omonimo abitato, e i pianori

presenti a nord di Monte Chiodo (q. 750-770 m), con notevole sviluppo di coperture eluvio-colluviali e locali piccoli accumuli di depositi lacustri. I numerosi lembi subpianeggianti costituiscono un altopiano con quote generalmente comprese tra 600 e 700 m; esso è caratterizzato da un reticolo idrografico poco inciso e non raccordato con i fondovalle attuali, ma i suoi lembi risultano profondamente incisi dalla rete idrografica, con le ampie vallate del fiume Tammaro e del fiume Calore.

Nonostante la presenza di un paesaggio pressochè montuoso, la configurazione morfologica del territorio del Foglio è caratterizzata da versanti molto ampi, variamente articolati, con pendii che denotano una maturità nelle forme concavo-convexe. La geometria dei bacini idrografici che sottendono le aste torrentizie lungo i versanti è stata notevolmente influenzata da processi di denudamento e degradazione, manifestatisi essenzialmente mediante movimenti gravitativi.

Quasi in corrispondenza dello spartiacque, alla testata degli impluvi che incidono i versanti con profilo a V, si riconoscono piccole concavità morfologiche a forma sub-triangolare o semicircolare, di regola sede di cospicui accumuli colluviali. Non di rado tali aree costituiscono le principali zone di alimentazione per frane di colate di terra. Le fenomenologie franose profonde hanno contribuito notevolmente al modellamento dei pendii; esse sono state favorite anche dall'alta erodibilità dei terreni flisciodi eterogenei con componente pelitica prevalente, che costituiscono l'ossatura della maggior parte dei rilievi montuosi; tali fenomeni hanno dato luogo, a partire da quote medio-elevate, a superfici con pendenze molto variabili nel breve volgere di qualche decina di metri, caratterizzate da piccole scarpate intervallate da pianori o terrazzi, a luoghi anche in contropendenza, da concavità morfologiche, da dorsali molto strette e lunghe per effetto dell'intensa erosione prodotta lateralmente dal rapido approfondimento lineare del reticolo torrentizio. Paesaggi di questo tipo sono riscontrabili in maniera molto evidente, lungo i versanti orientale del T. Tammaro e del T. Tammarecchia nel settore di S. Marco e S. Giorgio La Molara, dove il raccordo del versante con il fondovalle è caratterizzato molto spesso da forme con profilo concavo-convesso, da correlare ad antichi cumuli di frana. Su tali corpi di frana, si innescano frequentemente fenomeni erosivi di tipo calanchivo o fenomeni strettamente legati alla dinamica fluviale del tipo erosione lineare, che comportano processi di scalzamento al piede con crolli ed individuazione di pareti rupestri. Tali condizioni sono evidenti lungo alcuni tratti del T. Tammarecchia in corrispondenza della frana di

Serre delle Forche ad ovest di Buonalbergo e lungo il T. Reinello in prossimità dell'abitato di Reino.

Nel settore sud-ovest del foglio si sviluppa un tratto del corso del F. Calore, che costituisce il collettore di raccordo di tutti i corsi d'acqua che attraversano il territorio del foglio, ad eccezione del fiume Fortore a recapito adriatico. In particolare lungo questo tratto della Valle del Calore, nei dintorni dell'abitato di Ponte, si registra la confluenza del T. Lente e del T. Raventa.

L'ampia vallata in cui scorre il fiume Calore, nel tratto sud-occidentale del foglio, si presenta nel suo insieme marcatamente asimmetrica con l'asse vallivo spostato verso sud; il corso fluviale si sviluppa secondo un tracciato a meandri irregolari ad ampio raggio fino all'altezza della stazione ferroviaria di Solopaca (ad ovest dell'area di studio), posta in corrispondenza di una stretta morfologica in gran parte erosa. La rete drenante affluente ovunque denota un marcato approfondimento.

Nel settore subito ad ovest del limite del foglio, in sinistra del fiume Calore, il massiccio carbonatico del Camposauro è delimitato da ripidi versanti di faglia subverticali, alla cui base si riconosce una estesa e continua falda detritica pedemontana, che comprende numerose conoidi torrentizie coalescenti fagliate e carsificate. Sul versante opposto, rientrando in parte nel perimetro del foglio, si individuano schematicamente in destra del Calore tre settori morfologici distinti: a) settore superiore dei crinali e delle scarpate di faglia evolute in rocce lapidee, b) settore intermedio del glacis, c) settore inferiore dei terrazzi alluvionali.

Il settore superiore si sviluppa oltre i 500 m di quota, e comprende i rilievi principali dell'area (ad es. M. Croce), costituiti dai termini calcareo-marnosi del Flysch Rosso. Essi sono delimitati da versanti di faglia evoluti, ai cui margini si riconoscono alcuni *trench* e numerosi prismi rocciosi calcarei di volume valutabile intorno a 10^5 - 10^6 mc, che si presentano ribassati e ruotati da estesi fenomeni gravitativi profondi del tipo *lateral spreading*. Alla base dei versanti calcarei una falda detritica ricopre in parte i blocchi calcarei ed i *trench*.

Nel settore intermedio del versante, si osservano numerosi lembi relitti di un glacis debolmente inclinato di 4-10° verso sud. Il glacis si imposta principalmente sulle rocce tenere delle arenarie di Caiazzo e nella porzione più alta del versante sui termini del Flysch Rosso, fratturati e coinvolti da fenomeni gravitativi. Il glacis presenta limitati depositi conglomeratici (cfr. **OEM**) e si sarebbe formato sotto le condizioni climatiche di tipo freddo-secco che ciclicamente si sono realizzate durante il Riss ed il Wurm.

Nel settore inferiore del versante si riconoscono cospicui accumuli di depositi alluvionali terrazzati (cfr. *SFL*), che presentano spessori valutabili intorno a 150 m. Si tratta di ghiaie poco cementate con clasti di natura calcarea ed arenacea e con intercalati livelli di ceneri vulcaniche e piroclastiti rimaneggiate. Nella parte alta di tale settore del versante il glacis si raccorda con un fondovalle a + 130-150 m rispetto all'attuale letto del fiume Calore, in corrispondenza del terrazzo di I ordine.

La scarsa presenza di depositi quaternari non consente una dettagliata ricostruzione dell'evoluzione morfologica degli altri settori del Foglio 419. Tuttavia la presenza di superfici spianate sollevate a varie quote riconosciute in più settori del foglio lascia ipotizzare che le attuali morfostrutture si siano individuate probabilmente già con la fase tettonica della fine del Pleistocene inferiore (0,75 my B.P.) (APRILE *et alii*, 1980; BRANCACCIO & CINQUE, 1988), a cui è solo ipoteticamente collegata la formazione della conca fluvio-lacustre della Piana di Morcone (cfr. *TMA*). In tale periodo si origina un articolato graben che ha dato luogo alla formazione di una ampia conca depressa che interessa marginalmente le aree meridionali del foglio, ma in misura maggiore i dintorni di Benevento. Nel Pleistocene medio la concomitanza di condizioni climatiche fredde ha favorito l'erosione dei versanti che delimitavano il graben e l'accumulo di enormi volumi di masse clastiche con formazione anche di bacini fluvio-lacustri.

Con la tettonica rissiana (0,3 m.y. B.P.) si determina il sollevamento generalizzato dell'ordine di un centinaio di metri; probabilmente in questo momento si creano le condizioni per l'attivazione di profondi fenomeni franosi come quello di Monte La Guardia-Perazzeta in sinistra del T. Tammarecchia. Contemporaneamente lungo il tratto del F. Calore a monte della stretta di Telesse si registra un generalizzato sovralluvionamento. Le alluvioni antiche del terrazzo di I ordine affioranti in destra del F. Calore (cfr. *SFL₁*) documentano il riempimento della valle durante il Pleistocene medio *p.p.* fino a + 150 m sull'attuale *talweg*. Alla fase di sovralluvionamento è seguita una fase di incisione che ha individuato il terrazzo di I ordine. Nel Pleistocene medio *p.p.* - superiore *p.p.* si individua il terrazzo di II ordine (cfr. *SFL₂*). Durante il Wurm III ed i successivi stadi appenninici (PALMENTOLA *et alii*, 1990), nel corso del Pleistocene superiore *p.p.* - Olocene si sono formati i terrazzi di III-IV e V ordine (cfr. *SFL₃* e *SFL₄*). Attualmente la rete drenante che attraversa il foglio si presenta generalmente in erosione, con limitati depositi golenali e di alveo (cfr. **b_a**), innescando vari processi di instabilità ancora attivi lungo i versanti.

VII. SISMICITÀ E SISMOTETTONICA

Il settore orientale della Campania fa parte, dal punto di vista sismico, di un'area tra le più attive d'Italia. Essa è caratterizzata da terremoti altamente distruttivi che hanno raggiunto valori di magnitudo M_s compresi nell'intervallo da 6 a 7, in corrispondenza dell'epicentro, ed intensità sismiche nell'intervallo da IX a XI della scala MCS. Nel contesto geodinamico regionale, il beneventano è definito come una zona di carattere transizionale (CUBELLIS *et alii*, 1995), interpretabile sia nel senso di passaggio dall'area sismogenetica dell'Appennino Centrale a quella dell'Appennino Meridionale (41° parallelo N, linea *Ortona-Roccamonfina*), sia come riferimento ad un alto grado di complessità del campo di sforzi in gioco. Infatti il campo di sforzi si esplica, per i terremoti profondi e più intensi, secondo un asse tensile con andamento appenninico, mentre un secondo asse minore ad andamento E-W od anche ESE-WNW è correlabile alle attività sismiche degli anni 80-90 caratterizzata da eventi frequenti e di bassa energia con ipocentri profondi meno di 20 Km (ESPOSITO *et alii*, 1988; BOUSQUET *et alii*, 1993).

La sismicità degli ultimi anni è collocabile in un quadro regionale più ampio relativo ad un'attività neotettonica notevole; essa si manifesta con un generale sollevamento, riconoscibile lungo la catena appenninica in corrispondenza di grandi sistemi di faglia ad orientamento NW-SE, NE-SW, E-W, NNW-SSE; nel Sannio è prevalente una attività secondo una direttrice NE-

SW le cui profondità ipocentrali non superano i 20 Km e non evidenziano allineamenti preferenziali che consentano di associarli all'attività di strutture tettoniche ben definite (ALESSIO *et alii*, 1993).

L'area sismogenetica del Sannio-Matese rappresenta uno dei segmenti sismicamente più attivi dell'Appennino Meridionale (BARBANO *et alii*, 1989; BRANNO *et alii*, 1986; CUBELLIS *et alii*, 1995; MAYER-ROSA *et alii*, 1993), in quanto è stato interessato più volte da eventi sismici distruttivi con intensità IX MCS (1456, 1688, 1702, 1732, 1805) intervallati da lunghi periodi di quiescenza, nonché da sequenze sismiche di bassa energia (1885, 1903, 1905, 1990, 1992) (MILANO *et alii*, 1998). L'area, essendo attualmente caratterizzata dall'assenza di terremoti ad elevata energia, viene considerata ad elevata pericolosità sismica (SCARPA & ZOLLO, 1985). In particolare l'area del bacino del fiume Tammaro è stata colpita in epoca storica dal forte terremoto del 5 giugno 1688 ($I_{\max} = 11$, $M_c = 6.6$) ed in epoca più recente dalle sequenze sismiche di bassa energia del 1990-92 e del 1997 (MILANO *et alii*, 1998; VILARDO *et alii*, 2001, 2003). Vari autori hanno studiato l'area in questione per determinare la possibile posizione della sorgente sismogenetica sulla base di analisi geologico-strutturali, neotettoniche, geomorfologiche e sismologiche, ma la geometria e la localizzazione delle faglie relative al terremoto del 1688 sono ancora oggetto di discussione (DI BUCCI *et alii*, 2005, 2006; VALENSISE & PANTOSTI, 2001; VILARDO *et alii*, 2001, 2003).

Negli ultimi decenni, la sismicità di fondo dell'area è stata caratterizzata da eventi isolati di bassa energia e da quattro sequenze sismiche (MILANO *et alii*, 1998). La magnitudo degli eventi sismici raramente ha superato 2.5, la profondità ipocentrale è compresa entro i primi 15 km della crosta, e la loro localizzazione ricade prevalentemente lungo il confine campano-molisano e nell'intorno del massiccio del Matese (MILANO *et alii*, 1998), sviluppandosi tra Morcone, Fragneto Monforte e Benevento (Fig. 39).

La prima sequenza, avvenuta nel Gennaio 1986, è costituita da circa 100 eventi con magnitudo compresa tra 2.0 e 4.0., che hanno interessato una ristretta zona a nord-est di Isernia (ALESSIO *et alii*, 1990). La seconda sequenza, sviluppatasi nel periodo Aprile-Giugno 1990, ha prodotto una intensa attività sismica con circa 300 eventi localizzati in una piccola area di circa 100 km² a nord-est di Benevento, tra il capoluogo e Fragneto Monforte. La profondità di questi eventi è compresa nei primi 15 km di crosta e l'evento più energetico ($M = 3.6$) si è verificato all'inizio della sequenza (ALESSIO *et alii*, 1996).

La terza piccola sequenza, verificatasi nel Marzo del 1992, ha interessato una ristretta zona di circa 10 km² a nord-est di Benevento. Dei circa 260 eventi registrati, solo 40 hanno superato magnitudo 2.0 e l'evento più energetico ha avuto magnitudo 3.7. La profondità di questi eventi è comparabile con la profondità degli eventi della sequenza del 1990 (FEDERICI *et alii*, 1992).

L'evento sismico di magnitudo Md 4.1 del 19 Marzo 1997 (ore 23:10 GMT) è stato seguito da un'intensa attività sismica, che ha interessato l'area compresa tra i Comuni di Morcone, Sassinoro e Sepino per circa sei mesi, con circa 2800 eventi sismici, di cui solo 20 con magnitudo maggiore di 3.0, registrati nel periodo Marzo-Settembre 1997 (MILANO *et alii*, 1998). Tale sequenza sismica è localizzata in una zona in cui sono presenti almeno tre sistemi di faglie dirette con allineamento appenninico, antiappenninico ed E-W. La distribuzione ipocentrale ed i meccanismi focali suggeriscono che questa attività sismica è avvenuta lungo il sistema di strutture in direzione antiappenninica poste sul versante orientale del Matese. Inoltre, la presenza di un S3 orientato NNW-SSE suggerisce che il campo di stress responsabile di questa attività sismica non può essere direttamente ricondotto al campo di stress generalmente agente nell'Appennino Meridionale (S3 NE-SW).

Nel complesso le sequenze sismiche che hanno interessato l'area del Sannio-Matese negli ultimi decenni sono avvenute su piccole strutture sismogenetiche secondarie della catena appenninica.

La distribuzione ipocentrale degli eventi della sequenza del Beneventano del 1990 suggerisce la coesistenza di faglie sintetiche-antitetiche con la struttura principale, con direzione NW-SE ed immersione verso NE, situata in corrispondenza della faglia attivata durante il forte terremoto del 1688 ($I_{\text{omax}} = \text{XI MCS}$); gli eventi della sequenza del 1997 si allineano in direzione NNE-SSW, all'incrocio tra i prolungamenti delle faglie responsabili degli eventi avvenuti nel 1456-1688 e di quello del 1805 ($I_0 = \text{X MCS}$) (Fig. 39).

I meccanismi focali relativi agli eventi appartenenti ad entrambe le sequenze indicano movimenti distensivi con orientamento dell'asse di estensione rispettivamente in direzione NE-SW e NW-SE. Il quadro deformativo risultante, caratterizzato da due direzioni di estensione tra loro ortogonali, suggerisce pertanto processi di estensione longitudinale e trasversale che interessano la catena appenninica (VILARDO *et alii*, 2001).

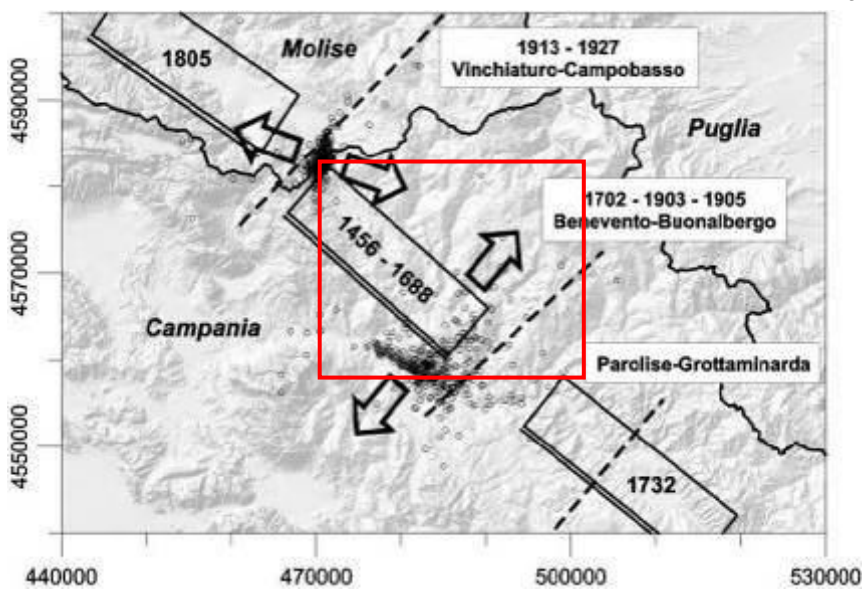


Fig. 39 Localizzazione delle sequenze sismiche del 1990-92 e 1997 in relazione agli elementi sismotettonici dell'area sannitica. Le frecce rappresentano l'orientazione preferenziale degli assi-T sub-orizzontali dedotti dall'analisi dei meccanismi focali. I rettangoli e le linee tratteggiate rappresentano rispettivamente la proiezione in superficie delle faglie sismogenetiche ed i lineamenti tettonici trasversali riportati nel catalogo DPS di VALENSISE & PANTOSTI (2001) (da VILARDO et alii, 2001). Il riquadro in rosso indica l'area del foglio 419.

Poiché in tempi storici il massiccio del Matese è stato sede di forti terremoti distruttivi sia sul versante settentrionale che su quello meridionale, il rischio sismico dell'intera area è attualmente molto elevato. Non essendo nota la dettagliata storia sismica dell'area, non è da escludere che le sequenze sismiche avvenute negli ultimi decenni potrebbero rappresentare fenomeni precursori per futuri grossi terremoti lungo le principali strutture sismogenetiche del massiccio del Matese.

IX. ASPETTI DI GEOLOGIA TECNICA E AMBIENTALE

1. STABILITÀ DEI VERSANTI (a cura di R. De Riso)

L'assetto geomorfologico del territorio del foglio 419 è perfettamente congruente, nei suoi connotati salienti (distribuzione delle pendenze; geometria del reticolo fluviale; distribuzione e tipologia di frane), con la costituzione litologica dei bacini del F. Tammaro (settore centrale), del F. Calore (settore SW), del F. Fortore (settore NE) e del F. Miscano (settore E e SE).

1.1. Il settore centrale (bacino del F. Tammaro p.p.)

Se si escludono alcune aree di fondovalle (di origine alluvionale e/o fluvio-lacustre) di una certa ampiezza (vedi tronco fra Sassinoro e Campolattaro e alcuni altri, del tutto locali, lungo il T. Tammarecchia ed alle confluenze - nel Tammaro - del Tammarecchia di S. Marco e del Tammarecchia di S. Giorgio), le varie aste fluviali (quelle di 4° e 5° ordine, in sinistra Tammaro, più influenti

sulla fisiografia del bacino) delimitano nettamente una serie di dorsali che propongono motivi geomorfologici ricorrenti.

In particolare in esse si possono osservare quasi ovunque "zone" sommitali suborizzontali o scarsamente acclivi (acclività minore o uguale a 15%) e "zone" di versante con pendenze più frequenti variabili tra il 15% e il 25% e tra il 25% ed il 50%. Esse corrispondono agli estesi affioramenti di terreni "arenacei miocenici" (FYN, GGM e SBO) e di terreni "argillosi" con locali frequenti intercalazioni calcareo-marnose e talora selcifere (AV, FYR_b e FYR) e di terreni argillitici grigi e calcareo-marnosi della ex Formazione di Frigento *Auct.* (cfr. CPA, FYR_b e AV) del corso medio inferiore del Reinello e del corso inferiore del Tammaro fra S. Giorgio La Molara e Pietrelcina.

Solo in alcuni settori più o meno ampi si raggiunge, e spesso si supera, la pendenza del 100%; questi settori, talora di aspetto rupestre, corrispondono: a) alle estese alternanze calcareo-detritiche e marnose, di "*facies molisana Auct.*" (cfr. FYR, FYR₂), osservabili di fronte a Sassinoro e Morcone; b) alle numerose "isole" calcaree e calcareo-detritiche (cfr. FYR_a, FYR₂) associate alle Unità "argillose" ed "arenacee" nei tenitori di Cercepiccola, Cercemaggiore, S. Croce del Sannio, Circello, Colle Sannita, S. Marco dei Cavoti e a ridosso dello spartiacque Tammaro-Miscano e Tammaro-Fortore; e) ad alcuni affioramenti di "arenarie" (cfr. FYN, UMR, GGM e SBO) a struttura massiccia (S. Giorgio la Molara e Molinara e vari presso Campolattaro, Circiello, Riccia, Cercemaggiore, Vinchiatturo).

Con riferimento all'impianto del reticolo idrografico e, in particolare, alla densità di drenaggio D (in quanto rappresentativa del grado di erodibilità e di permeabilità dei terreni) è stato rilevato (BUDETTA *et alii*, 1979) che i valori più elevati ($6 < D < 8 \text{ Km/Km}^2$ e $D > 8$, a fronte degli intervalli più frequenti $2 < D < 4$ e $4 < D < 6$) si riscontrano nei sottobacini ove affiorano terreni a prevalente componente argillosa (T. Reinello; corso superiore e inferiore dei Tammarecchia; tronco montano del Tammarecchia di S. Giorgio; alcuni sottobacini del tronco del Tammaro a valle della confluenza con il Tammarecchia di S. Giorgio).

A tali sottobacini deve essere attribuita una dinamica evolutiva più marcata, circostanza questa confermata dall'assenza o scarso sviluppo di coperture alluvionali, da locali marcati segni di reincisione delle coperture medesime (ove esistenti) e soprattutto da percentuali di aree in frana significative.

1.1.1. Distribuzione e tipologie di frane

Attraverso il censimento e la planimetrazione di numerosi dissesti osservati (BUDETTA *et alii*, 1979; CORNIELLO *et alii*, 1980) sono state calcolate percentuali di aree dissestate oscillanti fra il 3,5 del bacino del basso Tammaro, e il 5,2-5,9 dei bacini dei torrenti Reinello e Tammarecchia, con un valore intermedio di 4,4 relativo al bacino del T. Tammarecchia di S. Marco. In termini assoluti trattasi di estensioni totali dell'ordine di 7 km² (Tammarecchia), 4 km² (basso Tammaro), 3 km² (Reinello) e 2,5 km² (Tammarecchia di S. Marco).

Le tipologie di frana più diffuse, coinvolgenti soprattutto le coltri detritiche superficiali, sono quelle da "crollo" e da "scorrimento" localizzate lungo i versanti dei complessi "arenacei" sovente a ridosso delle aste principali e secondarie (versanti del Tammarecchia; versanti del Tammarecchia di S. Giorgio e del Colle Caffarello ad ovest di Molinara) e quelle per colamento e/o scorrimento evoluto a "colata" di cui si osserva un vasto "campionario" (per densità e estensione) lungo i versanti incisi nei complessi "argillosi" (cfr. AV, FYR_b, FYR e CPA). Significative al riguardo sono le "difficili" situazioni osservate lungo i versanti del T. Reinello (da Reino fino a Colle Sannita e alla dorsale de I Monti), del basso Tammaro (dalla confluenza con il Tammarecchia di S. Giorgio a Paduli) e dell'alto Tammarecchia (da Circello a Castelpagano). In taluni casi tali fenomeni assumono caratteri di eccezionalità (per dimensione): si veda l'imponente "colata" di località S. Arcangelo - Bosco Verdeti (in sinistra Tammaro, di fronte a Pietrelcina), innescatasi probabilmente negli anni '50, che ha indotto una importante modificazione dell'andamento planimetrico del corso del Tammaro con ripercussioni sulla stabilità anche del versante opposto. Casi di "crolli di blocchi" rocciosi con creazione di cumuli detritici interessati successivamente da movimenti traslativi sono osservabili in corrispondenza dei versanti delle "isole" calcaree (cfr. FYR_a, FYR₂) presenti ad est di Molinara (M. Capezzuto) ed a sud-est di S. Giorgio La Molara (Montedonico). In questo ultimo caso il piede della colata detritica ha interessato un tornante della rotabile per S. Giorgio La Molara.

In CATENACCI (1992) si riportano numerose segnalazioni di movimenti franosi che hanno coinvolto in vari periodi molti centri abitati e infrastrutture viarie (1963: Castelpagano, Pescosannita e SS 212, Reino e SS 212, Pietrelcina, S. Giorgio La Molara e strada provinciale SS 369, S. Marco dei Cavoti; 1984: Campolattaro; 1985: Pesco Sannita; 1986: Pesco Sannita e Campolattaro). Altre segnalazioni sui comuni già citati e su Morcone, Pago Veiano, Fragneto

Monforte e Fragneto l'Abate si rinvergono in CNR-GNDICI - Progetto AVI (1998).

1.1.2. Il ruolo della sismicità e del regime pluviometrico

Alla determinazione delle descritte situazioni di precarietà generale dell'assetto dei versanti ha influito l'elevata sismicità regionale (si veda cap. VIII). Tra gli eventi più recenti sono da segnalare: a) il sisma sannitico-irpino del 21 agosto 1962 (NICOTERA *et alii*, 1965) che ha colpito con intensità massime di 8°-9° della scala Mercalli una larga fascia di territorio lungo la direttrice Frigento-Castelpagano, con danni ai centri abitati di Colle Sannita, Foiano V. F., Molinara, Paduli, Pago Veiano, Pietrelcina, Reino, S. Giorgio La Molar e Buonalbergo; b) il sisma irpino del 23 novembre 1980 che ha fatto sentire i suoi effetti anche a S. Giorgio La Molar (GENEVOIS & PRESTININZI, 1982; CANTALAMESSA *et alii*, 1981; ESPOSITO *et alii*, 1996). In quest'ultimo territorio, e in particolare lungo i versanti in sinistra Tammaro a sud-ovest di M. Manco e Montedonico, sono stati segnalati in concomitanza degli eventi sismici del 1980 e dei precedenti del 1912, 1920, 1930 e 1962, riattivazioni di frane e aperture di profonde fenditure collegabili alle sollecitazioni indotte dal sisma. A tal proposito sono da segnalare due ampi fenomeni franosi, ubicati alcuni chilometri a sud di San Giorgio, nelle località "Santo Ianni - Il Castello" e lungo il "Vallone del Cierro Panno", che presentano lunghezze rispettivamente di circa 5 km e 3 km ed estensioni di vari kmq. In particolare il primo dei due fenomeni franosi è ben noto fin da tempi storici (PORFIDO *et alii*, 2002; GENEVOIS & PRESTININZI, 1982) e si è riattivato più volte in occasione dei principali terremoti.

L'analisi del regime pluviometrico e il comportamento del bacino in termini di rapporto afflussi-deflussi, fornisce ulteriori elementi di valutazione della propensione a franare del territorio nelle aree di versante e lungo le sponde delle aste fluviali.

In BUDETTA *et alii* (1979) si evidenzia che: a) aliquote di pioggia di breve durata (tre giorni), con ricorrenze di 5, 10 e 20 anni, possono raggiungere valori notevoli (fino a 100-160 mm) nel settore centrale del bacino compreso fra S. Croce del Sannio, S. Giorgio la Molar, Campolattaro e Pesco Sannita; b) le capacità modulatrici del bacino sono modeste (i picchi di portata del Tammaro alla stazione di Paduli tendono ad esaurirsi rapidamente in quanto legati

principalmente al deflusso superficiale); c) l'entità degli eventi di piena misurata alla stazione di Paduli, anche quando riferiti a periodi di ritorno relativamente modesti (15-50 anni) sono tali (alcune centinaia di m³/sec) da far ritenere molto attiva l'erosione di sponda e la possibilità di ripercussioni sulla stabilità dei tratti di versante immediatamente a monte della sponde medesime.

1.2. Il settore nord-orientale e sud-orientale

Il settore orientale del foglio si sviluppa lungo lo spartiacque che divide il bacino del F. Tammaro dai bacini contigui del F. Fortore (NE) e del F. Miscano (E-SE).

L'assetto geologico e geomorfologico è in perfetta continuità con quello descritto in precedenza per il bacino del F. Tammaro. Valgono pertanto, in generale, le considerazioni fatte in ordine al ruolo della sismicità e del regime pluviometrico nell'instaurazione periodica di condizioni di instabilità dei versanti.

Nel dettaglio si deve sottolineare che nel settore nord-orientale è presente un reticolo idrografico assai fitto, corrispondente alle molteplici aste montane di ordine inferiore degli affluenti di sinistra del F. Fortore (vallone S. Pietro; T. Zugarello; T. Cervaro). Tali aste incidono aree di versante, talora molto acclivi, che si sviluppano per gran parte nelle formazioni argillose e calcareo-marnose (FYR, AV, CPA e GGM₁), nonché in quelle "arenacee" del FYN e del SBO presso gli abitati di Foiano e Baselice.

Diffuse sono le frane per scorrimento e per colata soprattutto nell'ambito delle AV e del membro SBO₂. Nella nota di MELIDORO (1971) l'intero territorio compreso fra Montefalcone, Foiano, Baselice e lo spartiacque con il F. Tammaro è classificato come "*zona molto franosa con isole stabili circondate da processi franosi in avanzamento e da aree potenzialmente instabili*". Segnalazioni in tal senso si trovano anche in CATENACCI (1992) e in CNR - Progetto AVI (1998) con particolare riferimento ai centri abitati di S. Bartolomeo in Galdo, Foiano, Baselice e Montefalcone.

Nel territorio orientale e sud-orientale l'assetto geomorfologico è dettato per gran parte dall'attiva dinamica evolutiva dei bacini del T. Santo Spirito (affluente di destra del Miscano) e delle testate del Vallone della Ginestra. A ridosso delle varie aste si possono osservare numerose nicchie di frana, antiche e recenti, da scorrimento e talora da colata soprattutto nell'ambito della diffusa

formazione del FYR (Vallone delle Pertiche, tronco superiore del T. S. Spirito, ramo di destra del Vallone S. Spirito ad ovest di Buonalbergo). In corrispondenza delle "isole" prevalentemente calcaree del FYR sono presenti locali crolli da scarpate di origine strutturale o erosionale (abitato di Buonalbergo; M. Chiodo); locali crolli sono osservabili anche lungo gli impluvi incisi nelle sabbie della BNA affioranti a sud di Buonalbergo (tronco inferiore del T. S. Spirito).

A sud di Buonalbergo, in un settore della valle del fiume Miscano al limite del foglio caratterizzato dall'affioramento di AV, i fenomeni franosi attuali, diffusi sia al piede del versante che a mezzacosta, sono messi in relazione alla variazione della sagoma geometrica del versante, legata all'approfondimento del corso d'acqua principale (IACCARINO, 1986). Il versante presenta un tratto sommitale con pendenze molto basse (3-5°), riferibile alla già citata Paleosuperficie; un tratto intermedio con pendenze dell'ordine dei 10° ed una fascia inferiore più acclive (circa 15°), che definisce un profilo complessivamente convesso. Il tratto basale è il risultato dell'incisione operata dal fiume Miscano, che in più punti innesca frane di scalzamento al piede.

1.3. Il settore sud-occidentale

Il settore sud-occidentale è caratterizzato da un assetto geomorfologico non dissimile da quello del contiguo bacino del F. Tammara, almeno per quanto riguarda l'ampia porzione di territorio in sinistra del T. Lente, ove sono largamente rappresentati i terreni argillosi ad affinità sicilide e quelli calcareo-marnoso-selciferi del FYR.

Fenomeni di scorrimento-colata sono osservabili lungo le aste montane di ordine inferiore del T. Reventa e talora del T. Lente. Locali crolli di blocchi lapidei interessano invece i dossi calcarei del FYR e delle unità calcareo marnose molisane (cfr. CPA) dei settori a nord-ovest di Pontelandolfo.

Diffusi fenomeni di stabilità con evidenti caratteri di riattivazione interessano infine il complesso "arenaceo" (cfr. ARC) affiorante in destra del T. Lente (settore montano).

Nell'area immediatamente contigua al foglio, nell'ambito del F° 418 – "Piedimonte Matese" sono segnalati (BUDETTA *et alii*, 1994; DI NOCERA *et alii*, 1995) fenomeni di DGPV e crolli di blocchi lapidei nell'ambito dei dossi calcareo-marnosi (cfr. FYR) di Ripe del Corvo, M. Ciesco e M. Croce.

2. RISORSE IDRICHE (a cura di R. De Riso)

La grande diffusione di terreni poco permeabili fa sì che non siano presenti nell'ambito del foglio 419 strutture idrogeologiche di particolare potenzialità da un punto di vista delle risorse idriche sotterranee. Queste sono concentrate essenzialmente nell'ambito delle "isole" prevalentemente calcaree e calcereo-marnose (cfr. FYR e CPA) che costituiscono altrettanti bacini in grado di alimentare sorgenti talora di interesse locale non trascurabile.

Nell'ambito del bacino del F. Tammaro il livello non particolarmente elevato degli apporti meteorici medio-annui (800-1000 mm contro i 1000-1500 mm del settore più elevato in quota a monte di Sepino e Morcone) limita l'entità delle risorse idriche, in gran parte dovute a deflussi superficiali. In effetti un bilancio illustrato in BUDETTA *et alii* (1979), relativamente al periodo 1954-62 con confronto fra apporti meteorici e deflussi misurati alla stazione di Paduli, ha evidenziato un "rendimento" del bacino pari a 10 l/km (200 milioni di m totali in media annua pari a una Q media di 6,4 m³/s). Di tale portata solo una aliquota modesta (alcune centinaia di l/s in media annua) può essere attribuita ad apporti di acqua sotterranea connessi ad emergenze sorgive concentrate soprattutto nel settore montano nord-occidentale, dall'origine alla confluenza con il T. Sassinoro e da quest'ultima alla confluenza con il T. Tammarecchia.

In un tale contesto la realizzazione della diga sul fiume Tammaro all'altezza di Campolattaro ha risposto delle esigenze di poter contare per scopi irrigui (e dunque nei mesi estivi ove le portate si riducono drasticamente) su una riserva idrica connessa agli importanti deflussi invernali.

3. ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nell'ambito dello studio effettuato dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università Federico II di Napoli per il P.R.A.E della Regione Campania (AA.VV., 2000), si evince che nei territori dei comuni della provincia di Benevento ricadenti nel foglio 419 sono state rilevate ed inventariate circa 35 cave (Tab. 1).

N.ro identificativo della cava	Comune	Località	stato di attività	Gruppo merceologico Formazione
62008/30	BENEVENTO	Olivola	Art. 36 - Dismessa	Argilla
062008/11	BENEVENTO	Francavilla	Art. 36 - Attiva	
062008/15	BENEVENTO	S. Vito	Art. 36 - Dismessa	
062008/21	BENEVENTO	Lammia	Art. 36 - Attiva	
62008/56	BENEVENTO	Ponte V.	Art. 36 - Attiva	
62008/57	BENEVENTO	Isca Sagliete	Art. 36 - Dismessa	
62008/57	BENEVENTO	Sagliete	Art. 36 - Dismessa	
62008/62	BENEVENTO	Caprarelle	Art. 36 - Attiva - Autorizzata	
62008/63	BENEVENTO	Caprarelle	Art. 36 - Attiva	
62008/64	BENEVENTO	Olivola	Art. 36 - Dismessa	
62008/65	BENEVENTO	Acquafredda	Art. 36 - Dismessa	
62011/01	BUONALBERGO	C/da Monte Chiodi	Abbandonata	Calcari
62011/02	BUONALBERGO	C/da Pescanfreda	Abbandonata	Calcari
62015/01	CASALDUNI	S. Maria	Art. 36 - Dismessa	Argilla / AV
62015/02	CASALDUNI	Cerquelle	Art. 36 - Dismessa	Ghiaia /
62017/06	CASTEL PAGANO	San Buchella	Abbandonata- recuperata	Arenaria / FYN
	CASTEL PAGANO	Marcocci	Abbandonata	Arenaria / FYN
62017/04	CASTEL PAGANO	Battaglia	Art. 36 - Sospesa	Arenaria / FYN
62017/05	CASTEL PAGANO	Marrucchella	Abbandonata	Calcari /
62017/05	CASTEL PAGANO	Marrucchella	Abbandonata	Calcari /
62034/01	FRAGNETO MONFORTE	Monterone	Art. 36 - Attiva	Arenarie /
62034/04	FRAGNETO MONFORTE	Monterone	Art. 36 - Dismessa	Arenarie /

62034/07	FRAGNETO L'ABATE	Calice	Abbandonata	Ghiaie /
62041/01	MOLINARA	Acquafredda	Abbandonata	Calcare /
62041/02	MOLINARA	Serra la Guardia	Abbandonata	Calcare /a
62044/01	MORCONE	Colle Alto	Art. 36 - Sospesa	Calcari
62044/01	MORCONE	Colle Alto	Art. 36 - Attiva	Calcari
62044/03	MORCONE	Colle Alto	Art. 36 - Sospesa	Calcari
62044/04	MORCONE	Sferracavallo	Art. 36 - Attiva	Ghiaie
62044/05	MORCONE	Monti	Abbandonata	Ghiaie
62044/06	MORCONE	Cigni	Abbandonata	Ghiaie
62050/01	PESCO SANNITA	Renella	Abbandonata	Calcari
62050/02	PESCO SANNITA	1° Tronco SS 212	Abbandonata	Ghiaie
62053/01	PONTE	Colli	Art. 36 - Dismessa	Calcari
62053/11	PONTE	Colli	Abbandonata	Ghiaie
62054/01	PONTELANDOL FO	Carpineto	Art. 36 - Sospesa	Calcari
62054/02	PONTELANDOL FO	Piana di Lanna	Abbandonata	Ghiaie
62054/03	PONTELANDOL FO	Piana di Lanna	Art. 36 - Dismessa	Calcari
62054/04	PONTELANDOL FO	Ciarlo	Art. 36 - Sospesa	Calcari
62056/08	REINO	Taverna del ponte	Art. 36 - Dismessa	Calcari / Arenarie
62059/01	S. GIORGIO LA MOLARA	Brecciale	Art. 36 - Attiva	Calcari

Tab. 1 – Elenco delle cave censite nel PRAE ricadenti nel territorio del foglio o nelle sue immediate adiacenze.

L'analisi svolta ha evidenziato che la metà delle cave è ubicata nella porzione intermedia dei versanti, il 5% nei settori sommitali del versante ed al raccordo con il fondovalle (pedimonte), mentre il 35% delle cave è ubicato nelle aree vallive o lungo i fondovalle in corrispondenza dei terrazzi fluviali. Solo una cava a Buonalbergo interessa il versante per tutto il suo sviluppo. Per quanto

riguarda la tipologia e la metodologia di coltivazione tutte le cave sono a cielo aperto, e circa la metà è realizzata con fronte di scavo a parete unica.

I materiali maggiormente interessati da attività estrattiva sono i calcari, le ghiaie, le arenarie e le argille (Tab. 1). Per una più comprensibile interpretazione dei dati si è provveduto a ricostruire per ogni singolo litotipo estratto il confronto tra i dati rilevati.

I vari tipi di impiego dei materiali ed i differenti fattori (localizzazione, natura litologica, genesi, ecc.) che caratterizzano i giacimenti, hanno fatto consolidare nel tempo la suddivisione in gruppi merceologici adottata dalla Regione Campania e che qui di seguito si riporta:

- GRUPPO 1 - Argilla
- GRUPPO 2 - Sabbia, Ghiaia, Inerti
- GRUPPO 3 - Dolomia
- GRUPPO 4 - Gesso
- GRUPPO 5 - Arenaria, Conglomerato
- GRUPPO 6 - Tufo, Pozzolana, Pomice, Basalto, Lava
- GRUPPO 7 - Calcare, Pietrarsa, Marmo, Travertino, Pietrisco

In particolare nell'area compresa nel foglio S. Giorgio La Molarata sono presenti i seguenti gruppi merceologici:

Gruppo 1 Argille - Le cave in argilla sono generalmente ubicate a mezza costa; la metodologia e la tipologia di coltivazione è ripartita in modo pressoché uguale tra quella di versante a parete unica e quella a gradini multipli. A differenza delle cave del distretto presso Benevento della Gran Potenza e di Montesarchio, aperte nelle argille della BNA, queste sono impostate nei terreni delle AV dell'Unità del Fortore.

Gruppo 2 Ghiaie - Le cave in ghiaia sono state aperte sia su terrazzi alluvionali che lungo i versanti; nella gran parte dei casi lo sfruttamento avviene nei dintorni di Ponte, nella valle in destra del F. Calore, ove sono presenti cospicui depositi alluvionali (*SFL*) spessi varie decine di metri. In tali aree le ghiaie e sabbie, vengono estratte con pareti a gradini multipli, quando presentano una discreta cementazione, altrimenti l'estrazione avviene mediante cave a fossa con un unico gradino di piccola altezza.

Gruppo 3 Sabbie - La maggioranza delle cave in sabbia risulta incassata nei fondovalle. Per quel che riguarda la metodologia di coltivazione le cave sono ripartite in modo pressoché uguale tra quelle in fossa a parete unica e quelle di versante a parete unica.

Gruppo 5 Arenarie - Il 75% delle cave in arenaria è ubicato a mezza costa lungo il versante e si presenta coltivato a parete unica. In località Battaglia (Castelpagano) e Bosco Monterone (Fragneto Monforte), si trovano i principali giacimenti di arenarie quarzose (FYN) della provincia e alcune cave sono ancora attive. Questi materiali vengono estratti principalmente per la produzione di quarzo per fonderia anche se i moderni processi di purificazione, in alcuni casi, ne consentirebbero l'uso nell'industria vetraria. Nella Tabella 2 si mettono a confronto le composizioni chimiche dei minerali estraibili da questi affioramenti. I tenori di SiO_2 non sempre elevati sono indicativi di bassi tenori di quarzo e della presenza di impurezze costituite da altri silicati, presumibilmente fillosilicati.

	Castelpagano	Fragneto Monforte	Fragneto Monforte
CaO	1,20	Ass.	4,48
SiO_2	88,0	78,96	71,04
Al_2O_3	4,60	8,42	9,10
Fe_2O_3	1,60	1,72	2,34
MgO	0,20	1,60	1,60
K_2O	1,80	1,76	1,49
Na_2O	0,40	0,44	0,45
CO_2	n.d.	n.d.	n.d.
p.a.f.	2,00	6,33	9,31
Quarzo	74,0	-	-
Cloro	<0,01	0,01	<0,01
Silt	47,0	78,0	90,0

Tab. 2 – Confronto tra le composizioni chimiche dei minerali estraibili nelle cave di sabbia quarzosa (PRAE, 2002).

Gruppo 7 Calcari - Le cave che coltivano i calcari rappresentano circa la metà delle cave attive nella provincia di Benevento. Circa il 78% è però in stato di

abbandono. Generalmente le cave sono ubicate a mezza costa e sono coltivate a parete unica. Sedici cave, invece, presentano fronti di scavo a gradini multipli, metodologia questa sicuramente più vantaggiosa per un futuro recupero ambientale. Queste cave sono nella maggior parte dei casi ubicate ai margini del Monte Moschiature nel distretto di Morcone, e anche nel distretto di S. Giorgio La Molara. I calcari iperpuri sono molto localizzati e di scarsa importanza. Più diffusi sono i calcari con tenori di CaCO_3 compresi tra l'80 ed il 95%.

I materiali estratti sono prevalentemente impiegati per la produzione di pietrisco stradale, granulati e aggregati per calcestruzzo, subordinatamente come calcare da calce e da cemento nonché come pietre da taglio o come pietra ornamentale. I materiali di maggiore interesse estrattivo sono i calcari in località Monte Capezzuto nel Comune di S. Giorgio la Molara dove sono presenti 3 cave delle quali 2 sono ancora attive nei calcari della formazione **FYR**.

Lo studio del PRAE ha evidenziato che nel territorio esistono aree in cui è possibile, con opportuni ed adeguati studi di dettaglio, soddisfare la domanda mediante l'apertura di nuove cave, pur rispettando il regime vincolistico previsto dalle vigenti leggi ambientali. Di seguito si segnalano, per ogni singolo gruppo merceologico, i distretti in cui vi sono potenzialità disponibili:

- a) **Ghiaie:** Comprensorio di Ponte.
- b) **Sabbie:** Comprensorio di Buon Albergo-Paduli.
- c) **Arenarie:** Comprensorio Fragneto Monforte, Comprensorio Castelpagano, Comprensorio Baselice-Montefalcone, Comprensorio di S. Marco dei Cavoti- Molinara.
- d) **Calcari:** Comprensorio di Morcone-Pontelandolfo, Comprensorio di S. Giorgio La Molara, Comprensorio di Circello – Colle Sannita, Comprensorio di S. Giorgio la Molara.

ABSTRACT

The n°419 "San Giorgio la Molara" map sheet falls in the Sannio sector of the Southern Apennines. The very complex tectonic and stratigraphic features of the Sannio Apennines have been described in several papers (SELLI, 1957; DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1996a, 2000, 2008; DI NOCERA *et alii*, 2006). In the area of the Sheet n°419, Late Cretaceous to Middle Miocene basin successions and middle-late Miocene to Pliocene foreland clastic successions crop out. The landscape of this area is characterised by relatively high calcareous elevations in the western margin and calcareous-pelitic and arenaceous-pelitic hills in the central-eastern sectors, which are separated by wide and smooth Fortore, Tammaro and Calore river valleys. Facies analyses, stratigraphy, tectonics and geological mapping of the Late Cretaceous to Miocene units allowed us to identify four different tectonic units: the Sannio, Frigento, Fortore and Valle del Tammaro units, which are strongly deformed and thrust eastward upon the buried Apulian thrust system. All the basinal deposits are referred to an external basinal domain (Lagonegro-Molise basin) (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1988, 1992, 1996a; ROURE *et alii*, 1991). The tectonic units are mainly formed by Upper Cretaceous to Early Miocene successions characterized by basinal and shelf-margin facies ('Flysch Rosso' Fm.) and by basinal mainly calcareous-pelitic deposits of the Argille Variegata Group and Corleto Perticara fm., conformably followed by numidian flysch quartzarenites and arkosic arenites (Fragneto Monforte fm. and San Giorgio fm.). The 'Argille Variegata' is believed to be of internal provenance ('Sicilide Complex') after OGNIBEN (1969). After this point of view, they have suffered several phases of tectonic transport; for this reason relics of such units rest now on the front of the Sannio chain and they are often confused with tectonic units of more external derivation.

In the westernmost areas, the successions are characterized by frequent occurrence of coarse to fine calciclastic deposits settled by dense gravity flows (Flysch Rosso fm.) coming from a carbonate platform margin, as well as by slumps and greater thicknesses of the single beds; they are followed by Upper Burdigalian – Upper Langhian p.p. numidian flysch quartzarenites. These deposits form the internal (i.e. western) margin of the Lagonegro basin and have been ascribed to the Sannio unit. The Frigento Unit (DI NOCERA *et alii*, 2002) is formed by Upper Cretaceous - Middle Miocene mainly calcareous-siliceous-pelitic basinal deposits. The sequence is formed by a calcareous-pelitic turbiditic unit called Flysch Rosso fm., by upper Burdigalian – upper Langhian p.p. numidian flysch quartzarenites conformably overlaid by Upper Langhian p.p. – Serravallian p.p. Fragneto Monforte terrigenous deposits. The successions cropping out in the central-eastern zone are typically composed of pelagic sediments (varicoloured clays and shales) intercalated with fine carbonate turbidites representing a more distal facies of the coarser proximal facies described above. Therefore, these units show lateral relationships with the margin and base of slope sequences previously described and

record sedimentation along the axial zone of the Lagonegro-Molise basin. These deposits are ascribed to the Fortore and Valle del Tammaro units. In the “Argille Variegata” sequences fault-related folding complex structures are widespread with significant along-strike variations in thrust displacement. These structures display both vertical and lateral changes in style; deformation is expressed by the development in the pelites of asymmetrical folds with strongly refolded fold axes and pervasive cleavage, producing sometimes a chaotic assemblage of the strata. The Fortore Unit (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 2000) is formed by an Upper Cretaceous - Burdigalian basinal calcareous-pelitic succession, formed by Argille Variegata Group and Corleto Perticara fm., by numidian flysch quartzarenites, unconformably overlaid by San Bartolomeo flysch (CROSTELLA & VEZZANI, 1964). In particular, siliciclastic, volcanoclastic and calciclastic deposits with frequent intercalations of carbonate clastics (Paola Doce fm., after PESCATORE *et alii*, 1992, upper Oligocene–lower Miocene in age) conformably overlie Argille Variegata group and Corleto Perticara formation. The Paola Doce formation grades into the overlying Numidian quartzarenites. In the Valle del Tammaro unit, the Numidian sandstone directly conformably overlies Argille Variegata group and Corleto Perticara formation; then siliciclastic and calciclastic deposits (San Giorgio fm.), conformably lying on the FYN, AV and CPA, outcrop along the easternmost belt.

The tectonic units are unconformably overlain by middle-late Miocene terrigenous flysch deposits (Reino-Morgia dei Rauli fm., Caiazzo sandstones and San Bartolomeo Flysch) and Pliocene unconformity bounded marine to alluvial units. In the Pliocene (Ariano Irpino supersynthem) new wedge-top depozone basins develop. They lie by means of a regional unconformity on several tectonic units of the orogenic wedge. In the study area only one depositional sequence has been recognised: the Andretta synthem (Baronia Fm.) has an Early Pliocene age (biozone MPL4a) and is about 200 m thick.

Regarding Quaternary geology, the study area shows significant deposits and morphologies. The morphology is characterized by both some morphostructural elements (such as fault slopes) and several inherited morphological elements (such as top palaeo-surfaces with remnants of the palaeo-hydrographic network and glacis). Quaternary age deposits are mainly represented by alluvial gravels (Calore synthem) and by lacustrine-alluvial deposits related to Pleistocene age intramontane basins (e.g. Morcone basin). The alluvial deposits largely crop out along rivers. There are also continental deposits including ubiquitous sediments (both already formed and in formation) not-related to single drainage basins. The former include alluvial fan deposits, slope scree and breccia, gravitational slide deposits, eluvium and colluvial deposits crop out, in sparse patches, onto the summit paleosurfaces.

The Lagonegro-Molise units of the Sannio Apennines show a very complicated structural style characterised by strong lateral variability of map-scale structures. Regarding the tectonic elements, in the study area mainly east-verging imbrications are recognized; northeast verging folds related to reverse faults are located into regional thrust sheets. The tectonic superpositions are complicated by a polyphased structuration,

which occurred after the juxtaposition of the Sannio unit onto the Frigento unit onto the Fortore/Valle del Tammaro units and at the same time of the deposition of Upper Miocene and Pliocene siliciclastic deposits. The structural complexity seems to characterize the whole orogenic evolution of the ENE-verging fold-and-thrust belt system, but the major imbrications result from the post-Messinian refolding and breaching of more ancient structures. In the Sannio sector, the Lagonegro basin units tectonically overlie the buried Apulian Unit. The presence of fault cut-off structures and the presence of the Inner Apulian Platform (Apulian thrust system) at a depth of ca. 2000 m testify their assemblage as resulting from the breaching developed after duplexing of the Inner Apulian unit. Finally, this sector of the belt is widely affected by Plio-Quaternary strike-slip and extensional faults. Yet, excluding the brittle deformation due to Quaternary faulting, the complexity of structural styles seems to result from the Pliocene refolding of more ancient structures produced by middle-late Miocene deformation.

The tectonic units derive from deformation and tectonic accretion of Meso-Cenozoic pelagic basin sedimentary sequences and Middle Miocene sinorogenic siliciclastic sequences, which testify a complex evolution of the Southern apenninic foreland basin system. Serravallian to Messinian and, to a less extent, Pliocene syn- to post-orogenic mainly siliciclastic deposits unconformably lay on the pre- to syn-orogenic units. The spatial and chronological distribution of unconformable wedge-top depozone basin sequences can be referred to three main evolutionary stages. From Late Langhian to Serravallian, conformable siliciclastic deposition occurs in the foredeep sectors of the Frigento unit (e.g. Fragneto Monforte fm.) and Valle del Tammaro unit (San Giorgio fm.). From Late Serravallian to Early Tortonian siliciclastic deposition (Reino-Morgia dei Rauli fm.) disconformably occur on the back of the allochthonous margin (Frigento unit), while siliciclastic deposition (San Giorgio fm.) conformably goes on in the foredeep sector (Valle del Tammaro unit). From Middle-Late Tortonian to Messinian new basins develop between marginal wedge-top and foredeep depozones. The related unconformity bounded sequences are represented by San Bartolomeo fm. and Caiazzo sandstones. Such units record the deformation phases following lithospheric flexuring and tectonic contraction of Meso-Cenozoic sedimentary cover. In the Early-Middle Pliocene new wedge-top depozone basins develop along the new chain margin.

LEGEND

QUATERNARY CONTINENTAL UNITS

man-made deposit (h) - Urban waste and quarry materials. *Present*

ubiquitous forming deposits

slope deposit (a) - Silty sands and silts with calcareous and arenaceous clasts in a weathered, locally humified, silty matrix with reworked pyroclastic deposits. Heterometric and mainly calcareous, locally cemented, blocky debris with sandy-silty, locally humified matrix with reworked pyroclastic soil, forming taluses, cones or belts of coalescing cones at slope toes. Thickness up to 5-10 m. **Holocene - Present**

landslide deposit (a_{1a}) - Chaotic clayey and marly-clayey, subordinately poorly sorted calcareous and arenaceous clasts; slide deposits with evidence of sliding motion; variable thickness after the sliding process. **Holocene - Present**

alluvial deposit (b_a) - Polymictic gravels and sands, locally with prevailing sandy matrix, and with sand and silt lenses. At some places, facies with large limestone blocks. Floodplain and bar deposits; deposits related to active alluvial fan. Thickness of some meters. **Holocene – Present**

eluvial and colluvial cover (b₂) - Brown sands and silts with calcareous and arenaceous clasts, sometimes with pumice and reworked fine-grained weathered pyroclastic deposits, and reddish gravel and sand layers (b₂). Sediments produced by washing processes and deposited along the slopes and in hollows (b₇); deposits produced by in situ weathering along morphological flat surfaces (b₆). Thickness of some meters. **Holocene – Present**

lacustrine and palustrine deposit (e) - Blackish sandy-clayey silts rich in organic matter. Lacustrine and lacustrine-palustrine deposits. Thickness up to 10 m. **Upper Pleistocene ? – Present**

ubiquitous formed deposits

ancient landslide deposits (a_{1b}) - Locally affected by pedogenesis or partially lithified, chaotic clayey and marly-clayey deposits with calcareous and arenaceous blocks; variable thickness, up to some tens of meters, after the sliding process. **Upper Pleistocene ? – Holocene**

scree deposit (a₃) - Partly cemented, locally clinostratified, non-sorted screes composed of heterometric calcareous clasts with calciclastic and arenaceous matrix. Give rise to taluses along the base of slopes. Thickness up to 10 m. **Upper Pleistocene ? – Holocene**

formed deposits subdivided by drainage basins

Calore River basin units

river Calore synthem (SFL)

The synthem comprises four subsynthem, which are mainly formed by alluvial deposits, bounded upward and downward by erosional unconformities. Total thickness up to 150 m. **Middle Pleistocene p.p. - Holocene**

Ufita River subsynthem (SFL₄) - Poorly sorted, mainly carbonatic gravels in a sandy matrix with silty sand lenses. Terraced alluvial deposits placed up to a + 5-10 m above the river bed. Thickness up to 10 m. **Holocene**

Benevento subsynthem (SFL_3) - Polymictic, rounded spherical and subordinately disc-shaped, up to 30-40 cm sized, gravels with scarce silty-sandy matrix; yellowish sand and silt layers with more or less complete paleosoils. Terraced alluvial deposits placed from + 10-15 m up to + 20-30 m above the river bed. The subsynthem lays on Campanian Ignimbrite deposits westward outside the Sheet. Thickness up to 15-20 m. ***Upper Pleistocene p.p.***

Capodimonte subsynthem (SFL_{2b}) - Locally cemented, pedogenised and packed, gravels with gravelly sand and sand layers and sandy-silty lenses. Suspended and terraced alluvial deposits placed from + 30-35 m up to + 80-90 m above the river bed, and suspended and eroded torrent-like fan deposits. Campanian Ignimbrite deposits lay on the subsynthem deposits westward outside the Sheet. Thickness up to 40-50 m. ***Middle Pleistocene p.p. - Upper Pleistocene p.p.***

Castello del Lago subsynthem (SFL_{1b}) - Locally cemented gravels with pedogenised and packed gravelly sand and sand layers and sandy-silty lenses, placed along the slope from + 90m up to 150-160 m above the river bed. The deposits are cut by an erosional surface placed at above + 200 m above the river bed. Suspended and eroded alluvial and torrent-like fan deposits. Thickness up to 60-70 m. ***Middle Pleistocene p.p.***

Colle Marino synthem (OEM) - Polymictic and heterometric conglomerates, formed by silicized calcilutite, siliceous shale ("diaspri"), crystalline calcarenite, marly limestone, platform environment limestone, arkosic-lithic arenite and rare crystalline pebbles; yellowish polymictic paraconglomerates with rounded pebbles in a sandy matrix with calcareous cement; sandy and clayey-sandy intercalations. Unconformable lower limit on various units (**FYR**, **CPA**, **GGM** and **BNA**). Glacis deposits (referred to Riss in literature) and suspended alluvial deposits placed at above + 200 - 250 m above the river bed. Thickness about 50 m. ***Middle Pleistocene p.p.***

"Piana di Morcone" synthem (TMA) – The synthem comprises two lithofacies. The **gravelly lithofacies (TMA_b)** is formed by clast-supported gravels with rounded pebbles in sandy matrix; rare intercalations of gravelly sand and sandy clay lenses. Terraced alluvial deposits and inactive and eroded and torrent-like fan deposits. Unconformable lower limit on **FYR** and **UFM**; **SFL** lays on **TMA** with an erosional unconformity. Thickness up to 40 m. The **pelitic lithofacies (TMA_e)** is formed by thin bedded, locally laminated, clayey marls and marly clays with lignite layers, covered by sands and polymictic pebbles. Lacustrine and lacustrine-palustrine deposits. Thickness up to 20 m. ***Lower Pleistocene p.p. ? - Middle Pleistocene p.p. ?***

PLIOCENE UNCONFORMITY-BOUNDED STRATIGRAPHIC UNITS

ARIANO IRPINO SUPERSYNTHEM (AR) - Successions of clastic sediments deposited in Pliocene wedge-top basins. Unconformable lower boundary on different tectonic units. ***Lower Pliocene p.p. – Upper Pliocene p.p.***

Andretta synthem (SAD) - Clastic successions, bounded upward and downward by

erosional unconformities. From a lithostratigraphic point of view, it is represented by the Baronia formation subdivided in members. **Lower Pliocene**

Baronia formation (BNA) - The formation is composed by clastic sediments and is subdivided in the Sheets n° 432 and 433 in five members, two of them cropping out in the Sheet 419. Quartz-feldspathic arenites ($Qm_{46\pm5}$ $F_{37\pm8}$ $Lt_{17\pm8}$). The lower boundary is sharp and unconformable on different tectonic units. Littoral and nearshore environments. Outcropping thickness about 150-200 m. **Lower Pliocene**

Apollo sandstone member (BNA₃) - Quartz-feldspathic medium-coarse grained sandstones, rich in fragments of ostreid and pectinid shells, with thin greenish marly-clayey layers and pebble thin layers; thinly to medium bedded sandstone with marly-silty matrix, inter-layered with yellow poorly-cemented fine- to medium-grained arenites and silts. Frequent traction wave-formed and current structures. Unconformable lower boundary on **FYR** and **FYN**. Planktonic foraminifera MP14a zone. Foreshore e shoreface environment. Thickness in outcrop about 150-200 m. **Lower Pliocene (upper part)**

S. Sossio Baronia conglomerates and sands member (BNA₁) - Yellowish not well-cemented sandstones; calcarenites rich in bivalvia and gasteropoda shells, rare polymictic conglomerates. Unconformable lower limit on **FYR**, **AV**, **ARC** and **GGM**. Nearshore environment. Thickness about 400 m. **Lower Pliocene (for stratigraphic position)**

MIDDLE - UPPER MIOCENE STRATIGRAPHIC SYNOROGENIC UNITS

Caiazzo sandstones (AIZ) - Slightly cemented, medium-coarse- to fine-grained, arkosic-lithic sandstones rich in quartz granules and clay-chips, microconglomerates (in the upper part of the unit), gray and yellow siltstones and claystones, whitish marls and arenaceous calcarenites. Micro-calciuridites and coarse-grained calcarenites with frequent bioclasts, such as bryozoa fragments, lamellibranches and nummulitides, and calcareous olistoliths. Medium- to thin- tabular bedding. Lower limit not exposed; unconformable upper limit under **BNA**. Mainly turbiditic and hemipelagic marine deposits, rare grain-flows and debris-flows. Outcropping thickness between 50 and 100 m. **Messinian (for stratigraphic position and literature data)**

San Bartolomeo flysch (SBO) - Mainly turbiditic and hemipelagic silici-clastic deposits. Quartz-feldspathic arenites ($Qm_{52\pm7}$ $F_{34\pm7}$ $Lt_{14\pm7}$). Formation subdivided in two, partly heteropic, members. Unconformable lower boundary on **AV** and **CPA** of the tectonic unit **FO** and **TA**. Thickness about 500 m. **Middle-Upper Tortonian – Lower Messinian**

conglomeratic-arenaceous member (SBO₁) - Coarse grained, texturally immature, lithic-feldspathic, thick bedded arenites with massive and amalgamated strata and well-cemented layers ("costole"). Polymictic yellow-ochre paraconglomerates with sandy matrix and clast-supported polymictic conglomerates with erosive basal bedding surface with *mud clasts*; quartz-lithic microconglomerates and coarse-grained arenites with pebbles and clay-chips. Unconformable lower boundary on **AV** and **CPA**. Turbiditic, grain-flow and hemipelagic deposits of proximal submarine fan. Thickness about 200 m.

Middle - Upper Tortonian (*literature data*)

arenaceous-pelitic member (SBO₂) – Alternations of medium- to fine-grained, yellow-ochre arkosic-lithic and gray micaceous lithic arenites and thin-laminated dark grey clays and marly clays with rhythmic and parallel thin- to medium-thick bedding. In the arenites turbiditic structures are present, such as parallel lamination and T_{a-b} Bouma intervals. Conformable lower limit on **SBO₁** or with angular unconformity on **AV** and **CPA**. Turbiditic, grain-flow and hemipelagic deposits of submarine fan lobes. *Minylitha convallis* zone - *Geminitella rotula* subzone nannoplankton associations and MMi8 zone planktonic foraminifera associations. Thickness up to 450 m. **Upper Tortonian – Lower Messinian**

Reino - Morgia dei Rauli formation (UMR) – Coarse-grained quartz-arenites rich in crystalline, dark igneous, calcareous and pyrite clasts in a calcareous matrix, sometimes with calcareous-marly intercalations; thin bedded yellowish medium-fine grained arkosic arenites, marly limestone, dark grey calcilutites and argillites. Unconformable lower boundary on **FYR**, **FYR_a**, **FYN** and **UFM** of the Frigento tectonic unit and unconformably covered only by quaternary ubiquitous deposits. Turbidites and grain-flow marine deposits. MNN8b zone nannoplankton associations and MMi8 zone planktonic foraminifera associations. Thickness about 130 m. **Upper Serravallian – Lower Tortonian**

SANNIO TECTONIC UNIT (SA)

numidian flysch (FYN) - Grey and yellow, sometimes graded, medium to thickly bedded quartzarenites with siliceous cement and well rounded medium-coarse grained quartz clasts; thin layers of red and green marly-silty clays, laminated calcarenites, silty marls and partly silicized limestones. Conformable and gradual lower boundary on **FYR** and **FYR₂**; the unit is unconformably covered only by quaternary ubiquitous deposits. Basinal terrigenous gravity flows and hemipelagic deposits. Calcareous MNN4a zone nannoplankton associations and MMi5a zone planktonic foraminifera associations. Thickness about 200 m. **Upper Burdigalian - Upper Langhian p.p.**

Flysch Rosso (FYR) – Medium to thickly bedded alternations of clastic limestones and red marls. Calcareous strata are formed by: grey-green calcarenites with alveolinae, nummulites and orbitoides; greyish and whitish massive beds of calcilutites with irregular bedding and vertical fractures; greyish and whitish saccharoidal limestones with spatite veins; graded calcarenites interlayered with thin-medium bedded partly silicized calcilutites and thin-bedded greyish clays and marls; in the upper part reddish clayey marls and argillites are present. The formation is subdivided in two members: a siliceous member (**FYR₁**) in a basal position and a calcareous member (**FYR₂**). Lower limit not exposed; the upper contact is to **FYN**. Slope-base and basin marine successions, formed by deposits of gravitative flows and hemipelagites. Upper Paleocene (lower Eocene ?), NP25b zone and up to MNN4a zone nannoplankton associations. Thickness about 400 m.

Upper Cretaceous – Lower Miocene (literature data)

calcareous member (FYR₂) - Medium- to thickly-bedded, light grey, massive, crystalline calcirudites with rudistae remains and whitish calcarenites, interlayered with crystalline calcareous breccia and polychrome calcirudites with green and brown cement; calcareous breccia are formed by lithoclasts and strata fragments of rocks formed in carbonatic platform environments, and by macroforaminifera (i.e. nummulites and lepidocyclinae) calcirudites. Grey and greenish calcarenites and calcirudites with alveolinae, nummulites and orbitoides; irregularly bedded, whitish and grey, crystalline saccharoidal limestones with calcite veins and widespread vertical fractures, locally cataclastic breccias. Massive limestones and calcareous breccia thick strata are amalgamated and lay with erosional basal contact on graded calcarenites and calcilutites interlayered with thin-bedded, partly silicized calcilutites. The lower stratigraphic contact is transitional and partly heteropic to **FYR₁**. Slope-base and basin marine, mainly turbiditic successions. Upper Cretaceous (Upper Campanian - Maastrichtian) and Eocene zones, passing to NP24, NP25, MNN1d and up to MNN4a zone nannoplankton associations. Thickness about 200 m. ***Upper Cretaceous – Upper Burdigalian***

siliceous member (FYR₁) – Gray-greenish and red-brown marly and silty clays and argillites with parallel and wavy lamination; gray-greenish laminated calcilutites, calcareous, locally siliceous marls with parallel and wavy lamination, blackish siliceous clays, blackish and red-brownish jaspers and siliceous argillites, yellowish marly siliceous limestones; thin and parallel or lightly wavy bedding. Lower limit not exposed; the upper stratigraphic limit is partly heteropic to **FYR₂**. Basin marine successions, formed by hemipelagites and deposits of distal gravitative flows. Thickness about 50 m. ***Upper Cretaceous (literature data)***

FRIGENTO TECTONIC UNIT (FR)

Fragneto Monforte formation (UFM) - Medium to thickly bedded, fine-to medium-grained, yellowish feldspathic quartz- and quartz-lithic arenites and thin-bedded quartz-siltites, alternated to grey and greenish marly-silty clays and clays. Conformable, gradual lower limit on **FYN**. Basin terrigenous deposits formed by distal turbiditic flows and hemipelagites. Nannoplankton associations from MNN5c zone at the base of the formation to the MNN6b zone in the upper part; planktonic foraminifera associations from MMi5a zone to MMi8 zone. Thickness about 150 m. ***Upper Langhian p.p. - Serravallian p.p.***

numidian flysch (FYN) - Grey and yellow, sometimes graded, medium to thickly bedded quartzarenites with siliceous cement and well rounded quartz medium-coarse grained clasts; thin layers of red and green marly-silty clays, in the upper part thin-bedded greyish quartz-feldspathic arenites. Thickly bedded, massive and amalgamated, locally graded granular quartz-conglomerates with dishes and other fluidification structures within channelized and tongue-shaped sedimentary bodies. Conformable,

gradual lower limit on **FYR**. Near the lower limit a **calcareous lithofacies (FYN_c)** is present, up to 50 - 100 m thick, formed by alternations of yellowish quartzarenites, calcarenites with well rounded quartz clasts, marly-silty clays, siliceous limestones, thin- to medium-bedded bioclastic calcarenites rich in lamellibranchs fragments, macroforaminifera-rich calcirudites and green and grey pelites; quartzarenites and limestones are often highly tarnished. Basinal terrigenous gravity flows and hemipelagic deposits. Calcareous MNN4a zone nannoplankton associations at the base and MMi5a zone planktonic foraminifera associations. Thickness about 250 m. *Upper Burdigalian - Upper Langhian p.p.*

Flysch Rosso (FYR) - Medium to thickly bedded clastic limestones and red marls strata. Calcareous strata are formed by grey-green calcarenites with alveolinae, nummulites and orbitoides; greyish and whitish massive beds of calcilutites, with irregular bedding and vertical fractures; greyish and whitish saccharoidal limestones with spatitic veins; graded calcarenites interlayered with thin-medium bedded partly silicized calcilutites and thin-bedded greyish clays and marls; in the upper part reddish clayey marls and argillites are present. The formation shows two lithofacies. The **calcareous-clastic lithofacies (FYR_a)** is formed by white, medium to thickly bedded, laminated and graded turbiditic calcarenites and calcirudites with alveolinae and nummulites, white-yellowish marly limestones, calcilutites, calcareous, locally silicized marls, marly clays and grey and red argillites, with Eocene nannoplankton associations. The **pelitic lithofacies (FYR_b)** is formed by parallel and wavy thin-bedded silty-marly clays, grey-greenish and red-brownish argillites, thin-bedded laminated grey-greenish calcilutites, parallel and wavy laminated calcareous and siliceous marls. The formation is also made up of a calcareous member (**FYR₂**). Lower limit not exposed; the upper contact is to **FYN**. Slope-base and basin marine successions, formed by deposits of gravitative flows and hemipelagites and inter-channel and lobe deposits of bathyal plain. Upper Paleocene (lower Eocene ?), NP25 zone and up to MNN4a zone nannoplankton associations. Thickness about 500 m. *Upper Cretaceous – Lower Miocene (literature data)*

calcareous member (FYR₂) - Medium- to thickly-bedded, light grey, massive, crystalline calcirudites with rudistae remains and whitish calcarenites, interlayered with crystalline calcareous breccia and polychrome calcirudites with green and brown cement; calcareous breccia are formed by lithoclasts and strata fragments of rocks formed in carbonatic platform environments, and by calcirudites rich in macroforaminifera (i.e. nummulites and lepidocyclinae). Grey and greenish calcarenites and calcirudites with alveolinae, nummulites and orbitoides; irregularly bedded, crystalline saccharoidal whitish and grey limestones with calcite veins and widespread vertical fractures, locally cataclastic breccias. Massive limestones and calcareous breccia thick strata are amalgamated and lay with erosional basal contact on graded calcarenites and calcilutites interlayered with thin-bedded, partly silicized calcilutites and reddish clayey marls and marls. The member is heteropic to **FYR** and its lithofacies; lower limit

not exposed. Slope-base and basin marine, mainly turbiditic successions. Upper Cretaceous (Upper Campanian - Maastrichtian) and Eocene zones, passing to NP24, NP25, MNN1d and up to MNN4a zone nannoplankton associations. Thickness about 200-300 m. *Upper Cretaceous – Upper Burdigalian*

FORTORE TECTONIC UNIT (FO)

numidian flysch (FYN) - Grey and yellow, sometimes graded, medium to thickly bedded quartzarenites with siliceous cement and well rounded fine- to coarse-grained quartz clasts; at the base of the succession, thin layers of red and green marly and silty clay. Conformable and gradual lower boundary on **AV**, **CPA_b** and **PDO**. Basinal terrigenous gravity flows and hemipelagic deposits. MNN4a zone nannoplankton associations at the base and MMi5a zone planktonic foraminifera associations. Thickness about 60 m. *Upper Burdigalian - Upper Langhian p.p.*

Paola Doce formation (PDO) - Medium to thickly bedded, often fractured, grey and yellow arkosic and arkosic-lithic medium- to coarse-grained arenites with quartz clasts and micaceous and volcanoclastic massive arenites, passing upward to laminated siltites and fine-grained arenites; grey-brown calcarenites, greyish marls and grey-greenish and reddish argillites. It lies with a conformable and partly heteropic lower limit on **CPA_b** and **AV** and upward passes gradually to **FYN**. Basin marine successions, formed by deposits of turbidity currents and hemipelagites. NP25 and MNN4a zones nannoplankton associations. Thickness about 50 m. *Upper Oligocene – Middle Burdigalian*

Corleto Perticara formation (CPA) - Thickly to medium bedded white and yellow laminated, conchoidal or prismatic fractured, calcilutites; thinly to medium, locally thickly, bedded red, grey and light green calcareous marls with fracture cleavage; thinly to medium bedded fine-grained, laminated (T_{b-c} Bouma sequences) light brown calcarenites; medium to thickly bedded laminated, brown, green and dark grey marly clays and clays, laminated clayey marls and silicized calcareous marls (named "pietra paesina"). More frequently toward the upper part, greyish medium- to fine-grained micaceous arkosic-lithic turbiditic arenites are present; locally massive medium-coarse grained arenites with greenish clay chips are also present. The middle-lower part of the formation is heteropic to a **pelitic-calcareous lithofacies (CPA_b)**, which is formed by yellow and grey silty clays with thin-bedded calcilutites with calcite veins and locally with volcanoclastic arenites. Alternations of thin-bedded, tabular-shaped strata of greyish and violet argillites, reddish and yellowish silicized marls ("pietra paesina"); medium to thickly bedded, yellow-orange marly limestones with thin layers of light grey calcarenites; red-brown argillites, reddish siliceous marls and yellowish calcareous marls; calcarenites and arenaceous limestones, laminated siltites with carbonatic olistoliths. Heteropic contact with **AV** and, in the upper part, with **PDO**; gradual or sharp upper limit with **FYN**, lower limit not exposed. Basin marine successions, formed by arenaceous and calciclastic deposits of turbidity currents and hemipelagites. In **CPA** formation, NP13, NP18, MNP24a, MNN1d and MNN4a zones nannoplankton

associations; in **CPA_b**, lithofacies Upper Cretaceous (Upper Campanian - Maastrichtian) and middle Eocene zones and NP25 zone nannoplankton associations. Thickness up to 500 m. **Upper Cretaceous p.p. – Lower Miocene**

Argille Variegata Group (AV) – Thin-bedded grey, green, red and violet clays and argillites with thin- to medium-bedded green and grey calcilutites with calcite veins, grey calcarenites and calcirudites with nummulites (discocyclinae and alveolinae), siliceous fine-grained calcarenites, calcilutites and calcarenites with limonite and manganese patinae; dark scaly marly clays with highly fractured grey marly limestone, brown or reddish marls and marly calcilutites. Olistoliths and carbonatic bodies (**Ol**) are present, formed by intra-, bio- and pel-sparites, mud-wackestones with bioclasts (algae, mollusk, miliolid and rudistae), pack-grainstones litho-bioclastic with rudistae, mollusk, rodolite and orbitoides remains, which are in the whole referable to carbonatic platform or inner slope environments; graded and laminated, macroforaminifera bioclastic calcirudites and calcarenites, laterally and up-ward passing to grey marls and clays, turbiditic laminated calcarenites and calcilutites. Heteropic contact with **CPA**, and, in the upper part, with **PDO**; gradual or sharp upper limit with **FYN**, lower limit not exposed. Calcareous turbidites and hemipelagic deposits of base-of-slope to basin marine successions. Thickness up to 500 m. **Upper Cretaceous – Lower Miocene** (*literature data*)

VALLE DEL TAMMARO TECTONIC UNIT (TA)

San Giorgio formation (GGM) - Arenaceous-calcareous-pelitic successions, subdivided in five, partly heteropic members; quartz-feldspathic ($Qm_{55\pm5}$ $F_{34\pm5}$ $Lt_{11\pm3}$) arenites. The lower limit is gradual on **CPA** and the basal part is heteropic to **FYN**. Foredeep basin silici-clastic and calci-clastic turbiditic deposits and hemipelagic deposits. Microfossils associations from Burdigalian up to Tortonian. Thickness about 550 m. **Upper Burdigalian – Middle Tortonian**

arenaceous-calcareous-pelitic member (GGM₅) – Fine-medium grained, micaceous and lithic arenites, greyish siltites, calcareous arenites, thin-bedded marly limestones, argillites and dark clayey marls; medium-grained massive arenites; thin-bedded parallel and convoluted laminated turbidites. Gradual, partly heteropic, lower boundary with **GGM₃**. Distal submarine fan. MNN8a, MNN9 and *Minylitha convallis* zones nannoplankton associations; MMi5b and MMi8 zones planktonic foraminifera associations. Thickness 70 - 100 m. **Upper Serravallian – Middle Tortonian**

Omo Morto pelitic-calcareous-arenaceous member (GGM₄) – Marly and calcareous-marly, locally arenaceous, clays, rich in streaky calcite fragments, with layers of biocalcirudites and bio-calcarenites with rodolite, corals and algae and lamellibranch, ostreid and pecten shells or fragments; thin layers of calcilutites and marly limestone, hybrid calcarenites, coarse-grained quartz-lithic arenites, more frequent in the upper part. In the lower part, a **pelitic-calcareous lithofacies (GGM_{4a})** is present, formed by grey and yellow clays and silty clays with thin-bedded calcilutites with calcite veins and arenites

and by tabular medium to thin bedded grey argillites, yellowish marls and medium- to thick-bedded marly limestones and light grey calcarenites. Conformable lower boundary on **CPA**. Inner slope and slope-basin deposits. MNN6b and MNN8b zones nannoplankton associations; MMi5 and MMi8 zones planktonic foraminifera associations. Total thickness about 200 m. ***Upper Burdigalian ?– Lower Tortonian***

arenaceous-conglomeratic member (GGM₃) – Medium- to coarse-grained, quartz-feldspathic to quartz-lithic arenites, very thick bedded or amalgamated, massive or graded granular microconglomerates and, subordinately, pebbly arenites produced by high density turbiditic flows; some tens m³ large carbonatic olistoliths are also present. In the upper part of the member, thick bedded, lens-shaped strata of biocalciclastic turbidites and calcirudites are interlayered with arenites, and a chaotic mainly pelitic-calcareous interval is present. Gradual and partly heteropic lower boundary on **GGM₂**. Grain flow deposits in fan channels system. Thickness about 140 m. ***Serravallian (for stratigraphic position)***

arenaceous-pelitic member (GGM₂) - Medium- to fine-grained grey arenites with T_{bc} Bouma intervals and thin pelitic layers. Medium- to thick-bedded, sometimes amalgamated, massive or laminated, granular arenites and microconglomerates. In the lower part, a **calcareous-bioclastic lithofacies (GGM_{2a})**, about 50 m thick, is present; it is formed by massive paraconglomerates, sometime interlayered with silty clays thin strata. The pebbles are formed by bioclastic debris, mainly algal nodules (rodolites) and mollusk (pectinids) shells or shell fragments, within a yellowish silty-sandy matrix rich in quartz and calcareous granules. Gradual and partly heteropic lower boundary on **GGM₁**. Turbiditic and grain flows deposits of proximal fan and hemipelagitic deposits. MNN6b zone nannoplankton associations and MMi5a zone planktonic foraminifera associations. Thickness 180 m. ***Upper Langhian - Serravallian***

arenaceous-calcareous-marly member (GGM₁) - Medium- to fine-grained quartz-feldspathic arenites and quartzarenites and subordinated medium- to thick-bedded amalgamated granular microconglomerates with turbiditic calcarenites, marly limestones and marls. Near the base numidian-type quartzarenites strata are present. Gradual lower boundary on **CPA_b** and partly heteropic with **FYN**. Turbiditic deposits of submarine fan and hemipelagitic deposits. MNN4a zone nannoplankton associations and MMi5a zone planktonic foraminifera associations. Thickness about 60 - 100 m. ***Upper Burdigalian – Upper Langhian***

numidian flysch (FYN) - Grey and yellow, sometimes graded, medium to thickly bedded quartzarenites with siliceous cement and well rounded fine- to coarse-grained quartz clasts; at the base of the succession, thin layers of red and green marly and silty clay. Conformable and gradual lower boundary on **CPA_b** and upper limit gradual and partly heteropic with **GGM**. Basinal terrigenous gravity flows and hemipelagic deposits. MNN4a zone nannoplankton associations at the base and MMi5a zone planktonic

foraminifera associations. Thickness about 50 m. **Upper Burdigalian - Upper Langhian p.p.**

Corleto Perticara formation (CPA) - Thickly to medium bedded white and yellow laminated, conchoidal or prismatic fractured calcilutites; thinly to medium, locally thickly, bedded red, grey and light green calcareous marls with fracture cleavage; thinly to medium bedded fine-grained, laminated (T_{b-c} Bouma sequences) light brown calcarenites; medium to thickly bedded laminated, brown, green and dark grey marly clays and clays, laminated clayey marls and silicized calcareous marls (named "pietra paesina"). More frequently toward the upper part, greyish medium- to fine-grained micaceous arkosic-lithic turbiditic arenites are present; locally massive medium- coarse grained arenites with greenish clay chips are also present. The succession is heteropic to a **pelitic-calcareous lithofacies (CPA_b)**, formed by grey and yellow clays and silty clays with thin-bedded calcilutites with calcite veins and locally with volcanoclastic arenites. Alternations of thin-bedded, tabular-shaped strata of greyish and violet argillites, reddish and yellowish silicized marls ("pietra paesina"); medium to thickly bedded, yellow-orange marly limestones with thin layers of light grey calcarenites; red-brown argillites, reddish siliceous marls and yellowish calcareous marls; calcarenites and arenaceous limestones, laminated siltites with carbonatic olistoliths. Heteropic contact with **AV**; gradual or sharp upper limit with **FYN** and **GGM**, lower limit not exposed. Basin marine successions, formed by arenaceous and calciclastic deposits of turbidity currents and hemipelagites. In **CPA** formation, NP13, NP18, MNP24a, MNN1d and MNN4a zones nannoplankton associations; in **CPA_b** lithofacies Upper Cretaceous (Upper Campanian - Maastrichtian) and middle Eocene zones and NP25 zone nannoplankton associations. Thickness up to 1.000 m. **Upper Cretaceous p.p. – Lower Miocene**

Argille Variegata Group (AV) – Thin-bedded grey, green, red and violet clays and argillites with thin- to medium-bedded green and grey calcilutites with calcite veins, grey calcarenites and calcirudites with nummulites (discocyclinae and alveolinae), siliceous fine-grained calcarenites, calcilutites and calcarenites with limonite and manganese patinae; dark scaly marly clays with highly fractured grey marly limestone, brown or reddish marls and marly calcilutites. Olistoliths and carbonatic bodies (**OI**) are present, formed by intra-, bio- and pel-sparites, mud-wackestones with bioclasts (algae, mollusk, miliolid and rudistae), pack-grainstones litho-bioclastic with rudistae, mollusk, rodolite and orbitoides remains, which are in the whole referable to carbonatic platform or inner slope; graded and laminated, macroforaminifera bioclastic calcirudites and calcarenites, laterally and up-ward passing to grey marls and clays, turbiditic laminated calcarenites and calcilutites. Heteropic contact with **CPA**; presumed upper limit with **GGM**, lower limit not exposed. Calcareous turbidites and hemipelagic deposits of base-of-slope to basin marine successions. Thickness up to 500 m. **Upper Cretaceous – Lower Miocene (literature data)**

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (2000) - *Relazione generale Piano Regionale delle Attività Estrattive della Campania*. Convenzione Regione Campania – Università degli Studi Federico II.
- AIELLO G., D'ARGENIO B., FERRERI V. & VIOLANTE C. (1988) - *Ricerche sedimentologiche sui travertini di Teleso e di Amorosi (Benevento)*. Università "Federico II", Dipartimenti di Geofisica e Vulcanologia, di Paleontologia, e di Scienze della Terra, Conferenza Scientifica Annuale sulle Attività di Ricerca dei Dipartimenti, Napoli Dicembre 1989: 3-4, De Frede Ed.
- ALESSIO G., ESPOSITO E., GORINI A., LUONGO G. & PORFIDO S. (1993) - *Identification of seismogenic areas in the Southern Apennines, Italy*. Annali di Geofisica, **36**,1: 227-235.
- ALESSIO G., GODANO C. & GORINI A. (1990) - *A low magnitude seismic sequence near Isernia (Molise, central Italy) in January 1986*. Pure Appl. Geophys., **134** (2): 243-260.
- ALESSIO G., GORINI A., IANNACCONE G. & VILARDO G. (1996) - *Low energy sequences in areas with high seismic potential: Benevento (Southern Apennines), April 1990*. V. Schenk (ed.), Earthquake Hazard and Risk: 3-16.
- AMORE O. (1992) – *Studi biostratigrafici dei sedimenti miocenici del bacino molisano: nannoplankton calcareo*. Tesi di Dottorato in Geologia del sedimentario, Università "Federico II" di Napoli.
- AMORE O., BONARDI G., DI STASO A., CIAMPO G., DE CAPOA P., MORABITO S., RUGGIERO E. & SGROSSO I. (2005) - *The progress of knowledge about the Miocene successions of the southern Apennines following Selli's papers of 1957 and 1962*. Bollettino della Società Geologica Italiana, num. spec. **4**: 37-44.
- AMORE O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & RUGGIERO E. (1988) – *Problemi biostratigrafici dei sedimenti terrigeni nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 621-625.
- AMORE O., CIAMPO G., MORABITO S., RUGGIERO E., SANTINI U. & SGROSSO I. (2003) - *Datazione biostratigrafica e inquadramento regionale di alcuni depositi miocenici discordanti dell'Appennino campano-lucano*. Vol. Riassunti, Conv. FIST GEOITALIA 2003: 286-288.
- APAT (2006) – *Carta Geologica d'Italia – 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Unità tradizionali*. QUADERNI serie III Volume 7 - Fascicolo VII.
- APRILE F., BRANCACCIO L., CINQUE A., DI NOCERA S., GUIDA M., IACCARINO G., LAMBIASE S., ORTOLANI F., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1980) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 161 (Isernia), 171 (Gaeta), 173 (Benevento), 209 (Vallo della Lucania)*. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubblicazione del Progetto Finalizzato Geodinamica, **356**: 249-272.
- 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*. In: Atti III Conv. Naz. "Attività estrattiva dei minerali di seconda categoria", Bari, 17-19 gennaio 1985: 50-53.
- BARATTOLO F. & DEL RE M.C. (1991) - *Late Miocene of Omo Morto near Colle Sannita (Benevento, Campania)*. In: Field trip guide-book, 5th Int. Symp. "Fossil Algae", Capri, 7-12 Aprili 1991: 121-128.

- BARBANO M. S., EGOZCUE J. J., GARCIA FERNANDEZ M., KIJKO A., LAPAJNE J., MAYER-ROSA D., SCHENK V., SCHENKOVA Z., SLEJKO D. & ZONNO G. (1989) - *Assessment of seismic hazard for the Sannio-Matese area of Southern Italy - A Summary*. Natural Hazards, **2**: 217-228.
- BARBERA C. & TAVERNIER A. (1989) - *Il Miocene del circondario di Baselice (Benevento): significato paleoecologico e paleogeografico*. In: Atti 3° Simposio di Ecologia e Paleoecologia delle Comunità Bentoniche, Catania – Taormina, 12-16 ottobre 1985: 745-757, Catania 1989.
- BARBERA C. & VIRGILI A. (1995) - *Baselice ed i suoi fossili*. In: Catalogo della mostra: Baselice ed il suo mare, Archeoclub d'Italia - Sede di Baseline, L. Colasanto Ed.: 29-38, Benevento.
- BASSO C., CIAMPO G., CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F., STAITI D. & TORRE M. (2002) - *Geologia del settore irpino-dauno dell'Appennino meridionale: implicazioni sui domini paleogeografici delle unità bacinali meso-cenozoiche e nuovi vincoli stratigrafici nell'evoluzione tettonica mio-pliocenica del settore esterno della catena*. St. Geol. Camerti, n. s., **1** (2): 7-26, Camerino.
- BASSO C., DI NOCERA S., ESPOSITO P., MATANO F., RUSSO B. & TORRE M. (2001) - *Stratigrafia delle successioni sedimentarie evaporitiche e post-evaporitiche del Messiniano superiore in Irpinia settentrionale (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **120**: 211-231.
- BERGOMI G., MANFREDINI M. & MARTELLI G. (1975) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, F.173 Benevento*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- BOIANO U. (2000) - *La Formazione torbiditica di S. Bartolomeo (Appennino meridionale): revisione litostratigrafica, analisi sedimentologica ed implicazioni sui caratteri dei bacini legati a prismi di accrezione*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 39-62.
- BOLLI H.M. & SAUNDERS J.B. (1985) - *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., **1**: 155-262.
- BONARDI G., AMORE O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988a) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sull'evoluzione della catena appenninica ed i suoi rapporti con l'arco calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 17-35.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988b) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, Tav. all. in scala 1: 250.000.
- BOUMA, A. H. (1962) - *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier, 168 pp.
- BOUSQUET J.C., GRELLET B. & SAURET B. (1993) - *Neotectonic setting of the Benevento area: comparison with the epicentral zone of the Irpinia earthquake*. Annali di Geofisica, **36**, 1: 245-251.
- BOWN P.R. (1999) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, Cambridge Univ. Press, 1 – 314.
- BRANCACCIO L. & CINQUE A. (1988) - *Evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano*. Memorie della Società Geologica Italiana, **41**: 83-86.
- BRANNO A., ESPOSITO E., LUONGO G., MARTURANO A., PORFIDO S. & RINALDIS V. (1986) - *The largest earthquakes of the Apennines, Southern Italy*. IAEG, IAG Proc of the Intern. Symp. On Engineering Geology Problems in Seismic Areas. Bari, Italy, IV: 3-14.
- BRUGNER W., JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1956) - *Appunti sul rilevamento geologico nel quadrante II del Foglio 173 BN*. Boll. Serv. Geol. It., **78**: 371-378.

- BUDETTA P., CALCATERRA D., CRESCENZI E., DE RISO R., PANSÉ M. & SANTO A. (1994) - *Fenomeni di instabilità nell'area compresa fra Pietraroia e Guardia Sanframondi (Campania)*. Geol. Appi, e Idrog., **29**, Bari.
- BUDETTA P., CORNIELLO A., DE MEDICI G.B., DE RISO R., LUCINI P., NICOTERA P. & NOTA D' ELOGIO E. (1979) - *Il bacino del F. Tammara (Campania). Geologia, geomorfologia, idrologia, risorse idriche*. Mem. e Note Ist. Geol. Appi., **16**, Fac. Ing. Napoli.
- BUKRY D. (1973) - *Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Init. Rep. DSDP 15: 685-703.
- BUONANNO A., PERTUSATI S. & ZUPPETTA ADR. (2007) - *Structural evolution of the Fortore Unit (Southern Apennines, Italy)*. Boll.Soc.Geol.It. (Ital.J.Geosci.), **126** (3): 497-510.
- BUTLER R.W. (1983) - *Balanced cross-sections and their implication for the deep structure of the NW Alps*. Journal of Structural Geology, **5**: 125-138.
- BUTLER R.W. (1987) - *Thrust sequences*. Journal of Geological Society, London, **144**: 619-634.
- CANTALAMESSA G., DRAMIS F., PAMBIANCHI G., ROMANO A., SANTONI A. & TONNINETTI G. (1981) - *Fenomeni franosi connessi con l'attività sismica nell'area compresa fra S. Giorgio La Molara e Bisaccia*. Rend. Soc. Geol. It., **4**.
- CARANNANTE G., SEVERI C. & SIMONE L. (1994) - *Off-shelf carbonate transport along foramol (temperate-type) open shelf margins: an example from the Miocene of the central-southern Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. France, **169**: 277-288.
- CARBONE S., CATALANO S., LAZZARI S., LENTINI F. & MONACO C. (1991) - *Presentazione della Carta Geologica del Bacino del Fiume Agri (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 129-143.
- CASERO P., 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.
- CASTELLANO M. & SGROSSO I. (2002) - *Complesso Sicilide, Unità Sannitiche e Argille Varicolori molisane nell'Appennino meridionale*. In: Cipollari P. & Cosentino D. (eds.), *Riassunti e Guida all'escursione*, Convegno -escursione COFIN 1999 "Evoluzione cinematica del sistema orogenico dell'Appennino centro-meridionale: caratterizzazione stratigrafico-strutturale dei bacini sintettonici", Roma 17-20 aprile 2002: 7-8.
- CATENACCI V. (1992) - *Il dissesto geologico e geoambientale in Italia*. Mem. Descrittiva Carta Geol. It., **46**.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., JACOBACCI A., LANARI G. & SANTAGATI G. (1970) - *Geologia della zona nord - occidentale del F° 187 "Melfi"*. Boll. Serv. Geol. d'It., **91**: 113-148.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MORETTI A. (1971) - *Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano (Prov. di Potenza)*. Studi Geologici Camerti, **1**: 97-122.
- CIARANFI N., DAZZARO L., PIERI P., RAPISARDI L. & SARDELLA A. (1973) - *Geologia della zona compresa fra Bisaccia (Av) ed il T. Olivento, presso Lavello (PZ)*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 279-315.
- CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (2003) - *Evoluzione tettono-sedimentaria e paleogeografica dei depocentri "wedge-top" nell'ambito del "foreland basin system" pliocenico dell'Appennino meridionale (settore irpino-dauno)*. Boll. Soc. Geol. It., **122**: 117-137.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1995) - *Miocene unconformities in the central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution*. Tectonophysics, **252**: 375-389.

- CITA B. (1976) – *Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Mediterranean Neogene*. In: *Progress in Micropaleontology*, Special Publication, The American Museum of Natural History, 47-68, Micropaleontology Press, New York.
- CNR - GNDCI (1998) - *Progetto AVI - Volume I - Frane*. Pubbl. GNDCI n°1799.
- COCCO E. (1972) - *Torbiditi calcaree ed arenacee nelle Argille Variegiate dei Monti del Sannio*. Mem. Soc. Geol. It., 11: 145-159.
- CORNIELLO A., DE RISO R. & LUCINI P. (1980) - *La franosità potenziale del bacino del F. Tammaro (Campania)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appi., 15, Fac. Ing. Napoli.
- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., 83: 121-142.
- CUBELLIS E., EREDITATO D., FERRI M., LUONGO G., MURINO P., OBRIZZO F. & VETRELLA S. (1995) - *Geodinamica dell'Italia meridionale e implicazioni nella tettonica del Matese*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1995/2: 167-181.
- D'ARGENIO B. (1967) - *Geologia del gruppo Taburno-Camposauro (Appennino Campano)*. Atti Acc. Sc. Fis. Mat., 6, Sez.3: 35-218, Napoli.
- D'ARGENIO B. (1974) – *Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea*. Mem. Soc. Geol. It., 13: 137-160.
- D'ARGENIO B. (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 del Conv. Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Nazion. Lincei, 182: 49-72.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - *Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines*. In: OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (Ed.), *Structural model of Italy*, Quaderni de "La ricerca scientifica", 90: 313-327, C.N.R. Roma.
- DAZZARO L., DI NÓCERA S., PESCATORE T., RAPISARDI L., ROMEO M., RUSSO B., SENATORE M. & TORRE M. (1988) - *Geologia del margine della catena appenninica tra il F. Fortore ed il T. Calaggio (Monti della Daunia - App. Merid.)*. Mem. Soc. Geol. It., 41: 411-422.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1984) - *Nuovi dati stratigrafici, tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino Dauno*. Boll. Soc. Geol. It., 103: 51-58.
- DE CAPOA P., DI DONATO V., DI STASO A., GIARDINO S. & RINALDI S. (2003) - *Preparation techniques and methodological approach to calcareous nannofossil analysis in silico- and calciclastic turbidites*. Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 244: 105-127.
- DI BUCCI D., CORRADO S. & NASO G. (2002) - *Active faults at the boundary between Central and Southern Apennines (Isernia, Italy)*. Tectonophysics, 359 (1-2): 47-63.
- DI BUCCI D., CORRADO S., NASO G. & VILLA I.M. (2005a) - *Growth, interaction and seismogenic potential of coupled active normal faults (Isernia Basin Central-Southern Italy)*. Terra Nova 17 (1): 44–55.
- DI BUCCI D., MASSA B., TORNAGHI M. & ZUPPETTA A. (2005b) - *Structural setting of the 1688 Sannio earthquake epicentral area (Southern Italy) from surface and subsurface data*. J. Geodyn. 40 (2–3): 294–315.

- DI BUCCI D., MASSA B., TORNAGHI M. & ZUPPETTA A. (2006) - *Structural setting of the Southern Apennine fold-and-thrust belt (Italy) at hypocentral depth: The Calore Valley case history*, Journal of Geodynamics **42**: 175–193
- DI NOCERA S., MATANO F. & DE PALMA L. (1995) - *Osservazioni geomorfologiche sulla media-bassa valle del fiume Calore (Benevento)*. Pubblicazione n°1248 del G.N.D.C.I.. Rendiconti dell'Accademia di Scienze Fisiche e Matematiche in Napoli, LXII: 91-102, Napoli, 1995.
- DI NOCERA S., MATANO F., PESCATORE T., PINTO F., BOIANO U., CIVILE D., MARTINO C. & QUARANTIELLO R. (2005) - *Prime considerazioni sulla geologia del settore centrale dei monti del Sannio*. Giornata di studio in memoria di A. Jacobacci "Evoluzione delle conoscenze geologiche dell'Appennino apulo-campano e tosco-umbro-marchigiano", APAT, 7 novembre 2005, Roma, Volume Riassunti: 20-22.
- DI NOCERA S., MATANO F., PESCATORE T., PINTO F., QUARANTIELLO R., SENATORE M.R. & TORRE M. (2006) - *Schema geologico del transetto Monti Picentini orientali - Monti della Daunia meridionali: unità stratigrafiche ed evoluzione tettonica del settore esterno dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **125**: 1-20.
- DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (2002) - *Le unità "sannitiche" Auct. (Appennino centro-meridionale): rassegna delle correnti interpretazioni stratigrafiche e paleogeografiche e nuove ipotesi con l'introduzione dell'Unità di Frigento*. St. Geol. Camerti, n. s., **1** (1): 87-102, Camerino.
- DI NOCERA S., TORRE M. & VITI P. (1993) - *Le Arenarie di Caiazzo nell'evoluzione Tortonian-Messiniana dell'Appennino Campano*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**: 165-182, Pavia.
- DI STEFANO A., FORESI L.M., AMORE F.O., DI STEFANO E., IACCARINO S., LIRER F., MAZZEI R., MORABITO S., SALVATORINI G., TURCO E., ABDUL AZIZ H., KRIJGSMAN W. & HILGEN F. (2008) - *Calcareous plankton high resolution biostratigraphy for the Langhian of the Mediterranean*. Riv. It. Pal. e Strat., **114**: 56-72.
- ESPOSITO E., GARGIULO A., IACCARINO G.M. & PORFIDO S. (1996) - *Distribuzione dei fenomeni franosi riattivati dai terremoti dell'Appennino meridionale. Censimento delle frane del terremoto del 1980*. Atti Convegno Intern. CNR-IRPI Padano su: Prevenzione delle catastrofi idrogeologiche; il contributo della ricerca scientifica. Alba.
- ESPOSITO E., LUONGO G., MARTURANO A. & PORFIDO S. (1988) - *I terremoti recenti dal 1980 al 1986 nell'Appennino Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 1117-1128.
- FEDERICI P., DI MARO R., MARCHETTI A. & COCCO M. (1992) - *Analisi della sismicità dell'area Sannio-Matese negli anni 1991-1992*. Atti XI G.N.G.T.S.: 389-404.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R., SALVATORINI G. & BAMBINI A.M. (2001) - *Il plancton calcareo (Foraminiferi e nannofossili) del Miocene delle Isole Tremiti*. Paleont. Italica, **88**: 1-64.
- FORESI L.M., IACCARINO S. & SALVATORINI G. (2002c) - *Neoglobobulimina atlantica praeatlantica, new species from late Middle Miocene*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **108**: 325-336, Milano.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 1, 1-36.

- 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.
- 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)*. *Paleopelagos*, **6**: 261-272.
- GASPERINI P., BERNARDINI F., VALENSISE G. & BOSCHI E. (1999). *Defining seismogenic sources from historical earthquake felt reports*. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **89**: 94–110.
- GEMINA (1963) - *Il bacino del Tammaro*. In: *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. GEMINA-Geomineraria nazionale, Torino: 123-135.
- GENEVOIS R. & PRESTININZI A. (1982) - *Deformazioni e movimenti di massa indotti dal sisma del 23J I.1980 nella media valle del F. Tammaro (BN)*. *Geol. Appi, ed Idrog.*, **17**, Bari.
- GENEVOIS R. & TECCA P. R. (1987) - *Analisi probabilistica della stabilità dei versanti: applicazione per la realizzazione di una carta della pericolosità nella media valle del F. Tammaro (BN)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **36**.
- GUADAGNO F. M. (resp.) (2006) – *Carta delle frane della Provincia di Benevento*. UNIVERSITÀ DEL SANNIO – PROV. BENEVENTO – GNDCl, 78 pp., Arti Grafiche Grillo (Piedimonte Matese – CE, dicembre 2006), Pubbl. n°2906/2006 del GNDCl.
- HILGEN F.J., IACCARINO S., KRIGSMAN W., VILLA G., LANGEREIS C.G. & ZACHARIASSE W.J. (2000) - *The Global Boundary Stratotype Section and Point of the Messinian stage (uppermost Miocene)*. *Episodes*, **23**: 172-178.
- IACCARINO G. (1986) - *Evoluzione morfologica e fenomeni franosi di un versante in formazioni argillose strutturalmente complesse in Irpinia*. A.G.I., XVI Conv. Naz. Geotecnica, Bologna 14-16 maggio 1986, atti: 239-245.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., **1**: 283-314.
- IACCARINO S., FORESI L.M., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2001) – *Calcareous plankton biostratigraphy of the Miocene sediments of the Tremiti Islands (Southern Italy)*. *Rev. Espan. Micropal.*, **33** (2): 237-248.
- IACCARINO S., LIRER F., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L. M., MAZZEI R., SALVATORINI G., SPROVIERI M., SPROVIERI R. & TURCO E. (2004) - *Astrochronology of late Middle Mediterranean sections*. In: *Ciclostratigraphy: An Essay of Approaches and Case Histories* (B. D'Argenio et alii, eds). *SEPM Spec. Publ.*, **81**: 25-42.
- IACCARINO S. M., PREMOLI SILVA I., BIOLZI M., FORESI L.M., LIRER F., TURCO E. & PETRIZZO M.R. (2007) – *Practical Manual of Neogene Planktonic Foraminifera*. Perugia 19-23 February.
- IACCARINO S. & SALVATORINI G., (1982) - *A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area*. *Paleont. Statigr. Ed Evoluz., Quad.* **2**: 115-125.
- ISPRA – SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2010) – *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. <http://www.apat.gov.it/Media/carg/index.html>
- JACOBACCI A. (1963) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio n°174, "Ariano Irpino"*. *Serv. Geol. d'It.*, **1** ediz.

- JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1957) - *Introduzione allo studio dei sedimenti miocenici della Irpinia e del Sannio*. Boll. Serv. Geol. d'It., **79**, 3-5: 565-577.
- JACOBACCI A. & MARTELLI G. & PERNO N. (1959) - *Osservazioni geologiche nel F° 163 « Lucera»*. Boll. Serv. Geol. d'It., **80**, Roma.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. St. Geol. Camerti, vol. spec. 1990: 19-26.
- MALATESTA A. (1958) - *Note di geologia e morfologia sulla valle Caudina e sulla valle del fiume Calore*. Boll. Serv. Geol. d'It., **80**: 255-260.
- MARCHESINI E. (1941) - *Trasgressioni e discordanze nella regione dell'alto corso dei fiumi Fortore e Miscano (Benevento)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Processi Verbal, **50**, (4), Pisa.
- MANFREDINI M. (1958) - *Relazione preliminare sul rilevamento geologico della Tav. IV NO del F° 173 Benevento*. Boll. Serv. Geol. d'It., **80**: 255-260.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. Farinacci (ed.), Proc. II Planktonic Conf., Roma 1970, **2**: 739-785.
- MASSA B., DI BUCCI D., MAZZOLI S. & ZUPPETTA A. (2005) - *Geological survey of Quaternary deposits in the 1688 Sannio earthquake epicentral area (Benevento, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., Volume Speciale n. 4: 105-117.
- MASSA B., RUSSO M., TORRENTE M.M. & ZUPPETTA A. (2002) - *Piegamenti sovrapposti nella formazione di S. Giorgio (Appennino Sannita)*. Studi Geologici Camerti, **2**: 127-134.
- MATANO F. (2007) - *Evaporite deposits of the Messinian southern Apennines foreland basin (Irpinia-Daunia Mts., southern Italy)*. In: SCHREIBER, B. C., LUGLI, S. & BABEL, M. (eds) *Evaporites Through Space and Time*. Geological Society, London, Special Publications, **285**: 165-192.
- MATANO F., BARBIERI M., DI NOCERA S. & TORRE M. (2003) - *Strontium isotope stratigraphy of the late Messinian evaporitic sequences in northern Irpinia-Daunia Mts., southern Apennines*. St. Geol. Camerti, n. s., vol. spec. 2003: 39-55, Camerino.
- MATANO F., BARBIERI M., DI NOCERA S. & TORRE M. (2005) - *Stratigraphy and strontium geochemistry of Messinian evaporite-bearing successions of the southern Apennines foredeep, Italy: implications for the Mediterranean "salinity crisis" and regional palaeogeography*. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., **217**: 87-114.
- MATANO F. & DI NOCERA S. (2001) - *Geologia del settore centrale dell'Irpinia (Appennino meridionale): nuovi dati e interpretazioni*. Boll. Soc. Geol. It., **120**: 3-14.
- MAYER-ROSA, D., SLEJKO, D. & ZONNO, G. (1993) - *Assessment of seismic hazard for the Sannio-Matese area, Southern Italy (Project "TERESA")*. Annali di Geofisica, **36**, 1: 199-209.
- MAZZEI R. (1985) - *The Miocene sequence of the Maltese islands: biostratigraphic and chronostratigraphic reference based on nannofossils*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Serie A, **92**: 165-197.
- MELIDORO G. (1967) - *Geologia e geomorfologia applicate allo studio di una diga di ritenuta sul F. Tammaro (Sannio)*. Geol. Appl. ed Idrogeol., **2**: 75-91.
- MELIDORO G. (1971) - *Movimenti franosi e zonizzazione del bacino del F. Fortore*. Geol. Appl. e Idrogeol., **6**: 17-41.

- MILANO G., DIGIOVAMBATTISTA R., ALESSIO G., VENTURA G. (1998) - *La Sismicità' del Sannio-Matese*. Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Atti del 17° Convegno Nazionale Roma, 10 - 12 novembre 1998, Riassunto **07.14**
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.
- NAPPI R., ALESSIO G., BRONZINO G., TERRANOVA C. & VILARDO G. (2008) - *Contribution of the SISCam Web-based GIS to the seismotectonic study of Campania (Southern Apennines): an example of application to the Sannio area*. Nat. Hazards, **45**, 1: 73-85.
- NICOTERA P. (1953) - *Studi di geologia applicata su talune sorgenti del Sannio*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., **5**: 1-60.
- NICOTERA P., LUCINI P. & DE RISO R. (1965) - *Accertamenti geologici nei comuni dell'irpinia e del Sannio colpiti dal terremoto del 21.08.62*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., **9**.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code number to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Mar. Micropal., **5**, 3: 321-325.
- OGNIBEN L. (1957) - *Flysch miocenico autoctono e parautoctono e argille scagliose alloctone nella zona di Caiazzo (Caserta)*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 169-179.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 453-763.
- ORTOLANI F., NARCISO G. & SANZÒ A. (1975) - *Prime considerazioni sulla presenza del flysch numidico nell'Appennino Sannita*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **84**: 31-44.
- ORTOLANI F. & TORRE M. (1981) - *Guida all'escursione nell'area interessata dal terremoto del 23.11.1980*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 173-214.
- PAGLIARO S. (1999) - *Geologia dei Monti del Sannio: ipotesi sulla posizione paleogeografica del dominio deposizionale dell'Unità Sannio*. Vol. Abstract "Geoitalia 1999, 2° Forum FIST", **1**: 293-295.
- PAGLIARO S. (2000) - *On the palaeogeographic position of the depositional domain of the Sannio Unit (Southern Apennines)*. Vol. Abstracts Conv. in mem prof. G. Pialli "Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino": 240-242.
- PAGLIARO S., CASCELLA A. & LIRER F. (1999) - *Stratigrafia dell'Unità Sannio*. Vol. Abstract "Geoitalia 1999, 2° Forum FIST", **1**, 90-92.
- PAGLIARO S., CASCELLA A. & LIRER F. (2000) - *The sannitic succession in the Sannio Mountains (Southern Apennines)*. Vol. Abstracts Conv. in mem prof. G. Pialli "Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino": 242-243.
- PALMENTOLA G., ACQUAFREDDA P. & FIORE S. (1990) - *A new correlation of the glacial moraines in the Southern Apennines, Italy*. Geomorphology, **3**: 1-8.
- 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: VAI G.B. & MARTINI I.P. (eds), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins*: 401-440, Kluwer Academic Publ., Great Britain.

- PATACCA E. & SCANDONE P. (2003) - *Evidence for a major breach of the roof units of the Southern Apennine duplex system in the Picentini Mountains.*, GIGS Annual Meeting 2003, Foligno (Italia), vol. Abstracts,; 38-39.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of Southern Apennines*. CROP-04 (ed. by A. Mazzotti, E. Patacca and P. Scandone). Boll. Soc. Geol. It., Spec. Issue No. 7 (2007): 75-119.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992a) - *The Numidian-sand Event in the Southern Apennines*. Memorie di Scienze Geologiche, **43**: 297-337.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992b) - *La zona di giunzione tra l'Arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. CROP 11 (1991/92): 417-441.
- PATRONI C. (1893) - *Fossili miocenici di Baselice, in provincia di Benevento*. Atti Real Acc. Sc. Fis. e Mat., ser. 2, **5**, Napoli.
- PAVAN G. & PIRINI C. (1966) - *Stratigrafia del Foglio 157 «Monte S. Angelo»*. Boll. Serv. Geol. d'It., **86**: 123-189.
- PERCH-NIELSEN, K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., **1**: 427-554.
- PERRONE V. & SGROSSO I. (1981) - *Il Bacino pre-Irpino: un nuovo dominio paleogeografico miocenico dell'Appennino meridionale*. Rend. Soc. Geol. It. 4: 365-368.
- PESCATORE T. (1965) - *Ricerche geologiche sulla depressione molisano-sannitica*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., Napoli, ser. 3, **5**: 101-147.
- PESCATORE T. (1978) - *The Irpinids: A model of tectonically controlled fan and base-of-slope sedimentation in Southern Italy*. In STANLEY D.J. & KELLING G. (Eds): *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*. Downen Hutchinson e Ros, Stroudsboung: 325-333.
- PESCATORE T. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano*. Ren. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, **55**: 85-105.
- PESCATORE T., 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., DI NOCERA S., MATANO F., PINTO F., BOIANO U., CIVILE D. & MARTINO C., QUARANTIELLO R. (2008) - *Prime considerazioni sulla geologia del settore centrale dei monti del Sannio*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **77**, 77-94.
- PESCATORE T. & ORTOLANI F. (1973) - *Schema tettonico dell'Appennino campano-lucano*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 453-472.
- PESCATORE T., PINTO F., RENDA P., SENATORE M.R., TRAMUTOLI M. & VALENTE A. (1996a) - *Avanfossie mioceniche dell'Appennino meridionale (Italia)*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, **63**: 85-121.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999) - *Stratigraphic and structural relationship between Meso-cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platformas in southern apennines, Italy*. Tectonophysics, **315**: 269-286.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - *Rapporti tra le Unità lagonegresi e l'Unità sicilide nella media valle del Basento*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 353-361.

- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1992) - *"Tufiti di Tusa" e flysch Numidico nella Lucania centrale (Appennino meridionale)*. Rend. Acc. Sci. Fis. Mat. Soc. Naz. Sci. Lett. Art. Napoli, **59**: 57-72.
- PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M.R., CIAMPO G., ESPOSITO P., PINTO F. & STAITI D. (1996b) - *La successione messiniana della Valle del Torrente Cervaro (Appennino dauno - Italia meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 369-368.
- PESCATORE T. & SENATORE M.R. (1986) - *A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and Miocene (Irpinian basin) foredeep of the Southern Apennines (Italy)*. Spec. Publs Int. Ass. Sediment., **8**: 169-182.
- 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. Napoli, **47**, (4): 19-41.
- PINTO F. (1993) - *Assetto strutturale del fronte appenninico nei Monti della Daunia*. Università degli Studi di Napoli, Tesi di Dottorato, Geologia del Sedimentario, IV ciclo, pp. 92, Napoli.
- PORFIDO S., ESPOSITO E., VITTORI E., TRANFAGLIA G., MICHETTI A.M., BLUMETTI A.M., FERRELLI L., GUERRIERI L. & SERVA L. (2002) - *Areal distribution of ground effects induced by strong earthquakes in the Southern Apennines (Italy)*. Surveys in Geophysics, **23**: 529-562.
- QUARANTIELLO R. (2003) - *Ricostruzione della successione stratigrafica e assetto strutturale dell'unità del Fortore (Monti del Sannio)* - Università degli Studi del Sannio, Tesi di Dottorato, Scienze della Terra e della Vita, XV ciclo, pp. 92, Benevento.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49** (1): 1-26.
- RAFFI I., RIO D., D'ATRI A., FORNACIARI E. & ROCCHETTI S. (1995) - *Quantitative distribution patterns and biomagnetostratigraphy of middle and late miocene calcareous nannofossils from equatorial Indian and Pacific Oceans (Leg 115, 130, and 138)*. Proc. ODP Sci. Results, **138**: 479-502.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F. & PIERI P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 57-82.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth and Planetary Science Letters, **102**: 395-412.
- RUSSO B. & SENATORE M.R. (1989) - *Ricerche sull'Unità Dauna: biostratigrafia e sedimentologia della successione di Monte Sidone nell'Appennino Dauno (Italia Meridionale)*. Atti Acc. Pelor. Pericolanti, classe I, Sc. Fis., Mat. e Nat., **67** (suppl. 1): 79-87.
- SALVADOR A. (1994) - *International stratigraphic guide*. The Geol. Soc. of Am., 2nd edition, 214 pp., Boulder (Colorado, USA).
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**: 1-175.
- SCANDONE P. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Fogli 199 e 210 Potenza e Lauria*. Servizio Geologico d'Italia, pp. 71.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di Geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **81**: 225-300.

- SCARPA, R. & ZOLLO, A. (1985) - *Seismotectonics and seismic quiescence in the Southern Apennines, Italy*. Earthq. Predict. Res., **1**: 81-93.
- SCARSELLA F. (1956) - *I rapporti tra i masicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 115-137.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. Geol., ser. 2, **24**: 1-54.
- 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 tra l'avanfossa attuale e quella miocenica dell'Appennino Meridionale (Italia)*. Università di Napoli, Tesi di Dottorato, Geologia del Sedimentario, I ciclo, pp. 317, Napoli.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1962a) - *Foglio n° 162 "Campobasso"*. Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1962b) - *Foglio n° 163 "Lucera"*. Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1963) - *Foglio 174 "Ariano Irpino"*. Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Foglio n° 173 "Benevento"*. Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.
- SGROSSO I. (1986) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 203-219.
- SGROSSO I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 679-724.
- SIGNORINI R. (1956) - *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 69-93.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L.M., IACCARINO S.M., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) - *Integrated calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Mediterranean Middle Miocene*. In: IACCARINO S. (Ed.) - *Integrated stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean Middle Miocene*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **108** (2): 337-353.
- THEODORIDIS S. (1984) - *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoasters*. Utrecht Micropaleontological Bulletin, **32**: 1 - 271.
- VALENSISE & PANTOSTI (eds) (2001) - *Database of Potential Sources for Earthquakes Larger than M 5.5 in Italy*. Annali di Geofisica, Suppl. to vol.44(4), 180 pp., with CD-ROM.
- VALENTINI G. (1967) - *Un modello statistico sullo studio della franosità nel quadro morfologico, geologico e geotecnico della media valle del Fiume Fortore*. Geol. Appl. Idrogeol., **2**: 197-207.
- VILARDO G., NAPPI R., PETTI P. & VENTURA G. (2001) - *Applicazione di tecniche di collassamento ipocentrale a due sequenze sismiche di bassa energia nell'Appennino meridionale*. NGTTS - Atti del 20° Convegno Nazionale, 01.15

- VILARDO G., NAPPI R., PETTI P. & VENTURA G. (2003) - *Fault geometries from the space distribution of the 1990-1997 Sannio-Benevento earthquakes: inferences on the active deformation in Southern Apennines*. Tectonophysics, **363**: 259-271.
- WILCOX R.E., HARDING T.P. & SEELY D.R. (1973) – *Basic wrench tectonics*. Am. Ass. Petroleum Geol. Bull., **57**: 74 – 96.