

Geologia del settore centrale dei monti del Sannio: nuovi dati stratigrafici e strutturali

*Geology of the central sector of Sannio Mountains:
new stratigraphic and structural data*

PESCATORE T.S. (*), DI NOCERA S. (**), MATANO F. (**),
PINTO F. (*), QUARANTIELLO R. (*), AMORE O. (*),
BOIANO U. (*), CIVILE D. (**), FIORILLO L. (*),
MARTINO C. (*)

RIASSUNTO - Nel settore sannitico dell'orogene sudappenninico, ad oriente dei rilievi carbonatici del Taburno-Camposauro e del Matese orientale, affiorano quattro unità tettoniche, derivanti dalla deformazione e dalla strutturazione di coperture sedimentarie bacinali pelagiche di età mesozoica, e successioni neogeniche silico-clastiche sinorogeniche, che testimoniano un'articolata evoluzione del *foreland basin system* sud-appenninico. Le unità tettoniche, che sono disposte al margine della catena secondo una fascia ad andamento appenninico, sono, da occidente verso le aree esterne, l'Unità del Sannio (Unità di Frigento p. p.), l'Unità del Fortore, l'Unità Dauna e l'Unità del Vallone del Toro. Su di esse poggiano in discordanza depositi sinorogenici, prevalentemente silico-clastici, di età compresa tra il Serravalliano ed il Messiniano e successioni plioceniche, che risultano arealmente meno diffuse. Queste successioni, in prevalenza riferibili a *wedge top basin*, sono inquadrabili, in termini di unità a limiti conformi, nel Supersistema dell'Irpinia, nel Supersistema di Altavilla e nel Supersistema di Ariano Irpino. L'evoluzione tettono-sedimentaria risulta alquanto complessa. Nell'intervallo Langhiano superiore - Serravalliano, la sedimentazione silico-clastica interessa i settori di *foredeep* dell'Unità del Sannio (Successione di Fragneto Monforte) e dell'Unità del Fortore (Arenarie di San Giorgio) con caratteri di continuità stratigrafica. Nell'intervallo Serravalliano - Tortonianiano inferiore la sedimentazione silico-clastica diviene discordante ed è confinata strutturalmente a tergo del margine alloctono (Sintema di Reino), mentre persiste la sedimentazione sinorogenica concordante nell'Unità del Fortore (Arenarie di San Giorgio). Nell'intervallo Tortonianiano medio-superiore - Messiniano si generano nuovi depocentri posti tra la porzione marginale della catena e l'avanfossa s.s.; si ritiene che essi siano collocati in corrispondenza sia delle porzioni sradicate della copertura sedimentaria meso-cenozoica, sia ubicati nei settori antistanti la stessa copertura in via di deformazione e non ancora sradicata ed affastellata. Queste unità coeve costituiscono la sedimentazione discordante delle

unità di Caiazzo e San Bartolomeo, che correliamo al Sintema di Villamaina, ricostruito nella contigua area irpina; con esse si registrano le fasi di deformazione per flessurazione litosferica e contrazione della copertura sedimentaria meso-cenozoica. Nell'intervallo Messiniano - Pliocene inferiore (Supersistema di Altavilla) e nel Pliocene inferiore-medio (Supersistema di Ariano Irpino) si sviluppano nuovi depocentri di sedimentazione di tipo *wedge top basin* su nuove configurazioni di catena marginale. Nel settore di studio 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; le sovrapposizioni tettoniche sono complicate da una strutturazione polifasica, generatasi precedentemente e successivamente alla giustapposizione della Unità del Sannio sull'Unità del Fortore e contemporaneamente alle sedimentazioni dei depositi silicoclastici alto-miocenici.

PAROLE CHIAVE: Stratigrafia, Evoluzione tettono-stratigrafica, Miocene, Sannio, Appennino meridionale, Italia.

ABSTRACT - In the Sannio sector of Southern Apennines orogen four main tectonic units (Sannio or Frigento p.p., Fortore, Daunia and Vallone del Toro units) crop out. They derive from deformation and tectonic accretion of Mesozoic 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 sin- to post-orogenic mainly siliciclastic deposits unconformably lay on the pre- to sin-orogenic units. The spatial and chronological distribution of unconformable wedge-top basin sequences can be referred to three unconformity-bounded units, such as Irpinia, Altavilla and Ariano supersynthem.

From Late Langhian to Serravallian, conformable siliciclastic deposition occurs in the foredeep sectors of the Sannio

(*) Dipartimento di Studi Geologici ed Ambientali, Università degli Studi del Sannio, Via Port'Arsa 11, 82100 Benevento.

(**) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "Federico II", Largo S. Marcellino 10, 80138 Napoli.

(Frigento p.p.) unit (Fragneto Monforte succession) and Fortore unit (Arenarie di San Giorgio Fm.). From Serravallian to Early Tortonian siliciclastic deposition (Reino Synthem) disconformably occurs on the back of the allochthonous margin (Sannio unit), while siliciclastic deposition (Arenarie di San Giorgio Fm.) conformably goes on in the foredeep sector (Fortore unit). From Middle-Late Tortonian to Messinian new basins develop between marginal wedge-top and foredeep depozones. The related unconformity bouded sequences are represented by San Bartolomeo and Caiazzo units, which can be referred to the Villamaina Synthem, which has been defined in the contiguous Irpinia sector. Such units record the deformation phases following lithospheric flexuring and tectonic contraction of Meso-Cenozoic sedimentary cover. From Messinian to Early Pliocene (Altavilla Supersynthem) and in the Early-Middle Pliocene (Ariano Supersynthem) new wedge-top depozone basins develop along the new chain margin. In the study area mainly east-verging embrications are recognized; they are formed by folds related to reverse faults located into north-east verging regional thrust sheets. The tectonic superpositions are complicated by a polyphased structuration, which occurred both previously than following the juxtaposition of the Sannio onto the Fortore units and contemporaneously to the deposition of Late Miocene siliciclastic deposits.

KEY-WORDS: Stratigraphy, Tectono-stratigraphic evolution, Miocene, Sannio, Southern Apennines, Italy.

1. - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

Nel corso degli anni 2001-2003 per il Progetto CARG sono stati eseguiti rilievi geologici di dettaglio (scala 1:10.000) che hanno riguardato il settore centrale dei Monti del Sannio (Foglio n°419 "San Giorgio La Molara") (fig. 1), ubicato nel segmento molisano-sannitico dell'Appennino meridionale. Nel presente lavoro si riportano i dati relativi alla ricostruzione delle successioni sedimentarie preorogeniche delle unità tettono-stratigrafiche cartografate ed un preliminare inquadramento in termini di unità a limiti inconformi delle successioni sinorogeniche mioceniche, diffusamente affioranti nell'area di studio, secondo i criteri già utilizzati in un precedente studio per l'area irpina (DI NOCERA *et alii*, 2006). L'analisi integrata dei dati stratigrafici e strutturali ha consentito, inoltre, una nuova interpretazione dell'evoluzione tettono-sedimentaria miocenica del settore sannitico.

Le unità tettono-stratigrafiche individuate costituiscono il margine della catena secondo una fascia ad andamento appenninico, e da occidente verso le aree esterne 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, del

Flysch Numidico e da una successione arenacea post-numidica, denominata preliminarmente Successione di Fragnetto Monforte. L'unità 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 del Fortore (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 2000; DI NOCERA *et alii*, 2006), formata da unità litostratigrafiche di bacino pelagico meso-cenozoico, quali le Argille Varicolori del Fortore e la Formazione di Corleto Perticara, rappresentate da successioni multistratificate calcareo-marnoso-pelitiche; nella porzione miocenica prevalgono associazioni di litofacies arenitico-marnoso-pelitiche, espressione di una sedimentazione silico-clastica pre-orogenica dapprima tuffica e poi quarzarenitica di provenienza cratonica (Flysch Numidico) ed infine arcossica sin-orogenica di *foredeep* con le "Arenarie di San Giorgio" (SELLI, 1957; QUARANTIELLO, 2003). Tale successione è riferita al settore assiale del Bacino lagonegrese-molisano (DI NOCERA *et alii*, 2002; 2006; PESCATORE *et alii*, 1996a, 2000; PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980), che nel Miocene medio è sottoposto ad una fase di passaggio da dominio di avampaese ad un settore di avanfossa subsidente;

c) 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). Tale successione, complessivamente di età Oligocene sup. - Messiniano, ha il carattere di un depocentro di sedimentazione di rampa carbonatica ed è generalmente riferita al margine esterno del bacino lagonegrese-molisano (PESCATORE *et alii*, 1996a; DI NOCERA *et alii*, 2006). 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;

d) 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 ad est (settore dauno) e a sud (settore irpino) dell'area di studio. 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 rare successioni plioceniche.

Queste successioni sono inquadrabili in almeno tre unità a limiti inconformi di primo ordine, quali il Supersistema dell'Irpinia, comprendente la Successione di Reino, la Successione di Omo Morto, il Flysch di San Bartolomeo e le Arenarie di Caiazzo, il Supersistema di Altavilla ed il Supersistema di Ariano Irpino (DI NOCERA *et alii*, 2006), in prevalenza riferibili a *wedge top basin*.

La ricostruzione dell'assetto strutturale e il tipo di rapporto spazio-temporale della sedimentazione silico-clastica con il substrato meso-cenozoico hanno permesso di descrivere, per il settore di studio, un'embricazione prevalente est-vergente di pieghe associate a faglie inverse entro sovra-

scorrimenti di estensione regionale in sovrapposizione verso i quadranti nord-orientali (PESCATORE *et alii*, 2000; 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. Quest'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; ciò in quanto l'assetto strutturale esprime anche la presenza di lineamenti tettonici a componente di movimento prevalentemente orizzontale, che hanno condizionato la sovrapposizione tettonica con profondità dei piani di taglio ed entità di accorciamento differenti, 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.

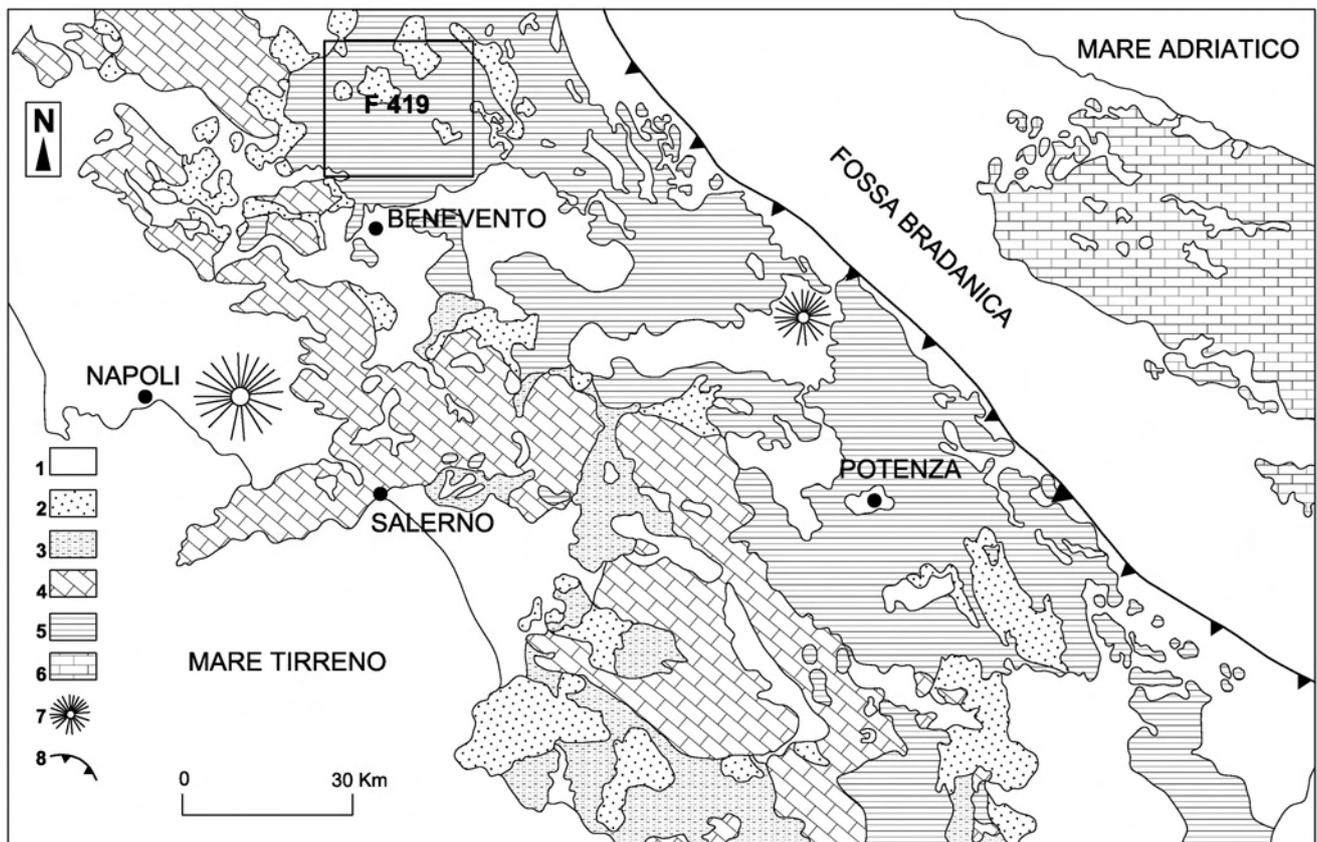


Fig. 1 - Carta geologica schematica dell'Appennino meridionale con ubicazione dell'area studiata. Legenda: 1) Depositi pliocenici e quaternari; 2) Depositi sinorogenici miocenici; 3) Unità Sicilide e Liguride; 4) Unità della piattaforma carbonatica sud-appenninica; 5) Unità del Bacino Lagonegrese-Molisano; 6) Unità Apula; 7) Edifici vulcanici; 8) Limite ipogeo della catena.

- Geological sketch-map of the Southern Apennines and study area location. Legend: 1) Pliocene and Quaternary deposits; 2) Sinorogenic Miocene deposits; 3) Sicilide and Liguride units; 4) Southern Apenninic carbonatic platform units; 5) Lagonegro-Molise Basin units; 6) Apulian units; 7) Volcanoes; 8) Sealed front of the chain.

2. - PRECEDENTI CONOSCENZE RELATIVE ALL'AREA DI STUDIO

L'area esaminata è stata oggetto di vari studi geologici, sia di carattere regionale che locale e specialistico. Tra gli studi a carattere regionale, o con implicazioni di significato regionale, CROSTELLA & VEZZANI (1964) definiscono numerose formazioni di età miocenica e pliocenica affioranti nei Monti della Daunia, mentre ORTOLANI *et alii* (1975) segnalano per la prima volta la presenza del Flysch Numidico nei Monti del Sannio. Nello studio della geologia del margine esterno della catena appenninica tra il Fiume Fortore ed il Torrente Calaggio, DAZZARO *et alii* (1988) individuando tre settori con differente significato geologico-evolutivo, caratterizzati dall'affioramento dell'Unità del Fortore, insieme all'Unità Dauna ed all'Unità Bradanica. 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 *et alii*, 1967). 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. 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").

Tra gli studi a carattere più locale e specialistico, MARCHESINI (1941) descrive tre successioni arenacee oligo-mioceniche affioranti tra il Fiume Fortore e il Torrente Miscano, mentre COCCO (1972) analizza gli aspetti stratigrafici e sedimentologici della successione torbiditica arenaceo-calcareo-marnoso-argilosa affiorante nel Vallone San Pietro, che viene dall'Autore riferita al Membro Sant'Arcangelo delle Argille Varicolori, ed ARDITO *et alii* (1984) 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. PINTO (1993) studia l'assetto strutturale del settore marginale della catena sannitico-dauna, mentre VALENTINI (1967) e MELIDORO (1967, 1971) studiano i rapporti tra la geologia e la franosità nella valle del Fiume Fortore.

3. - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONO-STRATIGRAFICHE E DELLE SUCCESSIONI SINOROGENICHE

Il rilevamento geologico dell'area studiata ha consentito di ricostruire una serie di successioni stratigrafiche, delimitate a tetto ed a letto da superfici di sovrascorrimento di importanza regionale, che sono state quindi intese come unità tettono-stratigrafiche, come in DI NOCERA *et alii* (2006). Le unità tettono-stratigrafiche sono state distinte in successioni preorogeniche e successioni sinorogeniche. Quelle preorogeniche sono costituite da successioni continue, mentre le sinorogeniche sono caratterizzate da successioni discordanti e sono state inquadrare come unità a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Unit*), in quanto sono limitate anche a tetto da una superficie di discordanza angolare.

Nell'area di studio sono state distinte due principali unità tettono-stratigrafiche pre-orogeniche: l'Unità del Sannio (Unità di Frigento p.p.) e l'Unità del Fortore (fig. 2); alcune successioni pelitiche con gesso non inquadrabili nelle due unità indicate sono state in via provvisoria considerate unità *incertae sedis*. Sono state individuate, inoltre, successioni sinorogeniche mioceniche e plioceniche. Poche e discontinue testimonianze sono rimaste della sedimentazione pleistocenica ed olocenica, rappresentata solo da lembi di terreni di ambiente continentale, in particolare depositi gravitativi di versante e depositi alluvionali.

La definizione dell'età delle varie unità cartografate è stata effettuata sulla base dei rapporti stratigrafici riconosciuti sul terreno, delle indicazioni di letteratura e dei risultati di specifiche analisi biostratigrafiche sulle associazioni a foraminiferi planctonici e a nannofossili, che hanno permesso di avere indicazioni originali sul contenuto in fossili, la biozona di appartenenza e l'età di alcune unità. Gli schemi biostratigrafici utilizzati per il nannoplancton calcareo ed i foraminiferi planctonici sono quelli di FORNACIARI & RIO (1996) e BOLLI & SANDERS (1985) per il Paleogene; Fornaciari *et alii* (1996) e IACCARINO (1985) per il Miocene.

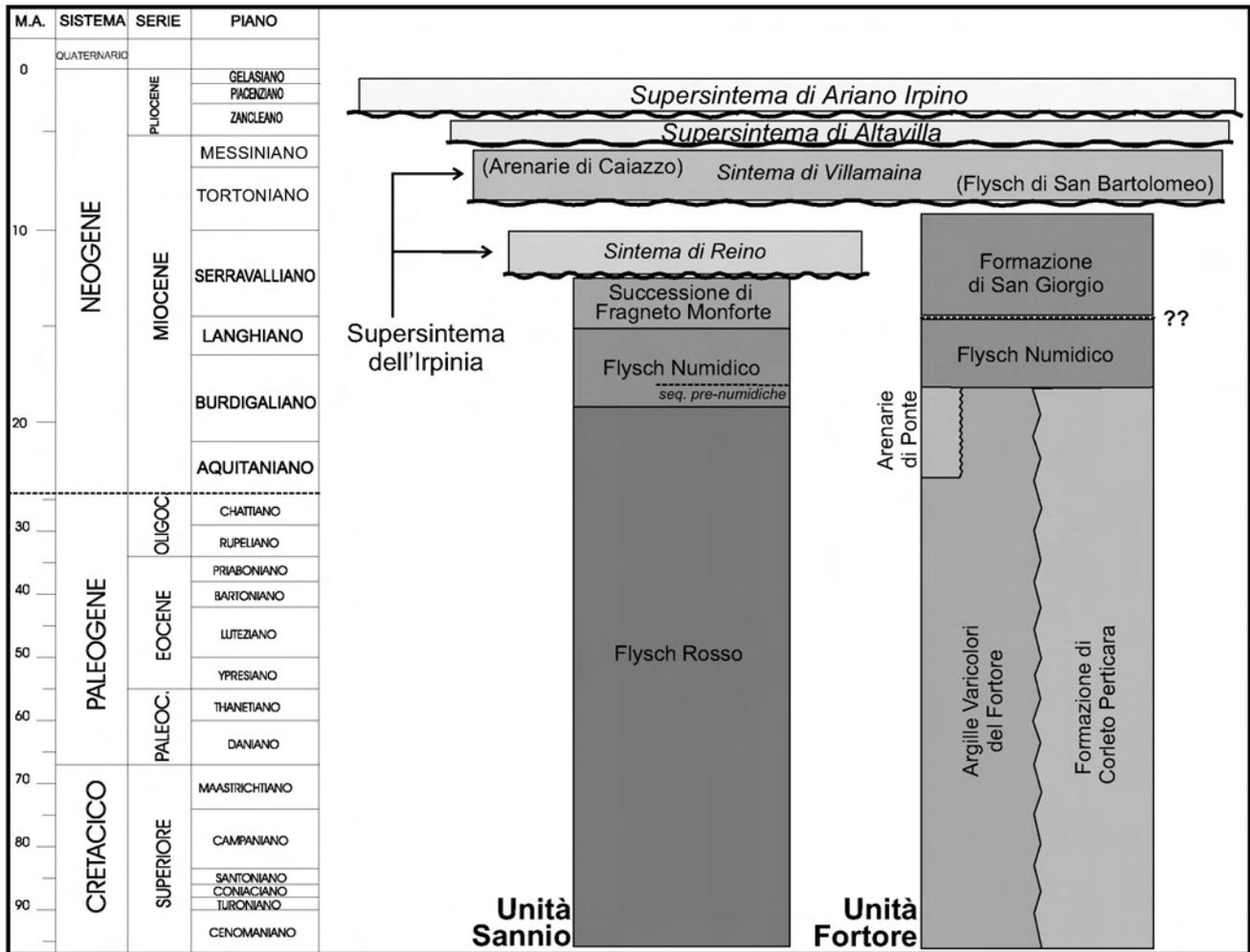


Fig. 2 - Schema cronostatigrafico delle unità pre- e sin-orogeniche affioranti nell'area di studio.
- Chronostratigraphic scheme of the pre- to sin-orogenic units cropping out in the study area.

3.1. - UNITÀ DEL SANNIO (UNITÀ DI FRIGENTO P.P.)

Nell'ambito dell'Unità del Sannio 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). 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 preliminarmente Successione di Fragneto Monforte.

3.1.1. - Flysch Rosso

Il Flysch Rosso (Cretacico sup. - Miocene inf.) è formato da successioni prevalentemente calcareo-clastiche e subordinatamente calcareo-marnoso-pelitiche, che raggiungono spessori di almeno 400 metri. In particolare, sono state individuate diverse associazioni di facies, in base alla preva-

lenza di una o di alcune delle litofacies comuni (calcareniti, calciruditi, argille, marne, radiolariti). In rapporto a successioni simili studiate nel settore irpino della catena (COCCO *et alii*, 1974; DI NOCERA *et alii*, 2006), tali terreni possono rappresentare variazioni latero-verticali dello stesso depocentro di sedimentazione o indicano differenti depocentri separati da limiti non conformi. In via preliminare, si propone di attribuire alle successioni affioranti il carattere di un'unità formazionale con la distinzione in due membri con le relative litofacies.

Il Membro diasprigno (Cretacico sup.) è costituito da una successione prevalentemente torbida, data da alternanze di argille marnose e silteose, 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 calcareo-pelitico (Paleocene - Burdigaliano medio) è caratterizzato da tre distinte litofacies, variamente eteropiche, che compongono la porzione superiore della formazione:

a) litofacies pelitica: 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;

b) litofacies calcareo-pelitica: alternanze di calcari e marne, prevalentemente rosse, in strati e banchi intercalati subordinatamente a marne argillose ed argilliti rossastre; gli orizzonti calcarei sono costituiti da calcareniti grigio-verdastre con Alveolinae, 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 di calcite spatca; calcareniti e calcilutiti gradate, intercalate a calcilutiti, parzialmente silicizzate, in strati sottili e medi e ad orizzonti argilloso-marnosi grigiastri;

c) litofacies calcarea: calcari grigiastri e biancastri, in strati e banchi massivi, con diffuse fratture verticali, calcari saccaroidi biancastri e grigio avana con vene di calcite spatca; subordinatamente strati calciruditi a frammenti di rudiste, a luoghi con macroforaminiferi tipo Orbitoidi e frammenti di calcari di scogliera, calcareniti con Alveolinae, 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 breccie 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.

I campioni fossiliferi, relativi alla parte bassa della litofacies calcarea presentano un'associazione a nannofossili che, per la presenza di *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster cf. lodoensis*, *Reticulofenestra cf. dictyoda* e *Coccolithus formosus*, permette di attribuirle un'età Paleocene sup. - Eocene medio.

Associazioni di età più recenti sono state riconosciute nei campioni prelevati nella parte superiore della litofacies calcarea, caratterizzati dalla presenza delle specie *Cyclicargolithus abisectus*, *Sphenolithus conicus*, *Helicosphaera carteri* e *Discoaster cf. druggii*, riferibili al limite Oligocene - Miocene.

La litofacies pelitica è attribuita al Burdigaliano medio, biozona MNN4a, per la presenza di *Sphenolithus heteromorphus*.

3.1.2. - *Flysch Numidico*

Il Flysch Numidico (Burdigaliano medio-sup. - Langhiano medio-sup.) è formato da alternanze di quarzoareniti 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. 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. Si rinvengono, inoltre, microconglomerati granulari quarzosi in strati spessi e banchi massivi e amalgamati, a luoghi gradati, con *disbes* ed altre strutture da fluidificazione, ed arenarie con letti e nuvole di ciottoli, che originano corpi sedimentari spesso cartografati come allungati, linguiformi e canalizzati. In alcuni settori la presenza di una abbondante frazione calcarea consente di distinguere una "litofacies calcareo-argilloso-arenacea", 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. Lo spessore della successione è stimato in un centinaio di metri.

I campioni analizzati presentano delle associazioni indicative del Miocene inferiore, generalmente del Burdigaliano medio-superiore per la presenza di *Sphenolithus heteromorphus* e *Discoaster variabilis*. Le associazioni a foraminiferi planctonici hanno permesso di attribuire alla parte alta di questa formazione un'età del Langhiano superiore per la presenza di *Orbulina suturalis*.

3.1.3. - *Successione di Fragneto Monforte*

In continuità di sedimentazione ai terreni del Flysch Numidico è stata individuata una successione arenaceo-pelitica "post-numidica", indicata in via preliminare come "Successione di Fragneto Monforte", la cui età sulla base dei rapporti stratigrafici è riferita al Langhiano superiore - Serravalliano inferiore-medio. Essa è 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. Si tratta di depositi prevalentemente tor-

biditici, organizzati in strati e banchi massivi di ampia estensione laterale, in alternanza a marne ed argille di ambiente pelagico. Lo spessore è di circa 100 metri. Questi terreni rappresentano la sedimentazione bacinale “post-numidica” concordante di età serravalliana, riferibile ad un depresso non deformato di avanfossa.

3.2. - UNITÀ DEL FORTORE

L'unità si compone, dal basso verso l'alto, delle formazioni delle “Argille Varicolori del Fortore”, di Corleto Perticara, delle “Arenarie di Ponte” e del “Flysch Numidico”. La Formazione delle “Arenarie di San Giorgio” è considerata in continuità stratigrafica sui termini superiori dell'Unità del Fortore (QUARANTIELLO, 2003).

3.2.1. - Argille Varicolori del Fortore

I terreni delle “Argille Varicolori del Fortore” (Cretacico sup. - Miocene inf.) si caratterizzano con varie litofacies, tra cui prevalgono argille di colore grigio, verde, rosso e violaceo, in strati sottili, con intercalazioni di calcilutiti verdoline e grigie a vene di calcite spatica, calcareniti e calciruditi grigie a Nummuliti (Discocycline ed Alveoline) in strati sottili e medi, calcareniti fini silicifere, calcilutiti e calcareniti con patine limonitiche o manganesifere in strati sottili e medi; 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. Lo spessore complessivo sembra non essere inferiore ai 500 m.

Si segnala la presenza di corpi intercalati calcareo-clastici (associazioni di facies di canale), formati da risedimenti di origine carbonatica distinguibili in due principali litofacies:

a) litofacies a intra-, bio- e pel-spariti, formata da *mud/wackestones* con bioclasti (alghe, molluschi, miliolidi 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;

b) litofacies a calciruditi e calcareniti bioclastiche con macroforaminiferi, gradate e laminate, passanti verticalmente e lateralmente a marne, argille grigio-cenere e rari strati arenitici. Si tratta di depositi derivanti da flussi gravitativi di risedimento carbonatico di *channel-levee* con aumento verso l'alto dell'apporto silicoclastico. Si rinven- gono, inoltre, calcareniti e calcilutiti di colore grigio-avana e grigio-cenere, compatte, con laminazioni piano-ondulate di natura torbiditica.

I livelli superiori delle Argille Varicolori del

Fortore sono attribuibili all'Oligocene superiore (Biozona CP18) per la presenza nell'associazione a nannofossili di *Cyclicargolithus abisectus*.

3.2.2. - Formazione di Corleto Perticara

La Formazione di Corleto Perticara (Cretacico sup. - Burdigaliano sup.) ha uno spessore di circa 1000 m. In essa sono state distinte tre litofacies:

a) litofacies calcareo-marnosa-arenacea, formata da calcilutiti bianche e giallognole, a frattura concoide e/o prismatica, laminate, in strati medi e spessi; marne calcaree di colore grigio e verde chiaro in strati sottili e medi, a luoghi spessi, interessate da clivaggio di fratturazione; 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 (paesiforme). Questi corpi rappresentano associazioni torbiditiche di canale e di margine di canale (*channel-levee*) in progradazione verso i settori più distali dalle aree di alimentazione calcarea. Lo spessore è stimato in varie centinaia di metri. Nella parte alta si rinven- gono intercalazioni di arenarie micacee a gradazione medio-fine di colore grigio-scuro e verdognolo;

b) litofacies pelitico-calcarea, 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 locali intercalazioni di arenarie vulcanoclastiche;

c) litofacies argillitico-calcareo-diasprigna, formata da alternanze di argilliti grigiastre e grigio-violacee, marne silicizzate rosso-bruno-violacee o giallastre in strati medio-sottili, paesiformi, a geometria tabulare con stratificazione ritmica; 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, calcareniti ibride e siltiti laminate.

Le litofacies “pelitico-calcarea” e “argillitico-calcareo-diasprigna” si presentano talora eteropiche e passano verso l'alto alla litofacies “calcareo-marnosa-arenacea”. Le età riscontrate nelle analisi biostratigrafiche variano dal Cretacico sup., per la presenza di *Eiffellithus pospichalii*, all'Oligocene sup., per la presenza di *Cyclicargolithus abisectus*. La parte alta della litofacies calcareo-marnoso-arenacea è risultata di età miocenica; in particolare la presenza di *Sphenolithus cf. heteromorphus* ha permesso di attribuire alcuni di questi alla biozona MNN4a del Burdigaliano superiore.

3.2.3. - *Formazione delle Arenarie di Ponte*

La formazione delle Arenarie di Ponte (Miocene inf.) è formata da arenarie grigiastre o giallognole, arcose ed arcose-litiche con quarzo, a grana medio-grossolana e medio-fine, e da litareniti micacee e tufitiche in strati e banchi massivi e fratturati, passanti verso l'alto ad intervalli laminati in arenaria fine e siltosa. Subordinatamente si rinvengono intercalazioni di calcareniti grigio-avana, marne grigiastre ed argille grigio-verdastre, anche scagliose di colore rosso-vinaccia. Lo spessore non sembra superare i 50 m. 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). I campioni raccolti sono risultati sterili da un punto di vista biostratigrafico e pertanto l'età conferita a tale formazione si basa, per il momento, solo su considerazioni stratigrafiche.

3.2.4. - *Flysch Numidico*

Il Flysch Numidico (Burdigaliano medio-sup. - Langhiano medio-sup.) è formato, nell'unità in esame, 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 rinvengono 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. Lo spessore è stimato in circa un centinaio di metri. Le associazioni fossilifere sono indicative del Burdigaliano medio-superiore per la presenza di *Sphenolithus heteromorphus* e *Discoaster variabilis*; la presenza di *Orbulina suturalis*, tra le associazioni a foraminiferi planctonici, ha permesso di attribuire alla parte alta di questa formazione un'età del Langhiano medio-superiore.

3.2.5. - *Formazione delle Arenarie di San Giorgio*

La successione della Formazione delle Arenarie di San Giorgio (SELLI, 1957) è prevalentemente silico-clastica e subordinatamente calcareo-clastica. Buone esposizioni sono presenti in corrispondenza degli abitati di Molinara e San Giorgio La Molar. Su base litostratigrafica la successione è stata suddivisa in quattro membri di età Serravalliano inferiore - Tortoniano inferiore, descritti nel seguito a partire da quello stratigraficamente più basso.

Il Membro arenaceo-calcareo-marnoso è formato 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 a rodofecee; subordinati microconglomerati granulari in strati e banchi amalgamati; alla base intercalazioni di strati di quarzoareniti di tipo numidico. Lo spessore è di circa 100 m.

Il Membro arenaceo-pelitico è formato da areniti medio-fini di colore grigio-avana con intervalli T_{bc} di Bouma e sottili interstrati pelitici, e da arenarie granulari e microconglomerati in strati da medi a spessi, talora amalgamati, massivi o a laminazione a grossa scala. Lo spessore è di circa 200 m. Nei due membri sono state ritrovate microfau-ne del Miocene inferiore (ad es. *Helicosphaera walbersdorfensis*), ma per la posizione stratigrafica la loro età è riferibile almeno al Serravalliano inferiore.

Il Membro arenaceo-conglomeratico è formato da arenarie medio-grossolane, 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 si riconoscono strutture da fluidificazione, prodotte da flussi torbiditici di alta densità. Lo spessore è di circa 180 m; l'associazione a foraminiferi planctonici registra la presenza di *Orbulina suturalis*, che consente di attribuirlo alla Zona ad *Orbulina suturalis*/*G. peripheroronda* - subzona a *O. suturalis* con un'età non più antica del Langhiano superiore; per posizione stratigrafica la sua età è riferibile almeno al Serravalliano.

Il Membro arenaceo-calcareo-pelitico è formato da sottili intercalazioni di areniti medio-fini, 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 rinvengono subordinate arenarie a grana media in banchi massivi. Lo spessore è di circa 80 m. La parte bassa del membro è attribuita alla biozona MNN8b del Serravalliano superiore/Tortoniano inferiore per la presenza di *Discoaster brouwerii*; la parte alta per la presenza di *Discoaster calcaris* è attribuita alla biozona MNN9 del Tortoniano inferiore.

La successione, nell'insieme, presenta i caratteri della sedimentazione distale di un sistema torbiditico in appoggio concordante sulle Argille Varicolori del Fortore (QUARANTIello, 2003; QUARANTIello & PINTO, in prep.), con uno spessore complessivo approssimativamente di circa 550 m. Essa è troncata tettonicamente dai terreni dell'Unità del Sannio.

3.3. - UNITÀ *INCERTAE SEDIS*

Presso Casalduni sono state ritrovate argille policrome, per lo più grigio azzurre e rossastre, prive di strutturazione primaria, con rari pacchi di strati di calcilutiti di colore verdastro con vene di calcite spatica, calcareniti e marne calcaree biancastre di presunta età Miocene superiore. In tali terreni sono stati osservati cristalli di gesso di forma prismatica e di dimensioni variabili da circa 1 cm a 3 cm, la cui origine è ancora incerta. Lo spessore della successione è di circa un centinaio di metri.

3.4. - UNITÀ SIN-OROGENICHE

Nell'area studiata sono state individuate e cartografate diverse unità sin-orogeniche di età miocenica e pliocenica, che, in via preliminare, sono state inquadrare come unità a limiti inconformi. L'ordine gerarchico non è ancora definitivo, soprattutto per la discontinuità degli affioramenti e per le difficoltà di datazione in contesti di successioni torbiditiche silico-clastiche; esse sono state riferite a formazioni e unità sintemiche, alcune delle quali già note in letteratura, sulla base dei dati stratigrafici e sedimentologici, dei rapporti con il substrato e della similitudine con unità conosciute in altri settori geologici omologhi, quali per esempio quelli della contigua area irpinia (DI NOCERA *et alii*, 2006). Nel corso del completamento degli studi tali unità potranno essere, pertanto, soggette a revisione, accorpamenti e/o a diversa attribuzione.

3.4.1. - *Supersintema dell'Irpinia*

Al Supersintema dell'Irpinia (DI NOCERA *et alii*, 2006) appartengono successioni sinorogeniche comprese nell'intervallo Serravalliano - Messiniano inferiore, che risultano diffusamente affioranti nell'area in esame; in particolare, dal punto di vista litostratigrafico, sono state individuate:

a) la successione di Reino (Serravalliano), che risulta discordante sui soli terreni dell'Unità del Sannio ed impegna il settore di tetto del *thrust* di estensione regionale tra l'Unità del Sannio e quella del Fortore, ma è coeva alla porzione superiore delle "Arenarie di San Giorgio" posta negli antistanti settori non deformati dell'avanfossa serravalliana;

b) il Flysch di San Bartolomeo (Tortoniano medio-superiore - Messiniano inferiore), quale unità discordante solo sull'Unità del Fortore (unità di letto del sovrascorrimento);

c) le "Arenarie di Caiazzo" (Messiniano), riferibili ad un depocentro di sedimentazione che

sutura il contatto tettonico tra l'unità di tetto del Sannio e quella di letto del Fortore (*wedge top basin*), al letto del predetto *thrust* regionale;

d) le successioni di Omo Morto (Serravalliano ?) e di Morgia dei Rauli (Serravalliano sup. - Tortoniano inf.), che sono di incerto significato tettonostratigrafico.

Sulla base di queste distinzioni ed in riferimento alla *unconformity* regionale attestata al Tortoniano medio-superiore già riscontrata anche per i settori irpini e dauni della catena marginale (PINTO, 1993; PESCATORE *et alii*, 2000; BASSO *et alii*, 2002; DI NOCERA *et alii*, 2006) si propone in via preliminare di distinguere le predette successioni nel Sintema di Reino e nel Sintema di Villamaina (comprendente le unità Caiazzo e San Bartolomeo), mentre si considera *incertae sedis* la successione di Omo Morto.

3.4.1.1. - Sintema di Reino

Il Sintema di Reino (Serravalliano medio-superiore - Tortoniano inferiore ?) affiora estesamente nei dintorni dell'abitato di Reino e presso Casalduni; in esso si distinguono quattro litofacies.

La litofacies arenacea è formata da arenarie quarzoso-feldspatiche e quarzose medio-grossolane e subordinatamente da microconglomerati granulari in strati e banchi amalgamati, a luoghi gradati e con sporadiche intercalazioni pelitiche. Alla base si rinvengono intercalazioni di strati tabulari ben cementati di quarzoareniti di tipo numidico.

La litofacies arenaceo-pelitica è formata da arenarie quarzoso-litiche con clasti pelitici verdastri, areniti medio-fini micacee di colore grigio-avana, in prevalenza costituite da intervalli T_{bc} di Bouma, con interstrati pelitico-marnosi e sottili intercalazioni di calcareniti grigiastre e marne calcaree, prodotte da normali correnti torbiditiche. Nella parte alta, si rinvengono intercalazioni di arenarie massive in strati e banchi passanti ad arenarie con laminazione piana, ondulata e convoluta. La litofacies arenaceo-conglomeratica è formata da arenarie medio-grossolane, da quarzoso-feldspatiche a quarzoso-litiche, microconglomerati granulari giallastri con diametro medio dei granuli inferiore a 5 mm, subordinatamente arenarie ciottolose, in strati molto spessi e banchi amalgamati a stratificazione indistinta, con strutture massive o gradate, con abbondante matrice sabbiosa ed assenza di matrice fangosa; a luoghi si rinvengono strutture da fluidificazione e bioturbazione. Si segnala la presenza di inclusioni miste di litofacies arenacee e granulari, passanti a luoghi verso l'alto ad arenarie in strati medi e spessi con laminazione interna piana e obliqua e in subordi-

ne di intercalazioni di orizzonti di marne biancastre, argille marnose verdastre, calcareniti grigiastre e marne calcaree, argille marnose grigio-scure. I depositi sono, nel complesso, riferibili al prodotto di flussi torbiditici granulari di alta densità.

La litofacies arenaceo-calcareo-pelitica è formata da sottili intercalazioni di areniti medio-fini e siltiti grigiastre, arenarie calcaree, strati calcareo-marnosi, orizzonti di marne biancastre farinose, livelli di argilliti e marne argillose nerastre, con pacchi di torbiditi con sottile stratificazione tabulare a grande scala, formate da areniti fini e siltiti marcatamente laminate (laminazioni piano/oblique e vistose convoluzioni), con intercalazioni di strati medio-spessi di areniti quarzoso-micacee a laminazione piano-parallela, arenarie calcaree e calcareniti fini grigio-ferro ben cementate.

La successione è simile nelle associazioni di litofacies alla Formazione delle "Arenarie di San Giorgio", ma poggia con contatto discordante sui termini deformati dell'Unità del Sannio e, localmente, dell'Unità del Fortore; si ritiene possa rappresentare un depocentro parzialmente coevo a quello delle Arenarie di San Giorgio ma riferibile ad un'area già deformata prossima al fronte della catena.

3.4.1.2. - S i n t e m a d i V i l l a m i a n a

In tale unità sintemica sono riportate le successioni flisciodi del Flysch di San Bartolomeo (Tortoniano medio-superiore - Messiniano inferiore) e della formazione delle "Arenarie di Caiazzo" (Messiniano).

La successione del Flysch di San Bartolomeo (PESCATORE *et alii*, 2000; BOIANO, 2000) affiora estesamente tra gli abitati di Baselice e Foiano e ad est di San Giorgio la Molar. Essa poggia sui terreni dell'Unità del Fortore ed è sottoposta tettonicamente ai terreni dell'Unità del Sannio. Si distinguono generalmente due membri.

Il Membro arenaceo-conglomeratico è formato da litareniti feldspatiche grossolane e tessituralmente immature, generalmente poco cementate, che si presentano in strati e banchi per lo più massivi e comunemente amalgamati, con caratteristiche costolature parallele alla stratificazione. Sono frequenti intercalazioni di livelli di paraconglomerati poligenici di colore giallo ocra con matrice sabbiosa, di conglomerati clasto-sostenuti poligenici, per lo più con base erosiva drappeggiata da *mud clasts*, di microconglomerati quarzoso-litici e di arenarie grossolane con nuvole conglomeratiche ed inclusi plastici. 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 eterolitici, caratterizzati da frequenti elementi di natura cristallina, e da orizzonti di argille scagliose nerastre, marne argillose brune, marne calcaree grigiastre.

Il Membro arenaceo-pelitico è formato da alternanze ritmiche e piano-parallele di arenarie a grana media e fine, sia arcoseo-litiche di color giallo-ocra che litiche e micacee di colore grigiastro, argille ed argille marnose grigio-scure sottilmente laminate. Per la presenza di *Sphenolithus abies* nei livelli basali si avrebbe un'età inferiore non più antica del Serravalliano superiore; i dati di letteratura indicano invece un'età Tortoniano medio-superiore - Messiniano inferiore (PESCATORE *et alii*, 2000).

La formazione delle "Arenarie di Caiazzo" (SELLI, 1957), riferita al Messiniano, affiora estesamente in finestra tettonica nella valle del Fiume Tammaro, nei dintorni di Campolattaro. In essa si distinguono due membri.

Il Membro pelitico-calcareo è formato da siltiti e argille grigie e giallastre, marne biancastre, arenarie arcoseo-litiche a granulometria fine e calcareniti arenacee; sono inoltre presenti rari olistoliti carbonatici.

Il Membro arenaceo è formato da arenarie arcoseo-litiche debolmente cementate da medio grossolane fino a microconglomerati, presenti soprattutto nella parte alta della successione, ricche di granuli di quarzo e *clay chips*, e calcareniti arenacee. Sono presenti livelli di brecciole calcaree e calcareniti grossolane con numerosi bioclasti, quali frammenti di briozoi, lamellibranchi e nummuliti, ed olistoliti carbonatici, sia in facies di piattaforma carbonatica che appartenenti al Flysch Rosso. Per la presenza tra il nannoplancton calcareo di *Sphenolithus heteromorphus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Helicosphaera cf. stalis*, *Minylitha convallis* e di *Sphenolithus abies* si indicherebbe un'età inferiore non più antica del Serravalliano medio - Tortoniano medio, ma i dati di letteratura indicano un'età del Messiniano (DI NOCERA *et alii*, 1993).

3.4.1.3. - S u c c e s s i o n i i n c e r t a e s e d i s

In località Omo Morto e dintorni, tra gli abitati di Colle Sannita e Baselice, sono segnalati depositi (Successione di Omo Morto) formati da argille marnose e calcareo-marnose verdine, talora detritiche, ricche di lamine di calcite spatica striata, con livelli di bio-calciruditi e bio-calcareniti con rodoliti, valve integre e frammenti di lamellibranchi, ostreidi, pecten, coralli, alghe, con intercalazioni sottili di calcilutiti e calcari marnosi, cal-

carenitici ibride, areniti quarzoso-litiche grossolane, che diventano più abbondanti verso l'alto della successione. Tali depositi si caratterizzano per la presenza di particolari associazioni fossilifere, costituite da lamellibranchi (*Ostrea sp.*, *Chlamys sp.*, *Pecten sp.*, ecc.), cirripedi (*Balanus perforatus*), briozoi (*Lepralia pyriformis*), piccole *Chypeastri*, *Scutelle* in matrice arenacea, abbondanti rodoliti e piccoli gasteropodi di acque salmastre (*Terebralia*) (PATRONI, 1893; BARBERA & TAVERNIER, 1989; BARATTOLO & DEL RE, 1991; BARBERA & VIRGILI, 1995), che indicano un ambiente di bassa energia ovvero una facies paralica. La successione è riferita ad un presunto Serravalliano superiore.

La successione di Morgia dei Rauli affiora nei dintorni di Colle Sannita ed è formata da alternanze di arenarie arcosiche a grana medio-fine di colore giallastro, calcari marnosi, calcilutiti e argilliti grigio scuro. Si distinguono una facies arenaceo-pelitica, formata da arenarie quarzoso-micacee ed arcosiche in strati e banchi massivi, alternate ad argille ed argille siltose grigie, ed una facies conglomeratica, formata da strati molto spessi e banchi amalgamati di conglomerati, arenarie medio-grossolane e microconglomerati. Al momento non si dispongono di dati sufficienti per attribuire l'unità. Le analisi biostratigrafiche hanno evidenziato associazioni a nannofossili e a foraminiferi planctonici non più antiche del Serravalliano superiore - Tortonianiano per la presenza di *Helicosphaera stalis* e *Sphenolithus abies* tra i nannofossili e di *Neogloboquadrina acostaensis* tra i foraminiferi (biozone MNN8b e MNN9 per i nannofossili e Zona a *Neogloboquadrina acostaensis* per i foraminiferi planctonici).

3.4.2. - *Supersintema di Altavilla*

Il Supersintema di Altavilla (Messiniano sup. - Pliocene inf. parte bassa) è rappresentata nell'area di studio da due successioni di ambiente continentale e paralico.

L' "Unità di Colle Marino" è costituita da depositi alluvionali, quali conglomerati poligenici, fortemente eterometrici costituiti da clasti di calcilutiti silicizzate, diaspri, calcareniti ricristallizzate, calcari marnosi, calcari in facies di piattaforma, arenarie arcosico-litiche e rari clasti cristallini, e paraconglomerati poligenici giallastri a ciottoli arrotondati, con matrice sabbiosa e cemento calcareo; si rinvengono intercalazioni di lenti sabbiose e sabbioso-argillose.

L'Unità delle "Arenarie di Ripa Bianca" è data da arenarie mal cementate di colore giallastro, calcareniti con abbondanti resti di Bivalvi e Gasteropodi, e rari conglomerati poligenici di ambiente

di mare basso.

L'associazione a nannofossili calcarei risulta essenzialmente del Miocene superiore, tuttavia l'assenza di comparse tipica della parte inferiore del Pliocene e la presenza di *Discoaster productus*, specie non *marker* ma che comunque è presente esclusivamente nelle associazioni plioceniche, permette di attribuire questi campioni ad un generico Pliocene senza possibilità di ulteriori dettagli. L'età delle successioni copre pertanto un intervallo compreso tra un probabile Messiniano superiore ed il Pliocene inferiore.

3.4.3. - *Supersintema di Ariano Irpino*

Il Supersintema di Ariano Irpino è rappresentato nell'area in esame da successioni sabbiose di spiaggia riferibili al Sintema della Baronia (CIARCIA *et alii*, 2003), affioranti nel settore sud-orientale dell'area di studio.

Esso è rappresentato da sabbie 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 anche 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. La successione è attribuibile al Pliocene inferiore (Zona MPI4a) per la presenza di *Globorotalia puncticulata*.

4. - ASSETTO STRUTTURALE

L'assetto strutturale è caratterizzato da una embricazione prevalente est-vergente di megapieghe associate a faglie inverse entro sovrascorrimenti di diversa estensione sovrapposti nella direzione adriatica. La sovrapposizione tettonica documenta due momenti che sostanziano una fase di deformazione e una fase di strutturazione del settore di avampaese-catena marginale miopliocenico. Il primo momento è rappresentato dalla deformazione precoce o embrionale delle successioni multistratificate a partire dal Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore, in direzione prevalentemente settentrionale per la presenza di transpressioni destre incipienti; il secondo momento è caratterizzato da fasi di sradicamento ed affastellamento, che risultano definitivamente limitate entro tronchi discreti in direzione orientale per gli effetti di transpressioni a componente di movimento destre (fig. 3), meglio espresse a partire dal Messiniano inferiore (fascia compresa entro il lineamento Fiume Calore - Torrente San Lazzaro a sud e il lineamento Piana di

Morcone - Rio Freddo a nord).

L'area sannita, oggetto di questo lavoro, è rappresentabile come parte di un tronco discreto nel quale il motivo strutturale dominante è l'associazione delle trascorrenze destre e del raddoppio delle successioni di bacino meso-cenozoico lagonegrese-molisano (sovrapposizione tettonica dei terreni dell'Unità del Sannio sui terreni dell'Unità del Fortore). Il *thrust* ha una geometria sub-orizzontale (settore di *flat* del sovrascorrimento) e costringe al muro l'insieme dei terreni dell'Unità del Fortore e di parte dei terreni del Supersistema dell'Irpinia. La sovrapposizione avrebbe troncato ed inibito la sedimentazione di avanfossa s.l. nel settore in studio già a partire dal Serravalliano superiore (top della Successione di Fragneto Monforte) e fino al Tortoniano inferiore (top delle "Arenarie di San Giorgio").

Il limite più orientale dell'unità di tetto del sovrascorrimento (Unità del Sannio) è visibile in corrispondenza della località Case Romiti, nei pressi dell'abitato di Montefalcone di Val Fortore, ubicata subito ad est dell'area di studio. Tale limite contiene al muro i terreni del Flysch di San Bartolomeo, che nel presente lavoro sono compresi nel Sintema di Villamaina. Nelle porzioni ad occidente della longitudine di Montefalcone Valfortore, l'unità di letto (Unità del Fortore) affiora esclusivamente in finestra tettonica.

I settori che espongono l'unità di letto sono la finestra tettonica del Torrente Reinello e più ad occidente la finestra tettonica del Torrente Tammarecchia - Fiume Tammaro. In tali settori sono spinti i processi sub-aerei di inversione del rilievo con i quali gli alti strutturali (strutture anti-formi) corrispondono a bassi morfologici. L'esposizione dell'unità di letto poste al nucleo delle strutture anti-formi è oltremodo favorita dai rigetti del limite tettonico in posizione di *flat* per l'azione di faglie normali epigenetiche. Le strutture plicative (megapieghe anticlinali e sinclinali associate a taglio inverso) nello specifico si possono considerare come il prodotto della deformazione e parziale strutturazione dell'ampia banda di taglio limitata da lineamenti trascorrenti destri (QUARANTIello & PINTO, in prep.). Le trascorrenze e le megapieghe sono l'evidenza macroscopica di associazioni strutturali enucleate da tettonica da *wrenching* (WILCOX *et alii*, 1973), che si sarebbe generata già in epoca precedente il raddoppio della copertura sedimentaria nella fase di flessurazione discontinua dell'avampaese. Tale processo deve aver condizionato anche le modalità dello scollamento, dello sradicamento e dell'affastellamento definitivo dell'Unità del Sannio sull'Unità del Fortore, conclusasi dopo il

Messiniano inferiore. Un esempio è il settore corrispondente alla banda di taglio destra (lineamento Fiume Calore - Torrente San Lazzaro e lineamento Piana di Morcone - Rio Freddo), ove sono sviluppate megapieghe con assi immergenti verso sud e con orientazione NNE-SSW, quali per esempio l'anticlinale di Circello - San Marco dei Cavoti. Tale struttura anticlinalica espone al nucleo i terreni argillosi delle Argille Varicolori del Fortore ed i terreni calcareo-marnosi della Formazione di Corleto Perticara nei settori nord-orientali, mentre, in corrispondenza dei settori sud-occidentali, al nucleo sono presenti i terreni silico-clastici del Sintema di Reino. Ancora più ad ovest la struttura anticlinalica prosegue con soluzioni di continuità (finestra tettonica del Torrente Tammarecchia - Fiume Tammaro) con il *thrust* di Casalduni - Pontelandolfo - Morcone.

Quest'ultimo costituisce uno dei blocchi morfostutturali relitti con maggiore evidenza nel paesaggio, in cui il membro calcareo del Flysch Rosso risulta tettonicamente sovrapposto ai diversi termini del Sintema di Reino.

Più in generale, lo stile deformativo delle successioni multistratificate appartenenti alle due unità tettono-stratigrafiche è simile. Si tratta di strutture estese alla scala ettometrica, rappresentate dall'associazione di pieghe asimmetriche con vergenza adriatica e con piani meccanici di taglio inverso che rigettano la porzione di successione rovesciata del fianco esterno delle pieghe. L'angolo di interlembo delle strutture plicative e l'entità del rigetto orizzontale dei piani meccanici dipendono dai sottosectori discreti in cui si è sviluppato il raccorciamento e quindi si differenziano per settori trasversali all'asse della catena marginale. Tali strutture, in generale, inglobano mesopieghe e ulteriori disgiunzioni rappresentative della deformazione embrionale delle successioni multistratificate, la cui simmetria è condizionata dalla deformazione, quale il piegamento attivo (*parasitic folds*) e il taglio inverso (*kink folds*). In corrispondenza del settore della banda di taglio destra, ubicato ad est dell'abitato di San Giorgio La Molarata, le megapieghe sono ordinate secondo ampie anticlinali con fianco esterno verticale o rovesciato e giustapposto su antistanti fianchi di simili strutture con orientazione degli assi WSW-ENE (N40°-70°). Ciò rivela che il piano meccanico giunge anche a tagliare e dislocare la superficie assiale mascherando al muro sinclinali serrate e rovesciate; in altri casi esso determina lo sviluppo di anticlinali tagliate, tipo *box-fold* asimmetriche e trasportate fin sopra i fianchi normali delle strutture plicative più esterne (PESCATORE *et alii*, 2000).

Le mesostrutture si riconducono a due siste-

mi di orientazione degli assi. Un primo sistema è orientato WSW-ENE ($N40^{\circ}-70^{\circ}$) ed è associato alla deformazione da *wrenching*; un secondo e successivo sistema ha orientazione degli assi NW-SE (orientazione appenninica) ed è associato alla fase di inglobamento della copertura sedimentaria nel cuneo tettonico.

Al primo sistema si riportano alcune delle strutture meglio individuate nelle porzioni sommitali dell'Unità del Sannio e del Fortore. Per

quanto riguarda l'Unità del Sannio si evidenziano le strutture presenti presso le località 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 l'Unità del Fortore, si segnalano quelle che rilevano entro le unità di Caiazzo e San Giorgio La Molara. In tal senso

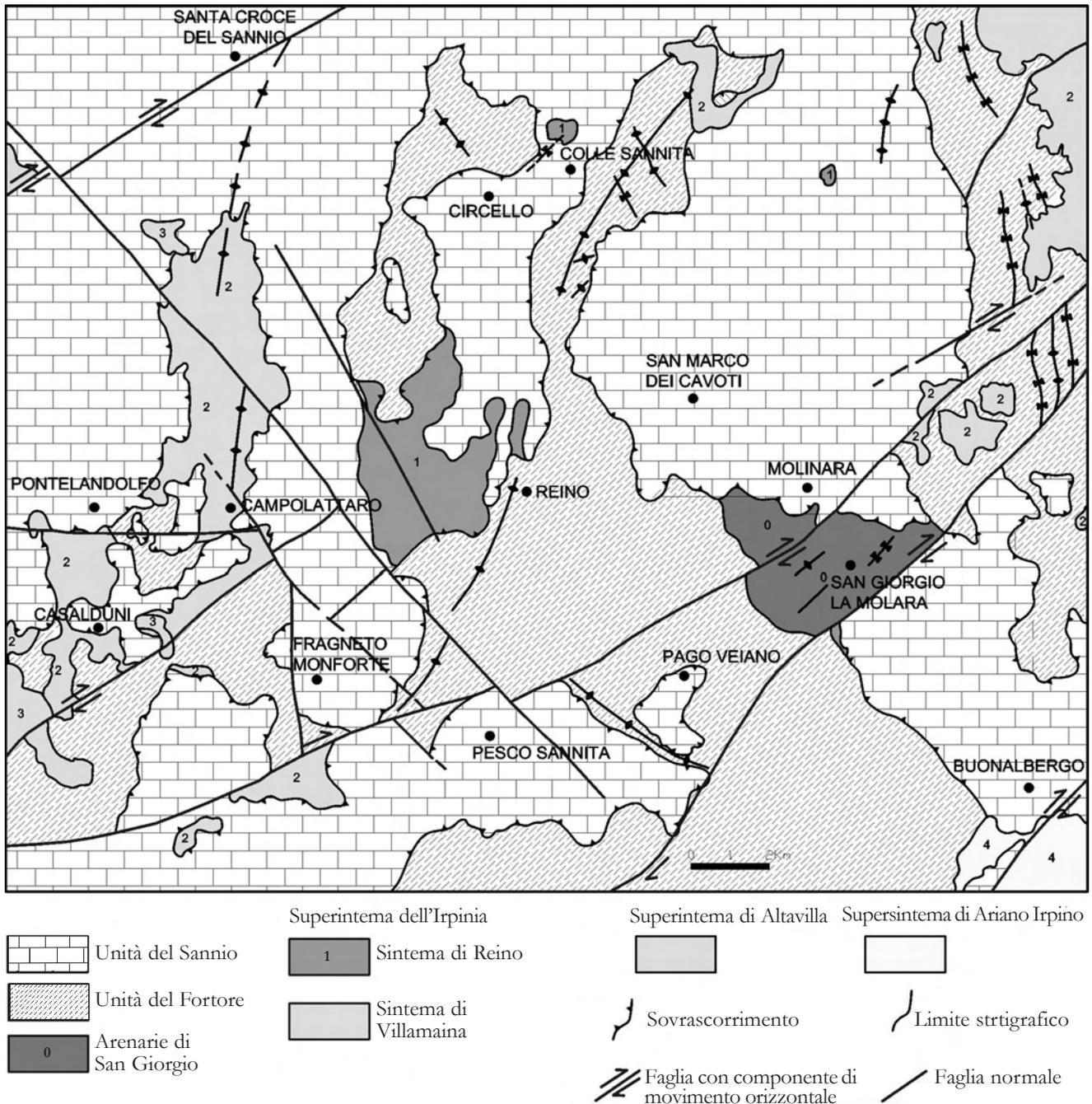


Fig. 3 - Schema tettonico del settore centrale dei Monti del Sannio.
 - Tectonic scheme of the central sector of Sannio mountains.

sono rappresentative quelle individuate entro il rilievo su cui è ubicato l'abitato di San Giorgio La Molara. L'assetto è caratterizzato da una sequenza di antiformali e sinformali con orientazione degli assi N40°E e con *plung-in* degli stessi verso NE. Tale sistema di orientazione degli assi plicativi e dei tagli è associato alle megapieghe precedentemente descritte, quali quella di Circello e San Marco dei Cavoti.

Le associazioni strutturali del secondo sistema, con orientazione appenninica degli assi, sono più diffusamente distribuite in tutta l'area rilevata, ed in alcuni casi esprimono evidenza di una deformazione plicativa disarmonica alla diversa scala avvenuta a partire dal Messiniano superiore - Pliocene inferiore.

L'assetto tettonico di natura compressiva è complicato dalla diffusa presenza di lineamenti tensili legati alla epigenesi. In particolare evidenza sono le faglie a componente normale con orientazione NW-SE, che sembrano tagliare, a partire dal Pleistocene medio, tutti gli altri lineamenti tensili di età plio-pleistocenica (N-S, E-W) in accordo con quanto riportato in PESCATORE *et alii* (2000).

5. - CONCLUSIONI

Nel settore sannitico interessato dal presente studio affiorano le successioni bacinali del margine passivo apulo, attribuibili al dominio di bacino pelagico lagonegrese-molisano. Esse risultano deformate e strutturate in catena a partire dal Serravalliano medio-superiore, secondo modalità circoscritte ad un ambito strutturale governato da trascorrenze destre, con momenti di deformazione e strutturazione coerenti con la sequenza della cinematica che ha interessato la gran parte del settore marginale della catena sud-appenninica, almeno per quanto riguarda il confronto con il tratto dauno ed irpino (PESCATORE *et alii*, 1996a, 2000; DI NOCERA *et alii*, 2006).

Le due unità tettono-stratigrafiche, l'Unità del Sannio (Unità di Frigento p.p.) e l'Unità del Fortore, sono caratterizzate da successioni supracretacico-inframioceniche di depositi calcareo-marnoso-argilloso-arenacei. Le associazioni litostratigrafiche esprimono, nella loro continuità laterale, un diverso grado di distalità rispetto alle aree di alimentazione calcareo-clastica, rappresentate da margini di piattaforma carbonatica, ed una differente capacità di accoglienza della sedimentazione tufitica e quarzarenitica pre-orogena di provenienza meridionale (PATACCA *et alii*, 1992; DE CAPOA *et alii*, 2002; GUERRERA *et alii*, 2005). In particolare elementi comuni tra le due unità sono

le litofacies calcareo-clastiche di *channel-levee* in forma di depositi derivanti da flussi gravitativi di risedimento carbonatico con aumento verso l'alto dell'apporto silicoclastico e la coeva evoluzione verso la sedimentazione numidica e post-numidica a partire dal Langhiano. Un elemento differente è rappresentato dalla sedimentazione pre-orogena tufitica, presente solo nell'Unità del Fortore, con la Formazione delle Arenarie di Ponte (Miocene inferiore).

Le predette successioni meso-cenozoiche di bacino pelagico sono coinvolte gradualmente (*piggy-back thrust sequence*), e in successione temporale da sud-ovest a nord-est, da fasi di flessurazione non cilindrica del *foreland* esterno nel Langhiano superiore - Serravalliano inferiore-medio per l'Unità del Sannio (individuazione del depocentro di avanfossa della Successione di Fragneto Monforte) e nel Serravalliano - Tortonianiano inferiore per l'Unità del Fortore (individuazione del depocentro di avanfossa delle Arenarie di San Giorgio).

I dati sino al momento raccolti non permettono di disporre di un quadro simultaneo dei rapporti tra la sedimentazione non conforme e quella conforme alla scala dell'intero *foreland basin system* sannita. Vi sono elementi sufficienti, tuttavia, per ipotizzare che una fase precoce della deformazione, caratterizzata da enucleazione di pieghe, clivaggio di pressione-dissoluzione ed individuazione di piani meccanici di taglio inverso, investe le successioni multistratificate meso-cenozoiche dell'Unità del Sannio, dopo lo sviluppo della sedimentazione della Successione di Fragneto Monforte del Langhiano superiore - Serravalliano inferiore-medio, e le successioni dell'Unità del Fortore (Arenarie di San Giorgio), solo dopo il Tortonianiano inferiore. A tale fase deformativa, riferibile al Serravalliano medio, corrisponde la sedimentazione silico-clastica in depocentro di *wedge top* del Sistema di Reino (Serravalliano medio-superiore - Tortonianiano inf. ?) e della Successione di Morgia dei Rauli (Serravalliano sup.-Tortonianiano inf.) sui termini deformati dell'Unità del Sannio, cui trova riscontro la sedimentazione paraconforme e conforme delle "Arenarie di San Giorgio" (Serravalliano - Tortonianiano inf.) sui termini dell'Unità del Fortore nei settori di avampaese in deformazione precoce e/o di *foredeep* (fig. 4a). Con il sopraggiungere del *detachment* della copertura sedimentaria bacinale e con lo sviluppo di *thrust sheets* geometricamente assimilabili a piani *flat-ramp-flat*, condizionati entro il tronco discreto della banda di transpressione destra compresa tra il lineamento Fiume Calore - Torrente San Lazzaro ed il lineamento Piana di

Morcone - Rio Freddo, interviene una sedimentazione sinorogena di *wedge top basin*. I depocentri, rappresentati dalle successioni di età Tortoniano medio-superiore - Messiniano del Sintema di Villamaina (Arenarie di Caiazzo e Flysch di San Bartolomeo), sono sviluppati sui termini deformati dell'Unità del Fortore e suturano la sovrapposizione geometrica delle due predette unità (fig. 4b). La successione di Omo Morto risulta ancora di incerta interpretazione tettono-stratigrafica.

La fase di raccorciamento precedente lo scollamento e la fase di accavallamento regionale delle unità si sviluppano prevalentemente nella direzione nord-orientale e in settori discreti governati da binari trascorrenti destri orientati SW-NE.

L'accrezione sembra essere condizionata dallo sviluppo non cilindrico della strutturazione; la presenza dei lineamenti di svincolo di incerta profondità, che segnano i limiti del cambio dell'entità degli accorciamenti raggiunti dalla compressione in questo settore di catena marginale, possono giustificare il diverso grado di serramento delle associazioni strutturali caratterizzanti lo stile deformativo del settore. A tali fasi tettoniche sono ascrivibili i raddoppi tettonici osservabili nelle finestre tettoniche del fiume Tammaro e del Tammarecchia.

Nel Messiniano superiore si realizza l'accavallamento delle unità del Sannio e Fortore sull'Unità della Daunia, che, nell'area irpina, si presen-

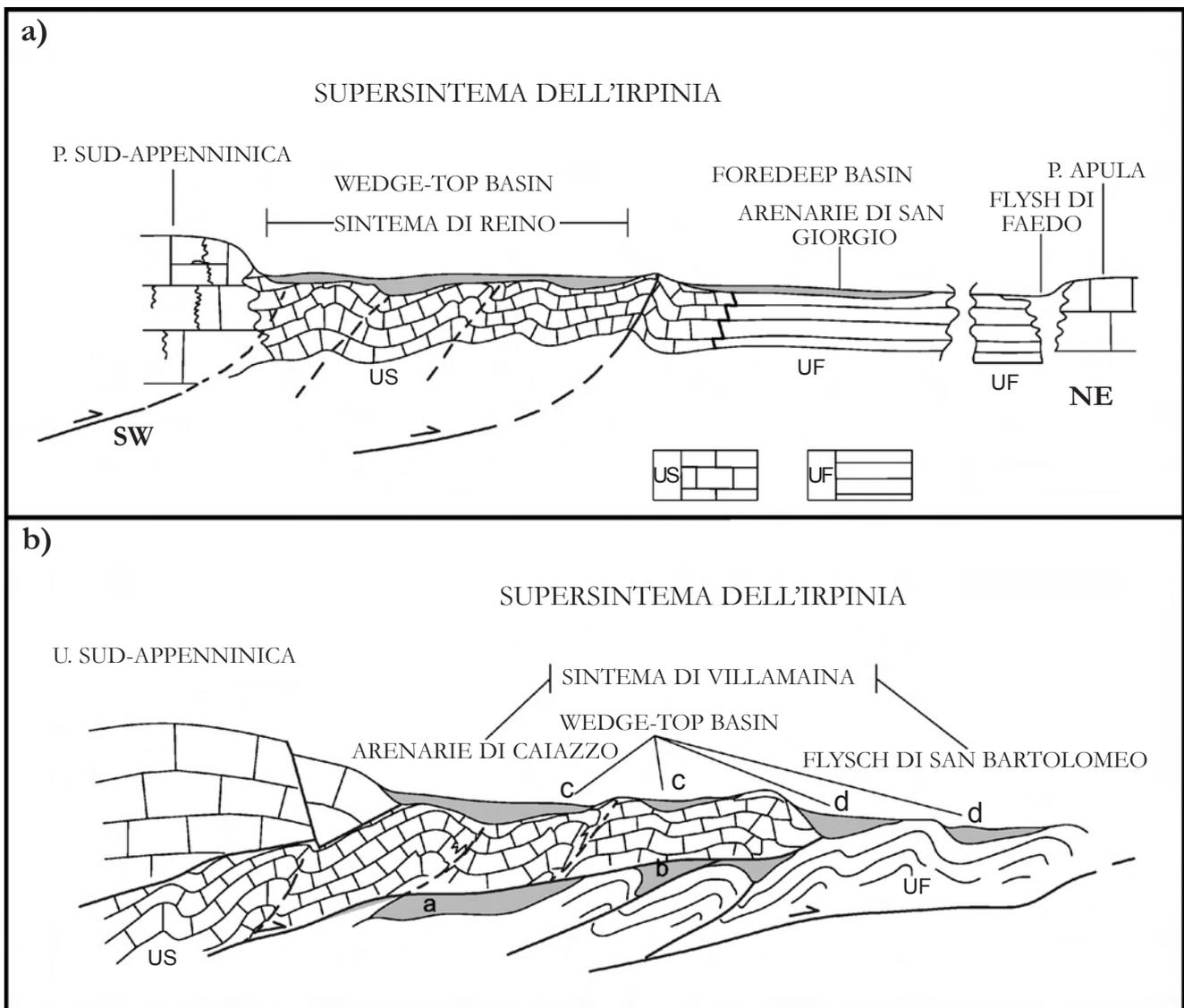


Fig. 4 - Schema evolutivo tettono-sedimentario del settore sannitico della catena sud-appenninica: **a)** Serravalliano - Tortoniano inferiore; **b)** Tortoniano medio-superiore - Messiniano. Legenda: US, Unità del Sannio (Unità di Frigento p.p.); UF, Unità del Fortore; a, Sintema di Reino; b, Arenarie di San Giorgio; c, Arenarie di Caiazzo; d, Flysch di San Bartolomeo.

- Tectono-sedimentary evolutionary scheme of the Sannio sector of the Southern Apennines: **a)** Serravallian - Early Tortonian; **b)** Middle-Late Tortonian - Messinian. Legend: US - Sannio Unit (Frigento Unit p.p.); UF - Fortore Unit; a, Reino Synthem; b, San Giorgio Sandstones; c, Caiazzo Sandstones; d, San Bartolomeo Flysch.

ta con successioni stratigrafiche continue fino alla parte bassa del Messiniano superiore (stadio evaporitico). Essa è quindi deformata ed inglobata nel prisma della catena solo dopo la deposizione delle Evaporiti di Monte Castello e la sua deformazione è suturata dai depositi delle Molasse di Anzano (MATANO *et alii*, 2005). Nel settore del T. Cervaro, poco a sud-est dell'area di studio, la successione dauna invece termina con le Marne argillose del Topo Capuana del Tortonianiano medio-superiore - Messiniano inferiore, per il sopraggiungere della sedimentazione trasgressiva e discordante di facies grossolane di mare basso di presunta età Messiniano inferiore (PESCATORE *et alii*, 1996b). La diversa età della parte sommitale della successione stratigrafica dell'Unità della Dauna, nei vari settori marginali di catena, registra la complessità del margine orientale dell'avanzata miocenica.

Nel corso del Pliocene si completa la strutturazione prevalentemente progressiva e sequenziale delle unità tettoniche e si sviluppano importanti strutture compressive del tipo *breaching*, già individuate nel settore irpino (DI NOCERA *et alii*, 2006), che possono aver portato l'intero settore in *uplift* e, con lo sviluppo delle strutture plicative passive (*bedding*) a grande scala, rendendo molto complesso l'assetto tettonico di questo segmento della catena.

BIBLIOGRAFIA

- ARDITO M.C., COLALUCE G., DAZZARO L., DEL GAUDIO V., LOPS B., MORESI M., PICCARRETA G. & RAPISARDI L. (1985) - *Le arenarie dell'Appennino Dauno. Osservazioni geologiche, mineralogiche e petrografiche*. Atti 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)*. Field trip guide book del 5th Int. Symp. on Fossil Algae (Capri, 7-12 Aprile 1991), 121-128.
- BARBERA C. & TAVERNIER A. (1989) - *Il Miocene del circondario di Baselice (Benevento): significato paleoecologico e paleogeografico*. Atti 3° Simp. Ecologia e Paleoecologia delle Comunità Bentoniche (Catania - Taormina, 12-16 ottobre 1985), 745-757.
- BARBERA C. & VIRGILI A. (1995) - *Baselice ed i suoi fossili. Catalogo mostra: "Baselice ed il suo mare" presso Archeoclub d'Italia* - Sede di Baselice, 29-38, L. COLASANTO (Eds.), Benevento.
- 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.
- BASSO C., CIAMPO G., CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F., & 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.
- 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.
- 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, Roma.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MORETTI A. (1971) - *Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano (Prov. di Potenza)*. St. Geol. Camerti, **1**: 97-122.
- CIARANFI N., DAZZARO L., PIERI P., RAPISARDI L. & SARDIELLA 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 (sette irpino-dauno)*. Boll. Soc. Geol. It., **122**: 117-138.
- COCCO E. (1972) - *Torbiditi calcaree ed arenacee nelle Argille Variegate dei Monti del Sannio*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 145-159.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., TORRE M. & COPPOLA L. (1974) - *Le Unità Irpine nell'area a nord di Monte Marzano, Appennino Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 607-654.
- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 121-142.
- D'ARGENIO B. (1967) - *Geologia del gruppo Taburno-Camposauro (Appennino Campano)*. Atti Acc. Sc. Fis. Mat., sez. 3, **6**: 35-218, Napoli.
- DAZZARO L., DI NOCERA 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.
- DE CAPOA P., DI STASO A., GUERRERA F., PERRONE V., TRAMONTANA M., ZAGHLOUL M.N. (2002) - *The Lower Miocene volcanoclastic sedimentation in the Sicilian sector of the Maghrebian Flysch Basin: geodynamic implications*. Acta, **15**: 141-157.
- DI NOCERA S., TORRE M. & VITI P. (1993) - *Le Arenarie di Caiazzo nell'evoluzione Tortonianio-Messiniana dell'Appennino Campano*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**: 165-182, Pavia.
- 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.
- 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.
- FORNAIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1): 1-36.
- FORNAIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostrati-*

- graphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, **42** (1): 37-63.
- GUERRERA F., MARTYN-MARTYN M., PERRONE V. & TRAMONTANA M. (2005) - *Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics*. *Terra Nova*, **17**: 1-10.
- 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.
- MARCHESINI E. (1941) - *Trasgressioni e discordanze nella regione dell'alto corso dei fiumi Fortore e Miscano (Benevento)*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Processi Verbali*, **50**, (4), Pisa.
- MATANO F., BARBIERI M., DI NOCERA S. & TORRE M. (2003) - *Strontium isotope and stratigraphy of the late Messinian evaporitic sequences in northern Irpinia-Daunia Mts., southern Apennines*. *St. Geol. Camerti, n. s., vol. spec.*: 39-55.
- 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.
- 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.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**: 177-202.
- 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.
- 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., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992) - *The Numidian-sand event in the Southern Apennines*. *Mem. Sc. Geol.*, **43**: 297-337, Padova.
- PATRONI C. (1893) - *Fossili miocenici di Baselice, in provincia di Benevento*. *Atti Real Acc. Sc. Fis. e Mat., ser. 2*, **5**, Napoli.
- PESCATORE T., PINTO F., RENDA P., SENATORE M.R., TRAMUTOLI M. & VALENTE A. (1996a) - *Avanfossa mioceniche dell'Appennino meridionale (Italia)*. *Rend. Acc. Sc. Fis. Mat.*, **63**: 85-121, Napoli.
- 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., DI NOCERA S., MATANO F. & PINTO F. (2000) - *L'Unità del Fortore nel quadro della geologia del settore orientale dei Monti del Sannio (Appennino meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **119**: 587-601.
- PESCATORE T. & TRAMUTOLI M. (1980) - *I rapporti tra i depositi del bacino di Lagonegro e del Bacino Irpino nella media valle del Basento (Lucania)*. *Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat.*, **47**, (4): 19-41, Napoli.
- PINTO F. (1993) - *Assetto strutturale del fronte appenninico nei Monti della Daunia*, pp. 92, Tesi di Dottorato, Geologia del Sedimentario, IV ciclo, Università degli Studi di Napoli, Napoli.
- QUARANTIELLO R. (2003) - *Ricostruzione della successione stratigrafica e assetto strutturale dell'unità del Fortore (Monti del Sannio)*, pp. 92, Tesi di Dottorato, Scienze della Terra e della Vita, XV ciclo, Università degli Studi del Sannio, Benevento.
- 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.
- SANTO A. & SENATORE M.R. (1988) - *La successione stratigrafica dell'Unità dauna a Monte Sidone (Castelluccio Valmaggiore - Foggia)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**: 431-438.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. *Giorn. Geol., ser. 2*, **24**: 1-54.
- 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)*, pp. 317, Tesi di Dottorato, Geologia del Sedimentario, I ciclo, Università degli Studi di Napoli, Napoli.
- 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.
- WILCOX R.E., HARDING T.P. & SEELY D.R. (1973) - *Basic wrench tectonics*. *Am. Ass. Petroleum Geol. Bull.*, **57**: 74 - 96.