



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI
FEDERICO II
FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI



DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA
XIX CICLO

TESI IN GEOLOGIA DEL SEDIMENTARIO

*Il Bacino di Ariano-Benevento
(Pliocene inferiore, Appennino campano):
stratigrafia e sedimentologia*

Tutore: Prof. Mario TORRE

Dottorando: Dott. Tommaso MITRANO

Cotutore: Dott. Sabatino CIARCIA

Il Coordinatore
Prof. Gennaro CORRADO

Ottobre 2006

INDICE

<i>Ringraziamenti</i>	<i>III</i>
INTRODUZIONE	4
1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	6
1.1. Le principali unità tettono-stratigrafiche della catena sudappenninica ed i depositi sin-orogeni	9
1.1.1. <i>Successioni pre-orogene</i>	9
1.1.2. <i>Depositi sin-orogeni</i>	18
1.2. Il settore irpino-sannita	23
2. I DEPOSITI PLIOCENICI DELL'APPENNINO CAMPANO	28
2.1. Il Pliocene nell'area irpino-sannita	34
2.1.1. <i>Sintema della Baronìa</i>	35
2.1.1.1. <i>Stratigrafia</i>	36
2.1.1.2. <i>Biostratigrafia e paleoecologia</i>	45
3. SEZIONI ESAMINATE	53
3.1. Facies sedimentarie ed associazioni di facies	56
3.2. Area di Montecalvo Irpino	86
3.2.1. <i>Stratigrafia</i>	86
3.2.1.1. <i>Sezione località Stazione</i>	89
3.2.1.2. <i>Sezione località Vallo</i>	89
3.2.1.3. <i>Sezione località Merze Santa Maria</i>	91
3.2.1.4. <i>Sezione località Ripa delle Bafanelle</i>	93
3.2.1.5. <i>Sezione località Lame</i>	96
3.2.1.6. <i>Sezione località Pretara</i>	99
3.2.1.7. <i>Sezione località Breccie</i>	101
3.2.1.8. <i>Sezione località Fosso del Vallo</i>	103
3.2.1.9. <i>Sezione località S. Andrea</i>	105
3.2.1.10. <i>Sezione località Casato Demarco</i>	106
3.2.1.11. <i>Sezione località Masseria Striscie</i>	107

3.2.1.12. Sezione località Marinella	108
3.2.1.13. Sezione località Tressanti	110
3.3. Area di Apice	113
3.3.1. Stratigrafia	113
3.3.1.1. Sezione località Masseria la Verde	115
3.3.1.2. Sezione alveo fiume Miscano	117
3.3.1.3. Sezione località Tignano	120
3.3.1.4. Sezione località Fontane Pozzagre	122
3.4. Area di San Leucio del Sannio	125
3.4.1. Stratigrafia	125
3.4.1.1. Sezione località S. Marcello	126
3.4.1.2. Sezione località Masseria Zolli	128
3.4.1.3. Sezione località Maccabei	131
3.5. Considerazioni sulla distribuzione delle facies	133
4. CONSIDERAZIONI SULL'EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA E	
PALEOGEOGRAFICA DEL BACINO INFRAPLIOCENICO	140
CONCLUSIONI	152
<i>Bibliografia</i>	154

ALLEGATI:

Tavola 1 – Carta geologica schematica dell'area di Montecalvo Irpino

Tavola 2 – Carta geologica schematica dell'area di Apice

Tavola 3 – Carta geologica schematica dell'area di San Leucio del Sannio

Ringraziamenti

I miei più affettuosi ringraziamenti vanno al tutore, il Prof. Mario Torre, che con la sua esperienza mi ha guidato durante questi tre anni di dottorato.

Ringrazio tantissimo il cotutore e grande amico Dott. Sabatino Ciarcia, che con preziosi suggerimenti e consigli mi ha aiutato a portare a termine, nel migliore dei modi, una tappa importante della mia vita.

Un cordiale ringraziamento va al referee Prof. Domenico Cosentino che con celerità ha rivisto i risultati della ricerca, fornendo utili suggerimenti.

INTRODUZIONE

In Appennino meridionale affiorano diffusamente sedimenti infrapliocenici attribuibili a depocentri di *wedge-top* nell'ambito del *foreland basin system* (DE CELLES & GILES, 1996). Tali successioni sono affioranti prevalentemente nei settori di Benevento, Ariano, Ofanto e Potenza, ubicati nel tratto assiale-esterno della catena, e sono stati trasportati in *piggy-back* (HIPPOLYTE *et alii*, 1994; CIARCIA & TORRE, 1998) durante le traslazioni delle falde tettoniche verso l'avampaese apulo.

Da alcuni anni sono in corso ricerche sui caratteri stratigrafici, sedimentologici e biostratigrafici delle successioni plioceniche, riferite ai depocentri di *wedge-top*, affioranti tra il beneventano e la Daunia meridionale, che hanno consentito di ricostruire schematicamente l'evoluzione tettonica e sedimentaria di questo settore della catena nel Pliocene (TORRE & CIARCIA, 1995; CIARCIA & TORRE, 1996; AMORE *et alii*, 1998; BARRA *et alii*, 1998a, 1998b; CIARCIA *et alii*, 1998, MATANO & STAITI, 1998; CIARCIA, 2003; CIARCIA *et alii*, 2003; AIELLO *et alii*, 2005; CIARCIA *et alii*, 2006).

Le frequenti ricognizioni effettuate sul territorio hanno consentito di individuare 3 aree da sottoporre a studi di approfondimento (Montecalvo Irpino, Apice e S. Leucio del Sannio) nelle quali risulta diffusa la presenza di nuovi affioramenti, in tagli naturali (nicchie di frana, reincisione di alvei fluviali, ecc.) ed artificiali (sbancamenti per opere edili, coltivazioni in cava, ecc.).

La scelta delle località, pur perseguendo differenti motivazioni ed obiettivi, è avvenuta con lo scopo comune di fornire un contributo originale per la ricostruzione dell'evoluzione delle condizioni ambientali, in questo settore dell'Appennino campano durante il Pliocene inferiore.

Nelle zone di Montecalvo Irpino ed Apice sono state privilegiate le sezioni localizzate in prossimità della linea tettonica Benevento-Buonalbergo, elemento strutturale che segna il margine settentrionale del bacino pliocenico esaminato.

In queste aree non vi erano studi analitici sull'intero territorio in grado di portare alla ricostruzione di un quadro organico degli ambienti sedimentari

vigenti e delle loro modificazioni anche in relazione ad un'attività tettonica sinsedimentaria.

In particolare, in un comprensorio piuttosto esteso come quello di Montecalvo Irpino, una serie di indagini preliminari ha consentito l'individuazione, lungo i versanti che bordano l'abitato, di nuove e peculiari esposizioni; in questi affioramenti sono diffusi depositi clastici, con ben evidenti facies sedimentarie di differenti ambienti, nei quali sono frequenti gli elementi testimonianti oscillazioni della linea di costa. Nel settore settentrionale, inoltre, è stata rilevata la presenza di un intervallo con caratteristiche geometrie di tipo deltizio, inconsuete in questo tratto dell'Appennino meridionale.

Anche nell'area di Apice sono stati rinvenuti nuovi affioramenti, con significativa ed insolita continuità di esposizione; i depositi più interessanti rilevati, emergono in un tratto dell'alveo del fiume Miscano, finora risultato inaccessibile a causa di frequenti alluvionamenti e per la presenza di una fitta vegetazione riparia.

L'inclusione, infine, di alcune sezioni stratigrafiche della zona di S. Leucio del Sannio discende dal ritrovamento di nuove esposizioni dovute a recenti coltivazioni in cava e sbancamenti per opere edili; questi tagli hanno evidenziato la presenza di facies rappresentative di ambienti sedimentari continentali e transizionali finora mai rinvenuti in tale continuità di esposizione nel settore beneventano del bacino pliocenico.

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

La catena appenninica è formata da un sistema arcuato a falde di ricoprimento, caratterizzato da una vergenza nel complesso orientale, la cui evoluzione mio-pliocenica si colloca in un contesto di tettonica post-collisionale, legata alla complessa interazione tra la zolla africana, la zolla europea ed altre microzolle interposte (ROURE *et alii*, 1991; GUERRERA *et alii*, 1993).

Lo stile tettonico dell'Appennino meridionale è riferibile ad un sistema *duplex* (ROURE *et alii*, 1991; CINQUE *et alii*, 1993), in cui unità appenniniche di posizione paleogeografica più interna sono avanzate come *roof thrust* sul margine occidentale dell'avampaese, ricoprendo una falda tettonica (*Piattaforma apula interna*) (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; LENTINI *et alii*, 1990; PATACCA *et alii*, 1992b), sovrascorsa sull'avampaese apulo (*Piattaforma apula esterna*). La falda apula sepolta è costituita da depositi meso-cenozoici di piattaforma carbonatica di mare basso, stratigraficamente ricoperti da depositi terrigeni marini del Messiniano superiore – Pliocene.

Nell'ambito delle unità appenniniche sono invece individuabili tre gruppi di falde:

- falde derivate da domini di bacino profondo, originariamente interposti tra le piattaforme carbonatiche;
- falde derivate da piattaforme carbonatiche e dai suoi margini;
- falde derivate da domini più interni e deformate prima dell'apertura tirrenica.

L'attuale assetto dell'Appennino meridionale (fig. 1.1) è in gran parte dovuto a fasi compressive e traslative avvenute tra il Tortoniano superiore ed il Pleistocene inferiore, controllate dall'arretramento flessurale della piastra di avampaese cui si accompagnava l'ampliarsi del bacino di retroarco tirrenico. Il motore di tali fenomeni viene individuato nella subduzione passiva di un settore relitto e frammentato della litosfera padano-adriatico-ionica (PATACCA & SCANDONE, 1989).

Dopo la fase tettonica messiniana (ELTER *et alii*, 1975; DI NOCERA *et alii*, 1976, TORRE *et alii*, 1988; PATACCA & SCANDONE, 1989) non si è sviluppato un tipico e ampio bacino di avanfossa al fronte della catena sudappenninica a causa

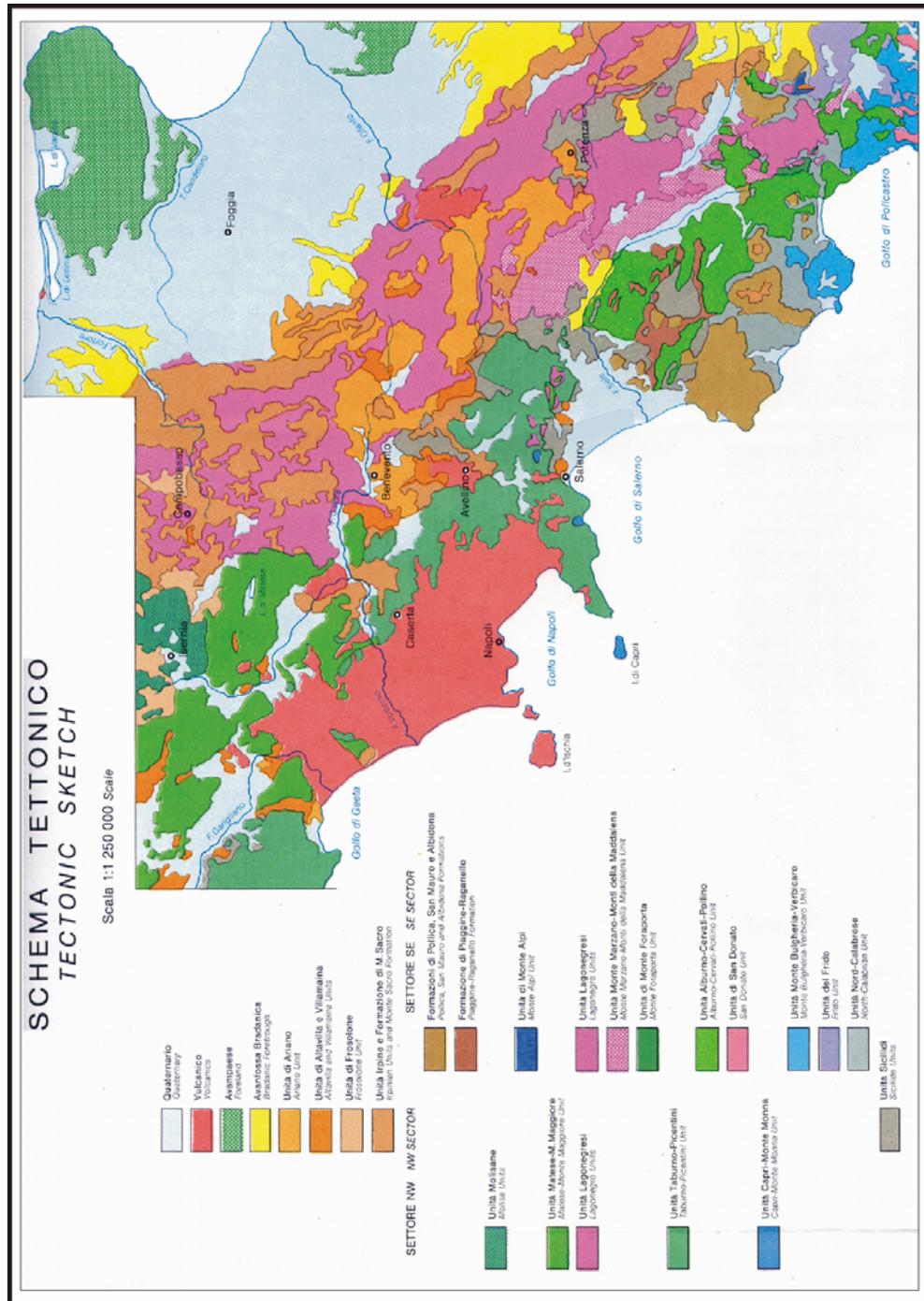


Figura 1.1 – Schema tettonico dell'Appennino meridionale (da BONARI et alii, 1988a).

dello stile del trasporto orogenico, che ha determinato l'accavallamento delle falde alloctone su porzioni esterne fino alla depressione flessurale dell'avanfossa (PATACCA & SCANDONE, 1989), individuando nell'ambito del *foreland basin system* messiniano estesi settori di *wedge-top* e di una ristretta area di *foredeep*.

Nel corso del Plio - Pleistocene la perdurante subsidenza flessurale della piattaforma apula ha individuato l'avanfossa bradanica delimitata verso est dal *bulge* delle Murge-Salento. Il bacino di avanfossa è stato inizialmente riempito da depositi pelagici e torbiditici del Pliocene inferiore e quindi da argille emipelagiche (Argille subappennine) del Pliocene medio - Pleistocene, calcareniti di mare basso (*Calcareniti di Gravina*) e depositi clastici costieri, deltizi ed alluvionali (CASNEDI *et alii*, 1982).

L'evoluzione dell'avanfossa nel Pliocene è stata caratterizzata da almeno tre fasi tettoniche (PATACCA & SCANDONE, 1989), che hanno prodotto una traslazione delle falde molto spinta verso l'avampaese, cosicchè raggiunsero il nuovo margine subsidente del coevo settore di avampaese, determinando una avanfossa s.s. molto ristretta.

1.1. Le principali Unità tettono-stratigrafiche della catena sudappenninica ed i depositi sin-orogeni

Nella catena sud-appenninica sono presenti numerose successioni stratigrafiche, che derivano dalla deformazione di differenti domini paleogeografici. Tali successioni sono delimitate a letto da superfici di sovrascorrimento di importanza regionale e vanno intese come unità tettono-stratigrafiche (BONARDI *et alii*, 2003). Le Unità tettono-stratigrafiche sono formate da successioni pre-orogene, continue o caratterizzate da discontinuità concordanti, su cui poggiano in discordanza successioni sin-orogene (*thrust-top basins*), spesso a loro volta limitate a tetto da superfici di natura tettonica (piani di sovrascorrimenti fuori-sequenza) o stratigrafiche discordanti (appoggio di ulteriori successioni sin-orogene).

Una descrizione dei caratteri stratigrafici delle successioni pre-orogene e sin-orogene affioranti nell'Appennino meridionale e dei loro rapporti tettonici richiederebbe, vista la vasta letteratura disponibile sull'argomento, uno spazio molto ampio. Quindi, nel seguito sono descritte solo schematicamente le unità tettono-stratigrafiche presenti in catena, partendo dalle unità di provenienza paleogeografica interna fino a quelle di collocazione più esterna, e le principali successioni sin-orogene, indicando le formazioni in esse individuate con una breve descrizione dei principali caratteri lito-stratigrafici.

1.1.1. Successioni pre-orogene

UNITÀ LIGURIDI

Le *Unità Liguridi* corrispondono a parte del *Complesso Liguride* di OGNIBEN (1969) e nell'ambito di queste unità (BONARDI *et alii*, 1988b) si distinguono l'*Unità nord-calabrese*, il *Melange di Episcopia - S. Severino* e l'*Unità del Frido*. L'*Unità nord-calabrese* (Malm - Aquitaniano) è formata alla base da *pillow lavas* e *pillow breccias*, basalti massicci e gabbri (*Ofioliti di Timpa delle Murge*), da argilliti rosse e verdi con intercalazioni di quarzareniti, calcari allodapici, diaspri (*Formazione di Timpa delle Murge*); argilliti grigio-scuere con intercalazioni di calcareniti e litareniti; argilliti nere (*black shales*) con rare intercalazioni di quarzareniti; alternanze di quarzareniti e argilliti grigio-scuere e

nere (*Formazione delle Crete Nere*); arenarie quarzo-litiche e marne fittamente stratificate; calcareniti più o meno arenacee e brecciole gradate, con intercalazioni di argilliti grigio-verdognole e subordinatamente rosse; calcareniti e calcareniti arenacee gradate con liste di selce (*Formazione del Saraceno*).

Verso il basso questa successione francamente bacinale poggia sul *Melange di Episcopia - S. Severino*, formato da megablocchi di serpentiniti, granitoidi, gneiss a granato, gneiss anfibolici, anfiboliti in una matrice filladico-serpentinosa.

L'*Unità del Frido* è formata da serpentiniti, metabasalti ofiolitici (Giurassico) e metacalcari, filladi, quarziti (Giurassico - Oligocene superiore).

COMPLESSO SICILIDE

Il *Complesso Sicilide* (OGNIBEN, 1969) è formato da alternanze fittamente stratificate di arenarie, calcilutiti e argilliti grigio-scure e rosse e da calcilutiti bianche con intercalazioni di arenarie, siltiti e marne, di età Cretacico superiore – Burdigaliano, riferibili alla *Formazione delle Argille Varicolori Auct.* ed al *Membro Sant'Arcangelo* (OGNIBEN, 1969). Al confine calabro-lucano si rinvencono argille scagliose varicolori con alternanze di calcari marnosi, marne e arenarie tufitiche del Burdigaliano (*Arenarie di Corleto e Tufiti di Tusa*, ZUPPETTA *et alii*, 1984); nella Valle del Calore affiorano arenarie quarzo-feldspatiche gradate, marne e calcari marnosi bianchi, a volte rosati, in strati e banchi (*Arenarie di Albanella*, AMORE *et alii*, 1988).

COMPLESSO DEI "TERRENI AD AFFINITÀ SICILIDE"

Il *Complesso dei "terreni ad affinità sicilide"* (BONARDI *et alii*, 1988b) è formato da:

- alternanza di brecciole poligeniche e calcareniti, più o meno arenacee, gradate, a luoghi ricche di macroforaminiferi, calcilutiti, diaspri ed argilliti silicee rosse e verdi;

- assieme caotico costituito da una matrice prevalentemente argillosa grigio scura contenente pezzame di arenarie micacee grigio scure e calcilutiti silicifere;

- marne e calcari marnosi con caratteristico clivaggio tipo pietra paesina;

- alternanze fittamente stratificate di marne e calcari marnosi, spesso più o meno silicizzati e manganesiferi, e argilliti grigio scure e nere.

L'età è riferibile al Cretacico superiore – Miocene inferiore ?.

UNITÀ MONTE BULGHERIA - VERBICARO

L'Unità Monte Bulgheria - Verbicaro (SCANDONE, 1964; TORRE, 1969; SGROSSO, 1995) è formata alla base da calcari e calcari dolomitici, a luoghi massicci, e dolomie grigio-scure, sia in facies di piattaforma che in facies di scarpata e bacino, passanti ai "*Calcari ad Ellipsactinie*", calcilutiti e risedimenti calcarei con selce e intercalazioni di marne, di età Lias medio - Cretacico inferiore. Si rinvengono quindi vulcaniti basiche.

Verso l'alto si passa a calcareniti e brecciole gradate a macroforaminiferi con intercalazioni di argilliti e marne rosse e grigio-verdognole, seguite da calcari marnosi e marne rosse e grigie ("scaglia") e quindi breccie calcaree in strati e banchi con frammenti di selce e di rudiste, del Cretacico superiore - Aquitaniano.

Infine si rinvengono argilliti grigio scure, a luoghi con modesto sviluppo di patine sericitiche, con intercalazioni di quarzareniti, litareniti e rare brecciole (*Scisti del Fiume Lao*), argilliti grigio scure e nere con intercalazioni di brecciole a macroforaminiferi, quarzareniti e litareniti, riferibili al Burdigaliano ? – Langhiano (SGROSSO, 1998).

L'unità è affetta da metamorfismo di basso grado nelle porzioni affioranti nel settore meridionale della catena.

UNITÀ ALBURNO - CERVATI - POLLINO

L'Unità Alburno - Cervati - Pollino (BONARDI *et alii*, 1988a) è formata alla base da calcari, calcari dolomitici e dolomie del Trias superiore - Lias inferiore, passanti a calcilutiti e calcareniti con grossi lamellibranchi, gasteropodi, foraminiferi, alghe, e localmente con risedimenti calcarei di età Lias medio - Cretacico superiore. In appoggio trasgressivo concordante si rinvengono conglomerati calcarei, calcareniti e marne del Paleocene - Eocene (*Formazione di Trentinara*).

Su di essi poggiano in contatto trasgressivo concordante calcareniti grigio-

scure in banchi, ad alghe e macroforaminiferi dell'Aquitano - Burdigaliano (*Formazione di Cerchiara*) e argilliti brune con intercalazioni di brecciole gradate a macroforaminiferi e quarzareniti giallastre in banchi boudinati del Burdigaliano - Langhiano (*Formazione del Bifurto*, SELLI, 1957, PATACCA *et alii*, 1992a). Verso l'alto nel gruppo montuoso del Pollino tale successione passa alle *Arenarie di Civita*, formate da una successione di arenarie arcose di età Langhiano - Serravalliano (PATACCA *et alii*, 1992b).

UNITÀ CAPRI - M. MONNA - M. FORAPORTA

Nell'*Unità Capri - M. Monna - M. Foraporta* (SGROSSO, 1995) sono state raggruppate varie successioni carbonatiche.

A Capri affiora una successione costituita da marne (tipo "scaglia"), calcari ad *ellipsactinia*, diaspri e calcari con selce, breccie di scarpata con elementi calcarei e dolomitici e grandi lamellibranchi, alghe e foraminiferi; nella parte alta si passa ad arenarie immature, che per analogia con quelle della penisola sorrentina possono essere attribuite al Serravalliano.

Al M. Foraporta si rinvengono: calcareniti gradate e calcilutiti grigio scure, fittamente stratificate, con ammoniti, brachiopodi e foraminiferi; dolomie grigie con livelli di carbone sapropelico.

Le successioni nel complesso sono riferibili al Trias superiore – Miocene medio.

UNITÀ PICENTINI – PENISOLA SORRENTINA

L'*Unità Picentini - Penisola Sorrentina* è formata da una successione prevalentemente carbonatica con facies di piattaforma e localmente di scarpata. Dal basso si rinvengono: dolomie massicce, calcareniti e marne con lamellibranchi, dolomie e scisti bituminosi del Trias superiore; segue una successione monotona di calcari più o meno dolomitizzati, talora oolitici, con alghe e lamellibranchi (in particolare requenie e rudiste), che va dal Lias al Cretacico superiore.

Solo in Penisola Sorrentina si rinvencono in concordanza le *Calcareniti di Nerano* (SCANDONE & SGROSSO, 1965) che passano ad arenarie di età Serravalliana (SGROSSO, 1998).

UNITÀ TABURNO - M. MARZANO - MONTI DELLA MADDALENA

Questa Unità è rappresentata da dolomie e calcari dolomitici in facies di piattaforma del Trias passanti verso l'alto a calcari con granulometrie molto variabili, in facies di scarpata, con età compresa tra il Lias e l'Eocene (SCANDONE & BONARDI, 1968). A Laviano sono presenti calcareniti mioceniche concordanti (SELLI, 1957).

UNITÀ LAGONEGRO II – UNITÀ DI FRIGENTO

L'Unità Lagonegro II (SCANDONE, 1967, 1972) – 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 lenti irregolari di calcari massivi ad alghe del Trias inferiore – medio (*Formazione di Monte Facito*); verso l'alto seguono calcari ad Halobia, calcari dolomitici e dolomie con liste e noduli di selce con rare intercalazioni di calcareniti gradate del Trias superiore – Lias? (*Calcari con selce*); in successione si rinvencono radiolariti, diaspri, marne e argilliti silicifere policrome con rari livelli calcarei del Giurassico (*Scisti silicei*); si passa quindi ad argilliti e marne localmente silicizzate di colore grigio e nero con intercalazioni di calcari marnosi, calcilutiti e rare calcareniti gradate del Cretacico inferiore (*Galestri*); segue una successione di risedimenti calcarei bioclastici (calciruditi, calcareniti e calcilutiti) con intercalazioni di argille e marne grigie, rosse e verdi del Cretacico superiore – Burdigaliano (*Flysch Rosso* oppure *Unità Toppo Camposanto*).

Infine si rinvencono quarzareniti, quarzoruditi e quarzosiltiti di colore grigio o giallo arancio, a cemento siliceo con clasti di quarzo arrotondato, a luoghi con subordinate intercalazioni marnoso-argillose e calcareo-marnose del Burdigaliano superiore - Langhiano (*Flysch Numidico*), localmente passanti verso l'alto per alternanza ad areniti arcose del Serravalliano, indicate generalmente come

"sequenze post-numidiche" (PATACCA *et alii*, 1992a) ed in Irpinia come *Successione di Case Vricciariello* (BASSO *et alii*, 2002).

UNITÀ LAGONEGRO I

L'Unità *Lagonegro I* (SCANDONE, 1967, 1972) è formata da una successione bacinale distale, che comprende alla base calcari ad Halobia con liste e noduli di selce con intercalazioni di argilliti nere del Trias superiore – Lias ? (*Calcari con selce*) e radiolariti, diaspri e argilliti silicifere policrome con rarissimi livelli calcareo-marnosi del Giurassico (*Scisti silicei*). Verso l'alto si passa ad argilliti di colore grigio e nero, con intercalazioni di calcari marnosi e marne localmente silicizzate del Cretacico inferiore (*Galestri*). L'unità si chiude con una successione di calcareniti a grana fine e calcilutiti, con intercalazioni di marne e argilliti silicifere rosse del Cretacico superiore – Paleocene (*Scisti di Pecorone*).

UNITÀ MONTE CROCE

Nella finestra tettonica di Campagna, nei Monti Picentini, affiora l'Unità *di Monte Croce* (SCANDONE & SGROSSO, 1974; TURCO, 1977) di età mesozoica e terziaria, costituita da breccie calcaree grossolane di scarpata e dolomie con selce mesozoiche, passanti a calcareniti e calciruditi a macroforaminiferi del Miocene inferiore. Verso l'alto si passa a marne grigie con calciruditi e argille del Langhiano superiore, che gradualmente si arricchiscono di detrito silicoclastico. Si rinvencono quindi arenarie torbiditiche con intercalazioni di calcilutiti e marne e con olistoliti di calcari a litotamni e quarzareniti numidiche, che costituiscono la formazione dei *Calcari ed Arenarie della Vallimala* (SCANDONE & SGROSSO, 1974) di età Serravalliano – Tortoniano inf. ? (SGROSSO, 1998).

UNITÀ DEL FORTORE – UNITÀ GROPPA D'ANZI

L'Unità *del Fortore* (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 2000) – *Unità Groppa d'Anzi* (PESCATORE *et alii*, 1988) è formata da una successione francamente bacinale, costituita alla base da alternanze in strati sottili di calcilutiti localmente silicizzate, marne calcaree e silicifere con radiolari e spicole di spugne, argilliti silicee a frattura prismatica grigie, nere e verdastre con rare calcareniti del

Cretacico inferiore (*Galestri*). Seguono argille marnoso-siltose, argilliti e marne silicifere grigie e policrome con intercalazioni di marne calcaree, calcilutiti e calcareniti torbiditiche bioclastiche, variamente silicizzate, talora con selce e diaspri del Cretacico superiore – Miocene inferiore (*Formazione delle Argille Varicolori del Fortore*; PESCATORE *et alii*, 2000). La porzione superiore di tale formazione presenta rapporti eteropici con la *Formazione di Corleto Perticara* (SELLI, 1962), costituita da alternanze di marne calcaree, calcari marnosi, calcilutiti grigio-giallognole, rare calcareniti biancastre a grana fine, marne ed argille marnoso-siltose bruno-grigiastre con rari sottili livelli siltoso-arenacei (Eocene – Miocene inferiore); verso l'alto diventano più frequenti le intercalazioni di calcareniti bioclastiche, arenarie quarzolitiche e areniti vulcanoclastiche muscovitiche.

Localmente verso l'alto si rinvencono "sequenze pre-numidiche", quali la *Formazione Paola Doce* (PESCATORE *et alii*, 1988) oppure unità "tipo Tufiti di Tusa" (Oligocene superiore – Miocene inferiore), costituite da alternanze irregolari di arenarie arcoseo-litiche e vulcanoclastiche, quarzareniti, argille siltose ed argille marmose grigie, calcilutiti, marne biancastre, calcareniti bioclastiche e calciruditi. Si passa infine al *Flysch Numidico* (Burdigaliano superiore - Langhiano), formato da quarzoareniti e quarzosiltiti di colore grigio e giallo arancio, a cemento siliceo con clasti di quarzo arrotondato, a luoghi con subordinate intercalazioni marnoso-argillose e calcareo-marnose.

Questa unità viene ritenuta appartenente al Bacino di Lagonegro, in quanto presenta eteropie di facies con le unità lagonegresi affioranti nel Sannio ed in Irpinia.

UNITÀ MATESE – M. MAGGIORE – M. CAMPOSAURO

L'Unità *Matese – M. Maggiore – M. Camposauro* è costituita alla base da dolomie e calcari dolomitici spesso stromatolitici, talora con megalodontidi (Trias - Lias inferiore), passanti a calcilutiti e calcareniti con lamellibranchi, foraminiferi, gasteropodi, alghe (facies di retrosogliera) localmente con livelli discontinui di bauxite (Lias inferiore - Cretacico superiore) oppure a calcareniti e

calciruditi risedimentate talora con importante componente bioclastica, e calcari marnosi (tipo scaglia) in facies di transizione (Lias inferiore - Paleogene).

Su tale successione carbonatica in apparente concordanza poggiano calcareniti e calciruditi fossilifere con pettinidi, briozoi, alghe corallinacee e foraminiferi (*Formazione di Cusano*) e quindi calcilutiti marnose e marne ricche di foraminiferi planctonici (*Formazione di Longano*) del Serravalliano - Tortoniano medio-superiore, che passa a sua volta al *Flysch di Pietraraja* (SELLI, 1957), che comprende alternanze torbiditiche di arenarie fini ed argille del Tortoniano medio-superiore.

UNITÀ MONTE ALPI

L'*Unità Monte Alpi* è formata da una successione del Dogger ? - Cretacico inferiore, formata da calcilutiti e calcareniti di piattaforma carbonatica con facies di retroscogliera, su cui poggiano in concordanza calcari a briozoi e Litotamni, calcareniti con selce, calcilutiti marnose e marne a *Globigerinidae*, marne grigie e nerastre con resti di pesci del Tortoniano ? - Messiniano inferiore (SGROSSO, 1988, 1998).

UNITÀ MATESE NORD-OCCIDENTALE

L'*Unità Matese nord-occidentale* è formata da una successione in facies di scarpata del Trias sup. ? - Messiniano inferiore, costituita da risedimenti carbonatici più o meno grossolani con intercalazioni di marne, calcari con selce e, talvolta, diaspri. A partire dal Messiniano inferiore la successione passa a depositi sempre risedimentati che da calcarei diventano gradualmente silico-clastici sino a diventare prevalentemente arenaceo-argillosi (*Formazione di Castelpizzuto*, AMORE *et alii*, 1988; SGROSSO, 1996; 1998).

UNITÀ DEL BACINO MOLISANO

L'*Unità del Bacino Molisano* è formata da una successione in facies di raccordo scarpata/bacino, costituita da risedimenti carbonatici, in parte grossolani, con intercalazioni di marne, calcari con selce e, talvolta, diaspri del Lias ? - Messiniano inferiore. La successione nel Messiniano inferiore passa a torbiditi

calcaree, in cui prima in maniera sporadica, poi prevalente, compaiono arenarie di tipo arcosico (*Flysch di Frosolone* e *Flysch di Agnone*, SELLI, 1962; PATACCA *et alii*, 1992b).

UNITÀ DAUNA

L'Unità Dauna (SANTO & SENATORE, 1988; RUSSO & SENATORE, 1989) è costituita alla base da alternanze di calcareniti, calcilutiti, argille e marne grigie, verdi e rosse dell'Oligocene superiore – Burdigaliano (*Calcareniti, argille e marne di Monte Sidone*, SANTO & SENATORE, 1988, oppure *Flysch della Serra Funaro*, CROSTELLA & VEZZANI, 1964), passanti verso l'alto a calcareniti e calciruditi bioclastiche, calcilutiti, marne e argille marnose grigio-verdine del Langhiano – Messiniano inferiore (*Flysch di Faeto*, CROSTELLA & VEZZANI, 1964), la cui porzione sommitale risulta eteropica ad una successione delle *Marne argillose del Toppo Capuana*, (CROSTELLA & VEZZANI, 1964), costituita da marne e marne argillose con sottili intercalazioni di calcilutiti. Nel settore dei Monti della Daunia l'inizio della sedimentazione silico-clastica è segnalato al passaggio Tortoniano-Messiniano (SANTO & SENATORE, 1988; RUSSO & SENATORE, 1989), mentre nell'area irpina la sedimentazione calcareo-clastica e pelitica del *Flysch di Faeto* e delle *Marne argillose del Toppo Capuana* perdura fino al Messiniano inferiore (MATANO & DI NOCERA, 2001; BASSO *et alii*, 2001, 2002). Sulle *Marne argillose del Toppo Capuana* poggiano in continuità di sedimentazione (BASSO *et alii*, 2001, 2002) diatomiti, calcare evaporitico, gesso cristallino e gessoclastiti del Messiniano superiore (*Evaporiti di Monte Castello*, CROSTELLA & VEZZANI, 1964; MATANO *et alii*, 2005).

UNITÀ DEL VALLONE DEL TORO

L'Unità del Vallone del Toro (BASSO *et alii*, 2002) è formata da una successione bacinale del Messiniano superiore, formata da argilliti e marne policrome con intercalazioni di calcilutiti e marne talora silicizzate e verso l'alto di diatomiti e gessi (*Argilliti policrome del T. Calaggio*, CIARANFI *et alii*, 1973). L'unità termina con una successione pelitica caratterizzata dalla presenza di gessoclastiti e gessi laminati con rapporto isotopico dello stronzio indicativo di

acque ipoaline tipiche della parte alta del Messiniano superiore (MATANO *et alii*, 2005).

1.1.2. Depositi sin-orogeni

In discordanza sulle successioni pre-orogene delle unità tettono-stratigrafiche precedentemente descritte, poggiano depositi sinorogeni prevalentemente silico-clastici di età compresa tra il Langhiano ed il Pliocene che si sono depositi in bacini di tipo *wedge-top*. In letteratura queste successioni sono indicate con nomi svariati e in genere non sono ben codificate dal punto di vista stratigrafico, inoltre nella maggior parte dei casi esse sono interpretate come depositi di avanfossa (PATACCA & SCANDONE, 1990; PATACCA *et alii.*, 1992b).

Le successioni di questo tipo possono essere sottoposte, sempre in discordanza, a depositi sin-orogeni più recenti e post-orogeni, e pertanto possono essere interpretate come "*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*" (SALVADOR, 1994).

Sono state riconosciute le seguenti successioni sinorogene che sono elencate a partire da quelle che poggiano sui domini più interni.

GRUPPO DEL CILENTO

Il *Gruppo del Cilento* (AMORE *et alii*, 1988; BONARDI *et alii*, 1988b; CAMMAROSANO *et alii* 2000) comprende le successioni sinorogene di età Langhiano - Tortoniano e poggia sulle unità interne (Unità Liguridi e Complesso dei terreni ad affinità sicilide). Esso riunisce le *Formazioni di Pollica, San Mauro, Albidona e Torrente Bruca*. La *Formazione di Albidona* affiora nell'area calabro-lucana; in Cilento l'insieme delle *Formazioni di Pollica e San Mauro* è eteropico della *Formazione del Torrente Bruca*. La *Formazione di Pollica*, costituita da torbiditi arenacee evolventi da facies distali a facies di lobo e canale, passa alla *Formazione di San Mauro*, costituita da torbiditi silicoclastiche e carbonatoclastiche, evolventi da depositi di conoide distale a depositi di lobo e conoide prossimale. La *Formazione del Torrente Bruca* è formata da alternanze arenaceo-pelitiche e marnose di conoide prossimale con alcuni olistostromi.

SUCCESSIONE DI M. SACRO

La *Successione di M. Sacro* in Cilento è costituita da conglomerati in matrice arenacea più o meno abbondante ed è ritenuta un equivalente laterale del *Flysch di Gorgoglione*.

FLYSCH DI GORGOGLIONE

Il *Flysch di Gorgoglione*, di età Tortoniano medio-superiore, è formato da alternanze di areniti arcosiche torbiditiche, argille e conglomerati poligenici (SELLI, 1962; PATACCA & SCANDONE, 1992B).

BRECCE ED ARENARIE DI PIAGGINE

Le *Brecce ed Arenarie di Piaggine*, di età Tortoniano medio-superiore, sono formate da brecce carbonatiche passanti lateralmente e superiormente a depositi torbiditici siltoso-arenacei e calcarei, con olistoliti di differente natura, che poggiano su termini mesozoici e terziari in numerose località del Massiccio del Cervati e nei Monti di Sapri (SGROSSO, 1981; CASTELLANO *et alii*, 1997; AMORE *et alii*, 2003). Altri autori hanno interpretato le *Arenarie di Piaggine* come un deposito di avanfossa del Tortoniano superiore (PATACCA *et alii*, 1990; CRITELLI, 1991; CRITELLI & LE PERA, 1994).

BRECCE O RUDITI DEGLI ALBURNI E LE ARENARIE DI TOPPA DEL PRATO

Alle *Brecce o Ruditi degli Alburni e le Arenarie di Toppa del Prato* si attribuisce lo stesso significato e la stessa età; tali depositi sono costituiti da brecce prevalentemente calcaree passanti superiormente e lateralmente a successioni pelitico-arenacee del Tortoniano medio-superiore in appoggio sopra i depositi mesozoici e terziari dei Monti Alburni (SANTO, 1988; AMORE *et alii*, 2003).

FORMAZIONE DEL RAGANELLO

Anche la *Formazione del Raganello* presenta analogo significato e quasi certamente analoga età, ed è formata da conglomerati (*debris flow*) con olistoliti carbonatici ed arenacei in appoggio sopra depositi mesozoici e terziari nel

Massiccio del Pollino (SANTO & SGROSSO, 1987; 1988).

FORMAZIONE MONTE SIERIO

La *Formazione Monte Sierio*, di probabile età Tortoniano superiore? comprende breccie carbonatiche alla base che passano a depositi pelitici ed arenacei con frequenti olistoliti (CASTELLANO & SGROSSO, 1996; AMORE *et alii*, 2003).

FLYSCH DI CASTELVETERE

Il *Flysch di Castelvetero* (Tortoniano superiore – Messiniano inferiore ?) è formato da areniti a grana variabile con intercalazioni argilloso-marnose e localmente conglomeratiche, intercalazioni di argille varicolori e di olistoliti carbonatici (PESCATORE *et alii*, 1970; PATACCA & SCANDONE, 1992b; SGROSSO, 1998; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2002).

SUCCESSIONE DEL PONTICELLO

La *Successione del Ponticello* (Tortoniano medio-superiore ?) è formata da areniti e marne torbiditiche, paraconglomerati, calcareniti e calciruditi in strati e banchi (BASSO *et alii*, 2002).

FLYSCH DI SAN BARTOLOMEO E SUCCESSIONE DI VILLANOVA DEL BATTISTA

Il *Flysch di San Bartolomeo (II ciclo)* e l'equivalente *Successione di Villanova del Battista* (Tortoniano medio-superiore - Messiniano inferiore) sono formate da areniti arcosiche di natura torbiditica, argille e paraconglomerati poligenici (PATACCA & SCANDONE, 1992b; PESCATORE *et alii*, 2000; BASSO *et alii*, 2002).

ARENARIE DI CAIAZZO

Le *Arenarie di Caiazzo*, di età Messiniano inferiore, localmente indicate come *Flysch di Torrecuso*, comprendono arenarie talora con olistoliti carbonatiche e con rare intercalazioni di brecciole e breccie calcaree (OGNIBEN, 1957; SELLI, 1962; DI NOCERA *et alii*, 1993; SGROSSO, 1998).

UNITÀ DI ALTAVILLA

L'Unità di Altavilla Auct., cui afferiscono successioni sin-orogene dei bacini *thrust-top* del Messiniano Superiore – Pliocene inferiore, è composta da conglomerati, sabbie, argille siltose e argille, con lenti di argille varicolori risedimentate, con livelli di gessoclastiti ed intervalli con ostracofaune ad affinità pannonica (Lago-mare).

FORMAZIONE GESSOSO-SOLFIFERA

La *Formazione gessoso-solfifera* Auct. (Messiniano inferiore p.p. – Messiniano superiore) comprende diatomiti e argille, calcare evaporitico, gesso selenitico con lenti di zolfo e gessoclastiti.

MOLASSE DI ANZANO

Le *Molasse di Anzano* (Messiniano superiore) sono formate da areniti quarzoso-feldspatiche e conglomerati granulari e a piccoli ciottoli con subordinate argille e siltiti (COSTELLA & VEZZANI, 1964; MATANO, 2002).

SUPERSINTEMA DI ARIANO

Il *Supersintema di Ariano* (BASSO *et alii*, 2002) comprende unità di rango inferiore (sintemi), diffuse nei bacini intra-catena dell'Appennino campano-lucano e riferiti in letteratura alla “Unità di Ariano” (IPPOLITO *et alii*, 1973; PESCATORE & ORTOLANI, 1973; COCCO *et alii*, 1974; IPPOLITO *et alii*, 1974; D'ARGENIO *et alii*, 1975):

- il *Sintema della Baronia* (Pliocene inferiore) comprende ortoconglomerati poligenici a matrice sabbiosa a stratificazione spesso indistinta di ambiente alluvionale; sabbie quarzoso-feldspatiche giallastre massive o con strutture sedimentarie di ambiente costiero; silt e argille grigie talora sottilmente stratificate di piattaforma neritica con intervalli arenacei di natura torbidityca; sabbie e conglomerati a luoghi clinostratificati con matrice sabbioso-pelitica arrossata di ambiente fluvio-deltizio;

- il *Sistema di Potenza – Avigliano - Sferracavallo* (Pliocene medio) include conglomerati poligenici in strati e banchi a matrice sabbiosa rossastra a luoghi prevalente, con intercalazioni di arenarie ricche di gusci di molluschi di ambiente infralittorale; sabbie e silt grigio-azzurri ben stratificati di ambiente da circalittorale a infralittorale; alternanze di siltiti ed argille grigio chiare con stratificazione sottile o assente di ambiente neritico; calcareniti e calciruditi bioclastiche;

- il *Sistema di Tolve – Acerenza* (Pliocene medio p.p. - superiore) è composto da argille di colore grigio-azzurro di ambiente da epibatiale-circalittorale a infralittorale; sabbie con livelli di microconglomerati di ambiente infra-circalittorale; conglomerati poligenici malstratificati o in banchi in matrice sabbiosa e areniti bioclastiche.

1.2. Il settore irpino-sannita

L'area irpino-sannita ricade nel settore esterno della catena sud appenninica, nella zona di transizione tra l'arco molisano-sannitico a nord e quello campano-lucano a sud; il primo segmento avrebbe cessato la sua deformazione nel corso del Pliocene superiore, mentre il segmento campano-lucano avrebbe smesso di avanzare sull'avampaese apulo nel corso del Pleistocene inferiore (CINQUE *et alii*, 1993), essendo il suo fronte suturato dai depositi pleistocenici del *Ciclo bradanico*.

Questi due archi minori si congiungono in maniera non ancora definita nel dettaglio a nord della sinforme dell'Ofanto, area in cui le strutture ad andamento NNW-SSE e NW-SE del segmento molisano-sannitico di età pliocenica intercettano le strutture compressive del Pleistocene inferiore ad orientazione WNW-ESE del segmento campano-lucano (fig. 1.2).

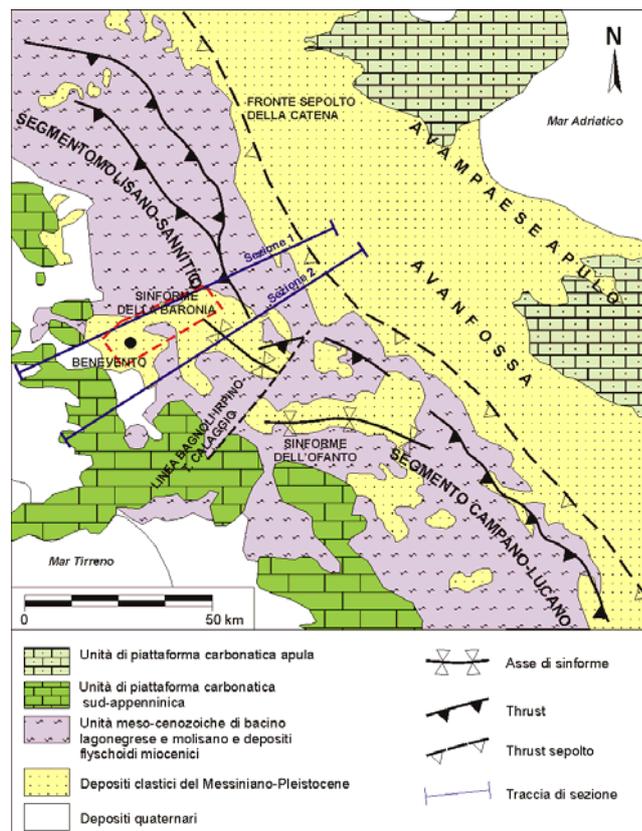


Figura 1.2 – Schema geologico dell'Appennino centro-meridionale con ubicazione dell'area studiata (modificato da HIPPOLYTE *et alii*, 1994).

Nella porzione irpino-sannita della catena sud appenninca affiorano varie unità tettoniche derivanti da diversi domini paleogeografici:

- successioni sedimentarie pelagiche, riferibili al margine continentale passivo della microzolla adriatico-apula, di età Trias - Miocene superiore, con evidenze di deformazione a partire dal Tortoniano;
- successioni sinorogene e tardorogene, sedimentatisi in un dominio di avanfossa durante il Miocene medio - Pliocene medio-superiore, che si strutturano secondo fasce orientate in senso appenninico.

Queste unità si sono strutturate e accavallate sopra un sistema sepolto di *foreland thrust belt* (*Apulian thrust system*, LENTINI *et alii*, 1990; ROURE *et alii*, 1991), riferibile alla *Piattaforma apula interna* (MOSTARDINI & MERLINI, 1986) (fig. 1.3).

Fino al limite Messiniano superiore/Pliocene inferiore la deformazione si è esplicata attraverso strutture sequenziali di *thrust related faulting* (PINTO, 1993; PESCATORE *et alii*, 1996b, 2000). Successivamente l'evoluzione tettonica si è esplicata tramite *thrusts* “fuori-sequenza”, connessi alla strutturazione del *duplex* carbonatico apulo profondo (MATANO & DI NOCERA, 2001), interpretabili secondo uno schema di “*out-of-sequence paradox*”, che collega lo sviluppo delle strutture tettoniche “fuori-sequenza” in superficie al coinvolgimento in sequenza di orizzonti più profondi, come quelli dei settori interni della piattaforma apula, nel prisma orogenico della catena (ROURE *et alii*, 1991).

Nell'area si distinguono tre principali unità tettoniche intensamente deformate, accavallatesi con vergenza orientale a partire dal Miocene medio-superiore, quali l'Unità di Frigento, l'Unità del Fortore e l'Unità Dauna, cui si intercalano e sovrappongono una serie di successioni clastiche post-tardo-orogene supramessiniane (*Unità di Altavilla*) e plioceniche (*Supersintema di Ariano*), costituite da sequenze terrigene di ambienti compresi tra il continentale ed il neritico, separate da una serie di *unconformity* a carattere regionale (BASSO *et alii*, 2002; CIARCIA, 2003; CIARCIA *et alii*, 2003).

I depositi clastici supramessiniani e pliocenici affioranti, rappresentano il riempimento di bacini di tipo *piggy-back* originatisi sul dorso delle falde individuatesi già nel Messiniano - Pliocene inferiore.

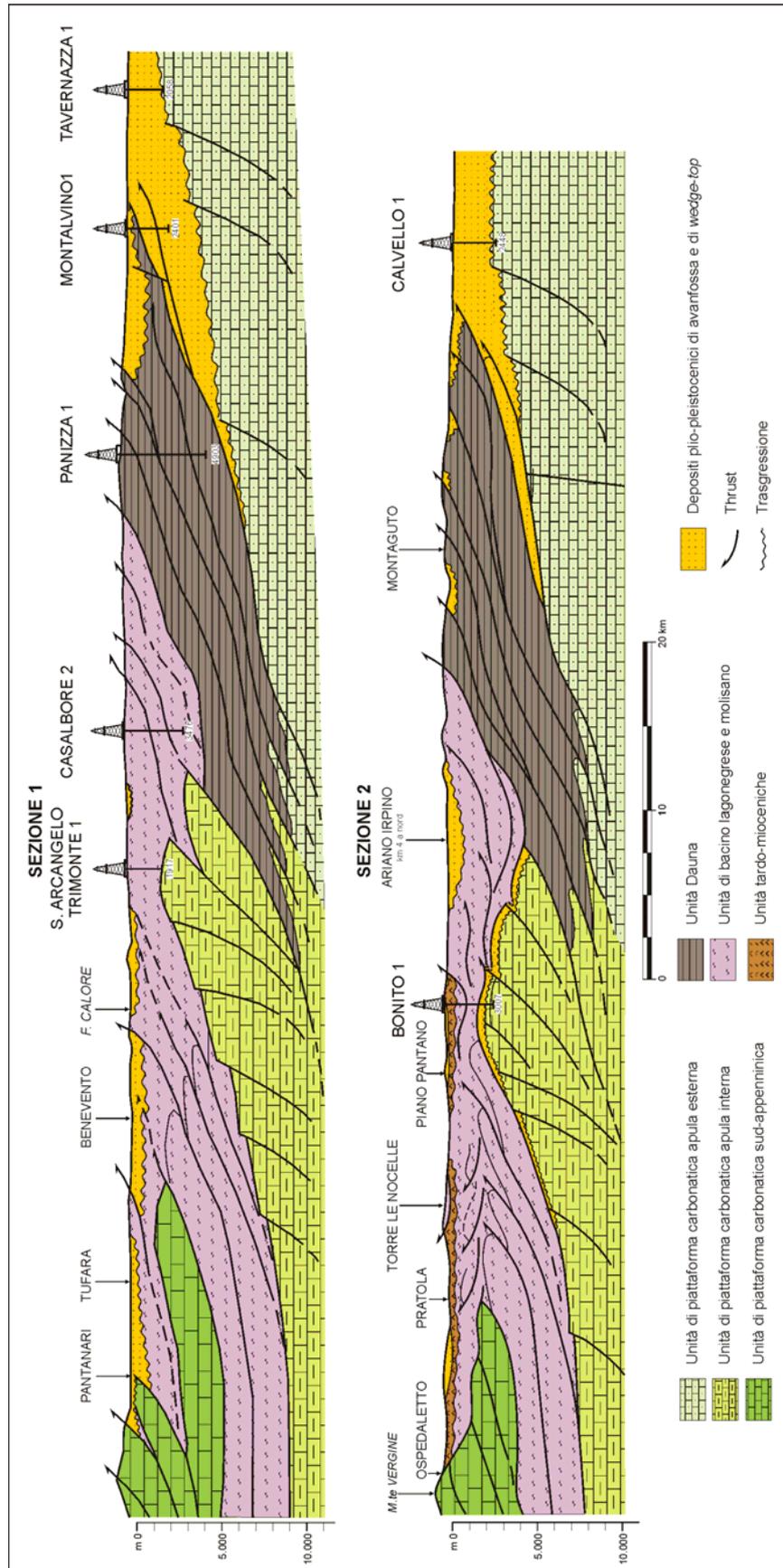


Figura 1.3 – Sezioni geologiche schematiche dell'Appennino campano-lucano; per l'ubicazione vedere fig. 1.2 (modificato da MOSTARDINI & MERLINI 1986).

Particolare attenzione viene volta nel presente lavoro alle successioni depositi nei bacini di *wedge-top* durante il Pliocene inferiore e riferibili al *Sintema della Baronia*.

Analizzando i principali sovrascorrimenti di età pliocenica riportati in BASSO *et alii* (2002), (fig. 1.4) si osserva che i litosomi infrapliocenici più estesamente affioranti del *Sintema della Baronia* risultano delimitati marginalmente da strutture compressive (sovrascorrimenti, pieghe-faglie o faglie inverse) ai due limiti occidentale ed orientale. Nei Monti della Baronia le strutture più antiche si collocano ad ovest (faglia inversa ad est di Flumeri e fianco esterno verticalizzato di una struttura antiforme con a nucleo l'Unità del Fortore sottoposta alla Unità di Frigento osservabile nell'area tra Frigento ed il fiume Ufita) e la più giovane ad est (sovrascorrimento ad est di Vallata). Nel settore dell'Arianese la successione è limitata dai due sovrascorrimenti di Melito Irpino ad ovest e di Ariano Scalo ad est.

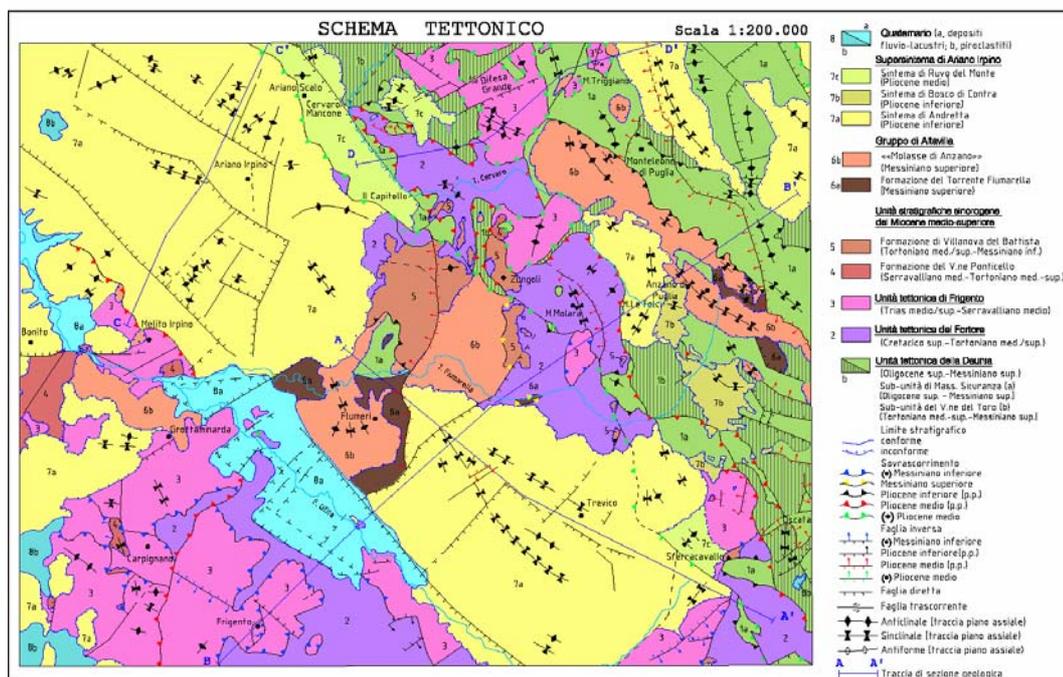


Figura 1.4 – Schema tettonico del settore irpino-dauno (modificato da BASSO *et alii*, 2002).

Nel margine esterno, compreso tra il M. Vulture ed i Monti della Daunia, le successioni clastiche infraplioceniche sono in molti casi deformate secondo

strutture plicative sinclinali affiancate, separate da faglie inverse emergenti che rappresentano il limite dei principali *thrusts* della fascia orientale della catena appenninica (figg. 1.2, 1.3). Le sinclinali, delle dimensioni di 10-15 km per 2-4 km, con asse a direzione NNW-SSE o anche N-S, sono asimmetriche e vergenti ad est; il fianco interno (occidentale) risulta generalmente molto inclinato o anche rovesciato, e in più casi si osserva il sovrascorrimento del substrato sui terreni pliocenici (PINTO,1993; CIARCIA, 2003; CIARCIA *et alii*, 2003) (fig. 1.5).

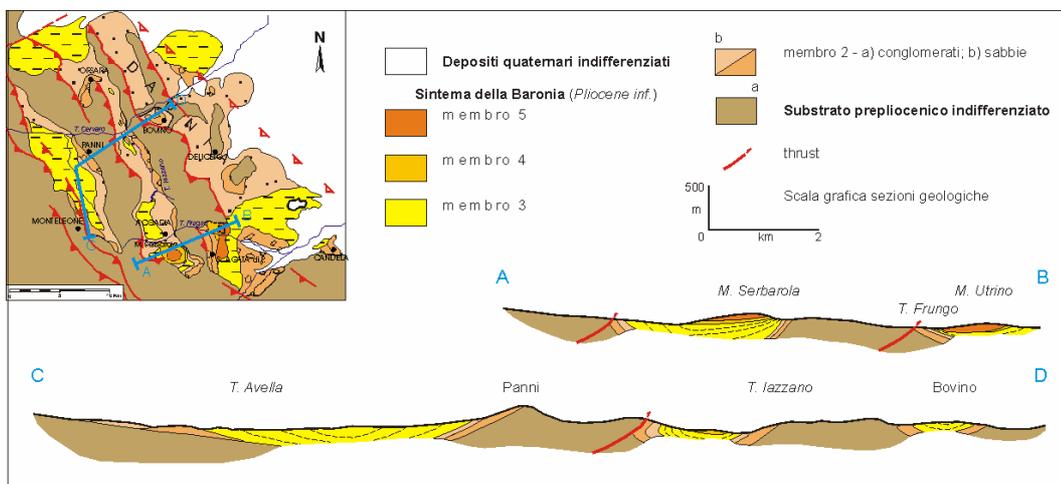


Figura 1.5 – Sezioni geologiche schematiche che mostrano i rapporti dei depositi pliocenici con il substrato nel settore dauno (modificato da CIARCIA *et alii*, 2003).

2. I DEPOSITI PLIOCENICI DELL'APPENNINO CAMPANO

Nell'Appennino meridionale, i depositi pliocenici affiorano in modo discontinuo nel Beneventano, in Irpinia, nella Baronia, nella Daunia, nei pressi di Potenza e di S. Arcangelo e sono noti in letteratura come “*Unità di Ariano*”.

I precedenti lavori sui depositi pliocenici affioranti nell'Appennino campano, sono molto frammentari nel tempo, con una pressoché totale assenza di lavori organici tra la metà degli anni '70 e la metà degli anni '90, oltre ad essere di carattere molto disomogenei. Infatti, mentre negli anni '60 e inizio '70 i lavori sono di carattere prevalentemente stratigrafico, in genere a corredo di carte geologiche, la letteratura dell'ultimo decennio è caratterizzata da approfondimenti più tematici, di tipo sedimentologico, biostratigrafico, paleoecologico, ecc.

Una prima descrizione a carattere regionale del *mare pliocenico* dell'Appennino campano è dovuta al MINUCCI (1933) il quale ipotizzò una profondità contenuta di tale mare in considerazione degli imponenti depositi pefitici presenti.

Il primo studio organico effettuato nell'Arianese (tra Montecalvo Irpino e Vallata) è stato, però, eseguito da DESSAU (1952), il quale distingue entro i sedimenti pliocenici un *complesso pre-tettonico*, costituito da conglomerati con sabbie e da argille del Pliocene inferiore, intensamente tettonizzato ed in esposizione in sinistra del torrente Fiumarella e un *complesso post-tettonico*, costituito da argille azzurre marnose e sabbiose del Piacenziano e da sabbie e conglomerati costieri dell'Astiano (Pliocene inferiore-medio), caratterizzato solo da importanti movimenti verticali.

BRÜGNER *et alii* (1956), MANFREDINI (1958), JACOBACCI & MARTELLI (1958), JACOBACCI *et alii* (1959), nelle relazioni preliminari sui rilevamenti per il Foglio 173 «Benevento» riconoscono il carattere trasgressivo dei depositi pliocenici sui terreni sabbioso-marnoso-conglomeratici del Miocene superiore e sui sedimenti plastici paleogenici, ascritti all'Unità delle Argille Varicolori. In particolare BRÜGNER *et alii* (1956) descrivono la variazione laterale di facies da conglomeratica a conglomeratico-sabbiosa, sabbiosa e infine sabbiosa-argillosa allontanandosi verso est, nord e ovest dall'area di Chianche-Torrioni e ricostruiscono quindi un bacino marino epicontinentale con una conoide deltizia

in corrispondenza dei depositi conglomeratici e sedimenti via via più fini allontanandosi dalla linea di costa.

Nell'Appennino foggiano (comprese alcune aree dell'Irpinia orientale) CROSTELLA e VEZZANI (1964) distinguono due cicli sedimentari di età pliocenica. Il primo ciclo costituisce la *Formazione di Panni* di età Pliocene inferiore-medio, potente circa 800 m e costituita da arenarie con macrofossili ed intervalli di conglomerati passanti verso l'alto a marne argillose grigio-azzurre. Il secondo ciclo, denominato *Formazione dell'Ofanto* di età Pliocene superiore-Pleistocene e spesso circa 850 m, è costituito da molasse con macrofossili, marne argillose, sabbie e conglomerati.

Nel beneventano PESCATORE (1964), sulla base di analisi sedimentologiche eseguite su campioni di argille plioceniche affioranti presso Montesarchio, riferisce questi depositi ad un dominio paleogeografico di mare poco profondo, con settori scarsamente ossigenati o anche in condizioni lagunari.

Nella prima edizione della Carta Geologica d'Italia (F. 174 – Ariano Irpino, 1963) e nelle relative Note illustrative (JACOBACCI & MARTELLI, 1967) la successione pelitico-sabbiosa affiorante nell'Arianese viene attribuita ad un generico Pliocene e solo nel settore NE riconoscono un Pliocene superiore nei livelli più alti delle successioni affioranti.

DE CASTRO COPPA *et alii* (1969), studiano e descrivono i depositi miocenici e pliocenici affioranti ad est del Partenio e del Taburno, distinguendo tre cicli sedimentari: un ciclo di età Langhiano - Tortoniano; un ciclo del Messiniano - Pliocene inferiore; infine un ciclo datato Pliocene medio. Quest'ultimo, costituito da puddinghe poligeniche, con uno spessore di circa 300 metri, affioranti presso Petruro e Chianche, che evolvono verso sabbie e argille procedendo verso Benevento, poggia con un contatto trasgressivo e discordante sulle successioni del ciclo precedente. Gli autori descrivono un'altra successione affiorante lungo il Vallone Tora, potente circa 250 metri costituita dal basso da argille grigio-azzurre, passanti verso l'alto e lateralmente a sabbie con qualche livello di puddinghe.

CHIOCCHINI (1969), in uno studio presso l'alta valle dell'Ofanto, riferisce che i sedimenti pliocenici affioranti appartengono ad un ciclo sedimentario

depositato con discordanza angolare sui sottostanti depositi arenaceo-marnosi del Miocene medio-superiore.

CHIOCCHINI *et alii* (1971) riconoscono nella zona della Baronìa una successione infra-pliocenica continua e spessa circa 600 m costituita da argille nella parte bassa a cui seguono depositi sabbiosi e quindi conglomeratici. Le analisi biostratigrafiche indicano un'età infra-pliocenica e dubitativamente supra-pliocenica per i conglomerati di chiusura.

IPPOLITO *et alii* (1973) indicano come Unità di Ariano le successioni clastiche di età plio-pleistoceniche dei bacini appenninici individuatisi dopo la fase tettonica del Pliocene medio.

Successivamente PESCATORE & ORTOLANI (1973) e D'ARGENIO *et alii* (1975) distinguono entro tali depositi due cicli sedimentari: un ciclo del Pliocene medio i cui terreni vengono interessati nelle aree occidentali da una tettonica surrettiva e risultano intensamente ripiegati presso il margine orientale della catena, ed un ciclo del Pliocene superiore - Pleistocene, con depositi sostanzialmente indisturbati e spesso suborizzontali.

COCCO *et alii*, 1974, IPPOLITO *et alii*, 1974 e ORTOLANI & TORRE, 1981 attribuiscono all'Unità di Ariano solo il primo dei due cicli, riferito all'intervallo cronologico Pliocene inferiore-medio, mentre il secondo ciclo viene attribuito all'Unità Bradanica.

Secondo BERGOMI *et alii*, (1975), nel Foglio 173 «Benevento», i depositi conglomeratici, sabbiosi ed argillosi del Pliocene, che mostrano microfaune del Pliocene inferiore nei campioni pelitici della cava di Gran Potenza, si sviluppano "*in graduale successione, e talvolta in chiara continuità sedimentaria*" sui terreni miocenici (vedi note illustrative della Carta Geologica d'Italia).

CIAMPO *et alii* (1986) riportano i dati di uno studio biostratigrafico sui terreni affioranti nella sezione naturale del Torrente Braneta, affluente del Sabato, datati Messiniano-Pliocene inferiore, utilizzando foraminiferi planctonici, ostracodi e nannoplancton calcareo.

DI NOCERA & TORRE (1987), in uno studio effettuato nel settore esterno della catena, attribuiscono al Pliocene inferiore-medio, le successioni clastiche dell'Unità di Ariano, potenti circa 450 m, affioranti fra Deliceto e Scampitella.

CANTALAMESSA *et alii* (1988) e CHIOCCHINI *et alii* (1992) attribuiscono al Pliocene inferiore-medio i depositi clastici affioranti fra i fiumi Ufita e Miscano; in tali studi vengono identificate le principali litofacies secondo un trend chiaramente regressivo.

TORRE & CIARCIA (1995) e CIARCIA & TORRE (1996) effettuano analisi litologiche e morfometriche sui ciottoli dei conglomerati pliocenici dell'Unità di Ariano, evidenziando una prevalente alimentazione da terreni dell'Unità Sannitica auct. e dei *flysch* miocenici, una elaborazione fluviale ed un ambiente deposizionale di piana *braided*, in un regime climatico di tipo temperato-caldo.

PESCATORE *et alii* (1996a) descrivono la stratigrafia e la geometria delle diverse formazioni affioranti nel territorio comunale di Benevento con la redazione, tra le altre, di una carta litologica. Nella descrizione dell'Unità di Ariano confermano dati di letteratura, attribuendole un'età del Pliocene medio e come ambiente di sedimentazione un bacino marino libero e poco profondo di tipo *piggy-back*. La successione raggiunge uno spessore massimo nell'area in studio di 250 metri e gli strati formano strutture monocliniche, immergenti verso nord-nord-est.

PESCATORE *et alii* (1996b) indicano per i depositi presenti nella valle tra Panni e Monteleone di Puglia un'età Pliocene inferiore parte alta.

CANTALAMESSA & DI CELMA (1996-97) riconoscono nei depositi pliocenici dell'Unità di Ariano affioranti nella Baronìa un ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo completo, limitato inferiormente da una discontinuità prodottasi a seguito di un fenomeno di regressione erosiva. I depositi sono prevalentemente clastici, argille, sabbie e conglomerati e generano cinque sequenze fining upward separate da livelli argillosi in seguito alle intense variazioni tettonico-eustatiche sinsedimentarie che interessano questa zona del bacino. La successione è chiusa da una *ravinement surface* su cui poggia la sequenza regressiva, costituita da argille grigio-azzurre passanti prima ad arenarie organizzate in sequenze negative ed infine a conglomerati appartenenti ai tipici sistemi di *fan delta*.

AMORE *et alii* (1998) dall'analisi di numerose successioni sedimentarie nei dintorni di Ariano Irpino, in Baronia, nelle alti valli dei torrenti Cervaro e Calaggio e a sud di Anzano di Puglia, individuano due cicli sedimentari caratterizzati entrambi da facies trasgressive condensate basali e regressive sommitali: uno del Pliocene inferiore (biozona MP14a) denominato Unità della Baronia e l'altro del Pliocene medio (biozone MP14b p.p. - Mpl5a), definito Unità del Torrente Cervaro.

BARRA *et alii* (1998a, b) identificano una successione regressiva di mare poco profondo o lagunare nei pressi di Montecalvo Irpino.

CIARCIA *et alii* (1998) riconoscono nelle successioni conglomeratiche, sabbiose e argillose del ciclo pliocenico inferiore affiorante al margine esterno della catena tra il M. Vulture ed Orsara di Puglia associazioni di facies relative ad ambienti deposizionali continentali, costieri e marini di piattaforma. Queste associazioni costituiscono due sistemi di fan delta sovrapposti, separati da una fase di un'attività tettonica sinsedimentaria durante il Pliocene inferiore.

MATANO & STAITI (1998) attraverso lo studio stratigrafico su alcune sezioni relative ad una successione clastica affiorante nell'alta valle del fiume Ufita, in Irpinia settentrionale, ricostruiscono un ciclo sedimentario completo, potente circa 1400 metri, di cui sono osservabili sia i termini trasgressivi inferiori che quelli regressivi superiori. Le analisi biostratigrafiche, effettuate sulle associazioni a foraminiferi planctonici e bentonici, di campioni prelevati nei termini pelitici dei vari intervalli stratigrafici, hanno permesso di datare con il Pliocene inferiore l'intera successione.

CIARCIA *et alii* (2003), attraverso uno studio stratigrafico e sedimentologico delle successioni plioceniche affioranti tra l'Irpinia e la Daunia meridionale, ricostruiscono l'evoluzione tettono-stratigrafica, paleoambientale e paleogeografica dell'area esaminata, corrispondente durante il Pliocene al margine orogenetico dell'avanfossa della catena sudappenninica. Gli autori riconoscono due cicli deposizionali, costituiti da depositi clastici di ambiente compreso tra l'alluvionale, il costiero ed il marino prossimale e limitati da superfici di *unconformity* a carattere erosionale. Distinguono così il Sintema della Baronia, di

età infrapliocenica, e il Sintema di Sferracavallo, di età mesopliocenica, suddivisi a loro volta in membri su basi litostratigrafiche.

CHIOCCHINI *et alii* (2003) descrivono, tra l'altro, i terreni pliocenici affioranti tra Avellino e Benevento riferendosi a grandi linee alle unità riportate in AMORE *et alii* (1998).

Infine CIARCIA *et alii* (2006), ricostruiscono nei pressi di Benevento un ciclo pliocenico, potente fino a circa 400 metri, che presenta sia a tetto che a letto una superficie di *unconformity* ed è organizzata in una sequenza litostratigrafica con tendenza fining-up nella porzione inferiore e coarsening-up in quella superiore. L'analisi sedimentologica e paleoecologica ha consentito il riconoscimento delle principali associazioni di facies e la loro distribuzione ha permesso di ricostruire i principali tratti dell'evoluzione tettono-sedimentaria e paleogeografica dell'area. Sono state effettuate, inoltre, analisi biostratigrafiche sui depositi esaminati, che hanno evidenziato la presenza in tutta la successione di *Globorotalia puncticulata*, permettendo di riferirli alla parte alta del Pliocene inferiore (Subzona MPI4a).

Nella letteratura recente è riconoscibile anche un approccio nello studio dei depositi pliocenici dell'Unità di Ariano, tendente a considerare come prevalenti sull'evoluzione dei bacini sedimentari pliocenici gli effetti della tettonica.

Per PATACCA & SCANDONE (2001), in un contesto riferibile a depocentri di *wedge-top*, le fluttuazioni significative del livello del mare sono prodotte principalmente dagli effetti della subsidenza flessurale sommata a quelli dell'attività dei *thrust*. Gli autori raggruppano i depositi plio-quadernari dei depocentri di avanfossa e di *wedge-top* dell'Appennino meridionale in due sequenze deposizionali (P1-2 e Q1-2) a controllo tettonico; ognuna di queste sequenze viene suddivisa in quattro *systems tracts*, correlati alle varie fasi dell'evoluzione cinematica del prisma orogenico della catena.

2.1. Il Pliocene nell'area irpino-sannita

I depositi del Pliocene inferiore affioranti estesamente nel settore irpino-sannita della catena sud appenninica sono costituiti da termini quasi esclusivamente clastici, depositisi in ambienti compresi tra il marino prossimale, costiero-lagunare e alluvionale di bacini tipo *wedge-top*.

Le successioni risultano limitate sia a tetto che a letto da superfici di *unconformity*, spesso a carattere erosionale, generalmente riconoscibili a scala regionale, e legate ad eventi tettonici che hanno prodotto apprezzabili discordanze angolari. Di conseguenza tali depositi possono essere espresse in termini di unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU, *sensu* SALVADOR, 1994).

In particolare si sono riconosciute nel settore irpino-dauno quattro superfici di *unconformity*, indicate con le seguenti sigle (figura 2.1) (CIARCIA *et alii*, 2003):

PL₁) parte bassa del Pliocene inferiore (pre biozona MPI4a);

PL_{1a}) parte alta del Pliocene inferiore (nell'ambito della biozona MPI4a), riconosciuta solo a scala locale;

PL₂) inizio Pliocene medio (parte bassa della biozona MPI4b);

PL₃) Pliocene superiore (dopo la biozona MPI5a).

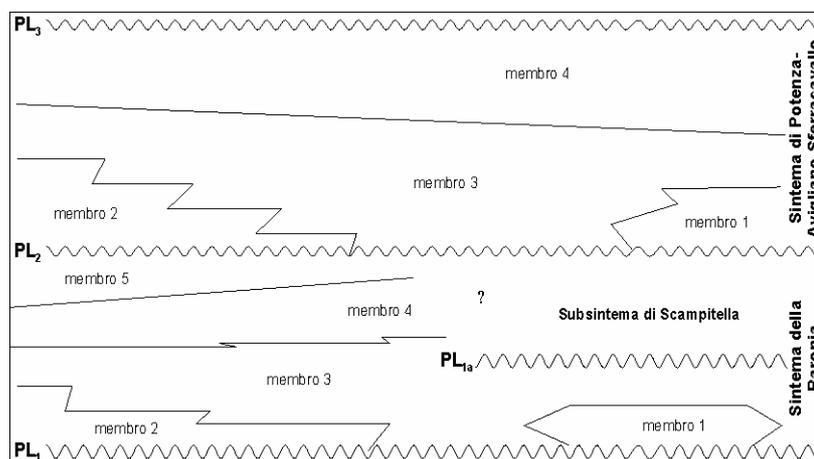


Figura 2.1 – Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità a limiti inconformi e le unità litostratigrafiche riconosciute nelle successioni plioceniche affioranti nel settore irpino-dauno (da CIARCIA *et alii*, 2003).

Le successioni sedimentarie plioceniche si possono, pertanto, riferire al *Supersistema di Ariano* (BASSO *et alii*, 2002).

All'interno del supersistema si riconoscono due sistemi distinti, unità stratigrafica di rango gerarchico inferiore:

- il *Sistema della Baronia* di un'età infrapliocenica, caratterizzato dalla presenza in alcuni settori di una *unconformity* a carattere locale nella parte medio-alta della successione, che consente di individuare il *Subsistema di Scampitella*;
- il *Sistema di Potenza-Avigliano-Sferracavallo* di età mesopliocenica, correlabile all'*Unità del T. Cervaro* (AMORE *et alii*, 1998).

I due sistemi individuati possono essere considerati in termini di unità litostratigrafiche e, pertanto, al loro interno è possibile la distinzione su basi litostratigrafiche di una serie di membri (fig. 2.1).

Purtroppo, i depositi sintettonici che si riferiscono a questo rango gerarchico sono di complessa correlabilità e, tra l'altro, occupano un intervallo cronologico che non consente un'adeguata risoluzione biostratigrafica, tale da poterli differenziare per età.

Viene prestata particolare attenzione ai depositi del *Sistema della Baronia*, l'unica unità pliocenica affiorante nel settore irpino-sannita, riprendendo quanto riportato in lavori recenti (AMORE *et alii*, 1998; CIARCIA *et alii*, 1998; MATANO & STAITI, 1998; BASSO *et alii*, 2002; CIARCIA *et alii*, 2003; CIARCIA *et alii*, 2006).

2.1.1. Sistema della Baronia

Il *Sistema della Baronia* è rappresentato da una successione composta da depositi esclusivamente clastici (argille, sabbie e conglomerati) di ambienti compresi tra l'alluvionale, il costiero ed il marino di piattaforma.

Tali depositi poggiano in discordanza angolare al di sopra delle unità del substrato pre-pliocenico e sono generalmente deformati secondo delle sinclinali ed anticlinali molto blande, con asse orientato grossomodo NW-SE e vergenza nord-orientale.

2.1.1.1. Stratigrafia

Nell'ambito del *Sistema della Baronìa* talvolta si evidenziano sostanziali differenze nei caratteri evolutivi nei vari settori geografici ove affiorano, tali da individuare distinti sottobacini.

Nell'area compresa tra Montesarchio e Benevento si ricostruisce un ciclo sedimentario completo che raggiunge uno spessore complessivo di circa 400 metri nella zona di Tufara Valle, caratterizzato da una successione *fining-upward* alla base, in affioramento nel settore orientale, seguita da una sequenza *coarsening-upward*, meglio esposta nelle zone più ad ovest, tra Roccabascerana e Montesarchio (fig. 2.2) (CIARCIA *et alii*, 2006).

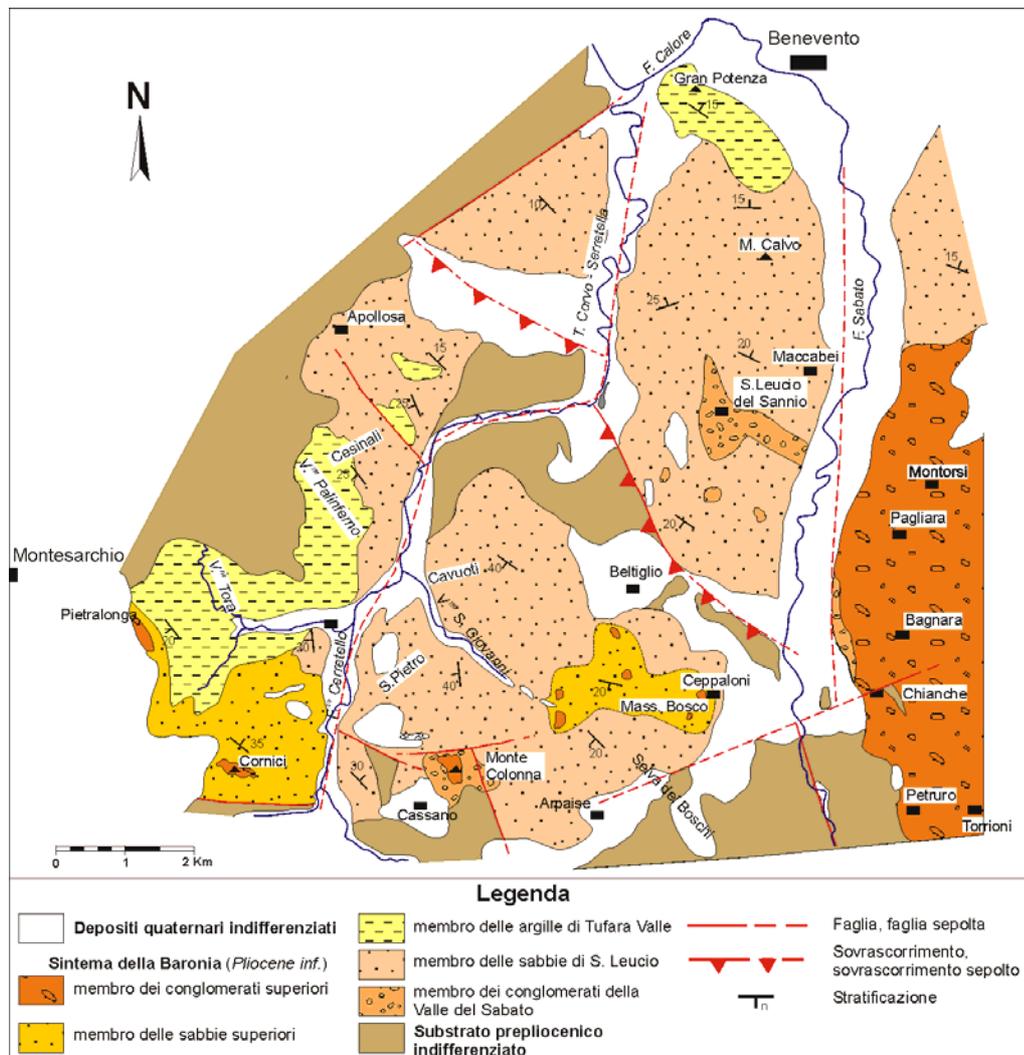


Figura 2.2 – Carta geologica dei depositi pliocenici affioranti nel settore beneventano (modificato da CIARCIA *et alii*, 2006).

La successione litostratigrafica risulta sigillata al tetto da depositi quaternari alluvionali e vulcanici.

Nell'ambito della successione riconosciuta sono stati distinti, su basi litostratigrafiche, dal basso verso l'alto, cinque membri informali in continuità tra di loro, con passaggi graduali, sia verticali che laterali, e con spessori dei sedimenti di transizione abbastanza ridotti (figg. 2.3, 2.4):

- *membro dei conglomerati della Valle del Sabato;*
- *membro delle sabbie di S. Leucio;*
- *membro delle argille di Tufara Valle;*
- *membro delle sabbie superiori;*
- *membro dei conglomerati superiori.*

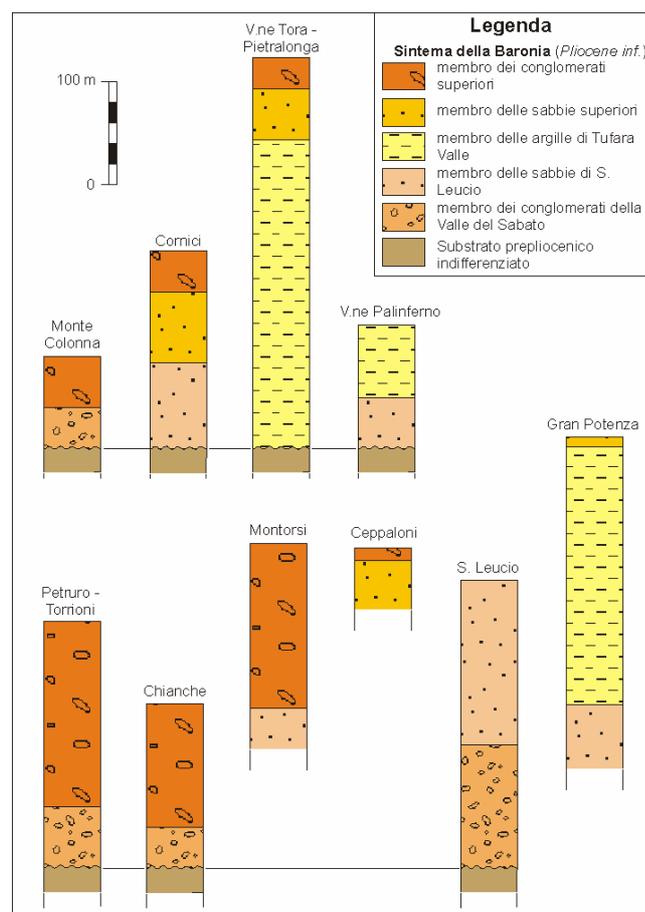


Figura 2.3 – Colonne stratigrafiche dei depositi pliocenici affioranti nel settore beneventano (modificato da CIARCIA et alii, 2006).

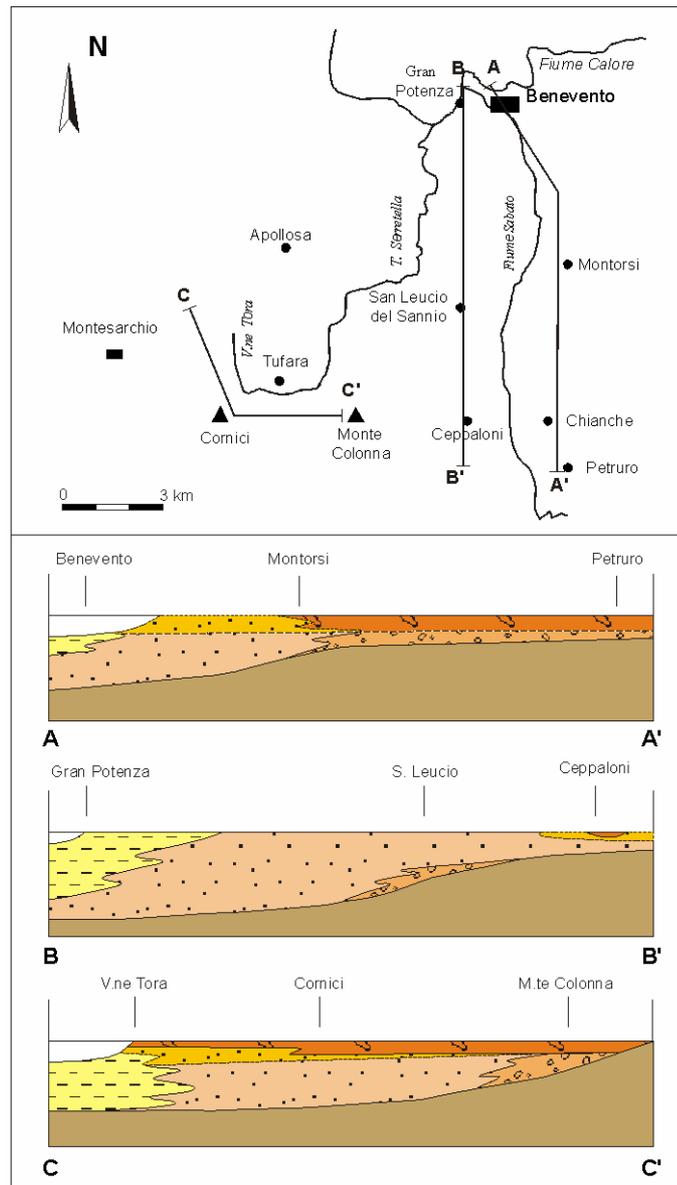


Figura 2.4 – Sezioni schematiche dei rapporti stratigrafici dei depositi pliocenici affioranti nel settore beneventano; per la legenda si veda fig. 2.2 (modificato da CIARCIA *et alii*, 2006).

Nel settore irpino-dauno, invece, i depositi pliocenici affiorano estesamente nei Monti della Baronia, nell'Arianese, lungo le dorsali di Bonito - Mirabella Eclano e di Scampitella - Anzano di Puglia e lungo varie fasce allungate in senso appenninico tra Lacedonia - Bisaccia e Deliceto - Accadia (fig. 2.5). Nel settore arianese - Baronia si ricostruisce un unico ciclo sedimentario completo asimmetrico, del quale è maggiormente sviluppata la porzione superiore con trend

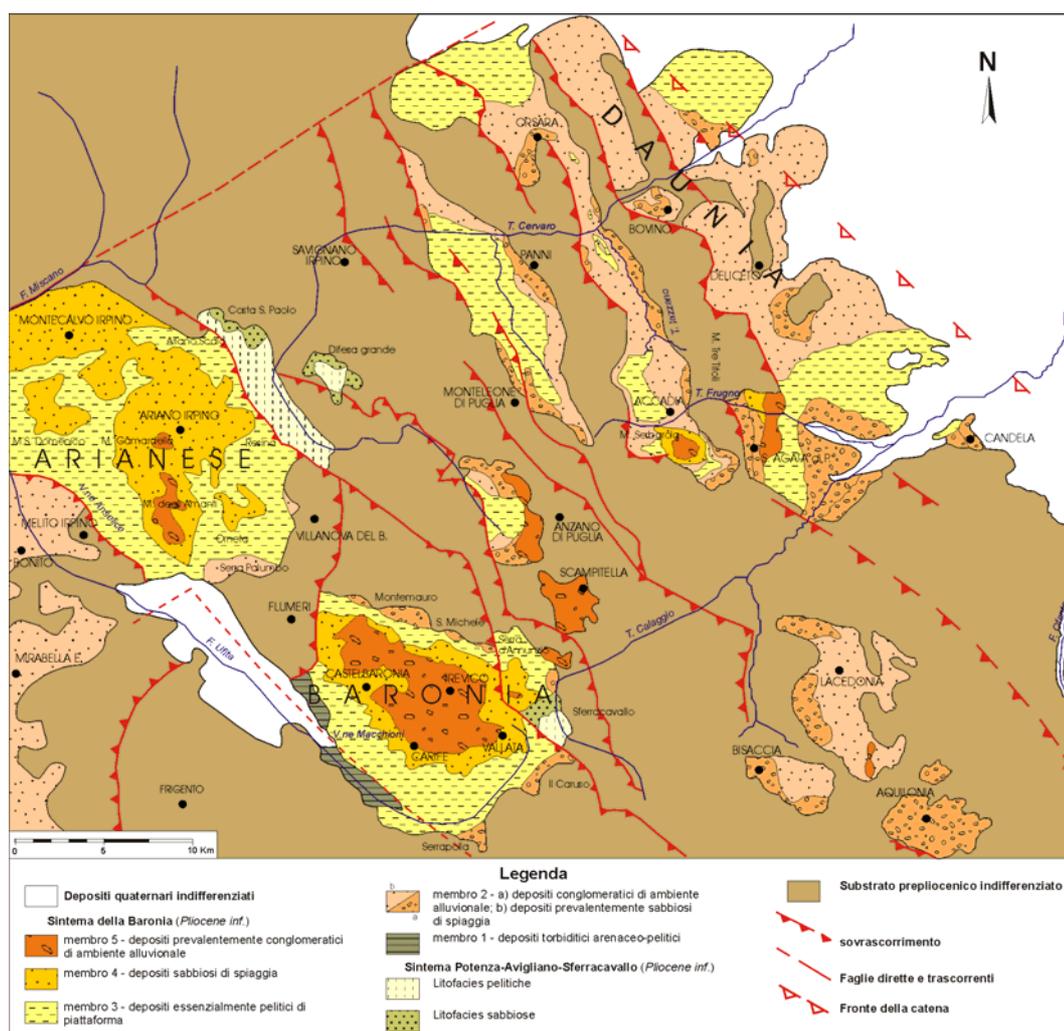


Figura 2.5 – Carta geologica schematica dei depositi pliocenici affioranti nel settore irpino-dauno (modificato da CIARCIA *et alii*, 2003).

regressivo, con uno spessore complessivo di circa 2000 m (fig. 2.6 A, B); nella Daunia meridionale il ciclo sedimentario si presenta asimmetrico con la parte trasgressiva basale particolarmente sviluppata e solo localmente risulta completo con uno spessore complessivo di almeno 350 m (fig. 2.6 C).

I depositi mostrano una discreta variabilità dei caratteri litologici e sedimentologici e CIARCIA *et alii*, 2003 distinguono sulla base dei caratteri litostratigrafici 5 membri informali dal basso verso l'alto:

- *membro 1* – depositi torbiditici arenaceo-pelitici, probabili lobi di piattaforma;
- *membro 2* – depositi a dominante conglomeratico-sabbiosa, di ambiente da alluvionale a costiero;

- *membro 3* – depositi essenzialmente pelitici di piattaforma neritica con localizzati olistostromi;
- *membro 4* – depositi quasi esclusivamente sabbiosi di spiaggia;
- *membro 5* – depositi generalmente conglomeratici alluvionali.

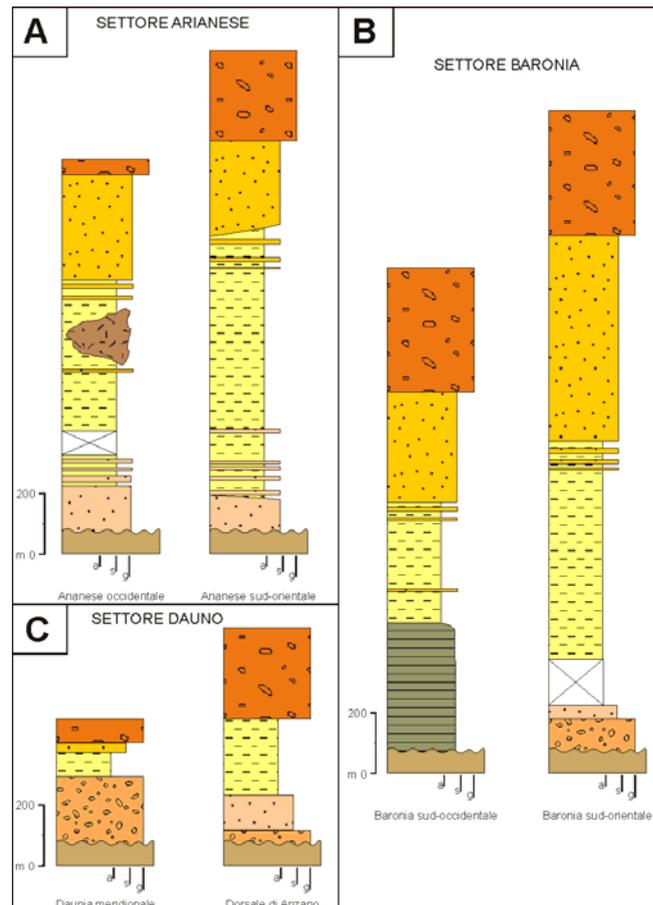


Figura 2.6 – Colonne stratigrafiche schematiche dei depositi del Sistema della Baronia affioranti nel settore irpino-dauno; per la legenda si veda fig. 2.5 (modificato da CIARCIA *et alii*, 2003).

Dall'analisi dei dati su esposti si evince che la base della successione è rappresentata da depositi prevalentemente ruditici (cfr. *membro dei conglomerati della Valle del Sabato; membro 2*), con conglomerati a struttura massiva, tessitura clasto-sostenuta, con abbondante matrice sabbiosa grossolana e poco cementati (figg. 2.3, 2.6); i ciottoli sono poligenici, eterometrici, di norma ben arrotondati, spesso con evidente struttura embriicata; talvolta si intercalano lenti di arenarie e sabbie silteso-marnose con laminazione piano-parallela ed incrociata. Localmente

questi conglomerati basali si presentano organizzati in strati con buona persistenza laterale e spessori variabili da pochi centimetri a qualche metro; gli elementi hanno una buona selezione granulometrica (dimensioni massime 20 cm) e sono ben arrotondati, con forme da subsferiche a discoidali; i ciottoli sono generalmente monogenici. L'analisi di dati morfometrici indica una elaborazione in un ambiente fluviale di tipo *braided* (CIARCIA & TORRE, 1996). Nel settore beneventano, questi depositi affiorano nei pressi di Monte Colonna ed in destra orografica del fiume Sabato, ove raggiungono uno spessore di 120 metri circa; nella Baronia bordano i Monti della Baronia, con spessori massimi di circa 200 m; nella Daunia affiorano nei pressi di Aquilonia, Lacedonia e Candela, dove possono superare i 200 m di spessore ed hanno continuità laterale dell'ordine di alcuni km, e presso gli abitati di Panni, Orsara e Bovino, con spessori ridotti di 20-30 metri circa.

Nella Baronia si rinviene alla base della successione, in discontinuità direttamente sul substrato, una litofacies arenaceo-pelitica (cfr. *membro 1*) e passante verso l'alto al membro pelitico, con rapporti anche eteropici (fig. 2.6 B). Tale litofacies è costituita da intervalli di arenarie a grana medio-fine ma anche grossolana, di colore giallo chiaro con intercalazioni di siltiti argillose, argille marnose ed argille sabbiose grigiastre alternati ad intervalli di siltiti argillose, argille marnose ed argille sabbiose grigiastre; gli strati sono di dimensioni variabili fino a banchi e presentano talvolta controimpronte di fondo; nella frazione più grossolana è riconoscibile in molti casi la sequenza di Bouma completa. In tali depositi torbiditici sono presenti:

- grande quantità di materiale vegetale;
- piccoli strati costituiti da clasti pelitici, talvolta subangolosi, dalle dimensioni di piccoli ciottoli, immersi in una matrice uniforme siltoso-sabbiosa, una sorta di paraconglomerato monogenico;
- livelli con abbondanti concentrazioni di frammenti di molluschi neritici risedimentati;
- granuli/microconglomerati poligenici, in sottili livelli o in "bande", associati alla frazione arenacea.

Questa litofacies affiora estesamente lungo il letto del fiume Ufita per uno spessore di circa 200 m.

I depositi prevalentemente ciottolosi passano, verso l'alto e lateralmente, a sabbie con granulometria variabile di colore grigio-giallastra (cfr. *membro delle sabbie di S. Leucio; membro 2*) (figg. 2.3; 2.6). Il passaggio sembra graduale come dimostra l'abbondanza di livelli e lenti ciottolose nella parte bassa delle sabbie; la transizione comunque sembra molto brusca visto lo spessore ridotto di questi termini di passaggio. Le sabbie sono di norma massive, più raramente si presentano ben stratificate con spessori degli strati da alcuni centimetri a pochi decimetri. Talvolta si evidenziano strutture deposizionali quali laminazioni parallele, ripples, megaripples, ecc. Sono frequenti le intercalazioni di lenti o livelli di argille e di ciottoletti di dimensioni centimetriche e sempre ben arrotondati. Localmente (es. loc. S. Pietro) sono osservabili livelli di slumping intraformazionali. Alcuni strati contengono di frequente resti di grossi lamellibranchi (Ostreidi, Pectinidi, *Mya* sp., *Panopea* sp., ecc.) e talora l'abbondanza di macrofossili conferisce al deposito un carattere tipo panchina. In alcuni casi, la bioturbazione è così diffusa da rendere irriconoscibile l'originaria organizzazione del deposito. Questa litofacies affiora estesamente nei dintorni di Benevento con uno spessore di varie decine di metri; nel settore sud-orientale della Baronia affiora lungo il torrente Fiumarella; in Irpinia si rinvencono in una ampia fascia ad occidente di Ariano Irpino, con le migliori esposizioni lungo i versanti che bordano il F. Ufita e tra gli abitati di Bonito e Mirabella Eclano, ad ovest di M. Tre Titoli, ove superano i 50 metri di spessore; nella Daunia affiorano presso gli abitati di Panni, Orsara e Bovino, dove sono a contatto con i depositi ciottolosi.

Le sabbie passano verso l'alto e lateralmente al membro pelitico (cfr. *membro delle argille di Tufara Valle; membro 3*), costituito da argille e argille siltose, anche marnose e siltiti di colore grigio-azzurro (figg. 2.3; 2.6). Queste peliti si presentano con una stratificazione parallela planare mal definita, più frequentemente assente o obliterata spesso dalla bioturbazione e con frattura concoide; talvolta risultano alternate a straterelli sabbiosi o sabbioso-pelitici ed a lenti sabbiose o siltose, a laminazione piano-parallela e, più raramente, ondulata.

Sono molto abbondanti i macrofossili, con echinidi, coralli, scafopodi, gasteropodi, lamellibranchi (prevalentemente ostreidi); numerose sono anche le piste di limnivori. La litofacies pelitica affiora estesamente nella zona di Gran Potenza e del Vallone Tora, ove si ritrovano in contatto stratigrafico discordante con i terreni del substrato prepliocenico, con uno spessore di circa 300 metri; nell'Arianese le migliori esposizioni sono ubicate ad ovest di Ariano Scalo e tra M. San Domenico e M. Rocchetta, ove presentano uno spessore variabile tra 250 m e 700 m; in Baronìa affiorano lungo il fiume Ufita, presso Piano Lagnetta e Piano dell'Occhio; nella Daunia, infine, affiorano nelle valli dei torrenti Lavella e Frugno, ove presentano uno spessore che sfiora il centinaio di metri.

Lungo il Vallone Anselice (settore sud-occidentale dell'Arianese) si intercala, nella parte intermedia del membro pelitico, una litofacies costituita da argille e marne varicolori inglobanti ciottoli poligenici, anche ben arrotondati, olistoliti carbonatici, lembi di strato di arenarie e calcari marnosi e livelli di paraconglomerati ben cementati. L'intervallo presenta i tipici caratteri di un olistostroma legato a processi gravitativi; lo spessore è dell'ordine dei 200 m.

Al di sopra dell'intervallo pelitico seguono in continuità con un passaggio sempre graduale sabbie giallastre (cfr. *membro delle sabbie superiori; membro 4*), di solito massive, ma con limiti di strato riconoscibili, con range di spessore da alcuni centimetri a pochi decimetri (figg. 2.3; 2.6); sono frequenti le strutture trattive; la grana è variabile. Si rinvengono abbondanti frammenti di gusci e valve intere di ostreidi e pettinidi, con sottili interstrati marnoso-argillosi verdastri e livelletti di ciottoli. Nella parte sommitale, a luoghi si rinvengono alcuni livelli discontinui di depositi lagunari prevalentemente argillosi nerastri con faune oligotipiche (BARRA *et alii*, 1998a, 1998b; AIELLO *et alii*, 2005) ed orizzonti centimetrici di natura cineritica. Nel beneventano questo intervallo affiora nella zona di Cornici e di Vallone Tora con uno spessore di circa 60 metri; nei Monti della Baronìa (loc. Vallata, Carife e Castelbaronia, loc. Rena del Conte) e nell'Arianese (Montecalvo Irpino, Ariano Irpino e Ornetà) le facies psammitiche si presentano ben esposte con spessori anche superiori ai 600 m; nella Daunia questo membro affiora soltanto nei dintorni di S. Agata di Puglia, di Accadia ed al M. Origlio (Lacedonia) con uno spessore contenuto entro i 30-40 metri.

Sul membro sabbioso poggiano con un contatto transizionale per alternanza e talvolta netto ed erosivo i depositi psefitici sommitali (cfr. *membro dei conglomerati superiori; membro 5*) (figg. 2.3; 2.6). Si tratta di alternanze di ortoconglomerati in banchi con intercalazioni di sabbie compatte ed arenarie tenere, passanti lateralmente e verticalmente ad ortoconglomerati con lenti di sabbia e paraconglomerati poligenici a prevalente matrice sabbiosa. Il deposito presenta tessitura clasto-sostenuta con abbondante matrice sabbiosa; i ciottoli sono poligenici, con prevalenza di clasti arenacei e calcarei, ed eterometrici, di norma ben arrotondati e con embriciature molto evidenti. L'analisi di dati morfometrici indica una elaborazione in un ambiente fluviale (CIARCIA & TORRE, 1996). Soltanto localmente evidenziano caratteri di ambienti marini, organizzati in strati e straterelli con buona continuità laterale, con clasti ben selezionati, talora con organizzazione bimodale, elevato contenuto di resti di gusci di molluschi (pettinidi e ostreidi) e fori di litodomi sui ciottoli. Nei pressi di Benevento questo membro affiora in piccoli lembi sul Monte Colonna, nei pressi di Ceppaloni, in località Cornici e in località Pietralonga, mentre gli affioramenti più estesi si rinvencono in destra orografica del fiume Sabato, ove possono raggiungere spessori di circa 160 metri; in Baronìa gli affioramenti più significativi sono presenti lungo la SS 91 tra Carife e Vallata e tra S. Nicola e S. Sossio, ove raggiungono spessori di circa 400 metri; nell'Arianese affiorano presso Monte degli Amanti e a Monte Gamardella, con spessori rispettivamente di 300 metri e 50 metri; nella Daunia questo deposito grossolano affiora al M. Ultrino ed al M. Serbarola con uno spessore dell'ordine di 150 m.

All'interno del *Sintema della Baronìa* è stata riconosciuta una superficie di *unconformity* a carattere locale, che permette di distinguere il *Subsintema di Scampitella* (CIARCIA *et alii*, 2003), costituito da una successione ghiaioso-sabbiosa, caratterizzata da una litofacies conglomeratica inferiore ed una litofacies sabbioso-siltosa superiore, con uno spessore complessivo di 350 m.

La litofacies conglomeratica è costituita da conglomerati *clast-supported*, in matrice fangoso-sabbiosa molto arrossata, con elementi poligenici di natura calcareo-clastica, arenacea e subordinatamente marnosa, selciferi ed ancora più

raramente granitoide. Il grado di elaborazione dei clasti è piuttosto variabile ma sono evidenti blocchi angolosi frammisti a ciottoli mediamente arrotondati; sono presenti rare lenti sabbiose. La successione, riferibile ad associazioni di facies di conoide-piana alluvionale, localmente esordisce con alternanze di strati dello spessore inferiore al metro di conglomerati e di argille siltose. I campioni prelevati sono risultati sterili alle analisi biostratigrafiche.

La litofacies sabbioso-siltosa presenta strati molto spessi di sabbie con frequenti livelli ricchi di frammenti di gusci di molluschi marini e allineamenti di ciottoli. Sulla base dei rapporti stratigrafici, si ritiene che il sintema abbia un'età compresa tra la parte terminale del Pliocene inf. e l'inizio del Pliocene medio.

Il *Subsintema di Scampitella* affiora lungo la dorsale tra Scampitella e Anzano di Puglia. In particolare tra Monte Le Felci ed Anzano di Puglia la successione poggia, tramite un contatto erosivo con discordanza angolare prodotto da una *syntectonic unconformity* su una successione composta da depositi con posizione stratigrafica analoga al *membro 2* ed al *membro 3* del *Sintema della Baronìa*.

2.1.1.2. Biostratigrafia e paleoecologia

I dati esposti in questo paragrafo sono ricavati da lavori effettuati di recente (CIARCIA & TORRE, 1996; AMORE *et alii*, 1998; BARRA *et alii*, 1998a; 1998b; CIARCIA *et alii*, 1998; MATANO & STAITI, 1998; BASSO *et alii*, 2002; CIARCIA *et alii*, 2003; AIELLO *et alii*, 2005; CIARCIA *et alii*, 2006) nei quali sono stati discussi in modo più o meno approfondito.

Per quanto riguarda le associazioni a foraminiferi bentonici, meglio note nel settore beneventano, la loro interpretazione in termini paleobatimetrici non è priva di difficoltà, sia per la natura semiquantitativa delle osservazioni, sia per la tipologia delle associazioni rinvenute, caratterizzate spesso dalla presenza contemporanea di *taxa* tipici di ambienti differenti. Inoltre bisogna considerare che la distribuzione dei foraminiferi bentonici è in realtà governata dall'interazione di batimetria, fattori trofici ed edafici (DE RIJK *et alii*, 1999). L'interpretazione delle associazioni è basata sulla distribuzione attuale delle specie bentoniche nel Mediterraneo (BLANC VERNET, 1969; SGARRELLA & BARRA, 1985; SGARRELLA & MONCHARMONT ZEI, 1993).

La successione dei terreni ascrivibili al *Sintema della Baronìa* costituisce un ciclo sedimentario completo con spessore molto variabile nei vari settori di affioramento. Le porzioni sabbiose e pelitiche delle successioni esaminate sono caratterizzate da abbondante macrofauna, con radioli di echinidi e frammenti di molluschi. Anche le microfaune a foraminiferi sono in generale abbondanti e ben diversificate e sono state rinvenute abbondanti associazioni microfaunistiche di interesse biostratigrafico.

Per quanto riguarda i terreni del ciclo pliocenico affioranti nel settore beneventano, DE CASTRO COPPA *et alii* (1969) segnalano nella sezione di Gran Potenza la presenza di rari esemplari di *Globorotalia margaritae* nella porzione inferiore, mentre verso l'alto riconoscono nell'ambito della successione la presenza di *Globorotalia bononiensis* e associazioni tipiche della parte inferiore della Zona a *Globorotalia aemiliana* del Pliocene medio.

Nella stessa sezione CHIOCCHINI *et alii* (2003) riconoscono associazioni a nannofossili riferibili alla biozona MNN16a (*Discoaster tamalis*) del Pliocene medio (fig. 2.7); le associazioni a foraminiferi, invece, potrebbero essere indicative della parte alta della zona a *Globorotalia puncticulata*, dopo la scomparsa del marker zonale, e quindi del Piacenziano inferiore. Sulla base di queste osservazioni gli autori riferiscono il ciclo in oggetto Zancleiano superiore-Piacenziano.

La successione dei terreni pliocenici affioranti nel beneventano è stata negli ultimi anni oggetto di studi stratigrafico-sedimentologici del gruppo di ricerca dell'Università di Napoli ed i risultati originali ottenuti sono riportati in CIARCIA *et alii* (2006). Tra l'altro sono state effettuate analisi biostratigrafiche di due sezioni entro il membro delle argille di Tufara Valle, affiorante in località Vallone Tora e Gran Potenza, che hanno evidenziato la presenza, per l'intera loro estensione, di *Globorotalia puncticulata* tra i foraminiferi planctonici (fig. 2.8).

Gli intervalli sabbiosi inferiori esaminati sono risultati pressoché sterili o al più caratterizzati da scarse associazioni a foraminiferi bentonici. Le associazioni a foraminiferi sono relativamente più abbondanti nei livelli più fini del membro delle sabbie superiori, dove è ancora presente *Globorotalia puncticulata*.

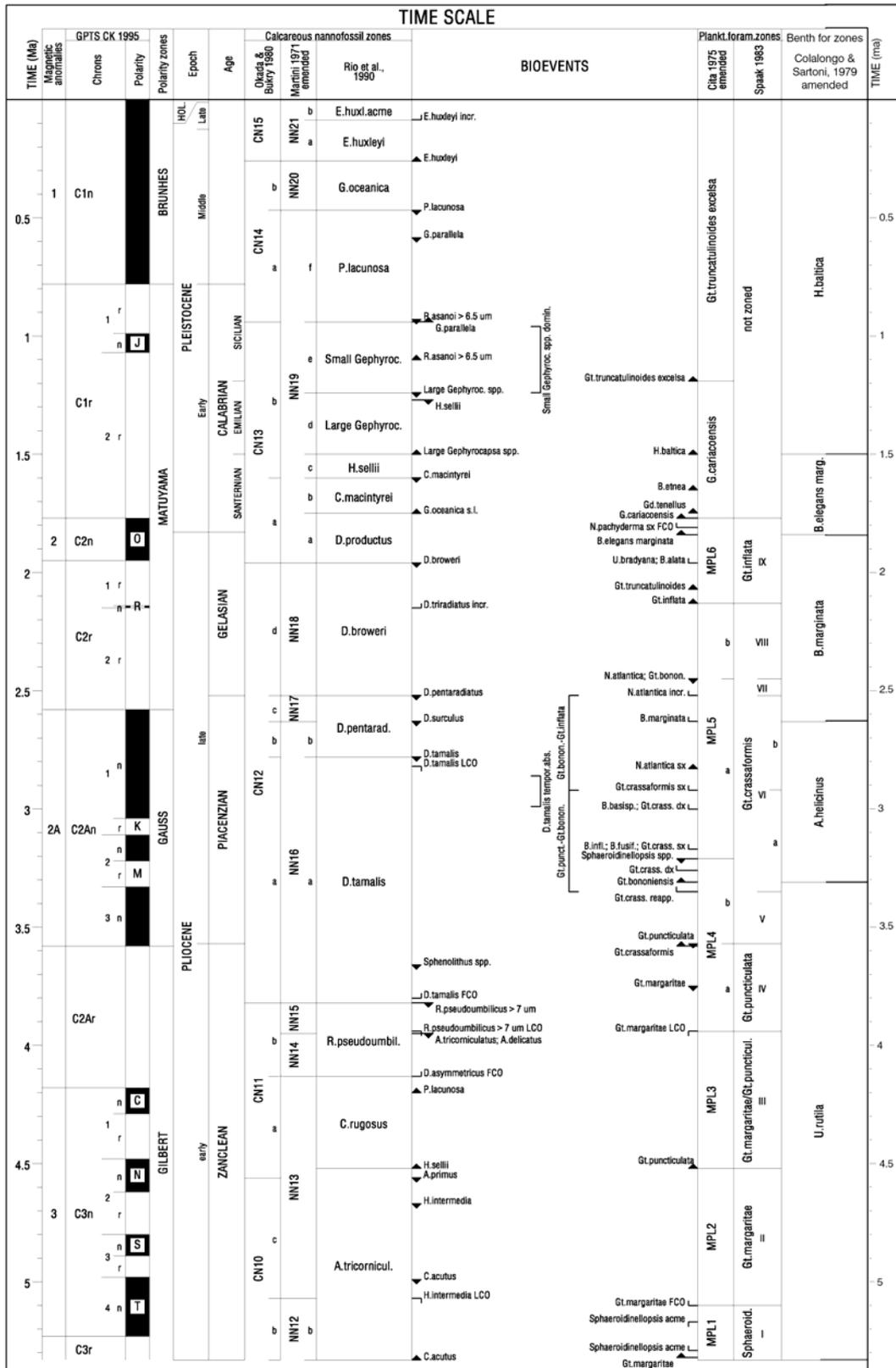


Figura 2.7 – Schema cronostratigrafico del Plio-Pleistocene (da PATACCA & SCANDONE, 2001).

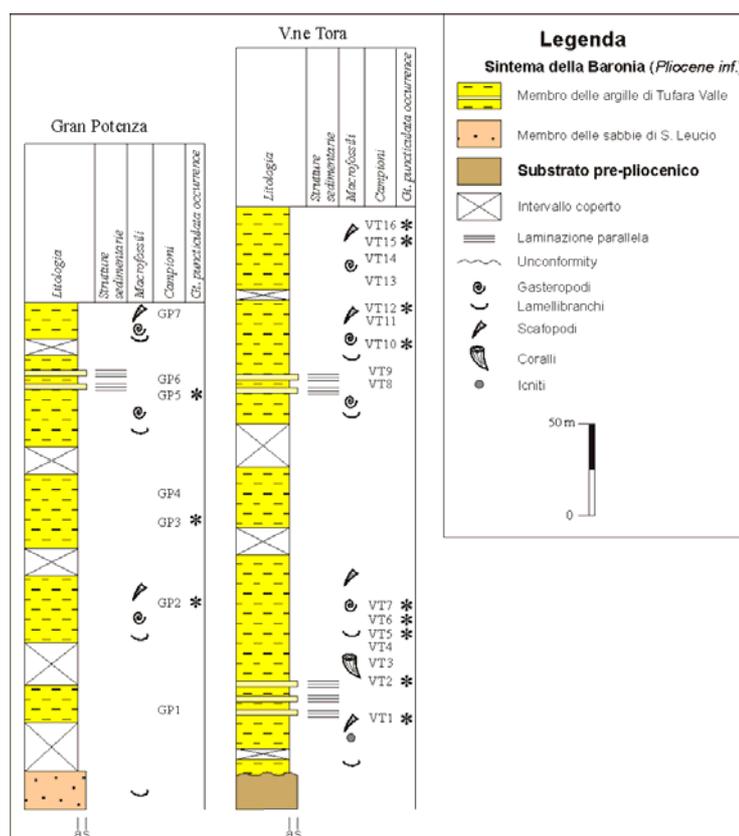


Figura 2.8 – Colonne stratigrafiche schematiche del membro delle argille di Tufara Valle (modificato da CIARCIA et alii, 2006).

Su questa base il membro delle sabbie superiori e il membro delle argille di Tufara Valle sarebbero riferibili alla Subzona MPI4a di SPROVIERI (1992), corrispondente alla parte alta del Pliocene inferiore.

I risultati riportati non escludono la presenza, nella parte bassa della successione di Gran Potenza, di sporadici esemplari di *Globorotalia margaritae*, in accordo con DE CASTRO COPPA et alii (1969), la cui Last Occurrence ricade comunque all'interno della Subzona MPI4a. La persistenza di *Globorotalia punctulata* nella parte alta della sezione – peraltro riscontrata anche nella sezione di V.ne Tora - e il mancato rinvenimento di *Globorotalia bononiensis* e di *Globorotalia crassaformis* portano invece ad escludere per queste successioni una attribuzione al Pliocene medio.

D'altro canto dati biostratigrafici di letteratura segnalano nelle peliti presenti poco più ad est dell'area esaminata (es. S. Arcangelo Trimonte), correlabili a nostro avviso per posizione stratigrafica e per caratteri sedimentologici con le

argille del membro di Tufara Valle, associazioni faunistiche coerenti con quelle da noi rinvenute (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1963; 1970; CRESCENTI, 1972).

Anche nel settore irpino-dauno, l'analisi biostratigrafia di campioni prelevati nei vari membri della successione hanno permesso l'attribuzione della stessa alla Subzona MPI4a. Il ritrovamento concomitante nel *membro 1* di *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia puncticulata* e la successiva rapida scomparsa del primo taxa, indicano l'evento della LO (Last Occurrence) di *Globorotalia margaritae*, che cade nella parte mediana della Zona MPI4a a 3.79 Ma (BERGGREN *et alii*, 1995). Tra i nannofossili calcarei è presente *Pseudoemiliana lacunosa*. Tra i foraminiferi bentonici si rinvengono *Anomalinoidea helacinus*, *Lenticulina curvisepta*, *Siphonina reticulata*.

La successione del *membro 3* è caratterizzata dalla sola presenza di *Globorotalia puncticulata* che permane fino al top. Nelle associazioni a nannofossili calcarei sono state riconosciute, tra le altre specie, *Pseudoemiliana lacunosa*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, rari *Sphenolithus* spp. e *Discoaster tamalis*, che consentono di individuare le biozone MNN14-15/MNN16a partim (CN11b-CN12a partim) (*sensu* RIO *et alii*, 1990, 1994). L'età della successione in esame è dunque riferibile al Pliocene inferiore - Biozone MPI4a e MNN14-15/MNN16a partim (CN11b-CN12a partim) (*sensu* RIO *et alii*, 1990, 1994).

Il membro 4 è attribuibile al Pliocene inferiore (Zona MPI4a) per la presenza di *Globorotalia puncticulata*. Tra i nannofossili calcarei è segnalato *Pseudoemiliana lacunosa*.

I dati esposti evidenziano, quindi, fin dalla base la presenza tra i foraminiferi planctonici di *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia puncticulata*. L'iniziale presenza e la successiva scomparsa di *Globorotalia margaritae* individuano un intervallo stratigrafico compreso tra la LCO e la LO di *Globorotalia margaritae*, che ha un'età radiometrica di 3,96 e 3,79 Ma (BERGGREN *et alii*, 1995) e rientra nella Biozona MPI4a.

Lo studio delle associazioni a foraminiferi bentonici sui campioni prelevati nei vari membri del *Sistema della Baronia*, inoltre, ha dato utili indicazioni paleoecologiche.

Per quanto riguarda lo studio paleoecologico delle successioni affioranti nel settore beneventano, i livelli sabbiosi a grana grossolana sono risultati sterili o al più caratterizzati da pochi individui di *taxa* tipicamente infralittorali, come *Elphidium crispum*. I livelli relativamente più fini sono invece caratterizzati da associazioni più differenziate in cui, insieme a *taxa* quali *Ammonia beccarii*, *Elphidium complanatum*, *Elphidium crispum*, e *Ephidium decipiens*, si rinvennero *Cassidulina carinata*, *Bolivina spathulata*, *Textularidae* e, con minor frequenza, *Bulimina* spp. In generale la composizione delle associazioni microfaunistiche rinvenute nelle facies sabbiose, potrebbe, in prima istanza, derivare in parte o totalmente da fenomeni di risedimentazione. Questo può essere spiegato con una certa frequenza degli *input* sedimentari dal continente che rimaneggiavano anche del materiale temporaneamente depositato lungo le spiagge, trasferendolo in ambiti più distali; in tal modo, i depositi sarebbero connessi con eventi ad alta energia, con buon potenziale erosivo (es. piene fluviali e/o tempeste) e la loro deposizione ultima deve essere avvenuta in una fascia batimetrica più esterna (transizione – *offshore*), dove è attenuata l'influenza dei flussi oscillatori (es. moto ondoso) e manca la successiva rimobilizzazione ed organizzazione interna del sedimento. A tal proposito bisogna tuttavia ricordare che, in condizioni trofiche o edafiche favorevoli, *taxa* relativamente profondi possono estendere la loro distribuzione batimetrica verso fondali più bassi.

Nei campioni della litofacies pelitica delle sezioni di Vallone Tora e Gran Potenza si riconoscono diverse associazioni a foraminiferi bentonici. L'intervallo inferiore delle peliti della sezione di Vallone Tora è caratterizzato dall'abbondanza relativa di *Ammonia beccarii*, *Nonion boueanum*, *Nonion depressulum*, *Elphidium* spp. e, con percentuali minori, *Bolivina spathulata* e *Bulimina elongata lappa*, associazione indicativa di un ambiente infralittorale. Salendo nella successione si osserva un progressivo incremento di *Bolivina spathulata*, *Bulimina elongata lappa*, *Cassidulina carinata* e *Uvigerina peregrina/pygmea*, pur restando relativamente elevate le percentuali di *Ammonia beccarii*; continuando verso l'alto le associazioni si caratterizzano per l'abbondanza di *Ammonia beccarii*, *Bolivina aenariensis*, *Bolivina spathulata*, *Bulimina elongata lappa*, *Cassidulina carinata*, *Textularia* spp. e *Valvulineria*

bradyana; queste associazioni indicano un aumento della paleobatimetria verso il circalittorale e batiale. La porzione più alta dell'intervallo pelitico della sezione di Vallone Tora registra un'incremento di *Cibicoides pachyderma*, cui si associano *Bolivina spathulata*, *Cassidulina carinata*, *Sphaeroidina bulloides* e *Uvigerina peregrina/pigmea*; la frequenza di *Ammonia beccarii* è invece drasticamente ridotta; tali associazioni potrebbero indicare una deposizione in un ambiente tendente più francamente al batiale superiore.

Le associazioni rinvenute nelle peliti della sezione di Gran Potenza sono comparabili, nel complesso, con quelle dalla sezione di Vallone Tora. L'alternanza tra associazioni caratterizzate da specie di equilibrio, quali *Cibicoides pachyderma* e *Sphaeroidina bulloides*, e associazioni con bassa diversità, caratterizzate principalmente dall'abbondanza di *Bolivina spathulata* osservata nelle peliti della sezione di Gran Potenza, permettono di riferirla nel complesso ad un ambiente circalittorale esterno-batiale superiore.

Le associazioni rinvenute permettono di ricostruire episodi caratterizzati da elevato flusso organico associato a sotto-ossigenazione del fondo che a più riprese hanno interessato il bacino di sedimentazione. Caratteristiche riducenti dei sedimenti del Pliocene beneventano sono state peraltro già evidenziate da PESCATORE (1964). Questi episodi potrebbero essere in relazione con fasi di intensificazione del *run-off* continentale, caratterizzate, oltre che da un incremento dell'apporto di nutrienti nel bacino (e di conseguenza dei flussi di sostanza organica al fondo), da un più marcato gradiente di densità tra le acque di superficie e quelle sottostanti, con conseguente indebolimento della circolazione verticale delle acque. Quest'effetto sarebbe stato poi amplificato da una fisiografia articolata, compatibile con un golfo o un braccio di mare del paleo-Adriatico (CIARCIA & TORRE, 1996).

Per il settore irpino-dauno sono disponibili, oltre ai dati delle microfaune a foraminiferi bentonici, anche quelli delle ostracofaune; queste ultime, in modo particolare, indicano un rapido approfondimento iniziale accompagnato da rilevanti fenomeni di spiazamento, sino a raggiungere nella parte medio-alta del *membro 3* profondità riferibili all'ambiente circalittorale esterno-epibatiale, per la

presenza di specie quali *Argilloecia kissamovens*, *Bythocypris producta*, *Parakrithe ariminiensis*, *P. dactylomorpha*, *Ruggieria angustata*.

Nel *membro 1* si rinvencono tra i foraminiferi bentonici *Ammonia* spp., *Amphycorina scalaris*, *Anomalinoidea helicinus*, *Elphidium* spp., *Hopkinsina bononiensis*, *Lenticulina vortex*, *Marginulina coarctata*. Le rare specie di ostracodi sono rappresentate nella parte bassa da *Aurila convexa*, *Aurila punctata*, *Cytheridea* cf. *C. nasuta*, che indicano un'ambiente infralittorale. Verso l'alto la presenza di *Argilloecia kissamovens*, *Bythocypris producta*, *Cytherella robusta*, *C. russoi*, *C. terquemi*, *Ruggieria tetraptera angustata*, indica una paleobatimetria compresa tra il circalittorale esterno e l'epibatiale. Notevoli i fenomeni di spiazzamento da batimetrie inferiori.

Il *membro 2* presenta tra i foraminiferi bentonici *Anomalinoidea helicinus*, *Bulimina inflata*, *Lenticulina curvisepta* e *Siphonina reticulata*. Tra gli ostracodi, presenti solo nella frazione più pelitica, si rinvencono *Bythocypris producta*, *Parakrithe dactylomorpha*, *Argilloecia acuminata*, *Parahemingwayella tetraptera*, che indicano per la litofacies sabbiosa un ambiente dal circalittorale all'epibatiale.

Per il *membro 3* tra i foraminiferi bentonici si rinvencono *Anomalinoidea helicinus*, *Lenticulina curvisepta*, *Siphonina reticulata*. Gli ostracodi sono presenti solo nella frazione più pelitica e indicano un ambiente che oscilla tra l'epibatiale al circalittorale interno; sono presenti: *Argilloecia kissamovens*, *A. acuminata*, *Bythocypris producta*, *Cytherella russoi*, *C. terquemi*, *Paijenborchella cymbula*, *Parakrithe dactylomorpha*. Nella parte sommitale sabbiosa della successione sono presenti, tra gli ostracodi, *Costa batei*, *Pontocythere turbida*, *Semicytherura incongruens*, che indicano un ambiente di spiaggia sommersa.

Nel *membro 4* sono presenti tra i foraminiferi bentonici *Ammonia* spp., *Elphidium* spp. nella parte medio-bassa del membro a testimonianza di un ambiente infralittorale. In alcuni punti, la presenza di *Bolivina alata*, *Lenticulina curvisepta*, *L. vortex*, tra i foraminiferi bentonici e di *Bythocypris producta* e *Krithe iniqua* tra gli ostracodi, indica una saltuaria evoluzione verso l'ambiente circalittorale/epibatiale.

3. SEZIONI ESAMINATE

Le frequenti ricognizioni effettuate sul territorio hanno consentito di individuare 3 aree (Montecalvo Irpino, Apice e San Leucio del Sannio; fig 3.1) da sottoporre a studi di approfondimento, nelle quali risulta diffusa la presenza di nuove esposizioni di porzioni di successioni plioceniche, affioramenti in tagli naturali (nicchie di frana, reincisione di alvei fluviali, ecc.) ed artificiali (sbancamenti per opere edili, coltivazioni in cava, ecc.).

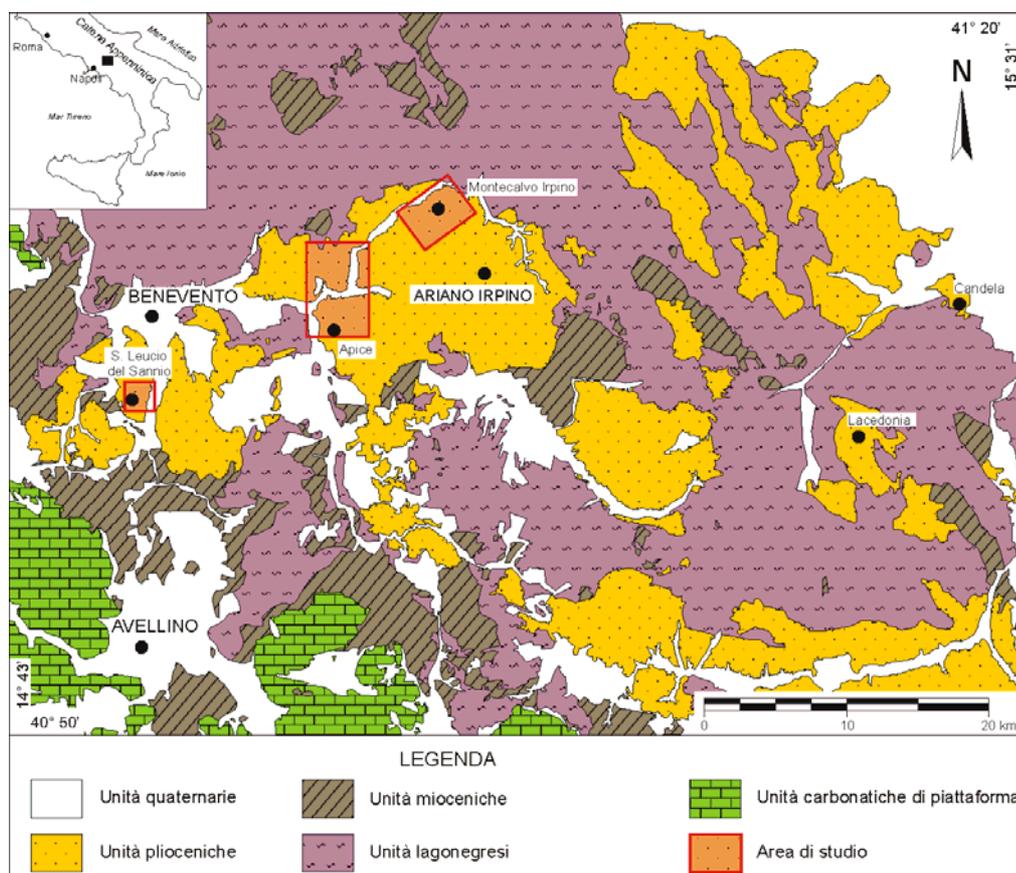


Figura 3.1 – Schema geologico dell'Appennino centro-meridionale, con ubicazione delle aree di studio.

I depositi pliocenici affioranti sono riferibili al *Sistema della Baronia* (CIARCIA *et alii*, 2003; 2006); in questo lavoro sono stati distinti, su base litostratigrafica, in 5 membri informali, così distribuiti dall'alto verso il basso (fig. 3.2):

- SB5, *membro conglomeratico superiore*, a dominante litofacies conglomeratica;
- SB4, *membro sabbioso superiore*, a dominante litofacies sabbiosa;
- SB3, *membro pelitico*, a dominante litofacies argillosa;
- SB2, *membro sabbioso inferiore*, a dominante litofacies sabbiosa;
- SB1, *membro conglomeratico inferiore*, a dominante litofacies conglomeratica.

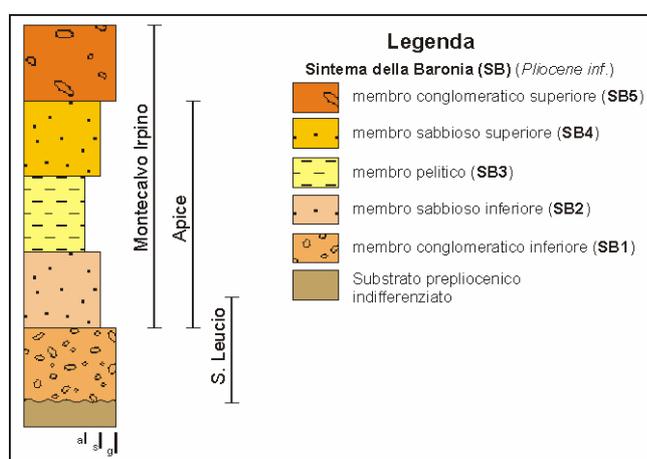


Figura 3.2 – Colonna schematica del Sintema della Baronia.

Tali unità, organizzate in una successione trasgressivo-regressiva, poggiano, di solito, con un contatto stratigrafico discordante su sedimenti generalmente clastici riferibili ai depositi dei bacini sinorogeni miocenici o alla parte alta della serie lagonegrese.

In particolare sono state esaminate una serie di sezioni stratigrafico-sedimentologiche di dettaglio con spessori variabili, di cui 13 nell'area di Montecalvo Irpino, 4 nell'area di Apice e 3 nella zona di San Leucio del Sannio.

Per ciascuna sezione, sono stati riconosciuti i principali caratteri fisici, misurati gli spessori dei vari intervalli stratigrafici ed esaminati i relativi caratteri sedimentologici (geometrie dei corpi sedimentari, strutture sedimentarie, contenuto fossilifero, ecc.) utilizzando una simbologia opportuna per la loro rappresentazione (fig. 3.3).

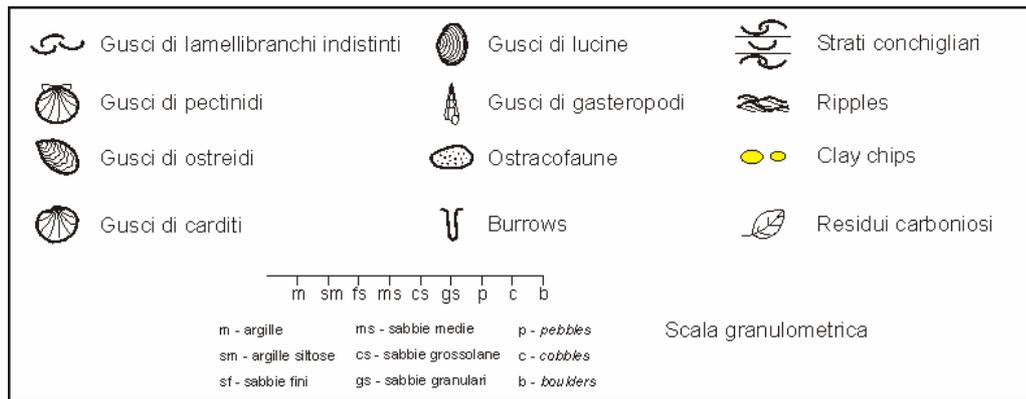


Figura 3.3 – Legenda delle simbologie utilizzate nelle sezioni stratigrafico-sedimentologiche.

Nelle sezioni sono state riportate le granulometrie degli intervalli rinvenuti: le sabbie sono state suddivise in granulari, grossolane, medie e fini, mentre i conglomerati sono stati distinti in pebbles, cobbles e boulders sulla base delle dimensioni dei clasti (BLAIR & MC PERSON, 1999). Sui depositi ciottolosi sono state effettuate anche stime morfometriche dei clasti secondo i parametri indicati in CAILLEUX (1945, 1947), in FOLK (1955) e DOBKINS & FOLK (1968; 1970), che forniscono informazioni sul grado di elaborazione e sulle modalità di trasporto del deposito; inoltre è stata valutata la selezione degli elementi, in base alle dimensioni, alla forma, ecc., che fornisce informazioni sui regimi idrodinamici presenti, sia in ambiente continentale (CANUTI & SAGRI, 1974) sia in ambiente paralico (BLUCK, 1967; MASSARI, 1988); ulteriori osservazioni sono state effettuate sulla disposizione ed orientazione dei clasti.

3.1. Facies sedimentarie ed associazioni di facies

Lo studio di dettaglio sul terreno di sezioni stratigrafiche dei depositi pliocenici e l'analisi di laboratorio di numerosi campioni hanno consentito di acquisire dei dati utili alla definizione delle principali facies e associazioni di facies e quindi alla ricostruzione degli ambienti deposizionali. Lo studio spesso si è dimostrato molto difficoltoso, per le pessime condizioni di esposizione e l'elevata diffusione di coperture alluvionali e piroclastiche; la presenza frequente di un'intensa bioturbazione nei depositi marini ha inoltre cancellato totalmente le strutture sedimentarie connesse ai processi trattivi.

Per l'analisi delle litofacies si è fatto riferimento ai criteri ed agli schemi riportati in MIALI (1977, 1978, 1985, 1996), MASSARI (1988), WALKER & JAMES (1992) e READING & COLLINSON (1996) ed alla suddivisione proposta in depositi coevi da CIARCIA *et alii* (2003), CIARCIA (2003) e CIARCIA *et alii* (2006).

- *Facies sedimentarie*

Nelle successioni analizzate sono state distinte sedici facies sedimentarie a ciascuna delle quali è stata attribuita una sigla, talvolta ripresa da altri lavori (tab. 3.1); le facies sono state ordinate dalle granulometrie grossolane a quelle fini.

Gcm – Conglomerati massivi clasto-sostenuti

Descrizione

Si tratta di conglomerati massivi a tessitura *clast-supported*, con una matrice sabbiosa, in genere grossolana o pelitica arrossata. Il deposito ciottoloso si presenta mal classato e, di solito, privo di organizzazione mentre gli elementi hanno dimensioni molto variabili, fino ad un massimo di oltre 50 cm (da *very coarse pebbles* a *medium boulders*); sono di forma variabile, da discretamente arrotondati ad angolosi. Le strutture sedimentarie consistono in poco frequenti embriature degli assi *a* che indicano orientazione di tali ciottoli parallela alle direzioni di flusso (*a(p)* *a(i)*). Non si è riscontrata la presenza di frammenti o tracce di organismi, tranne relitti carboniosi di tipo vegetale.

La geometria cuneiforme dei corpi psefitici non è ben visibile alla scala dell'affioramento per le dimensioni generalmente notevoli dei corpi, le deformazioni tettoniche ed il modellamento subaereo.

Interpretazione

La generale assenza di stratificazione di questa litofacies nelle successioni esposte, la scarsa cernita ed il differente grado di elaborazione dei clasti sono in accordo con una deposizione in massa, dovuta a processi sedimento-gravitativi con bassa energia (*pseudoplastic debris flow*, MIALL, 1996). In genere, la forte amalgamazione degli strati rende indistinguibili i vari eventi deposizionali; la rarità delle intercalazioni sabbiose è indicativa di uno scarso potenziale di preservazione (KRAUS, 1984; MASSARI *et alii*, 1993).

I caratteri del deposito sono in accordo con una deposizione che può essere riferita alla zona prossimale-intermedia di una conoide alluvionale, in ambiti morfologici pedemontani o vallivi in prossimità delle zone di produzione detritica. Il basso grado di elaborazione dei clasti dovuto ad un'elaborazione non molto spinta, talvolta è però imputabile ad una forma appiattita dei clasti fin dalla loro origine. Gli elementi mostrano talvolta evidenze di cannibalismo da conglomerati più antichi (MASSARI *et alii*, 1993).

Sezioni di riferimento

- San Leucio del Sannio:
 - località S. Marcello (fig. 3.49).

Gh – Conglomerati amalgamati e con accenni di stratificazione orizzontale

Descrizione

Questa litofacies (Gm, in MIALL, 1978) con elementi dalle dimensioni dei *pebbles* e *cobbles* e di più rari *boulders* presenta al suo interno un moderato grado di selezione granulometrica; la tessitura è clasto-sostenuta ed è osservabile spesso un'abbondante matrice sabbiosa.

Ciascun corpo conglomeratico, di spessore variabile da qualche decimetro a poco oltre il metro, presenta al suo interno delle superfici erosive irregolari, anche con geometrie canaliformi; talvolta è manifesto un accenno di stratificazione orizzontale.

La gradazione è di solito assente ed il *fabric* è disorganizzato anche se sono frequenti i livelli con ciottoli embriciati.

In questa facies possono essere inclusi depositi normalmente gradati come riportato in MIALI (1996) (fig. 3.4); nello stesso lavoro si riferisce anche della oggettiva difficoltà di riconoscere i limiti tra un intervallo e l'altro a causa della non ben definita stratificazione.

I limiti di strato (*bed*) sono talvolta evidenziati dalla presenza di sottili livelli o lenti sabbiose o pelitiche (fig. 3.5).

Interpretazione

Le superfici erosionali, spesso amalgamate, osservate entro i corpi conglomeratici, separano verosimilmente i singoli eventi deposizionali; le frequenti geometrie canalizzate, con strutture “*cut and fill*”, di un deposito a grana grossa, indicano un accumulo dovuto ad impulsi di flussi (*flashy flows*) confinati. Dalla tessitura, inoltre, si evince una deposizione piuttosto rapida di correnti che presentavano un elevato carico idrico ma anche una grande concentrazione di sedimento. La testimonianza di flussi trattivi discende dalle diffuse presenze di embriciature nei clasti. Si può quindi ipotizzare un accumulo in canali di tipo *braided* dovuto a flussi iperconcentrati.

Sezioni di riferimento

- Montecalvo Irpino:
 - località Pretara (fig. 3.32); località Breccie (fig. 3.33);
- San Leucio del Sannio:
 - località S. Marcello (fig. 3.49); località Mass. Zolli (fig. 3.50) ; località Maccabei (fig. 3.51).

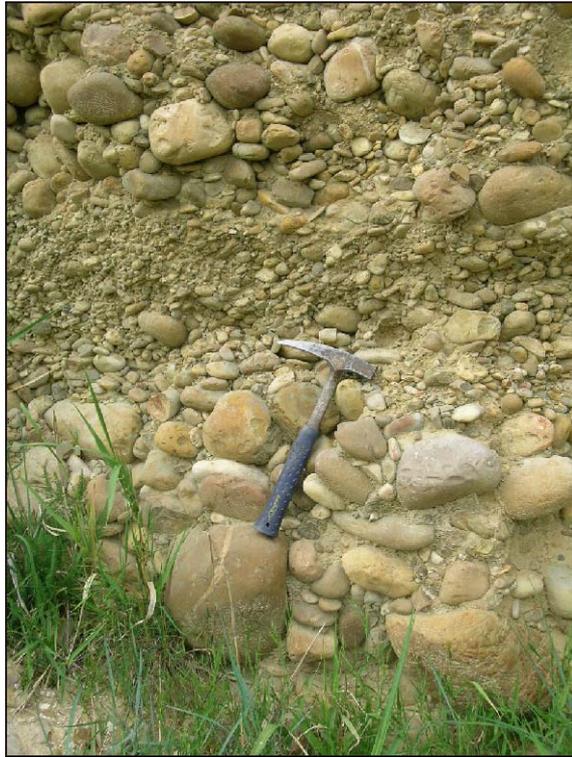


Figura 3.4 – Intervallo conglomeratico a gradazione normale (facies Gh) (località Pretara – Montecalvo Irpino).

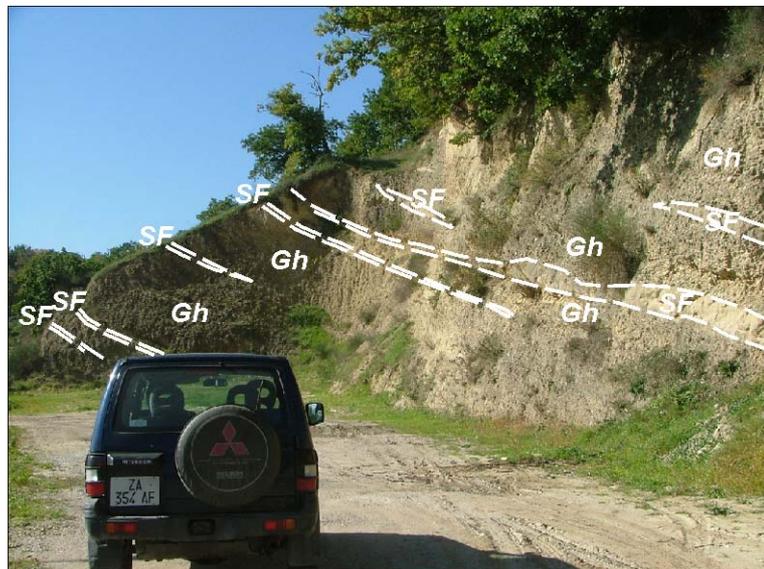


Figura 3.5 – Strati conglomeratici in facies Gh, intervallati da livelli e lenti sabbiose in facies SF (località Mass. Zolli – San Leucio del Sannio).

Ghb – conglomerati in strati orizzontali

Descrizione

Lo spessore degli strati (*beds*) varia da alcuni centimetri a diversi decimetri (5-70 cm circa) e talvolta risulta costituito da una sola fila di clasti.

Gli elementi presentano una selezione medio bassa, sono in prevalenza ciottoli e, più raramente, blocchi, *clast-supported*; di solito mostrano un *fabric* abbastanza disorganizzato nonostante siano a luoghi osservabili chiare embriciature dei clasti. La gradazione di norma è assente, solo occasionalmente si rinvencono intervalli a gradazione normale. I limiti di strato sono generalmente netti, di tipo erosivo, e sono marcati da livelli centimetrici con granulometria più fine (ciottoletti, granuli, sabbie) (fig. 3.6).

Interpretazione

La presenza di clasti di notevoli dimensioni e la scarsa selezione granulometrica indicano flussi con elevata energia, grosso carico idrico e relativamente alta concentrazione di carico solido (fasi di piena?) che tra l'altro si depositava piuttosto rapidamente. Quando il livello ciottoloso è costituito da una sola fila di clasti, la loro messa in posto può essere anche imputata a rielaborazione come carico di fondo canale (es. rotolamento, saltazione etc.).

La stratificazione orizzontale indica che durante la deposizione si è avuta una variabilità degli input sedimentari ed un'accrescimento discontinua (NEMEC & STEEL, 1984).

I conglomerati con stratificazione orizzontale sono interpretati da RUST (1972) come depositi dovuti ad accrescimento e migrazione di barre longitudinali in ambienti di fiume *braided*.

Sezioni di riferimento

- Montecalvo Irpino:
 - località Pretara (fig. 3.32);
- San Leucio del Sannio:
 - località Mass. Zolli (fig. 3.50).

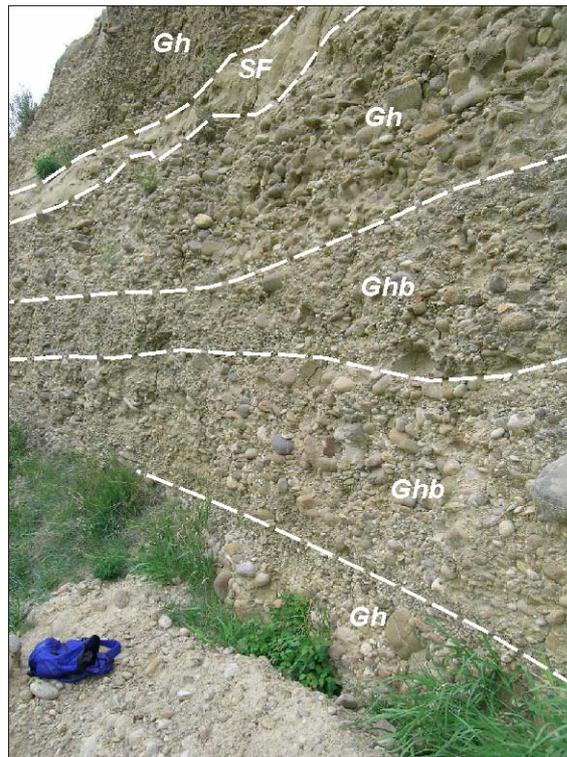


Figura 3.6 – Intervallo conglomeratico con strati marcati da livelli centimetrici a granulometria più fine (facies Ghb) (località Pretara – Montecalvo Irpino).

Gp - Conglomerati a stratificazione incrociata planare

Descrizione

Tale facies è stata rinvenuta chiaramente solo in due località. Si tratta di ciottoli anche di grosse dimensioni, con rari blocchi, eterometrici, talvolta gradati e con matrice sabbiosa; presentano una stratificazione incrociata planare. I pacchi di set (*set packages*), con spessore variabile da pochi decimetri ad oltre 2 metri, sono separati mediante superfici più o meno nette da più sviluppati intervalli di Gh e Ghb o SF (fig. 3.7).

Interpretazione

La scarsa presenza di questa facies in affioramento ne rende difficoltosa l'interpretazione, tuttavia sembra escludersi la possibilità che si riferisca a corsi d'acqua anastomizzati (*wandering river*) che, per quanto poco conosciuti, presentano come dominante l'elemento architettonico LA, (*lateral accretion*; MIAL, 1985) mentre nelle nostre successioni l'elemento GB (*gravel bar*; MIAL, 1985) è quasi esclusivo.

La clinostratificazione osservata sembra compatibile con il tipo “*transverse*” (*transverse gravel bedform*), illustrato nel modello di HEIN e WALKER (1977), sulle modalità di sviluppo delle strutture di fondo ciottolose.

SMITH (1990) riferisce uno dei tre stili di accrezione elaborati, ad associazioni di litofacies Gp, Gh e sabbiosa (*gravel bar*; MIALI, 1985); inoltre, secondo lo stesso lavoro si può mettere in relazione lo spessore del pacco di set cliniformi con la profondità dei canali *braided*. Infine, data la rara presenza di queste facies non si può escludere che rappresentino soltanto un contesto di locale approfondimento della rete drenante.

Sezioni di riferimento

- Montecalvo Irpino:
 - località Breccie (fig. 3.33);
- San Leucio del Sannio:
 - località S. Marcello (fig. 3.49).

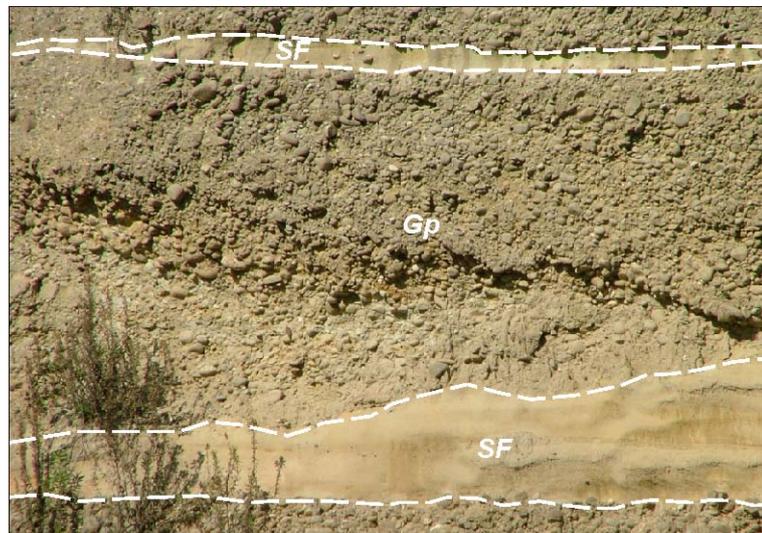


Figura 3.7 – Intervallo conglomeratico a stratificazione incrociata planare (facies Gp) (località San Marcello – San Leucio del Sannio).

Gfo – conglomerati stratoidi

Descrizione

I conglomerati sono organizzati in corpi stratoidi con buona persistenza laterale e spessori variabili da pochi centimetri a qualche metro; presentano

elementi ben arrotondati con forme da subsferiche a discoidali. Nelle esposizioni rinvenute si osserva una buona selezione granulometrica in almeno due mode: una più frequente di 3-10 cm (ciottoli medio-grossolani) e l'altra di 0,2-3 cm (da granuli a ciottoli medi); gli stessi ciottoli medio-grossolani presentano, talvolta, una caratteristica embriciatura “liscata” (fig. 3.8). Raramente le dimensioni superano i 20 cm.

La matrice è sabbioso-microconglomeratica e la cementazione è discreta.

Le tracce ed i resti di organismi marini costieri sono frequenti e ben evidenti: sono presenti ciottoli con fori dovuti all'attività di organismi litofagi (*Lithophaga*) (fig. 3.9) e frammenti di gusci di macrofossili. A luoghi i ciottoli, ben elaborati e ben selezionati, si presentano chiaramente organizzati in strati orizzontali dallo spessore di qualche dm; sempre piuttosto diffuso è il detrito conchigliare.

Interpretazione

Seguendo BLUCK (1967), i ciottoli disposti a “lisca di pesce”, che caratterizzano la taglia maggiore, si possono ascrivere alla *imbricate zone*, dove era importante l'azione di *backwash*; la moda più piccola, invece, si può riferire alla porzione di *infill zone*, rivolta verso mare, rispetto alla più arretrata *imbricate zone*. La forte influenza marina è testimoniata, inoltre, dal popolamento di organismi epi- ed in-faunali. L'ambiente è di mare basso, intertidale o poco al disotto del limite della bassa marea.

I ciottoli in strati orizzontali, localmente presenti, sono riferibili agli *horizontal stratified foreshore gravels* (cfr. MASSARI & PAREA, 1988) e possono essere messi in relazione con più estesi corpi conglomeratici accumulatisi sulla adiacente piana costiera (CIARCIA & TORRE, 1996).

Sezioni di riferimento

- Montecalvo Irpino
 - località Lame (fig. 3.31); località Casato De Marco (fig. 3.37); località Masseria Striscie (fig. 3.38); località Marinella (fig. 3.39); località Tressanti (fig. 3.40).



Figura 3.8 – Ciottoli ben arrotondati, di forma subsferica o discoidale, con ben evidente la doppia embriciatura dei clasti (facies Gfo) (località Marinella – Montecalvo Irpino).



Figura 3.9 – Ciottoli con fori di *Lithophaga* (facies Gfo) (località Marinella – Montecalvo Irpino).

SF Eterolitica – Sabbie e silt massive o con laminazione orizzontale

Descrizione

Sono depositi che si rinvencono in strati, lingue o lenti, di spessore variabile da pochi centimetri fino al metro, con litotipi variamente alternati tra loro. Le sabbie, spesso a grana media, ed il silt sono generalmente massivi ma talvolta con evidenza di stratificazione orizzontale e raramente gradati (fig. 3.10).

Raramente si rinvengono piccole ripples; sono di frequente osservabili numerosi frustoli vegetali e resti carboniosi di varia natura.

Interpretazione

La presenza di un assemblaggio eterolitico indica una deposizione ad opera di correnti, piuttosto deboli, con competenza che variava rapidamente; comunque, il regime energetico doveva essere governato da flussi con grosso carico idrico. Questa litofacies si può ritenere indicativa di episodi di esondazione (*overbank*) ma, soprattutto in presenza di gradazione, anche rappresentativa di fasi energetiche calanti (es. code di eventi di piena).

Sezioni di riferimento

- Montecalvo Irpino
 - località Pretara (fig. 3.32); località Breccie (fig. 3.33);
- San Leucio del Sannio:
 - località S. Marcello (fig. 3.49); località Mass. Zolli (fig. 3.50); località Maccabei (fig. 3.51).

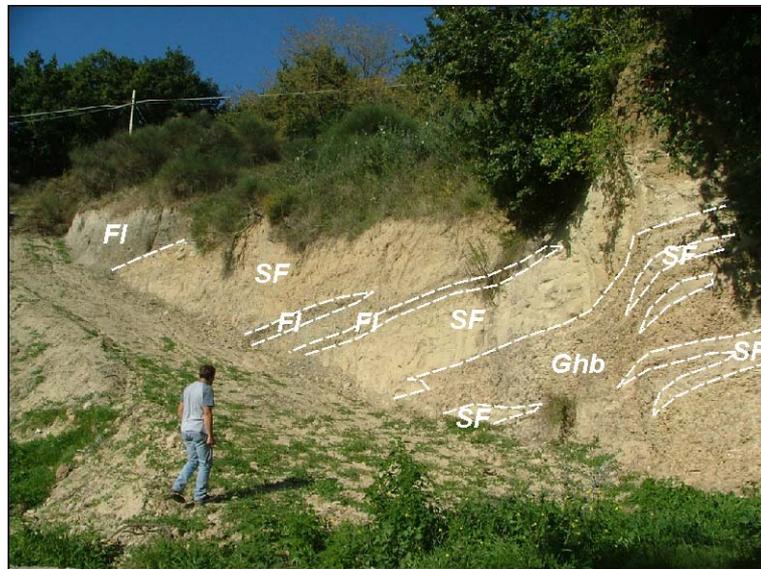


Figura 3.10 – Intervalli sabbiosi in facies SF (località Mass. Zolli – San Leucio del Sannio).

Sp – Sabbie a stratificazione incrociata planare

Descrizione

Si tratta di sabbie da fini a grossolane, talvolta con ciottolotti allineati, organizzati in corpi cuneiformi asimmetrici; presentano laminazione incrociata planare con inclinazioni variabili fino a 35° circa; più raramente si rinviene la *trough crossbedding*; spesso si alternano lingue e lenti ciottolose in facies *Gp* e i corpi sedimentari assumono geometria sigmoidale (fig. 3.11).

Interpretazione

Si tratta di depositi sabbiosi che possono essere interpretati come cunei sabbiosi (*sand wedge*), che si formano lateralmente alle barre trasversali (ORI, 1988), oppure come corpi che si accumulano, durante le fasi calanti delle piene, all'apice sottocorrente delle barre longitudinali ghiaiose, con *foresets* paralleli a quelli che caratterizzano la barra ciottolosa.

Sezioni di riferimento

- Montecalvo Irpino
 - località Breccie (fig. 3.33);
- San Leucio del Sannio:
 - località S. Marcello (fig. 3.49).

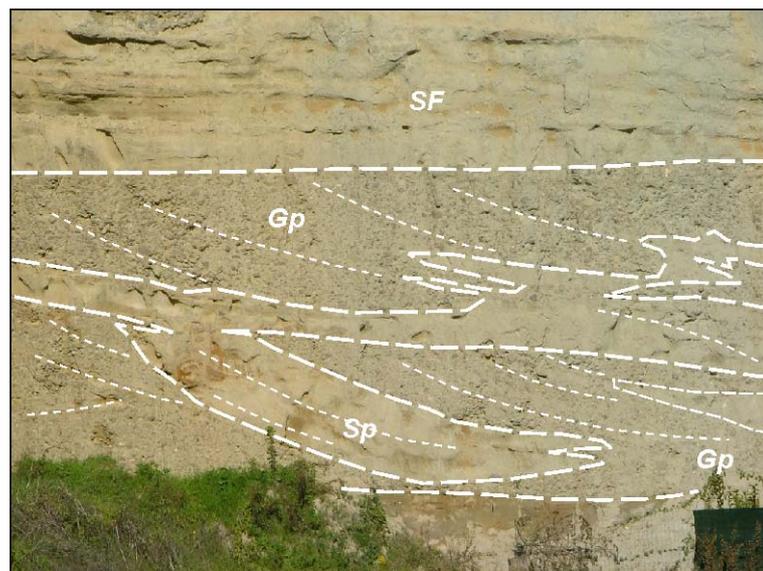


Figura 3.11 – Intervallo con alternanza di livelli e lenti ciottolose (facies *Gp*) e sabbiose (facies *Sp*) (località San Marcello – San Leucio del Sannio).

Swf Eterolitica – Sabbie, argille siltose ed argille, massivi o con accenni di laminazione orizzontale

Descrizione

Si tratta di sabbie quarzoso-litiche, giallastre, a grana media e con apparente aspetto massivo ma occasionalmente con “fantasmi” di *tabular-cross-lamination* in alcuni *set*. Occasionalmente le sabbie sono alternate ad argille siltose ed argille grigio-brunastre in straterelli orizzontali e mal definiti; i singoli eventi deposizionali, variabili entro il decimetro, evolvono dal basso, con più o meno evidente *fining up*, da sabbie medie con abbondanti resti di molluschi ad argille scure con faune oligotipiche (prevalentemente gasteropodi turricolati con dimensioni max di 5mm) e frammenti vegetali. Nelle argille sono state rinvenute incrostazioni carbonatiche centimetriche e diffusi cristalli di gesso anche con dimensioni di 3-4 centimetri.

Interpretazione

I caratteri del deposito inducono a considerare questi sedimenti come accumulati in un ambiente di *backshore* fino al settore dei *ponds*, relativamente estesi e di transizione ad una vera e propria laguna, assimilabile a quello descritto nei *washover fan sands* da SCHWARTZ (1982).

L'aspetto generalmente massivo dei depositi sabbiosi può essere indicativo di condizioni di flusso che generano depositi analoghi ai *grain-flows* osservati nella sedimentazione di *beach backwash* da CLIFTON (1969). Le poco evidenti clinostratificazioni dei *foreset* occasionalmente rinvenuti potrebbero essere riferite a *microdelta* originatisi in corrispondenza dei *ponds* (SCHWARTZ, 1982).

Le porzioni argillose evidenziano fasi di relativa calma energetica alternate all'attività di tempeste. La salinità delle acque doveva subire forti variazioni, giungendo fino a condizioni di saturazione e di precipitazione dei sali, come testimoniato dalle croste carbonatiche e dai cristalli di gesso.

Sezioni di riferimento

- Montecalvo Irpino
 - località Fosso del Vallo (fig. 3.35); località S. Andrea (fig. 3.36).

Sfo – sabbie a geometria planare

Descrizione

Sono sabbie giallastre di composizione quarzo-feldspatica (BARONE *et alii*, 2002), di granulometria medio-fine e con buona classazione.

I limiti dei singoli corpi sedimentari non risultano sempre evidenti così come non sempre è visibile la laminazione piano parallela; risulta spesso osservabile, invece, la laminazione incrociata a basso angolo; talvolta sono visibili set cuneiformi (fig. 3.12).

Si rinvencono abbondanti gusci di bivalvi (Pectinidi, Carditi, etc), talvolta con ancora attaccati gusci di balanidi (fig. 3.13).

Interpretazione

I caratteri dominanti del deposito (alto grado di selezione granulometrica, tipo di strutture sedimentarie, ecc.) concordano con lavori di carattere metodologico su depositi riferibili ad ambienti di *foreshore* (REINSON, 1992; READING & COLLINSON, 1996); inoltre, risultano congruenti con studi effettuati sulle successioni caratteristiche del Paleo-Adriatico durante il Pleistocene e discusse in AMOROSI *et alii* (1998). Infine, si fa notare che la presenza di gusci di balanidi è ritenuta rappresentativa di ambiente intertidale.

Sezioni di riferimento

- Montecalvo Irpino
 - località Stazione (fig. 3.24); località Ripa delle Bafanelle (fig. 3.27); località Lame (fig. 3.31); località Casato DeMarco (fig. 3.37); località Masseria Striscie (fig. 3.38); località Tressanti (fig. 3.40);
- Apice
 - località Masseria La Verde (fig. 3.42); località Fontane Pozzagre (fig. 3.47).



Figura 3.12 – Intervallo sabbioso a stratificazione cuneiforme (facies Ssh) (località Fontane Pozzagre - Apice).



Figura 3.13 – Valva di pectinide con attaccati gusci di balanidi (località Montecalvo Irpino).

Ssh – sabbia con trough cross stratification

Descrizione

Sabbie con composizione quarzo-feldspatica (BARONE *et alii*, 2002), granulometria variabile e scarsamente cernite. Si osserva la *trough cross stratification* a media scala (fig. 3.14) e talvolta i singoli eventi sono chiaramente separati da abbondante tritume conchiliare.

Al passaggio con i depositi di *foreshore*, si rinvengono talora livelli fangoso-siltosi, a volte con *clay-balls*. Questi orizzonti si sviluppano su superfici irregolari e con spessori variabili entro pochi centimetri.

I pacchi di set sono generalmente troncati e talora separati dall'evento successivo da abbondante tritume conchiliare. Le strutture sedimentarie primarie sono spesso distrutte da una bioturbazione invasiva.

Interpretazione

La *trough cross stratification* si realizza in *bar and trough system* e/o in *rip channels*, al di sotto del limite inferiore della bassa marea per azione di *longshore currents* o del moto ondoso. Tali *longshore trough* si sviluppano tra il limite inferiore della battigia e la prima barra sommersa, in spiagge attuali dell'alto Adriatico (CAROBENE & BRAMBATI, 1975.).

L'orientazione opposta dei *foreset lamination* delle *megaripples* (simile alle strutture *herringbone cross-bedding*), può essere spiegata con una migrazione litorale dovuta a variazioni delle condizioni energetiche, e successiva troncatura per azione erosiva durante le tempeste, in una fascia al limite tra la battigia e la *upper shoreface* (CLIFTON *et alii*, 1971) o all'interazione tra *longshore currents* e moto ondoso nella *surf zone* (MC CUBBIN, 1982). In particolare, le sabbie relativamente più grossolane, di *shoreface* superiore, sono caratterizzate localmente anche da un'alternanza di livelli ghiaiosi e sabbiosi, definibili come "cicli di tempesta". Invece, i depositi sabbiosi che presentano laminazione orizzontale potrebbero essere riferiti ad un ambiente di *shoreface* inferiore; spesso si vengono a formare in piccole depressioni lenti di materiale più grossolano, come ciottoli o frammenti di gusci di molluschi, trasportati dalle correnti di risucchio, rafforzate durante i periodi con condizioni energetiche più elevate (es. tempeste).

In letteratura i caratteri delle sabbie di *shoreface* di molti depositi antichi, risultano suddivise in tre settori: *upper, middle and lower*; su questa tripartizione, però, CLIFTON (2000) riferisce che ciò è possibile soltanto per la *upper shoreface*, in assenza di depositi ciottolosi.

Il rinvenimento di isolate ripples simmetriche si può imputare all'azione del moto ondoso (*symmetric wave ripples layers*, KOMAR, 1974), anche se

testimoniano sollecitazioni sporadiche, mentre appaiono più verosimili condizioni di tranquillità dell'ambiente probabilmente in prossimità della transizione all'*offshore*. L'occasionale accumulo di resti vegetali di provenienza subaerea è avvenuto in localizzate situazioni di calma energetica ed indica la prossimità delle aree continentali.

Sezioni di riferimento

- Montecalvo Irpino
 - località Stazione (fig. 3.24); località Vallo (fig. 3.25); località Merze S. Maria (fig. 3.26); località Ripa delle Bafanelle (fig. 3.27); località Lama (fig. 3.31); località Casato DeMarco (fig. 3.37); località Masseria Striscie (fig. 3.38); località Tressanti (fig. 3.40);
- Apice
 - località Masseria La Verde (fig. 3.42); alveo f. Miscano (fig. 3.43); località Tignano (fig. 3.46); località Fontane Pozzagre (fig. 3.47).



Figura 3.14 – Sabbie con trough cross stratification (facies Ssh) (località Mass. Striscie - Montecalvo Irpino).

St1 – sabbie torbiditiche

Descrizione

Si tratta di intervalli costituiti da arenarie a grana medio-fine ma anche grossolana, di colore giallo chiaro con intercalazioni di siltiti argillose, argille marnose ed argille sabbiose grigiastre; di solito, si rinvengono alternati ad intervalli, più o meno potenti, di siltiti argillose, argille marnose ed argille sabbiose grigiastre; gli strati sono di dimensioni variabili e presentano talvolta controimpronte di fondo; talvolta sono riconoscibili porzioni della sequenza di Bouma o set cuneiformi (fig. 3.15).

Interpretazione

I caratteri di questi depositi fanno pensare a lobi arenacei (*Flood-generated shelfal sandstone lobe*) riferibili ai *fluvio-turbidite systems* di MUTTI *et alii* (1996; 1999); è ipotizzabile lo sviluppo di sistemi fluvio-deltizi dominati da piene catastrofiche legate probabilmente a flussi iperpicnali (*flood-dominated fluvio-deltaic system, sensu* MUTTI *et alii*, 1996; 1999).

Purtroppo, questi depositi risultano d'inquadramento problematico perché non si ha evidenza di altre associazioni di facies (o elementi deposizionali, *sensu* MUTTI *et alii*, 1996) utili alla ricostruzione dell'intero sistema deposizionale di riferimento.

Sezioni di riferimento

- Apice
 - alveo f. Miscano (fig. 3.43).

sl - slumping

Descrizione

Alternanza di strati sabbioso-pelitici a diversa competenza piegati in modo disarmonico ma con rapporti tra i litotipi coinvolti ancora riconoscibili (fig. 3.16).

Interpretazione

Si tratta di paleofrane sottomarine avvenute quando il deposito non era ancora completamente diagenizzato.

Sezioni di riferimento

- Montecalvo Irpino
 - località Tressanti (fig. 3.40).



Figura 3.15 – Intervallo torbiditico (facies St1) (alveo fiume Miscano, località Tignano - Apice).



Figura 3.16 – Intervallo sabbioso piegato in modo disarmonico (facies sl) (località Tressanti – Montecalvo Irpino).

Fl – Argille e argille siltose con laminazione orizzontale

Descrizione

Il deposito è costituito prevalentemente da alternanze di livelli e lenti di argille, argille siltose e siltiti di colorazione grigio-scuro (fig. 3.10); frequente laminazione parallela, mentre è più rara la presenza di piccole ripples. All'interno del deposito sono di frequente osservabili numerosi frustoli vegetali e resti carboniosi di varia natura (fig. 3.17). Lo spessore è molto variabile da pochi centimetri a qualche decimetro ed anche la continuità laterale del deposito è molto vario.

Interpretazione

I caratteri di questi depositi sono coerenti con ambienti a bassa energia, quali le piane di esondazione, ove l'acqua arriva attraverso i canali di rotta durante le piene e vi ristagna nella fasi calanti; la velocità dei flussi è talmente debole a causa della bassa profondità e la presenza di eventuale vegetazione da permettere la decantazione del materiale più fine; piccole strutture trattive si rinvengono lungo i canali di rotta (*crevasse*); frequentemente le strutture vengono distrutte da bioturbazione o dagli apparati radicali della vegetazione presente nella piana. In caso di ristagni prolungati possono svilupparsi negli specchi d'acqua anche ostracofaune di ambiente dulcicolo e piccoli molluschi. Queste facies possono rappresentare anche il riempimento di canali abbandonati, ove l'acqua ristagnante permette la decantazione delle argille, che formano corpi lenticolari, che però hanno un potenziale di preservazione molto basso, poiché vengono frequentemente distrutti dalle piene successive. Questa litofacies si può ritenere indicativa quindi di episodi di esondazione (*overbank*) o di riempimento di canali abbandonati.

Sezioni di riferimento

- San Leucio del Sannio
 - località Mass. Zolli (fig. 3.50); località Maccabei (fig. 3.51).



Figura 3.17 – Residui carboniosi in un intervallo argilloso in facies Fl (località Mass. Zolli – San Leucio del Sannio).

Flg – Argille scure con materiale vegetale e faune oligotipiche

Descrizione

Argille ed argille marnose, argille siltose di colore scuro, grigio, giallastre per alterazione, prive di strutture sedimentarie, in straterelli orizzontali mal definiti; sono diffuse ostracofaune di ambiente salmastro (BARRA *et alii*, 1998a; 1998b; AIELLO *et alii*, 2005).

Sono molto abbondanti faune oligotipiche, con individui di lamellibranchi spesso con entrambe le valve e gusci di gasteropodi turricolati (fig. 3.18).

Interpretazione

L'insieme dei caratteri è coerente con un ambiente di deposizione lagunare, con sedimentazione pelitica in condizioni di calma energetica, nel quale si potevano verificare forti variazioni nelle condizioni della salinità (BARNES, 1980; WARD & ASHLEY, 1989). Anche la presenza di orizzonti cineritici testimonia le generali condizioni di tranquillità dell'ambiente.

Sezioni di riferimento

- Montecalvo Irpino
 - località Fosso del Vallo (fig. 3.35); località S. Andrea (fig. 3.36).



Figura 3.18 – Faune oligotipiche, con individui di lamellibranchi talvolta con entrambe le valve, in un intervallo argilloso (facies Flg) (località Fosso del Vallo – Montecalvo Irpino).

Fsh Eterolitica – Argille siltose, argille e sabbie

Descrizione

Argille siltose ed argille grigio-verdi, con rare intercalazioni di sabbie fini giallastre organizzate in sottili livelli orizzontali (con spessore di 0.1-5 cm). Si riconoscono raramente ma quando ciò accade avviene in prossimità del passaggio ai contigui depositi di *foreshore*. Diffusi i resti di organismi marini.

Interpretazione

Questi livelli pelitici possono depositarsi in condizioni protette (es. sul fondo di *longshore trough*) per precipitazione da sospensione del materiale fine al termine di un evento di alta energia (MASSARI, 1988).

Sezioni di riferimento

- Montecalvo Irpino
 - località Stazione (fig. 3.24); località Casato DeMarco (fig. 3.37); località Tressanti (fig. 3.40);
- Apice
 - località Masseria La Verde (fig. 3.42); alveo f. Miscano (fig. 3.43); località Tignano (fig. 3.46); località Fontane Pozzagre (fig. 3.47).

Fof – argille grigiastre amalgamate o a stratificazione orizzontale

Descrizione

Si tratta di argille e argille siltose di colore grigio-cenere o grigio-azzurro, per lo più marnose, che si presentano amalgamate oppure a stratificazione orizzontale, spesso a frattura concoide e con spessori degli strati di pochi decimetri; sono frequenti intercalazioni di livelli di sabbie competenti a laminazione piano-parallela ben evidente. Sono molto abbondanti i macrofossili tra cui si riconoscono echinidi, coralli, scafopodi, gasteropodi, piccoli lamellibranchi dal guscio sottile, piste di limivori.

Interpretazione

Le peliti rappresentano il deposito di un ambiente di piattaforma neritica, relativamente lontana dalla costa, con una buona produttività di organismi. I caratteri sedimentari sembrano indicare una deposizione in un ambiente a bassa energia, normalmente al di sotto del livello di base delle onde, come testimonia anche l'intensa attività degli organismi fossatori. I livelli sabbioso-siltosi intercalati nelle peliti vengono interpretati come sedimentazione conseguente all'attività di tempeste o di piene fluviali. Anche l'accumulo di gusci di ostreidi probabilmente è generato da sporadiche correnti trattive, anche se l'integrità dei gusci indica un trasporto per distanze molto limitate. L'interpretazione delle associazioni a foraminiferi bentonici in termini paleobatimetrici non è semplice, sia perché la distribuzione dei foraminiferi bentonici è governata dall'interazione di batimetria, fattori trofici ed edafici (DE RIJK *et alii*, 1999) sia per la natura delle associazioni rinvenute, caratterizzate dalla presenza contemporanea di *taxa* tipici di ambienti differenti. Tuttavia in linea generale le associazioni rinvenute sembrano riconducibili ad ambienti variabili tra l'infralittorale ed il circolittorale esterno o batiale superiore.

Sezioni di riferimento

- Montecalvo Irpino
 - località Vallo (fig. 3.25); località Merze S. Maria (fig. 3.26);
- Apice
 - alveo f. Miscano (fig. 3.43); località Tignano (fig. 3.46).

Ruditi	
Gcm*	Conglomerati poligenici massivi, con granulometria variabile dai ciottolotti ai blocchi (da <i>very coarse pebbles</i> a <i>medium boulders</i>), <i>clast-supported</i> con matrice pelitica arrossata.
Gh*	Conglomerati poligenici <i>clast-supported</i> mal gradati con matrice sabbioso-pelitica, con accenni di stratificazione orizzontale in strati pluridecimetrici e metrici; embriciature dei clasti, che sono in genere rappresentati da ciottolotti e ciottoli (da <i>coarse pebbles</i> a <i>coarse cobbles</i>); base erosiva.
Ghb	Conglomerati poligenici <i>clast-supported</i> con matrice sabbioso-pelitica, in strati orizzontali da sottili a spessi; gradazione assente, raramente normale; embriciature dei clasti; base erosiva.
Gp*	Conglomerati poligenici con ciottoli eterometrici, talvolta gradati e con matrice sabbiosa; presentano evidenti clinostratificazioni. I pacchi di set (<i>set packages</i>), con spessore variabile da pochi decimetri ad oltre 2 metri, sono separati mediante superfici più o meno nette.
Gfo	Conglomerati stratoidi con buona persistenza laterale e spessori variabili; elementi ben arrotondati da subsferici a discoidali. La matrice è sabbioso-microconglomeratica e la cementazione è discreta. I ciottoli, ben elaborati e ben selezionati, localmente bimodali (da <i>pebbles</i> a <i>cobbles</i>), presentano fori di <i>Lithophaga</i> ; diffuso è il detrito conchigliare.
Areniti	
Sp*	Sabbia a grana da fine a grossolana con laminazione incrociata planare; più raramente si rinviene la <i>trough crossbedding</i> .
SF <i>Eterolitica</i>	Sabbie e silt massivi o con laminazione orizzontale in strati, lingue o lenti, di spessore variabile, con litotipi variamente alternati tra loro; presenza di frustoli vegetali e resti carboniosi di varia natura.
Swf <i>Eterolitica</i>	Sabbie, argille siltose ed argille, massivi o con accenni di laminazione orizzontale; incrostazioni carbonatiche centimetriche e diffusi cristalli di gesso anche con dimensioni di 3-4 centimetri; resti di molluschi, talvolta oligotipici (prevalentemente turricolati), e frammenti vegetali.
Sfo	Sabbie giallastre, spesso bioclastiche, a granulometria medio-fine e geometria planare; si osserva la stratificazione orizzontale e laminazione incrociata a basso angolo; sono diffusi gusci di bivalvi (<i>Pectinidi</i> , <i>Carditi</i> , etc) e balanidi.
Ssh	Sabbie quarzofeldspatiche con granulometria variabile e scarsamente cernite. Si osserva la <i>trough cross stratification</i> e talvolta i singoli eventi sono chiaramente separati da abbondante tritume conchigliare. Presenza di <i>clay-balls</i> . Rari livelli con isolate ripples simmetriche mentre sono diffusi quelli contenenti abbondanti resti vegetali. Rare HCS amalgamate. Le strutture sedimentarie primarie sono spesso distrutte da una bioturbazione invasiva. A luoghi sono osservabili, numerose strutture biogene a sviluppo verticale tipo <i>skolitos</i> .
Stl	Sabbie a grana variabile, da media a fine, normalmente gradate e con laminazione piano-parallela, incrociata e convoluta; subordinatamente argille siltose ed argille a laminazione piano-parallela o amalgamate; presenza di clasti pelitici, piste di organismi; sabbie massive a grana variabile in strati e banchi di diverse dimensioni.
sl	Alternanza di strati sabbioso-pelitici a diversa competenza piegati in modo disarmonico ma con rapporti tra i litotipi coinvolti ancora riconoscibili.
Peliti	
Fl*	Alternanze di livelletti di sabbie fini, siltiti e argille, a laminazione parallela o con piccole ripples; abbondanti frustoli vegetali e resti carboniosi di varia natura.
Flg	Argille ed argille marnose e siltose nerastre in straterelli orizzontali; faune salmastre oligotipiche. Abbondante materiale vegetale, a luoghi con impronte di foglie. Localmente cristalli di gesso.
Fsh <i>Eterolitica</i>	Argille siltose ed argille grigio-verdi, con rare intercalazioni di sabbie fini giallastre organizzate in sottili livelli orizzontali. Si rinvengono al passaggio <i>foreshore/shoreface</i> . Diffusi i resti di organismi marini.
Fof	Argille ed argille siltose grigio cenere a stratificazione orizzontale o amalgamata. Piccoli lamellibranchi a guscio sottile. Sabbie e sabbie-siltose giallastre a stratificazione orizzontale. Tracce di attività biologica.

Tabella 3.1 – Tabella riassuntiva delle principali facies riconosciute (* Miall's code (1996))

- Associazioni di facies

L'analisi delle facies sedimentarie ha fornito un quadro dei principali processi deposizionali che interessavano i terreni sedimentatisi nel bacino di Ariano-Benevento. I depositi esaminati, di ambiente alluvionale, transizionale e marino, sono stati ordinati in otto associazioni di facies, distribuite dalle aree sorgenti verso i depocentri del bacino (fig. 3.19): piana alluvionale (*alluvial plain & flood plain*), retrospiaggia (*backshore*), spiaggia (*foreshore-shoreface*), laguna, delta (*delta front*), piattaforma neritica (*shelf*) e scarpata (*slope*).

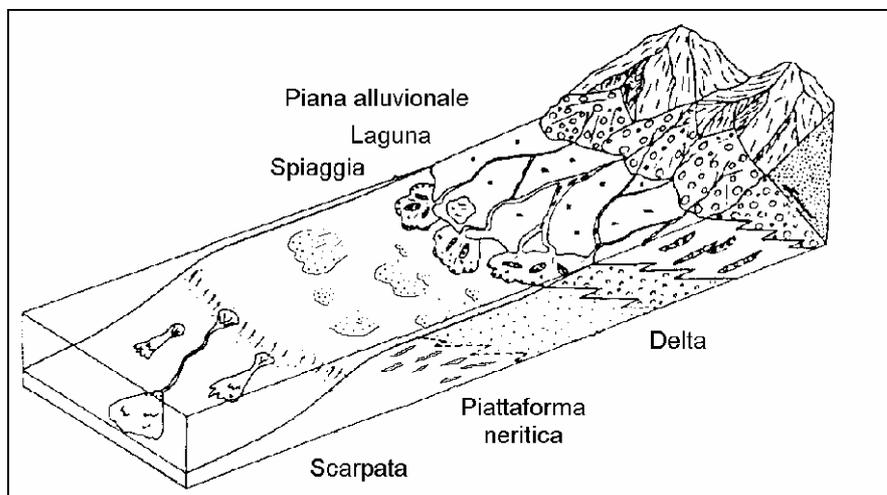


Figura 3.19 - Modello relativo alla distribuzione dei principali contesti deposizionali nell'ambito del Bacino di Ariano-Benevento (modificato da RASMUSSEN, 2000).

Associazioni di facies di piana alluvionale costiera

In questa sezione sono discusse due associazioni di facies, una dominante e l'altra nettamente subordinata, rappresentate rispettivamente da conglomerati giallo-brunastri (**A2**, associazione di facies a conglomerati alluvionali canalizzati) e da sabbie giallastre e peliti grigie (**A2a**, associazione di facies di piana d'inondazione).

Nell'associazione di facies a conglomerati alluvionali canalizzati (**A2**), la facies dominante è la *Gh*; rara la facies *Ghb*.

Le facies *SF* e *Fl*, con geometria spesso lentiforme, governano l'associazione di facies di piana d'inondazione (**A2a**) e sono più frequente nei settori distali.

I flussi idrici che agivano in questi contesti erano confinati in canali a bassa sinuosità di solito ampi e poco profondi (*shallow gravel braided*, MIALL, 1985, 1996) (fig. 3. 20). Occasionalmente sono state rinvenute evidenze di canali con maggiore profondità. L'accumulo avveniva attraverso l'accrezione e la migrazione di barre longitudinali (MIALL, 1977; 1978; RUST, 1978) e straordinariamente di barre trasversali (HEIN & WALKER, 1977). Soltanto eccezionalmente si registravano *debris-flow*. Gli episodi d'erosione (depositi di *overbank*) erano occasionali.

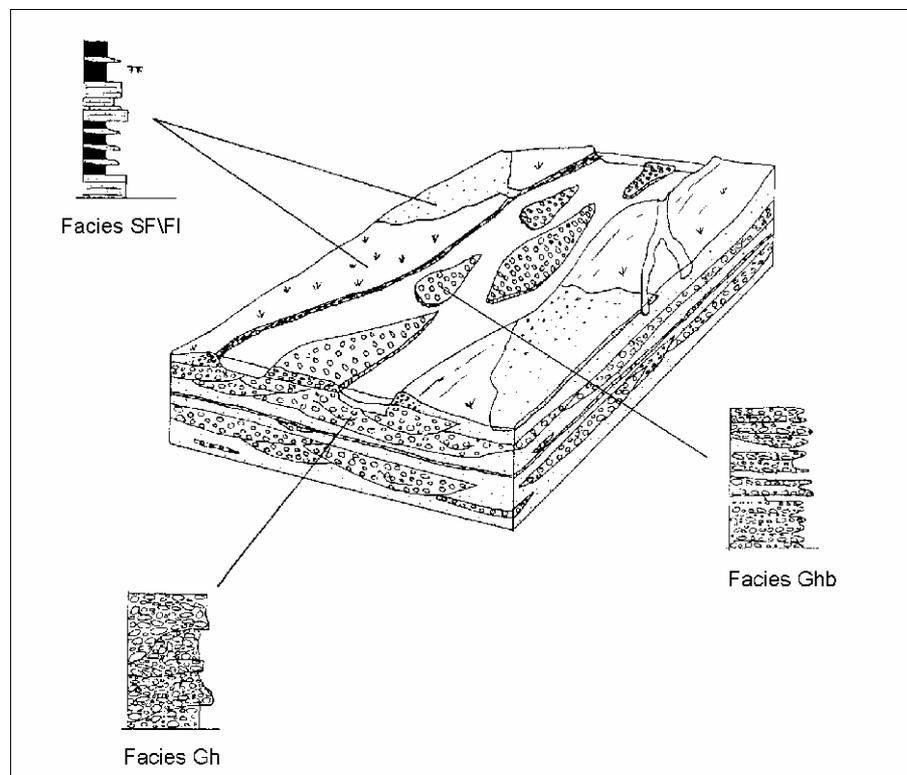


Figura 3.20 – Piana alluvionale costiera: block diagram schematico con rappresentazione delle principali facies (modificato da RASMUSSEN, 2000).

Parte dei depositi canalizzati esaminati, inoltre, potrebbero riferirsi a settori distali di conoidi alluvionali (MIALL, 1996) oppure essere ritenuti esclusivi di ambiente fluviale (BLAIR & MC PHERSON, 1994).

Questa associazione di facies è diffusa sul versante occidentale della dorsale di Montecalvo Irpino, in località Pretara e Breccie, e nei pressi di S. Leucio del Sannio.

Associazioni di facies di retrospiaggia e di spiaggia

Le facies di retrospiaggia rinvenute consentono il raggruppamento in una sola associazione di facies, a dominante sabbioso-argillosa (**AB**), che, tra l'altro, appare scarsamente diffusa nelle successioni.

Le facies di spiaggia sono organizzate in due associazioni, una a dominante ciottolosa (**B1**) e l'altra a dominante sabbiosa (**B2**) e si distribuiscono in modo tale che non sempre permettono di definire in modo univoco i vari subambienti che si rinvencono nell'ambiente di spiaggia (fig. 3. 21).

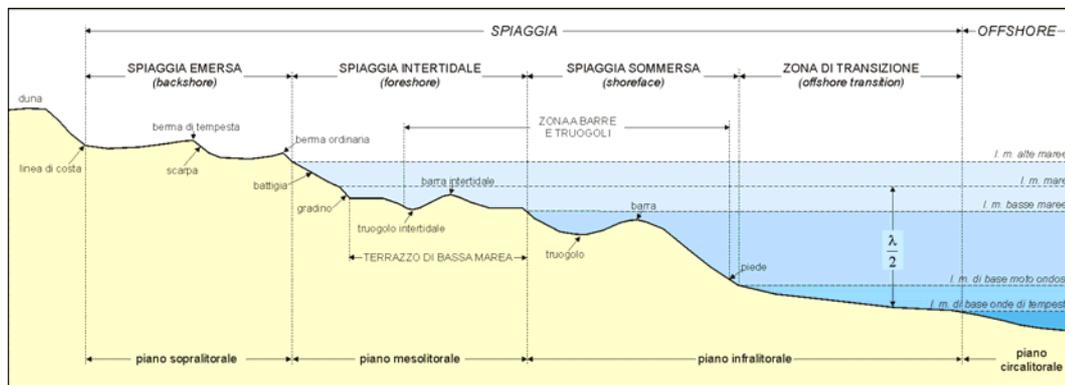


Figura 3.21 – Profilo morfologico di spiagge attuali del Mar Adriatico settentrionale (modificato da CAROBENE & BRAMBATI, 1975).

L'associazione di facies ciottolose **B1** (facies prevalenti *Gfo*) è costituita da alternanze irregolari di ciottoli (in strati di dimensioni variabili), con buona persistenza laterale, talvolta sono presenti più o meno sviluppate facies sabbiose (*Sfo*). La buona persistenza laterale del deposito, la frequenza di ciottoli subsferici e discoidali e il loro alto grado di elaborazione indica che l'accumulo è avvenuto in un ambiente costiero di spiaggia. La diffusa presenza di fori di litodomi sui ciottoli suggerisce inoltre una permanenza dei sedimenti in ambiente intertidale, ma la loro irregolare disposizione nel deposito ne evidenzia un probabile rimaneggiamento in un contesto di spiaggia sommersa o anche di tipo deltizio.

Le facies più diffuse nell'associazione di facies a dominante sabbiosa **B2** sono la *Ssh* e la *Sfo*; a luoghi risulta più o meno sviluppata la facies *Fsh*. La sedimentazione di queste sabbie è avvenuta in una zona costiera con bassi

gradienti, acque poco profonde e relativamente tranquille, come indicato dal diffuso popolamento di organismi epi- ed in-faunali. Le facies sono riferibili a subambienti di *foreshore* e *shoreface*, dove la sedimentazione è fortemente influenzata dal moto ondoso e dalle correnti lungocosta, che rielaborano e distribuiscono i sedimenti provenienti dalla fascia deltizia sul litorale adiacente, e dall'attività di tempeste che rimobilizzano tali depositi. In particolare le sabbie con megaripples sono indicative di un ambiente di *shoreface* superiore (zona a barra e truogolo), dove sono presenti delle alternanze di livelli ghiaiosi e sabbiosi, interpretabili come “cicli di tempesta” (MASSARI, 1988). Invece, i depositi sabbiosi che presentano laminazione piano-parallela sono più caratteristici di un ambiente di *shoreface* inferiore. In quest'ultimo contesto sono localmente presenti lenti di materiale più grossolano, costituito da ciottoli e/o frammenti di gusci di molluschi, probabilmente trasportati più al largo dalle correnti di risucchio, che si formavano durante gli eventi di tempesta. I set cuneiformi a basso angolo, invece, sono caratteristici della zona di battigia, soggetta a spostamenti laterali con le maree e le tempeste e quindi è soggetta ad alternanze di fasi di erosione e di accumulo.

La facies *sl* è rappresentativa di locali paleofrane sottomarine avvenute quando il deposito non era ancora completamente diagenizzato. Le facies con sabbie massive potrebbero essersi prodotte in analoghi ambienti costieri, anche se l'assenza di chiare evidenze di organizzazione interna del deposito (classazione, gradazione, ecc.), il mancato rinvenimento di strutture sedimentarie e la presenza congiunta di associazioni a foraminiferi bentonici tipiche di batimetrie differenti ne rende difficoltosa l'attribuzione.

La buona diffusione e i considerevoli spessori di tali facies giustificerebbero anche un apporto abbondante e costante di sedimento con momenti di sovralimentazione dal bacino di drenaggio subaereo (es. piene fluviali).

Le associazioni di facies di retrospiaggia (**AB**) sono state rinvenute solamente nell'area di Montecalvo Irpino,. In località S. Andrea e Fosso del Vallo; le associazioni di facies di spiaggia ciottolosa (**B1**) sono state rinvenute con maggiore diffusione nell'area di Montecalvo Irpino, mentre nell'area di Apice si

limitano a intervalli poco spessi; le associazioni di facies di spiaggia sabbiosa (B2), infine, sono le più diffuse arealmente sia nell'area di Montecalvo Irpino che di Apice; nell'area di San Leucio del Sannio tutte le associazioni di facies suddette non sono state rinvenute nelle sezioni esaminate.

Associazione di facies deltizie

Si tratta di associazioni di facies prettamente sabbiose (BD), con sabbie a grana medio-grossolana, di colore giallastro che presentano diffuse ed evidenti clinostratificazioni, anche con forti acclività. Tali terreni passano verso il basso a sabbie poco inclinate e, verso l'alto, a sabbie con giacitura suborizzontale, entrambe sottilmente stratificate e ricche di macrofossili; purtroppo, una diffusa copertura vegetale in più punti ne impedisce l'osservazione.

Probabilmente si tratta di una struttura progradazionale legata all'accrescimento frontale di un apparato deltizio e dove le evidenti clinoforni possono rappresentare i *foreset* di tale sistema; si può riferire al modello proposto da NEMEC (1990) per gli *underwater conical deltas* (fig. 3.22).

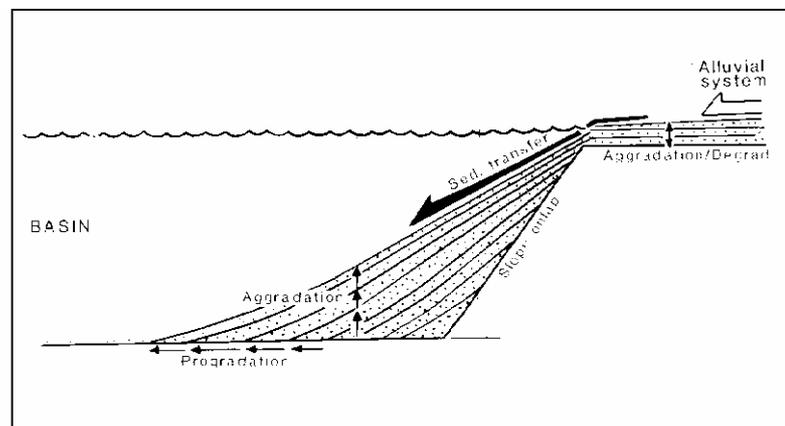


Figura 3.22 - Modello proposto da NEMEC (1990) per gli *underwater conical deltas*.

Inoltre, i caratteri dei depositi di *topset* possono fornire indicazioni sui processi dominanti (fluviali o marini) (COLELLA, 1987; 1988); nel caso di Montecalvo Irpino, il riconoscimento nell'ambito dei *topset* di depositi tabulari di spiaggia può far riferire, pertanto, tale apparato ad un *Wave influenced Gilbert-type System*. Entrambi i modelli ipotizzati prevedono però un'applicazione per

taglie delle dimensioni dei ciottoli ed andrebbero verificati per granulometrie inferiori.

Per tale elemento, purtroppo, a causa della scarsa accessibilità non è stato possibile analizzare i distinti intervalli (es. *bottomset*, *foreset* e *topset*).

Questa associazione di facies è stata rilevata soltanto lungo il fiume Miscano, nei pressi di Montecalvo Irpino, in località Ripa delle Bafanelle.

Associazione di facies di piattaforma neritica e di scarpata

Tali depositi sono organizzati in associazioni prevalentemente sabbioso-pelitiche (C1). Entro la piattaforma neritica, la facies dominante è la *Fof*.

La composizione delle associazioni faunistiche rinvenute potrebbe, in prima istanza, derivare in parte o totalmente da fenomeni di spiazzamento. Questo può essere spiegato ipotizzando una limitata permanenza del sedimento nella fascia costiera, a causa della frequenza degli input sedimentari dal continente che rimaneggiavano anche del materiale "parcheggiato" lungo la costa, trasferendolo in ambiti più distali delle spiagge; in tal modo, i depositi sarebbero connessi ad eventi ad alta energia, con buon potenziale erosivo (es. piene fluviali e/o tempeste) e la loro deposizione ultima deve essere avvenuta rapidamente nell'ambito di una piattaforma neritica, in una fascia batimetrica più esterna alla spiaggia (transizione – *offshore*), dove è attenuata l'influenza dei flussi oscillatori e manca la successiva rimobilizzazione ed organizzazione del sedimento. A tal proposito bisogna tuttavia ricordare che, in condizioni trofiche o edafiche favorevoli, *taxa* relativamente profondi possono estendere la loro distribuzione batimetrica verso fondali bassi.

La buona diffusione e talvolta i considerevoli spessori di tali facies giustificherebbero anche un apporto abbondante e costante di sedimento con momenti di sovralimentazione dal bacino di drenaggio subaereo.

Localmente sono diffuse facies *Stl* in alternanza con le facies *Fof*, permettendo di individuare associazioni di facies di scarpata (C2), soggette a frane sottomarine e correnti di torbida.

Lo schema delle associazioni di facies, e dei corrispondenti ambienti deposizionali, ripreso da lavori di letteratura ed elaborato per le successioni studiate è riportato in tabella 3.2.

Le associazioni di facies di piattaforma neritica (C1) sono piuttosto diffuse sia nell'area di Montecalvo Irpino, che di Apice, mentre quelle di scarpata (C2) sono state rinvenute soltanto in località Tignano (Apice), in una sezione esposta nell'alveo del fiume Miscano.

AMBIENTI ALLUVIONALI	
<i>Associazioni di facies a conglomerati alluvionali canalizzati</i>	
A2 <i>Gh</i> <i>Gcm</i> <i>(Ghb)</i>	La facies dominante è la <i>Gh</i> ; soltanto nella parte prossimale ed intermedia dei sistemi si rinvencono sporadici intervalli di <i>Gcm</i> . Rare facies <i>Ghb</i> . I flussi idrici che agivano in questi contesti erano confinati in canali a bassa sinuosità di solito ampi e poco profondi (<i>shallow gravel braided</i> , MIALL, 1985, 1996). Occasionalmente sono state rinvenute evidenze di canali con maggiore profondità. L'accumulo avveniva attraverso l'accrezione e la migrazione di barre longitudinali (MIALL, 1977; 1978; RUST, 1978) e straordinariamente di barre trasversali (HEIN e WALKER, 1977). Soltanto eccezionalmente si registravano <i>debris-flow</i> .
A2a <i>SF</i> <i>Fl</i>	<i>Associazioni di facies di piana d'inondazione</i> I flussi idrici che agivano in questi contesti erano canalizzati, con occasionali episodi d'erosione (depositi di <i>overbank</i>). La facies <i>SF</i> , spesso con geometria lentiforme, è più frequente nei settori distali.
AMBIENTI DI TRANSIZIONE	
AB <i>Flg</i> <i>Swf</i>	<i>Associazioni di facies sabbioso-argillose</i> Questa associazione di facies si rinviene soltanto nella porzione regressiva del ciclo. La facies <i>Flg</i> risulta spesso l'unica con un certo potenziale di preservazione di questi ambienti di transizione; localmente sono associate sabbie classate di dune eoliche costiere e sabbie e peliti riferibili ai <i>washover fan sands</i> (facies <i>Swf</i>).
B1 <i>Gfo</i>	<i>Associazione di facies ciottolose</i> Tale associazione di facies, costituita da alternanze irregolari di <i>ciottoli</i> (in strati di dimensioni variabili), con buona persistenza laterale, è riferibile ad ambiente di spiaggia emersa (facies <i>Gfo</i>). Frequentemente sono associate a depositi sabbiosi (facies <i>Sfo</i>).
B2 <i>Sfo</i> <i>Ssh</i> <i>Fsh</i>	<i>Associazione di facies a dominante sabbiosa</i> Le facies più diffuse sono sabbiose di spiaggia (<i>Sfo</i> e <i>Ssh</i>); a luoghi risulta più o meno sviluppata la facies <i>Fsh</i> . I meccanismi deposizionali erano generalmente condizionati dall'azione del moto ondoso e di correnti, sia trattive oscillatorie che lungocosta.
BD	<i>Associazione di facies sabbiose a stratificazione variabile</i> Struttura progradazionale appare da accrescimento frontale di un apparato deltizio con <i>foreset</i> riferibili agli <i>underwater conical deltas</i> ma compatibile con un <i>Wave influenced Gilbert-type System</i> ; <i>bottomset</i> e <i>topset</i> poco documentabili.
PIATTAFORMA NERITICA	
C1 <i>Fof</i>	<i>Associazione di facies sabbiose e pelitiche</i> La facies dominante è la <i>Fof</i> localmente alternata con intervalli sabbiosi a laminazione parallela o più raramente con <i>trough cross lamination</i> (facies <i>Ssh</i>).
SCARPATA	
C2 <i>Stl</i>	<i>Associazione di facies ad assemblaggio caotico</i> Diffusa la facies <i>Stl</i> probabilmente connessa all'attività di delta-conoidi, o risultato di correnti di torbida innescatesi lungo le scarpate della piattaforma.

Tabella 3.2 – Tabella riassuntiva delle principali associazioni di facies riconosciute.

3.2. Area di Montecalvo Irpino

Un dettagliato rilevamento geologico nei dintorni dell'abitato di Montecalvo Irpino ha consentito di riconoscere i caratteri fisici delle successioni clastiche plioceniche e di ricostruire le loro variazioni latero-verticali; sono state individuate sul terreno inoltre una serie di sezioni stratigrafico-sedimentologiche di spessore variabile sulle quali effettuare un'analisi delle facies sedimentarie al fine di ricavare un quadro dei principali processi deposizionali che interessavano i terreni di questo settore del Bacino di Ariano-Benevento.

La morfologia dell'area di Montecalvo Irpino è costituita da una serie di dorsali, con altezze medie di 500-600 metri, ad andamento prevalentemente anti-appenninico, incise da profonde valli nelle quali scorrono torrenti effimeri con carattere stagionale; a nord-ovest l'area è delimitata dalla valle del fiume Miscano, che durante le varie fasi di alluvionamento succedutesi nel Quaternario, ha costituito un'ampia piana alluvionale nel fondovalle.

I depositi affioranti sono deformati, in genere, secondo delle blande sinformi ed antiforime con assi orientati grossomodo SW-NE e NW-SE, tagliate da una serie di faglie ad andamento appenninico, il cui riconoscimento è risultato molto difficoltoso considerata la natura stessa dei terreni interessati; al margine nord-ovest dell'area rilevata è ubicato un elemento strutturale di importanza regionale, la linea tettonica Benevento-Buonalbergo, che segna il limite settentrionale di affioramento dei depositi pliocenici di catena (PESCATORE & ORTOLANI, 1973; ORTOLANI, 1974; DI NOCERA *et alii*, 1975; ORTOLANI & TORRE, 1981; ORTOLANI & PAGLIUCA, 1989-90; ORTOLANI & PAGLIUCA, 1992).

3.2.1. Stratigrafia

La successione dei terreni pliocenici affioranti è ascrivibile al *Sintema della Baronina* (CIARCIA *et alii*, 2003) ed è stata suddivisa su base litostratigrafica in 4 membri informali (fig. 3.23); essa poggia con un contatto stratigrafico discordante su depositi pelitici ascrivibili alla parte alta della serie lagonegrese, in affioramento lungo il margine settentrionale dell'area rilevata (tav. 1).

La successione pliocenica rilevata è costituita alla base da un intervallo prevalentemente sabbioso, *membro delle sabbie inferiori* (SB2) (cfr. *membro 2* in CIARCIA *et alii*, 2003), in affioramento lungo il bordo meridionale e quello

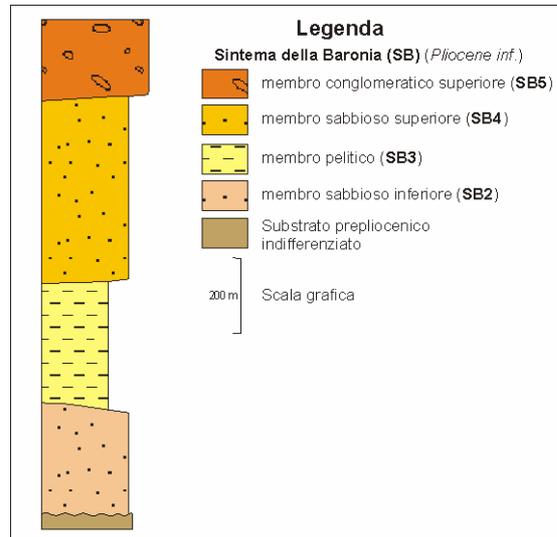


Figura 3.23 – Colonna stratigrafica schematica della successione pliocenica affiorante nell'area di Montecalvo Irpino.

settentrionale dell'area in esame. Si tratta di sabbie giallognole intensamente bioturbate, in strati a luoghi amalgamati, con intercalazioni siltoso-argillose che diventano più frequenti nella porzione superiore di questo membro; lo spessore è di almeno 300 metri.

Il membro sabbioso passa verso l'alto e lateralmente ad una litofacies pelitica, distinta come *membro delle peliti* (SB3) (cfr. *membro 3* in CIARCIA *et alii*, 2003), costituito nella porzione basale da argille, argille siltoso-marnose e siltiti di colore grigio-azzurro, con rari piccoli gusci di molluschi, che affiorano estesamente in località Merze Santa Maria e alla base del vallone a sud-est di Montecalvo Irpino; verso l'alto passano gradualmente a depositi sabbiosi a grana fine, talvolta cementati; la stratificazione risulta assente o parallela planare mal definita ed è accennata una laminazione piano-parallela alla scala millimetrica spesso obliterata dalla bioturbazione; complessivamente raggiungono uno spessore circa 350 metri.

Segue un nuovo intervallo prevalentemente sabbioso, il *membro delle*

sabbie superiori (SB4) (cfr. *membro 4* in CIARCIA *et alii*, 2003), costituito nella parte inferiore da alternanze in strati medi e sottili di sabbie con matrice siltoso-marnosa e di areniti tenere giallastre a grana medio-fine e fine con interstrati di siltiti; nella parte superiore si riconoscono sabbie a grana media e grossa con abbondanti frammenti di gusci e valve intere di ostreidi e pettinidi, con sottili interstrati marnoso-argillosi verdastri e livelletti di ciottoli; questo membro è il più diffuso realmente e presenta uno sviluppo di circa 500 metri.

I depositi psefitici sommitali, distinti come *membro dei conglomerati superiori* (SB5) (cfr. *membro 5* in CIARCIA *et alii*, 2003), poggiano con un contatto transizionale per alternanza sul membro sabbioso. Si tratta di alternanze di ortoconglomerati in banchi con intercalazioni di sabbie compatte ed arenarie tenere (SB5_a), passanti lateralmente e verticalmente a sabbie con lenti di ortoconglomerati e paraconglomerati poligenici a prevalente matrice sabbiosa (SB5_b); questi depositi affiorano prevalentemente nelle zone di cerniera delle sinformi, in particolare in località Pretara e Breccie, a nord-ovest di Montecalvo Irpino. Localmente si rinvencono livelli discontinui di depositi argillosi nerastrati con faune oligotipiche, ascrivibili ad ambienti lagunari, (BARRA *et alii*, 1998a; 1998b; AIELLO *et alii*, 2005) ed orizzonti centimetrici di natura cineritica (SB5_c), che si rinvencono in località Sant'Andrea e Fosso del Vallo. Al top di questo membro si rinvencono conglomerati organizzati in corpi stratoidi con buona persistenza laterale e spessori variabili da pochi centimetri a qualche metro; presentano elementi ben arrotondati con forme da subsferiche a discoidali, con una buona selezione granulometrica in almeno due mode e presenza di fori di litodomi (SB5_d); questa litofacies si rinviene in affioramenti di estensione piuttosto limitata in località Marinella e in località Tressanti. I rapporti tra le varie litofacies è illustrato nello schema dei rapporti stratigrafici in tavola 1; complessivamente questo membro presenta uno spessore di circa 200 metri.

Di seguito vengono descritte le sezioni stratigrafico-sedimentologiche di dettaglio analizzate nell'area in esame.

3.2.1.1. Sezione località Stazione

Nei pressi della Stazione FFSS di Montecalvo Irpino-Buonalbergo affiora in modo discontinuo una successione sabbioso-argillosa potente circa 30 metri (fig. 3.24).

Dal basso affiorano dapprima, per circa 5 metri, sabbie medio-grossolane a stratificazione orizzontale, prive di strutture (facies *Sfo*). Seguono verso l'alto fitte alternanze di argille siltose, argille grigio-verdi (facies *Fsh*) e sabbie fini giallastre (facies *Ssh*) organizzate in sottili livelli orizzontali (con spessore di 5-10 cm) (fig. 3.24 B); sono molto diffusi gusci di lamellibranchi di dimensioni inferiori al centimetro (fig. 3.24 A).

Si tratta di associazioni i facies di transizione B2. I livelli pelitici possono depositarsi in condizioni protette (es. sul fondo di *longshore trough*) per precipitazione da sospensione del materiale fine al termine di un evento di alta energia.

3.2.1.2. Sezione località Vallo

In località Vallo affiora una successione prevalentemente argillosa potente una decina di metri (fig. 3.25).

Si tratta di argille e argille siltose di colore grigio-cenere o grigio-azzurro, che si presentano amalgamate oppure a stratificazione orizzontale, spesso a frattura concoide e con spessori degli strati di pochi decimetri (facies *Fof*); sono frequenti le intercalazioni di livelli di sabbie siltose più competenti (facies *Ssh*) (fig. 3.25 B), in cui si riconoscono *clay balls* di dimensione centimetriche, di forma generalmente schiacciata ed abbondanti residui carboniosi nerastri (fig. 3.25 A).

Si può riconoscere nel complesso un'associazione di facies C1. Le peliti, infatti, rappresentano il deposito di un ambiente di piattaforma neritica, relativamente lontana dalla costa, con una buona produttività di organismi ed anche i caratteri sedimentari sembrano indicare una deposizione in un ambiente a

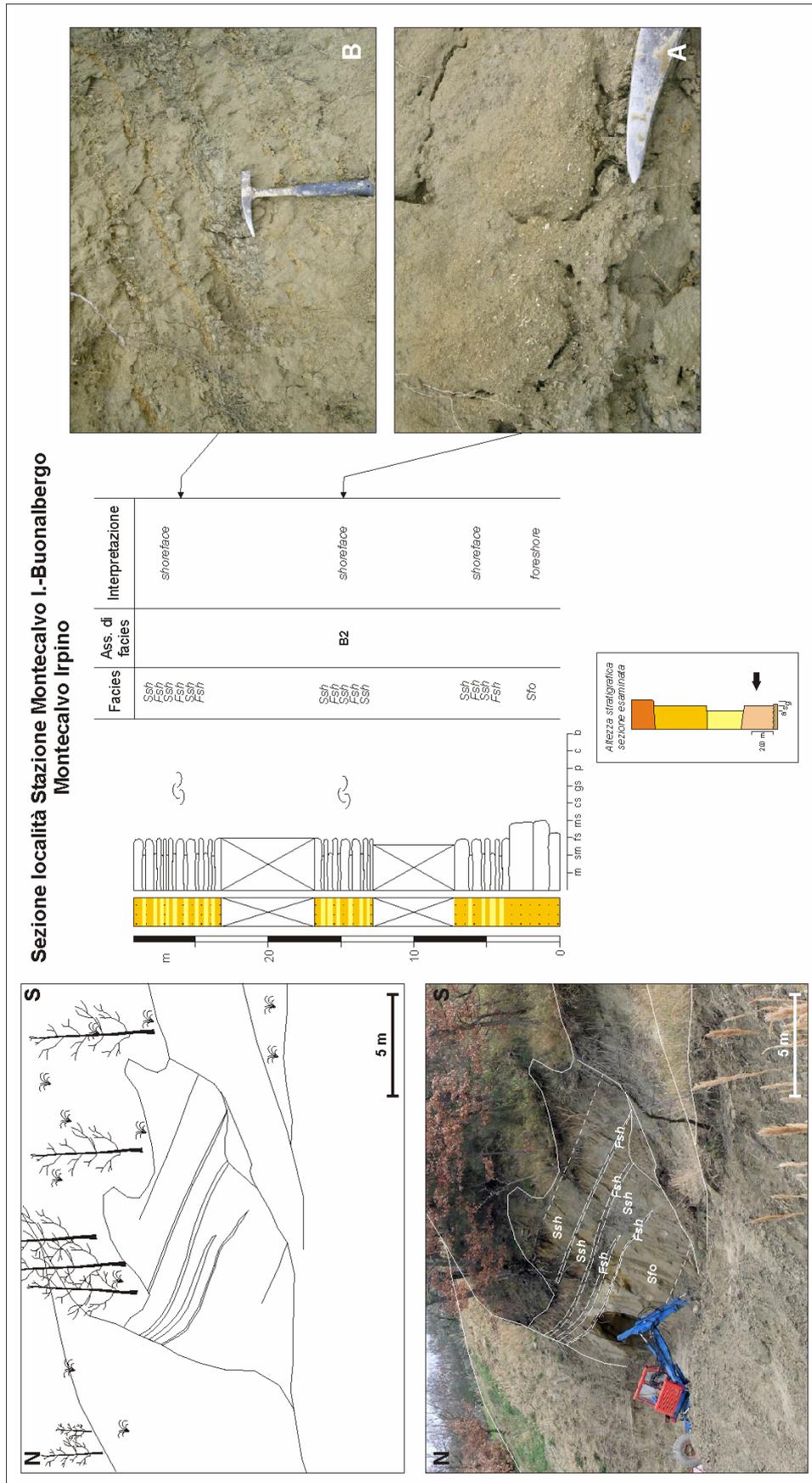


Figura 3.24– Sezione stratigrafica affiorante nei pressi della Stazione FFSS Montecalvo I. – Buonalbergo.

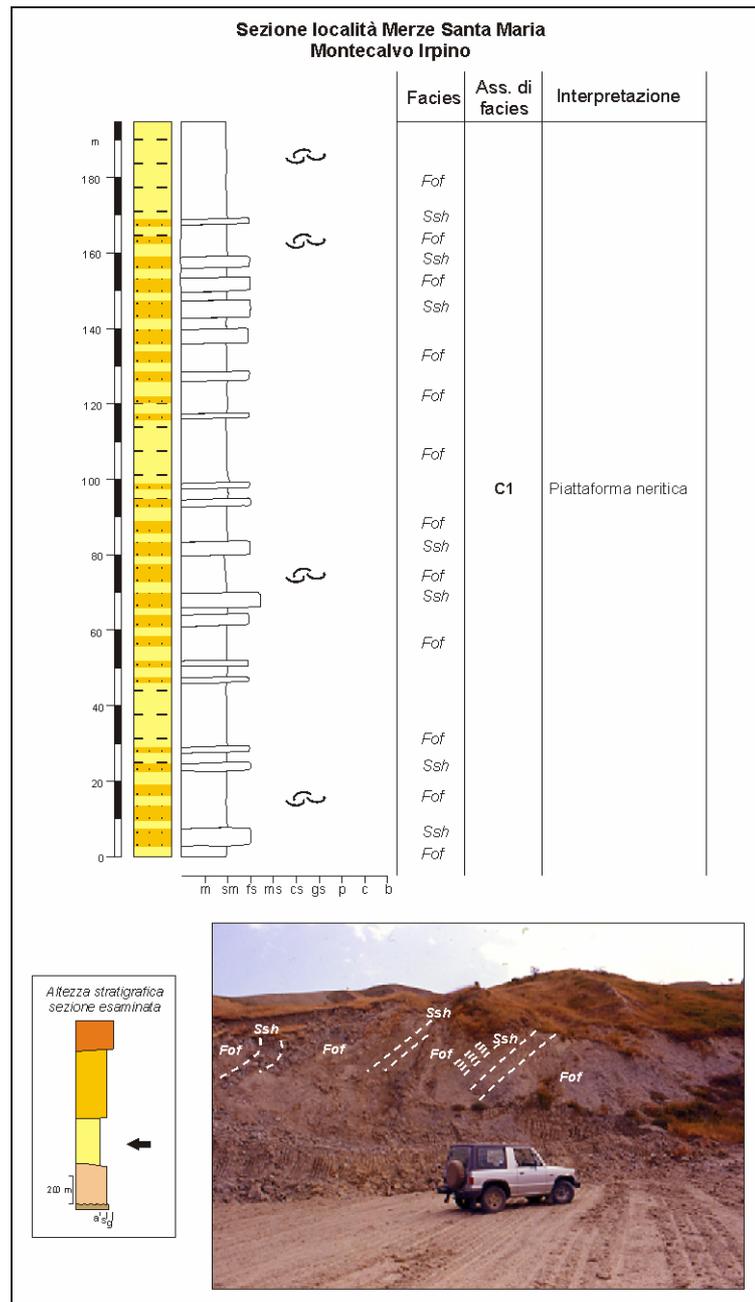


Figura 3.26 – Sezione stratigrafica affiorante in località Merze Santa Maria – Montecalvo Irpino.

I caratteri fisici e le facies rinvenute nei depositi permettono di definire come ambiente di sedimentazione un mare piuttosto aperto, di piattaforma neritica (associazione di facies C1), che risente di input sedimentari dal continente con arrivi di materiale più grossolano sabbioso.

3.2.1.4. Sezione località Ripa delle Bafanelle

In località Ripa delle Bafanelle, alla base del versante occidentale della dorsale di Montecalvo Irpino, affiora una successione sabbiosa potente almeno 40 metri (fig. 3.27).

Dal basso si rinvencono sabbie grossolane di colore giallo-brunastro con evidente laminazione piano parallela (facies *Sfo*); vi sono abbondanti gusci di lamellibranchi.

Segue un intervallo di sabbie a stratificazione piano parallela che lateralmente passano a delle clinoforni, con inclinazioni di 30-50°, che si chiudono a cuneo nella parte alta (facies *Ssh*); la porzione a stratificazione orizzontale rappresenta i *topset* di un apparato deltizio, mentre le clinoforni si riferiscono ai *foreset* ed indicano una direzione di progradazione verso i quadranti orientali; solo localmente, a causa della copertura presente alla base del taglio, sono visibili, alla base delle clinoforni, intervalli a stratificazione suborizzontale, che potrebbero riferirsi ai *bottomset* di un apparato deltizio (fig. 3.28).

All'interno di vari strati dell'intervallo con clinoforni sono visibili localmente degli ulteriori *foreset* a piccola scala che evidenziano l'accrezione e la progradazione del sistema a diversa scala di grandezza (fig. 3.29).

Spesso sono evidenti strati conchigliari, con accumulo di gusci di lamellibranchi disarticolati, disorientati, con la concavità rivolta verso il basso; raramente sono presenti esemplari con entrambe le valve integre (fig. 3.30).

Verso l'alto, seguono di nuovo sabbie spesse varie decine di metri, che assumono di nuovo una geometria tabulare suborizzontale, sempre ricche di gusci di lamellibranchi (facies *Sfo*); queste si alternano con sabbie giallastre medio-grossolane, amalgamate, in strati e banchi, in cui sono evidenti delle macrofaune rappresentate prevalentemente da pectinidi ed ostreidi con guscio di colorazione nerastra (facies *Ssh*).

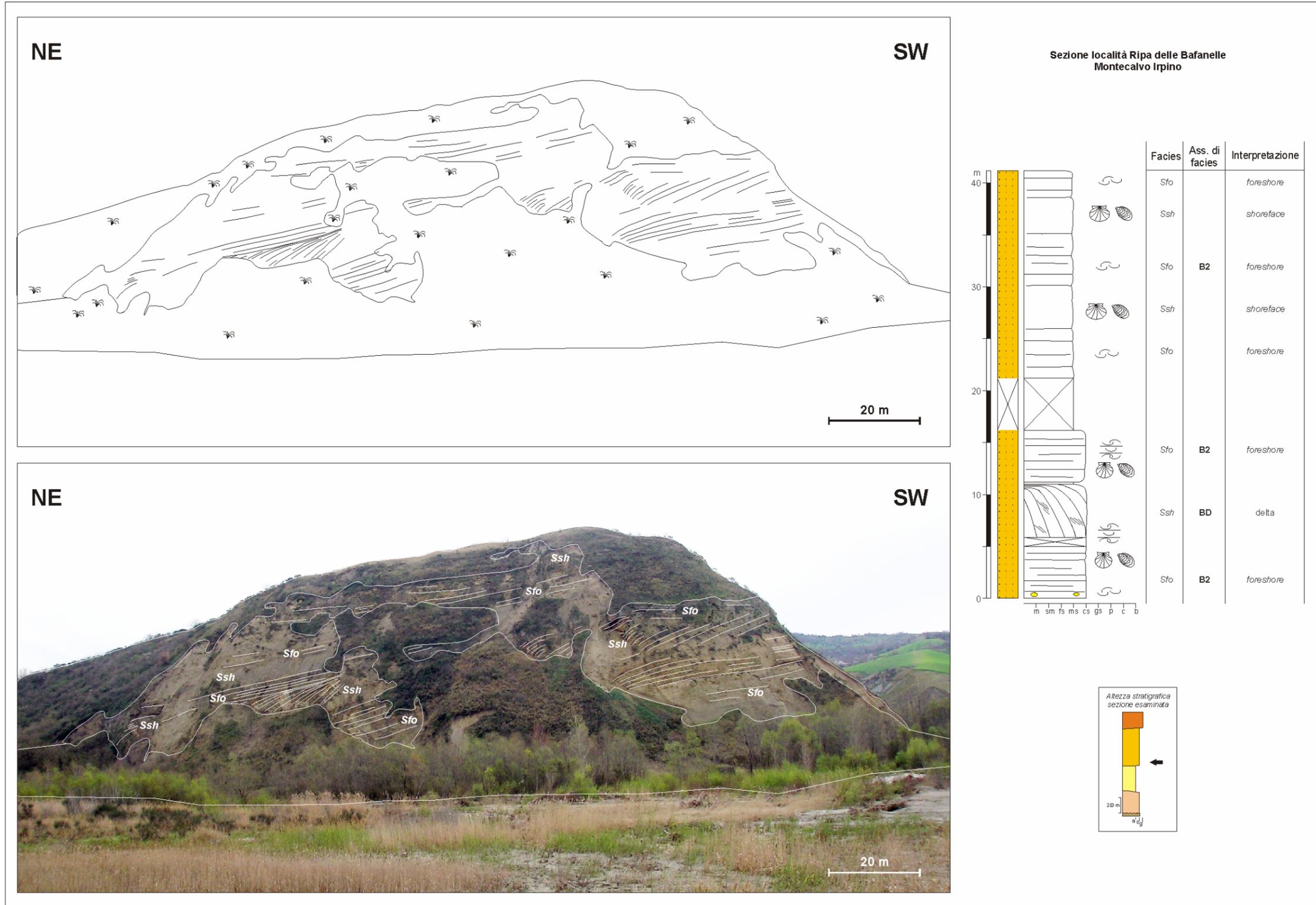


Figura 3.27 – Sezione stratigrafica affiorante in località Ripa delle Bafanelle – Montecalvo Irpino .

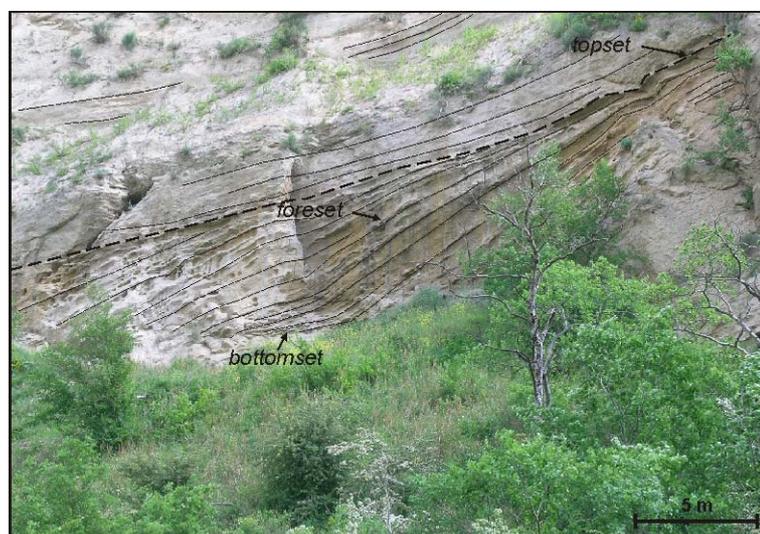


Figura 3.28 – Particolare dell'apparto deltizio in affioramento in località Ripa delle Bafanelle.



Figura 3.29 – Particolare dei foresets a piccola scala all'interno degli strati con clinoformi.



Figura 3.30 – Strati conchigliari con gusci isorientati, con la concavità rivolta verso il basso.

Le facies rinvenute nella sezione esaminata permettono di definire condizione di spiaggia (associazione di facies B2) per la porzione inferiore; in particolare, la prevalenza di facies sabbiose a laminazione piano-parallela permettono di riferirle ad una ambiente di *foreshore*. Le cliniformi sabbiose che seguono si riferiscono ai *foreset* di un apparato deltizio (associazione di facies BD) ed indicano una direzione di progradazione verso i quadranti orientali; in alto si annota il restaurarsi di nuovo di condizioni ambientali di spiaggia sabbiosa del tutto analoghe a quelle sottostanti l'apparato deltizio, con alternanze tra condizioni di spiaggia sommersa ed emersa.

Verso il basso la sezione analizzata passa dopo un intervallo coperto al membro argilloso, affiorante poco più a sud in località Merze Santa Maria, mentre verso l'alto la sedimentazione evolve, con un passaggio non visibile in affioramento, a conglomerati di ambiente alluvionale affioranti poco più ad est in località Pretara.

3.2.1.5. Sezione località Lame

Si tratta di una successione prevalentemente sabbiosa, esposta in modo discontinuo in località Lame per uno spessore complessivo di circa 10 m (fig. 3.31).

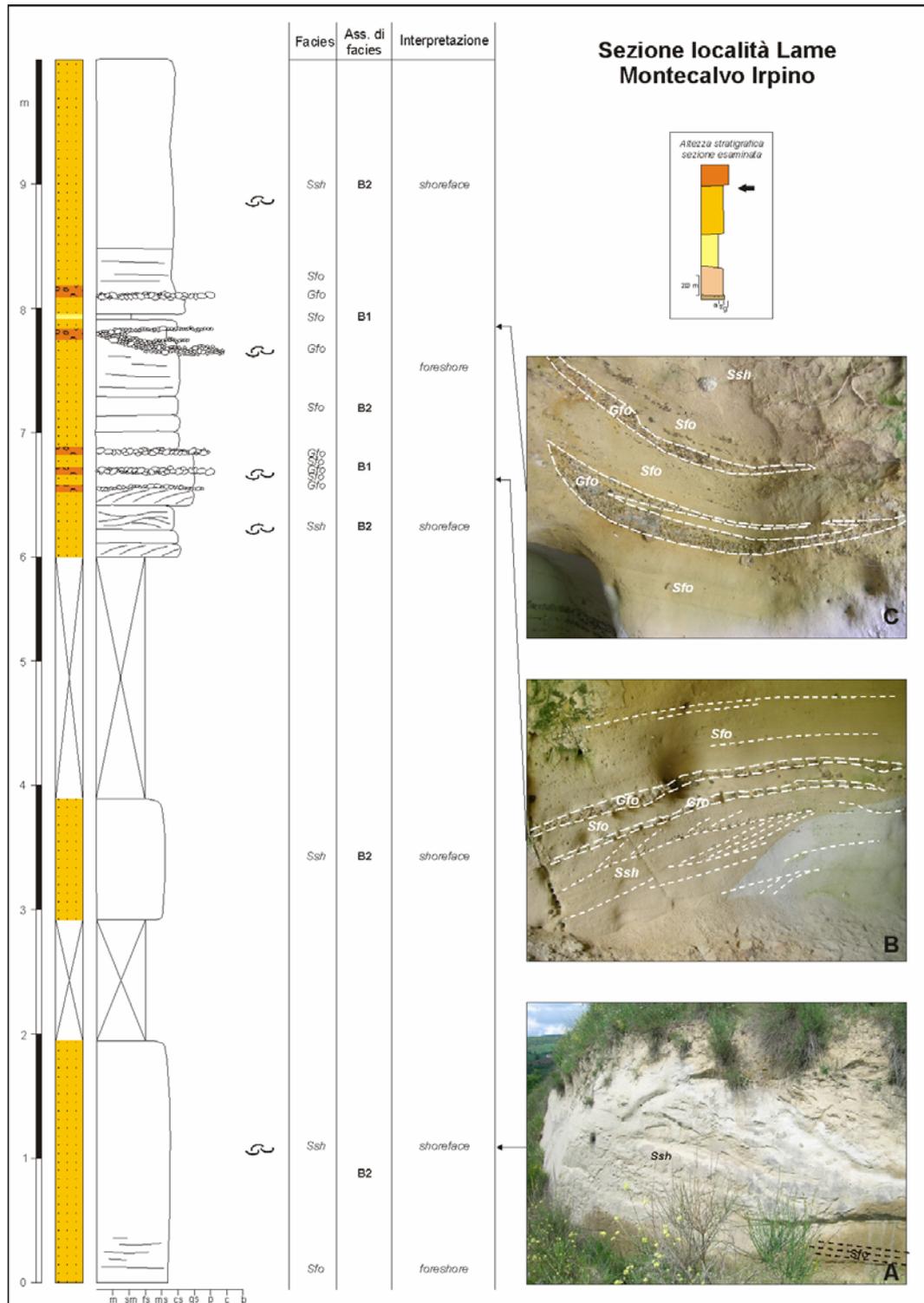


Figura 3.31 – Sezione stratigrafica affiorante in località Lamae – Montecalvo Irpino.

Dal basso verso l'alto si rinvencono per circa 2 metri di spessore sabbie quarzose, a granulometria medio-grossolana, di colore giallo-biancastro; le sabbie si presentano massive e amalgamate (facies *Ssh*) e solo alla base si rinviene una porzione con relitti di laminazioni piano parallele (facies *Sfo*) (fig. 3.31 A); sono presenti sporadici gusci di lamellibranchi. Dopo una porzione coperta, con esposizione discontinua di sabbie simili a quelle sottostanti, affiora un intervallo di circa 4 metri di successione con alla base sabbie grossolane con *foresets* immergenti verso i quadranti occidentali; seguono sabbie con megaripples e quindi di nuovo sabbie con *foresets* come nell'intervallo sottostante (fig. 3.31 B); talvolta questi *foresets* sono marcati anche da livelletti di sabbie granulari o da nastri di ciottoletti di dimensioni prevalentemente dell'ordine del centimetro (facies *Ssh*).

Seguono, quindi, dei livelli e lenti di ciottoletti, spessi 10 centimetri circa, alternati a sabbie grossolane; i clasti sono eterometrici, di dimensioni variabili da 1 a 10 centimetri, di norma ben arrotondati, di forma subsferica o discoidale; sono molto abbondanti in questi livelli frammenti di gusci di lamellibranchi (facies *Gfo*).

Quindi affiora un intervallo di sabbie grossolane a laminazione piano parallela con gusci di lamellibranchi e ciottoletti di dimensioni centimetriche dispersi o disposti in file di estensione molto limitata (facies *Sfo*). Al di sopra di questa si rinviene un nuovo intervallo di ciottoli organizzati in una lente che presenta una morfologia canaliforme; i ciottoli presentano dimensioni più ridotte rispetto ai livelli sottostanti (1-5 cm) e sono molto abbondanti i frammenti di gusci di lamellibranchi (facies *Gfo*) (fig. 3.31 C).

Al di sopra passano di nuovo a sabbie medio-grossolane, con una lente di argille siltose estesa un paio di metri che si chiude lateralmente (facies *Sfo*). Dopo un altro livello di ciottoli spesso appena qualche decimetro la successione chiude con sabbie medio-grossolane amalgamate, visibili in affioramento per circa 2 metri (facies *Ssh*).

Nel complesso le facies rinvenute permettono di definire un ambiente di transizione, con associazioni di facies B1 e B2. In particolare le associazioni

rinvenute sembrano indicativi di ambienti variabili da *foreshore* a *shoreface*, che si alternano tra loro probabilmente per variazioni delle condizioni idrodinamiche vigenti, dovute a tempeste, correnti lungocosta o forti input sedimentari dal continente. Infatti, le frequenti intercalazioni di livelli ciottolosi lascia pensare che parte dei conglomerati accumulatisi lungo la spiaggia, sia stata rielaborata durante gli eventi a più alta energia.

Dopo un intervallo non ben definibile, con una transizione non esposta in alcun punto a causa della copertura presente, la successione sabbiosa su esposta passa ai conglomerati di ambiente alluvionale affioranti in località Breccie.

3.2.1.6. Sezione località Pretara

In località Pretara affiora una successione prevalentemente conglomeratica spessa poche decine di metri (fig. 3.32).

Dal basso si rinvengono, per uno spessore di circa 5 metri, alternanze di sabbie a granulometria medio-grossolana, giallastre, con evidente laminazione parallela (facies *SF*), e livelli e lenti di conglomerati con clasti poligenici ed eterometrici, a tessitura grano-sostenuta (facies *Gh*).

Segue un intervallo conglomeratico massivo, con evidenti embriature dei clasti verso i quadranti nord-orientali (facies *Gh*), che riprende nuovamente dopo un intervallo coperto. Dopo un ulteriore intervallo coperto, spesso qualche metro, si rinviene uno strato con evidente gradazione normale dei clasti (facies *Gh*), al di sopra del quale riprendono dei conglomerati organizzati in corpi stratoidi, separati da livelli di ciottoletti di dimensioni centimetriche (facies *Ghb*); sono presenti rare lenti di sabbie giallastre estese lateralmente vari metri (facies *SF*). Segue un intervallo di conglomerati massivi, con evidenti embriature dei clasti (facies *Gh*), limitato alla base da lenti discontinue di sabbie e al tetto da un altro livello di sabbie (facies *SF*), molto esteso e spesso fino ad un metro, a morfologia molto irregolare.

Chiude la successione in affioramento un ulteriore intervallo conglomeratico in facies *Gh*.

La sezione su descritta rappresenta l'espressione di una deposizione in un ambiente di piana alluvionale (associazione di facies A2), con depositi sabbiosi rappresentativi di momenti di flessione energetica, diffusi nella porzione inferiore della sezione; si tratta di depositi di canali in ambiente tipo *braided* o di depositi di barre longitudinali inseriti sempre nello stesso contesto deposizionale.

Verso il basso la successione continua, tramite un passaggio non visibile, con depositi sabbiosi di spiaggia ed anche verso l'alto, dopo l'episodio di continentalità, sembrano riprendere le medesime condizioni ambientali.

3.2.1.7. Sezione località Breccie

In località Breccie affiora una successione conglomeratica spessa poco più di una decina di metri, che mostra una marcata variabilità delle facies sia in senso verticale che laterale (fig. 3.33).

Dal basso abbiamo circa 8 metri di conglomerati massivi a tessitura clasto-sostenuta con abbondante matrice sabbiosa grossolana, con ciottoli eterometrici e poligenici, di norma ben arrotondati, con struttura embricata (facies Gh). Lateralmente questi conglomerati passano ad alternanze di sabbie grossolane (facies Ss) e conglomerati con evidenti *foresets* immergenti verso i quadranti settentrionali, con accenni di gradazione normale (facies Gp) (fig. 3.34).

La porzione più grossolana dei conglomerati massivi prosegue verso l'alto con conglomerati clinostratificati come quelli su descritti ma con ciottoli di dimensioni più grandi, 5-15 centimetri circa; questi conglomerati chiudono bruscamente, lateralmente e verso il basso, con una superficie netta contro delle sabbie grigio-giallastre che chiudono tutta la successione (fig. 3.33); le sabbie affiorano per uno spessore di circa 4 metri ed è visibile localmente laminazione piano parallela (facies SF).

Le facies rinvenute permettono di riconoscere un'associazione di facies di piana alluvionale (associazione di facies A2), con depositi di canali tipo *braidede* depositi di barre trasversali; la successione è chiusa in alto da depositi sabbiosi di canale abbandonato e di *overbank* che evidenziano la frequente divagazione e l'abbandono dei canali ciottolosi (associazione di facies A2a).



Figura 3.34 – Intervalli conglomeratici clinostratificati (facies Gp) (località Breccie – Montecalvo Irpino)

3.2.1.8. Sezione località Fosso del Vallo

In località Fosso del Vallo affiora, lungo l'incisione di un torrente, una successione prevalentemente argillosa potente circa 7 metri (fig. 3.35).

Dal basso affiorano argille siltose di colore scuro, grigio, giallastre per alterazione, in cui si riconoscono localmente laminazioni parallele e più raramente convolute, marcate anche da variazioni cromatiche tra le varie lamine (facies *Flg*) (fig. 3.35 B); sono presenti rari gusci di lamellibranchi tipo carditi.

Segue un livello decimetrico di ceneri vulcaniche di composizione riolitica e di colore rosato (fig. 3.35 A).

Al di sopra riprendono le argille simili a quelle sottostanti per circa un metro e quindi si rinviene un livello decimetrico di sabbie fini (facies *Swf*). Quindi affiorano per circa 4 metri argille grigio scure, prive di strutture sedimentarie, caratterizzate dalla presenza di faune oligotipiche, caratterizzate dalla presenza dapprima quasi esclusivamente di gusci di cardidi (fig. 3.35 C), che poi si riducono drasticamente, coesistendo con lamellibranchi tipo lucine, che più in alto prendono il sopravvento; i gusci sono di dimensioni centimetriche, in genere gli esemplari si presentano di dimensioni piuttosto uniformi e spesso si ritrovano entrambe le valve; sono presenti anche abbondanti esemplari di gasteropodi turricolati (facies *Flg*).

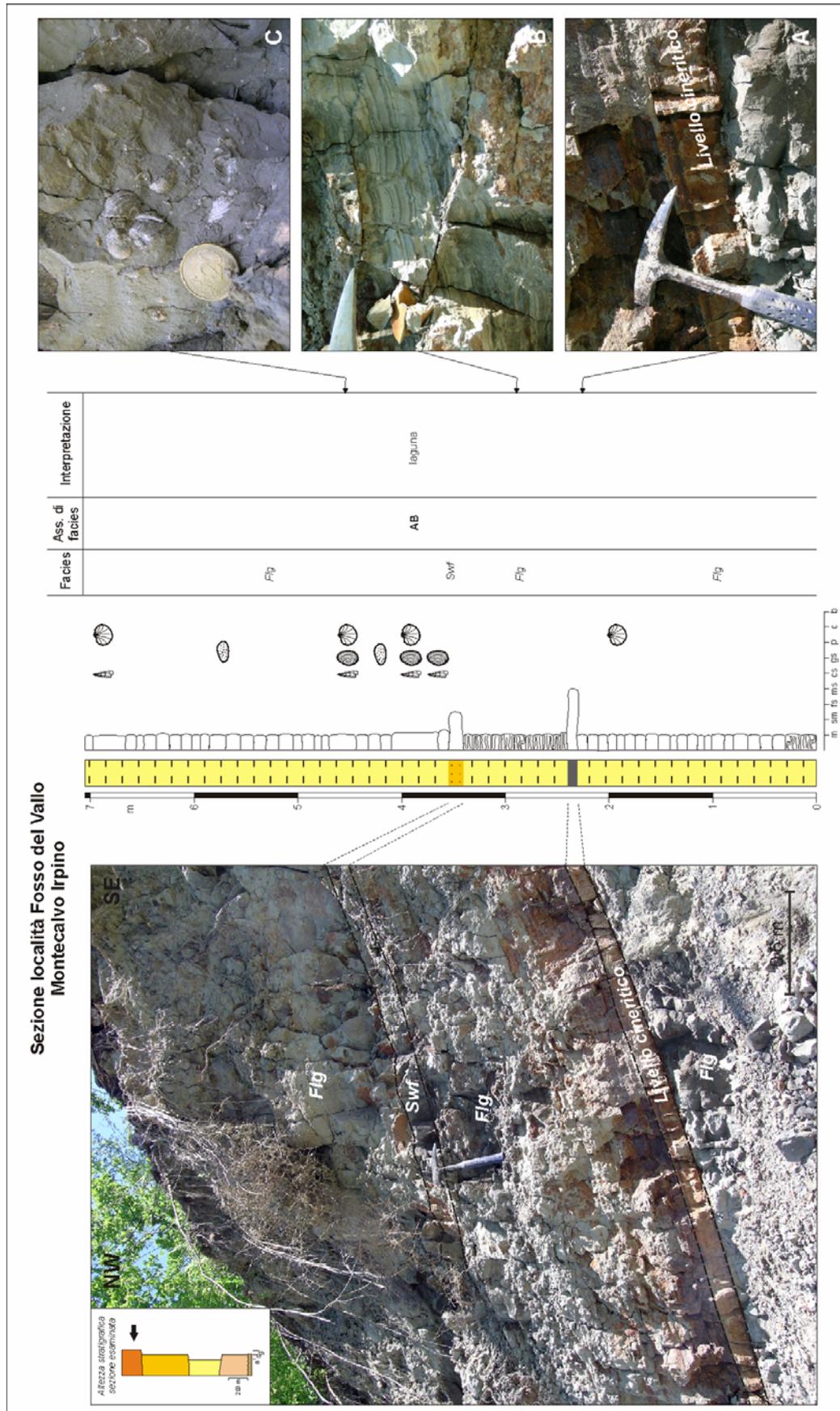


Figura 3.35 – Sezione stratigrafica affiorante in località Fosso del Vallo – Montecalvo Irpino.

Un'analisi qualitativa delle microfaune denota la presenza di abbondanti gusci di ostracodi nella porzione superiore della successione.

Verso l'alto l'abbondanza delle macrofaune diminuisce bruscamente.

L'insieme dei caratteri è coerente con un ambiente di deposizione lagunare, con sedimentazione pelitica in condizioni di calma energetica, nel quale si potevano verificare forti variazioni nelle condizioni della salinità (associazione di facies AB). Anche la presenza di orizzonti cineritici testimonia le generali condizioni di tranquillità dell'ambiente.

La successione descritta passa verso il basso con un passaggio non esposto ad associazioni di facies sabbiose e conglomeratiche di ambiente di transizione (associazione di facies B1 e B2), mentre verso l'alto passa a depositi sabbiosi anche essi di ambienti di transizione.

3.2.1.9. Sezione località S. Andrea

In località S. Andrea affiora una successione elastica molto simile a quella di Fosso del Vallo, potente circa 5 metri, già discussa in AIELLO *et alii* (2005) (fig. 3.36).

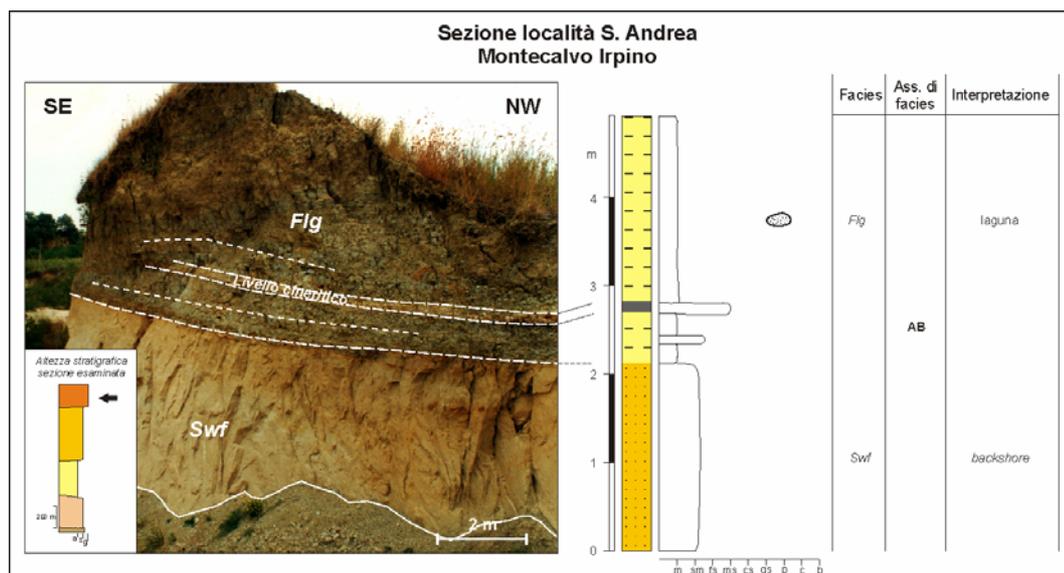


Figura 3.36 – Sezione stratigrafica affiorante in località S. Andrea– Montecalvo Irpino.

Alla base affiorano sabbie quarzoso-litiche, giallastre, a grana media e con apparente aspetto massivo ma occasionalmente con “fantasmi” di *tabular-cross-lamination* in alcuni *set* (facies *Swf*). Occasionalmente le sabbie sono alternate ad argille siltose ed argille grigio-brunastre in straterelli orizzontali e mal definiti; i singoli eventi deposizionali, variabili entro il decimetro, evolvono dal basso, con più o meno evidente *fining up*, da sabbie medie con abbondanti resti di molluschi ad argille scure con faune oligotipiche (prevalentemente gasteropodi turricolati con dimensioni max di 5mm) e frammenti vegetali. Nelle argille sono state rinvenute incrostazioni carbonatiche centimetriche e diffusi cristalli di gesso anche con dimensioni di 3-4 centimetri.

Verso l'alto passano ad una facies pelitica tramite una superficie erosionale sulla quale sono presenti piccoli canali, poco incisi e di ampiezza fino al dm; a diretto contatto su questa superficie si osserva una fascia di transizione spessa alcuni cm, costituita da detrito strappato ai depositi sottostanti, da *mud clasts*, da resti vegetali e da un livello centimetrico ricco di cristalli di gesso. Le argille sovrastanti si presentano di colorazione grigiastra, dall'aspetto massivo, con abbondanti gusci di lamellibranchi a guscio sottile, di dimensioni centimetriche (facies *Flg*). Nella parte mediana, questo intervallo è interrotto da un orizzonte centimetrico di ceneri vulcaniche di composizione riolitica e di colore rosato.

I caratteri della porzione sabbiosa inferiore di questa successione inducono a considerare questi sedimenti come accumulati in un ambiente di *backshore* fino al settore dei *ponds*, relativamente estesi; questi depositi rappresentano una facies di transizione ad un vero e proprio ambiente di laguna, che si instaura nella porzione superiore della sezione analizzata.

Nel complesso si tratta di associazioni di facies di transizioni AB.

3.2.1.10. Sezione località Casato Demarco

Si tratta di una successione potente appena 3 metri (fig. 3.37).

Alla base affiorano sabbie grossolane amalgamate in strati spessi circa 0,5 metri (facies *Ssh*), cui seguono un alternanza di sabbie grossolane, sabbie granulari e livelli decimetrici di ciottoli eterometrici e di norma ben arrotondati

(facies *Gfo*) (fig. 3.37 A); verso l'alto si rinviene quindi un'alternanza di strati di sabbie grossolane (facies *Ssh*) e livelli di argille siltose grigio scure (facies *Fsh*), con abbondanti resti di gusci di lamellibranchi (fig. 3.37 B).

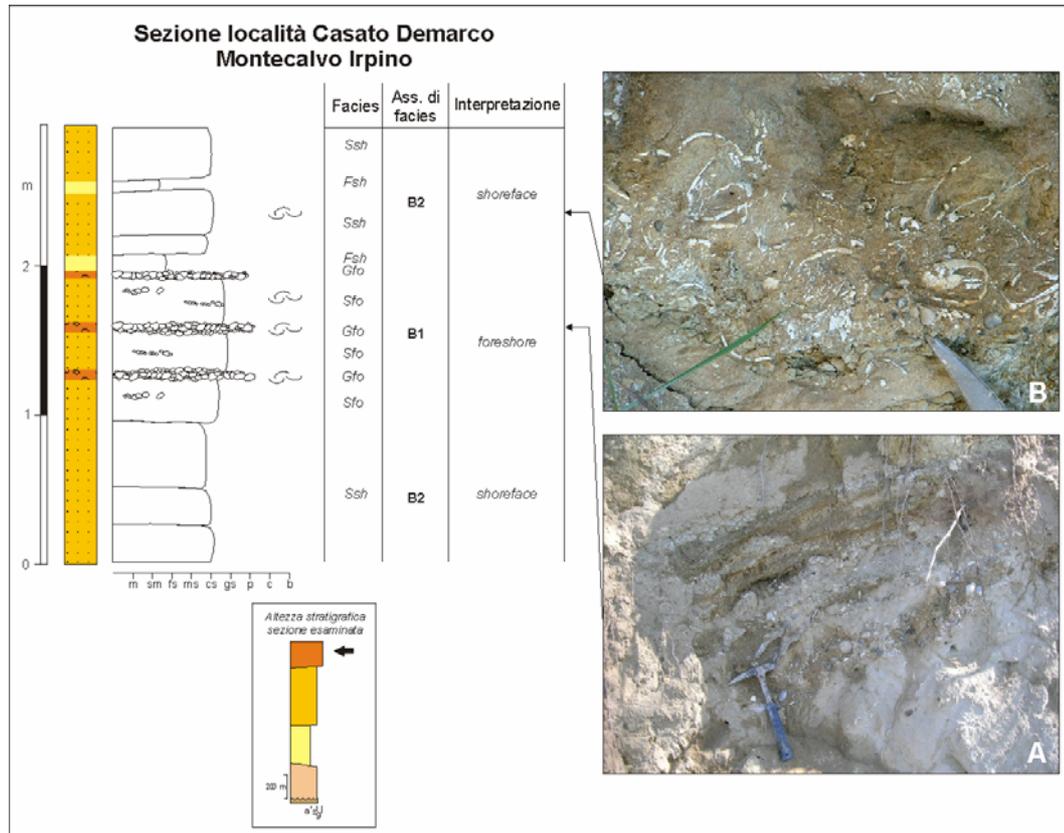


Figura 3.37 – Sezione stratigrafica affiorante in località Casato Demarco – Montecalvo Irpino.

Nel complesso la successione descritta presenta associazioni di facies tipiche di ambienti di transizioni B2, con ambienti variabili da *foreshore* a *shoreface*.

3.2.1.11. Sezione località Masseria Striscie

In località Masseria Striscie affiora una successione di conglomerati e sabbie, potente appena 6 metri (fig. 3.38).

Nella porzione inferiore affiorano conglomerati stratoidi di spessore decimetrico (facies *Gfo*), alternati a strati sabbiosi a laminazione piano parallela (facies *Sfo*) (fig. 3.38 A). Dopo un intervallo coperto riaffiorano sabbie grigiastre

per uno spessore di circa 3 metri con laminazione incrociata tipo onde di sabbia (facies *Ssh*) (figg. 3.38 B).

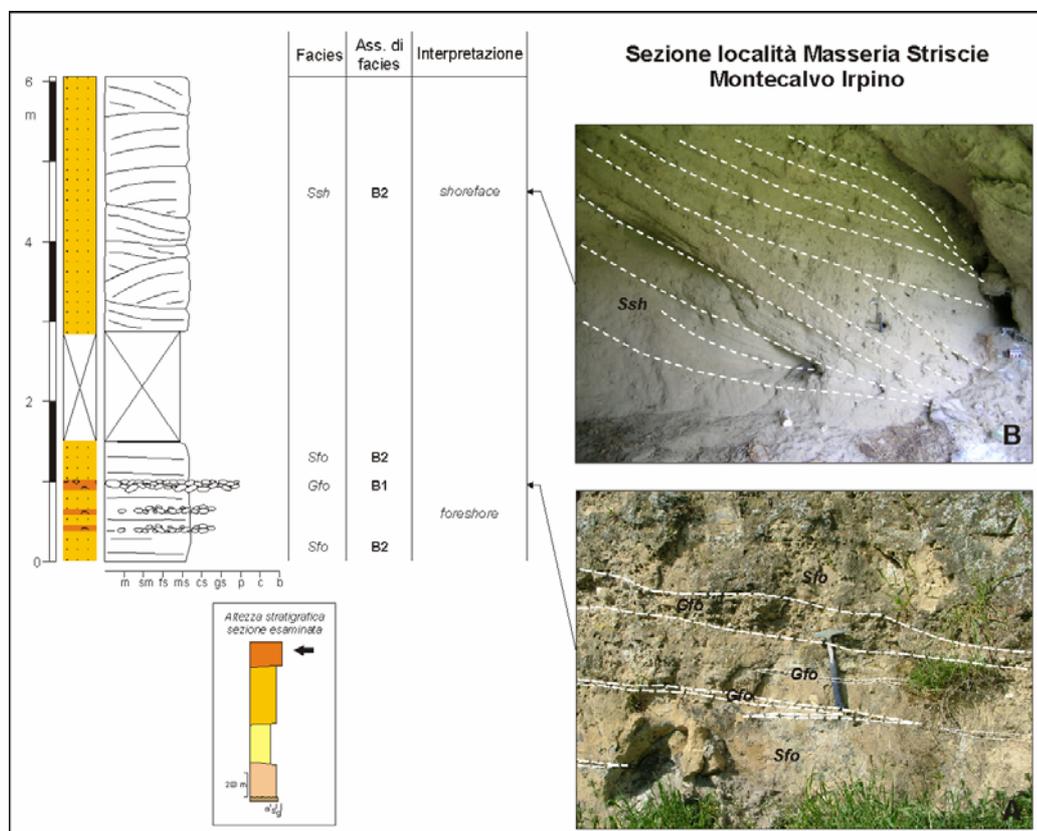


Figura 3.38 – Sezione stratigrafica affiorante in località Mass. Striscie – Montecalvo Irpino.

Dall'analisi delle facies rinvenute si riconosce un'associazione di facies B1 per la porzione inferiore, in un contesto di spiaggia occasionalmente emersa, con rimaneggiamento dei ciottoli durante le fasi di maggior energia; nella porzione superiore invece si riconosce un'associazione di facies B2, e le particolari facies rinvenute di riferire il deposito ad un ambiente tipo barra e truogolo.

3.2.1.12. Sezione località Marinella

In località Marinella affiorano pochi metri di conglomerati, organizzati in corpi stratoidi con buona persistenza laterale e spessori variabili da pochi centimetri a qualche metro (fig. 3.39).

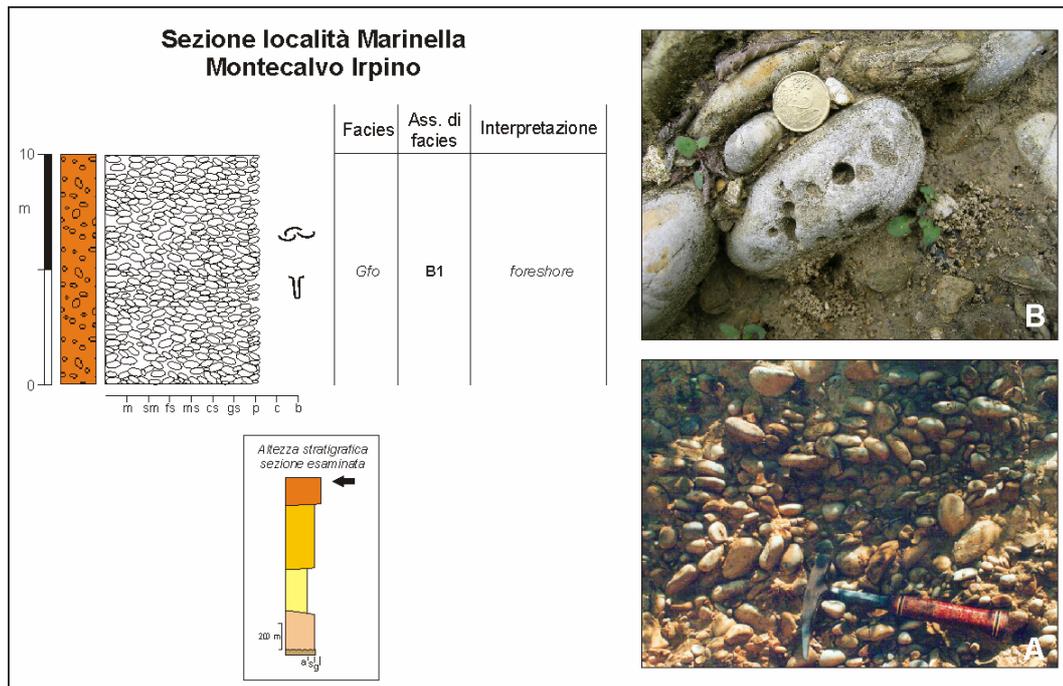


Figura 3.39– Sezione stratigrafica affiorante in località Marinella – Montecalvo Irpino

I ciottoli si presentano ben arrotondati, con forme da subsferiche a discoidali. Nelle esposizioni rinvenute si osserva una buona selezione granulometrica in almeno due mode: una più frequente di 3-10 cm (ciottoli medio-grossolani) e l'altra di 0,2-3 cm (da granuli a ciottoli medi); gli stessi ciottoli medio-grossolani presentano, talvolta, una caratteristica embriatura “liscata” (fig. 3.39 A); raramente le dimensioni superano i 20 cm (facies *Gfo*).

La matrice è sabbioso-microconglomeratica e la cementazione è discreta.

Le tracce ed i resti di organismi marini costieri sono frequenti e ben evidenti: sono presenti ciottoli con fori dovuti all'attività di organismi litofagi (*Lithophaga*) (fig. 3.39 B) e frammenti di gusci di macrofossili.

Seguendo BLUCK (1967), i ciottoli disposti a “liscia di pesce”, che caratterizzano la taglia maggiore, si possono ascrivere alla *imbricate zone*, dove era importante l'azione di *backwash*; la moda più piccola, invece, si può riferire alla porzione di *infill zone*, rivolta verso mare, rispetto alla più arretrata *imbricate zone*. La forte influenza marina è testimoniata, inoltre, dal popolamento di

organismi epi- ed in-faunali. L'ambiente è di mare basso, intertidale o poco al disotto del limite della bassa marea (Associazione di facies B1).

3.2.1.13. Sezione località Tressanti

In località Tressanti, lungo i tagli della strada, affiora una successione prevalentemente sabbiosa di spessore complessivo circa 60 metri (fig. 3.40).

Dal basso affiorano per i primi 15 metri circa sabbie medio-fini, di colorazione giallastra, massive o amalgamate (facies *Ssh*), raramente sono visibili strutture sedimentarie, quali laminazioni parallele, molto probabilmente anche a causa dell'intensa bioturbazione che ha interessato il sedimento (facies *Sfo*); sono molto abbondanti i macrofossili con esemplari di gasteropodi turricolati ed esemplari di ostreidi e di pectinidi di dimensioni fino a 10 centimetri, talvolta organizzati in livelli o lenti conchigliari (fig. 3.40 A); sono frequenti gli intervalli decimetrici di sabbie più grossolane, con base erosiva, ed anche le intercalazioni di livelli argillosi grigio scuro-nerastro sono piuttosto abbondanti (facies *Fsh*).

Segue un intervallo di circa 10 metri di sabbie grossolane conchigliari, con abbondanti frammenti e gusci di lamellibranchi disorientati, con la concavità rivolta verso il basso (fig. 3.40 B), al di sopra del quale si rinviene un intervallo di circa 2 metri di sabbie medio-fini a laminazione piano parallela, con intercalazioni di livelli centimetrici di argille siltose (facies *Sfo*) (fig. 3.40 C).

Dopo un intervallo coperto di circa 10 metri riaffiorano sabbie medio grossolane, organizzate in strati con la base per lo più a morfologia ondulata, cui si intercalano livelli di argille siltose e di sabbie granulari, più raramente di ciottoli di dimensioni inferiori al centimetro (fig. 3.40 D); sono sempre molto abbondanti i gusci di ostreidi e pectinidi; raramente sono visibili strutture sedimentarie quali laminazioni piano parallele o *foresets*.

Segue un intervallo di circa 5 metri in cui gli strati sabbiosi sono visibilmente piegati in modo disarmonico (facies *sl*) (fig. 3.40 E). Al disopra dello slumping affiorano di nuovo sabbie medio fini in cui si nota una stratificazione incrociata a basso angolo (fig. 3.40 F). La successione esposta chiude con una fitta alternanza di sabbie e conglomerati (facies *Gfo*) (fig. 3.40 G). Questi ultimi sono

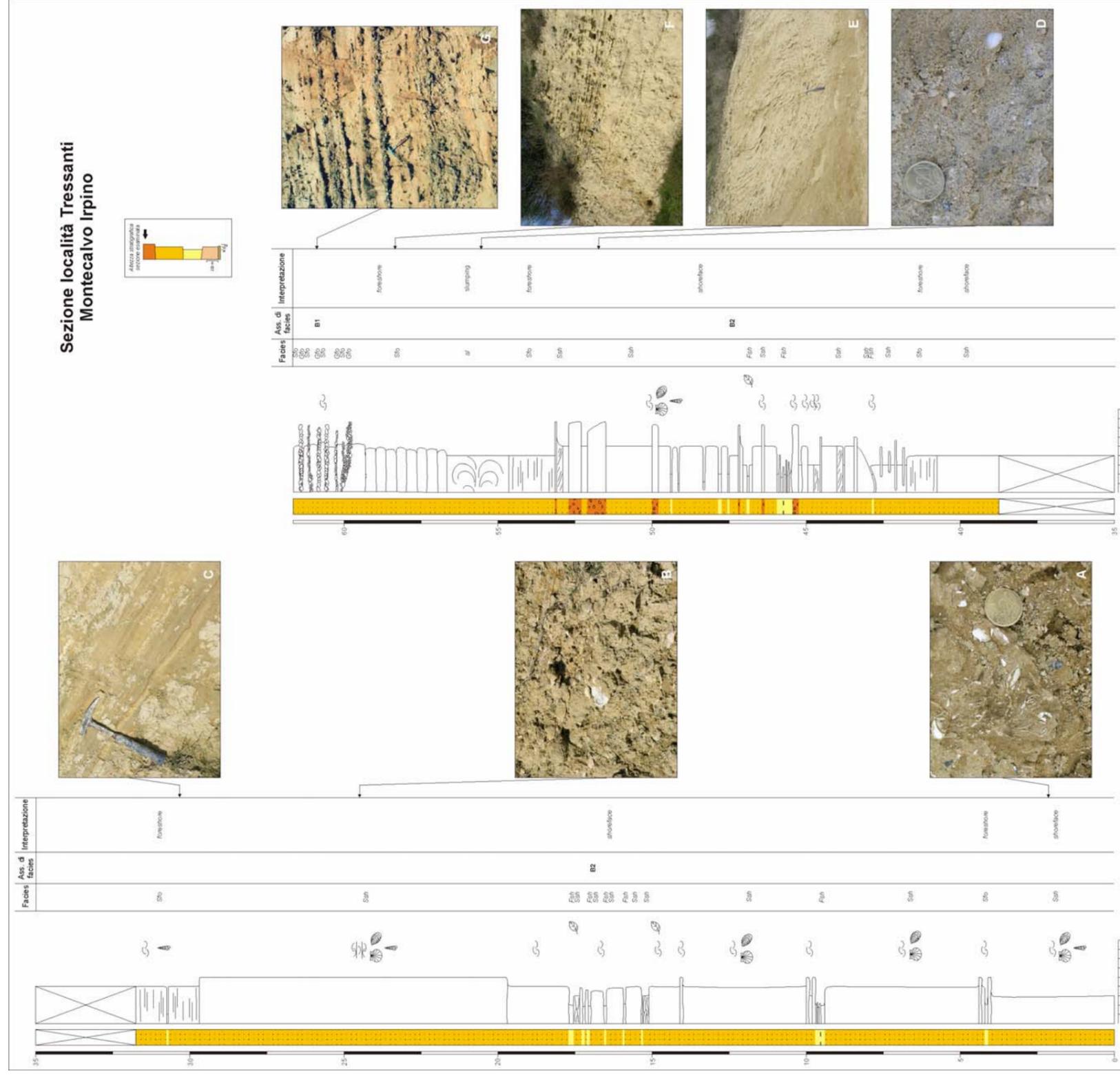


Figura 3.40 – Sezione stratigrafica affiorante in località Tressanti - Montecalvo Irpino.

organizzati in lenti, livelli o nastri di spessore variabile, ma in genere inferiore al decimetro.

Nel complesso la successione presenta un'associazione di facies di spiaggia B2, con ambienti estremamente variabili tra la *foreshore* e la *shoreface*, in relazione alle condizioni idrodinamiche molto mutevoli proprie di questi ambienti; localmente vi sono alternanze di sabbie fini e peliti caratteristiche delle *longshore trough*, che si instaurano sempre nella zona a barra e truogolo. La successione chiude con alternanze di sabbie e ciottoli, riferibili ad una associazione di facies B1.

3.3. Area di Apice

L'area di Apice è costituita da una serie rilievi collinari, con altezze medie di 500 metri, allungati grossomodo in senso meridiano, separati tra loro da profondi valloni in cui scorrono corsi d'acqua a carattere stagionale; l'area è attraversata nel settore settentrionale dal fiume Miscano, a decorso nord-sud, che confluisce poco dopo nel fiume Ufita, a decorso grossomodo est-ovest. La morfologia dei versanti è molto articolata a causa degli innumerevoli fenomeni franosi, talvolta di estensione anche notevole, che li interessano; lungo i corsi d'acqua lo scalzamento al piede sovente ha originato versanti subverticali con altezze notevoli, soggetti anche questi a frequenti dissesti.

3.3.1. Stratigrafia

Nell'area di Apice affiorano depositi prevalentemente sabbiosi e argillosi, ascrivibili al *Sintema della Baronina* (CIARCIA *et alii*, 2003) (tav. 2).

Alla base della successione affiora un intervallo prevalentemente sabbioso, *membro sabbioso inferiore* (SB2) (fig. 3.41); si tratta di sabbie giallognole intensamente bioturbate, in strati a luoghi amalgamati, con intercalazioni siltoso-argillose; questa porzione di successione affiora solamente lungo il bordo sud-occidentale dell'area in esame; lo spessore è difficilmente valutabile, ma raggiunge almeno un centinaio di metri.

Il membro sabbioso passa verso l'alto e lateralmente ad una litofacies pelitica, distinta come *membro pelitico* (SB3_b), costituito da argille, argille siltoso-marnose e siltiti di colore grigio-azzurro, con intercalazioni di livelli sabbiosi; sono presenti rari gusci di dimensioni ridotte di molluschi; verso l'alto passano gradualmente a depositi sabbiosi a grana fine, talvolta cementati; la stratificazione risulta assente o parallela planare mal definita ed è accennata una laminazione piano-parallela alla scala millimetrica; lo spessore risulta di circa 350 m.

All'interno di questo membro è stata riconosciuta una litofacies arenaceo-pelitica (SB3_a), passante verso l'alto e lateralmente al membro pelitico; è costituita da intervalli di arenarie a grana medio-fine ma anche grossolana, di colore giallo chiaro, con intercalazioni di siltiti argillose, argille marnose ed argille sabbiose grigiastre alternate ad intervalli di siltiti argillose, argille marnose

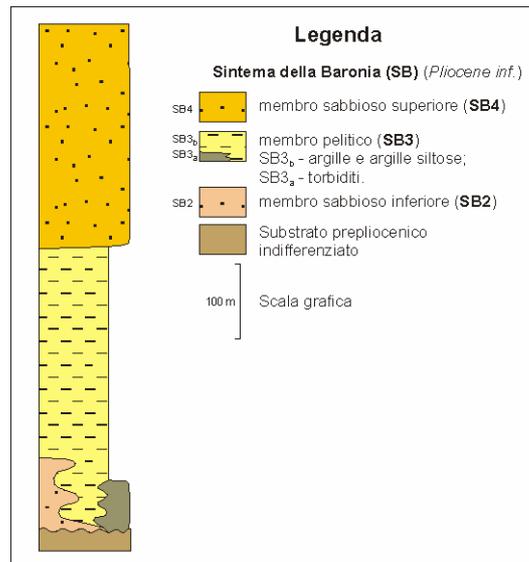


Figura 3.41 – Colonna stratigrafica schematica della successione pliocenica affiorante nell’area di Apice.

ed argille sabbiose grigiastre; gli strati sono di dimensioni variabili fino a banchi e presentano talvolta controimpronte di fondo; nella frazione più grossolana è riconoscibile in molti casi la sequenza di Bouma completa; questa litofacies risulta correlabile con il *membro 1* di CIARCIA *et alii*, 2003; presenta uno spessore di circa 70 m.

Segue un nuovo intervallo prevalentemente sabbioso, il *membro sabbioso superiore* (SB4), costituito nella parte inferiore da alternanze in strati medi e sottili di sabbie con matrice siltoso-marnosa e di areniti tenere giallastre a grana medio-fine e fine con interstrati di siltiti; nella parte superiore si riconoscono sabbie a grana media e grossa con abbondanti frammenti di gusci e valve intere di ostreidi e pectinidi, con sottili interstrati marnoso-argillosi verdastri e livelletti di ciottoli; questo membro è il più diffuso realmente e presenta uno spessore di circa 300 m.

In quest’area sono state analizzate 4 sezioni stratigrafico-sedimentologiche di dettaglio, descritte di seguito.

3.3.1.1. Sezione località Masseria la Verde

Poco a nord di Apice, in località Masseria la Verde, è visibile una sezione continua, spessa circa 45 metri di sabbie e argille siltose (fig. 3.42).

Alla base della successione si rinvencono, per uno spessore di circa 5 m, strati e banchi di sabbie fini, con rari livelletti argillosi, con evidenti strutture sedimentarie, in prevalenza laminazioni piano-parallele (facies *Sfo*) e laminazione incrociata a grande scala con megaripples (facies *Ssh*). Sono presenti abbondanti *clay chips* di dimensioni centimetriche, che spesso presentano una forma piuttosto appiattita, e talvolta nella parte inferiore degli strati sono visibili vie di fuga di organismi fossatori. Segue verso l'alto un intervallo argilloso di circa 2 m, con ripples, sovrastato da un'alternanza regolare di straterelli di argille e sabbie fini (facies *Fsh*). Si passa quindi di nuovo a sabbie fini con laminazione gibbosa a piccola scala, passante a ripples (facies *Ssh*) e poi ad un intervallo a laminazione parallela (facies *Sfo*); sono rare le intecalazioni argillose. Quindi si rinviene un banco di circa 6 m di spessore, di sabbie grossolane di colore giallastro, con abbondanti gusci di lamellibranchi di norma massivi e con rari accenni di laminazione parallela (facies *Ssh*); sono frequenti cogoli, lenti di sabbie granulari con abbondante accumulo di gusci di lamellibranchi e lenti di residui carboniosi fortemente ossidati. Successivamente la sedimentazione diviene di nuovo più fine con sabbie fini e argille siltose a laminazione parallela o con piccole ripples. Segue un altro banco di circa 7 m di sabbie fini con strutture visibili solo a tratti e senza continuità laterale: si vede laminazione parallela e talvolta megaripples; sono abbondanti i gusci di lamellibranchi, sparsi o raccolti in lenti, talvolta anche con entrambe le valve, di dimensioni che possono raggiungere anche i 4-5 cm. Quindi riaffiorano sabbie grossolane con laminazione parallela (facies *Sfo*) e abbondanti gusci di lamellibranchi, seguite da banchi di sabbie fini a laminazione parallela, più raramente con ripples al top, con abbondanti gusci di lamellibranchi e gasteropodi e residui carboniosi. La successione chiude con alternanze irregolari di sabbie fini, amalgamate e più raramente con laminazione parallela o gibbosa a piccola scala (facies *Ssh*), e livelletti argillosi (facies *Fsh*); sono sempre abbondanti gusci di lamellibranchi e gasteropodi e sono frequenti anche *clay chips* di dimensioni centimetriche di forma sempre appiattita.

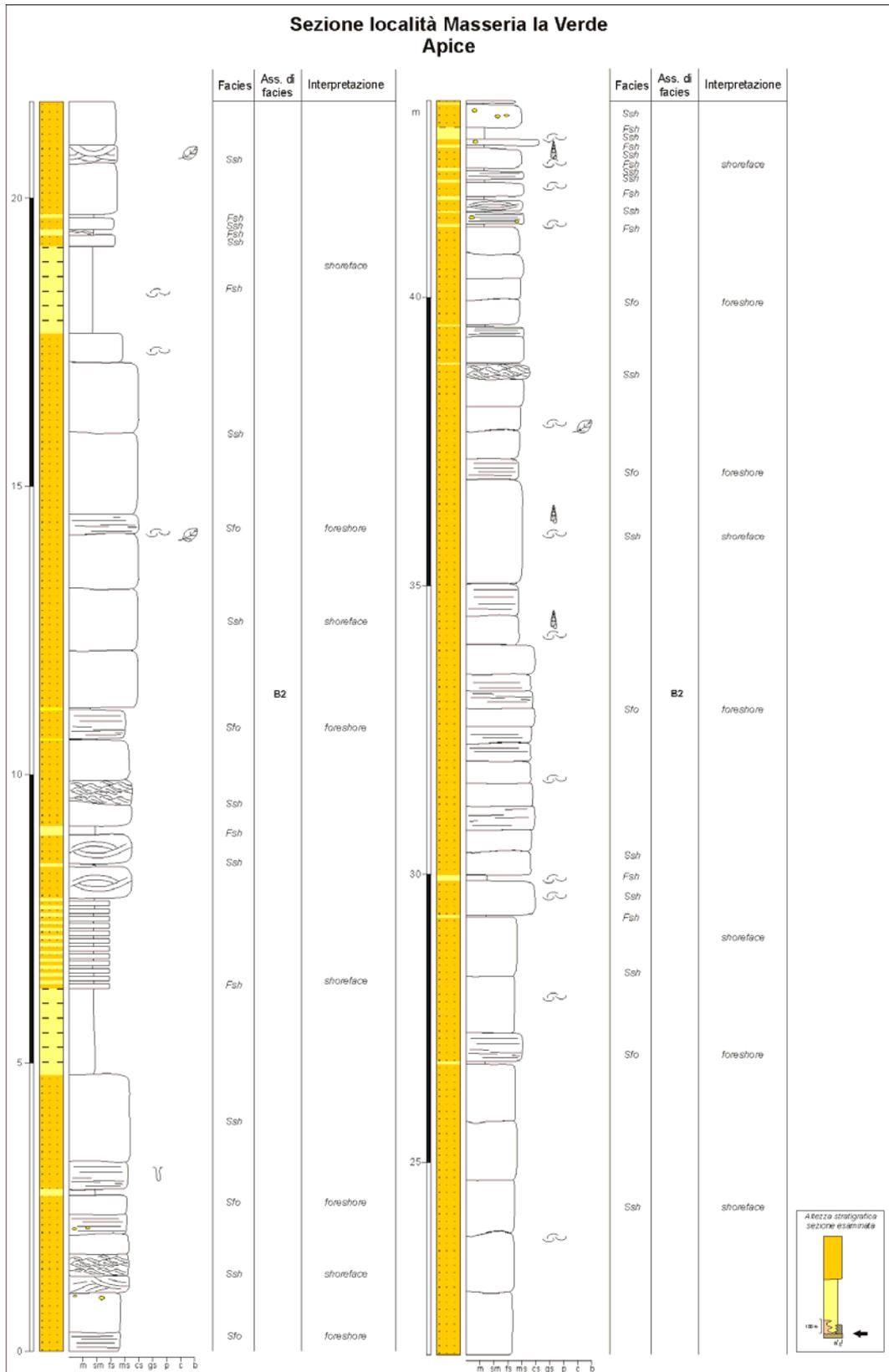


Figura 3.42– Sezione stratigrafica affiorante in località Masseria la Verde - Apice.

Le associazioni di facies rinvenute nella successione in oggetto evidenziano un'alternanza fra ambienti di spiaggia emersa e sommersa (B2), con spessori degli intervalli ascrivibili ad ambienti di *foreshore* di norma di spessore piuttosto ridotto.

3.3.1.2. Sezione alveo fiume Miscano

Una sezione particolarmente interessante per la inconsueta continuità di esposizione è quella affiorante nell'alveo del fiume Miscano, nei pressi di Apice (fig. 3.43).

Si tratta di una successione spessa circa 70 metri quasi completamente affiorante con rari intervalli coperti.

E' costituita da sabbie a granulometria variabile e argille siltose, ben stratificate, con spessori variabili da 5 cm fino 1 m, e immersione verso NNE, con inclinazioni molto variabili, con valori talvolta prossimi alla verticale in alcune porzioni.

La successione studiata è costituita alla base (primi 20 m) da sabbie a granulometria prevalentemente grossolana, localmente granulari (2-4 mm), mentre sono infrequenti gli intervalli più siltosi. In questa porzione prevalgono i livelli a laminazione parallela o con megaripples (facies *Ssh*) (fig. 3.44).

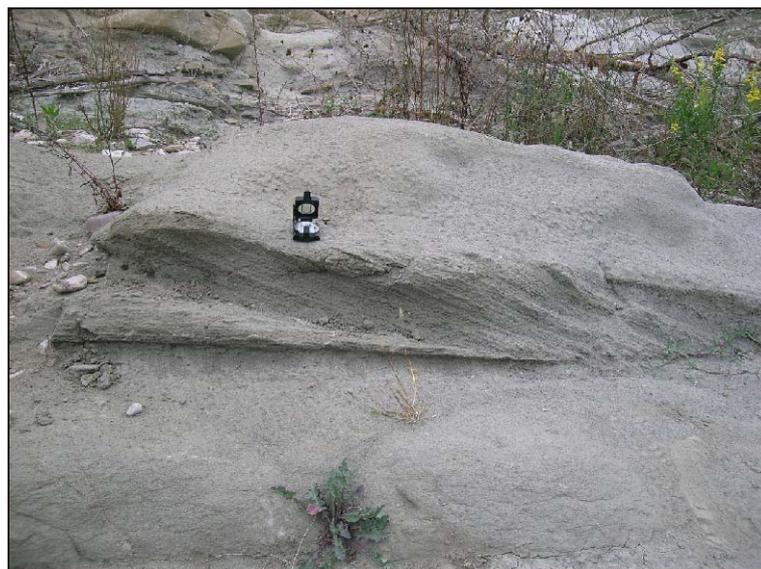


Figura 3.44 – Intervallo sabbioso con evidenti *forests* (località alveo fiume Miscano – Apice).

Talvolta sono visibili al top degli strati piccole ripples, mentre in alcuni intervalli è visibile una gradazione normale degli elementi. Al top di due strati di sabbie grossolane sono stati rinvenuti *clay-balls* di dimensioni decimetriche.

Dopo questa porzione, verso l'alto, la granulometria diviene più fine con prevalenza di argille siltose e sabbie fini, di norma prive di strutture sedimentarie, cui si alternano strati di sabbie medio-fini o raramente più grossolane a laminazione parallela o con ripples (facies *Sfo*). Segue un intervallo caratterizzato da strati di spessore metrico di argille (facies *Fof*) con intercalazioni centimetriche, ad intervalli irregolari, di sabbie fini, prive di strutture o con laminazioni parallele o piccole ripples.

All'altezza di circa 35 metri si rinvengono porzioni arenaceo-pelitiche torbiditiche, caratterizzate da una laminazione parallela alla base dello strato, passante verso il top, per gli ultimi 2 -3 cm di spessore, a laminazione incrociata da ripples, conferendo allo strato una morfologia ondulata (fig. 3.45); negli intervalli più siltosi invece si nota una quasi totale assenza di strutture sedimentarie. Si tratta di facies torbiditiche in cui si riconosce spesso una sequenza di Bouma T_{B-E} (facies *StI*).



Figura 3.45 – Intervallo sabbioso con la porzione basale a laminazione parallela e ripples nella parte alta (località alveo fiume Miscano – Apice).

Dopo un intervallo coperto di circa 4 metri, la successione riprende con sabbie grossolane e medio-fini, con livelli centimetrici di argille siltose (facies *Ssh*), cui continuano ad alternarsi intervalli torbiditici (facies *St1*).

Nella porzione più alta sono ben visibili tracce di limivori, a prevalente sviluppo orizzontale, che possono raggiungere lunghezze visibili in affioramento fino a qualche decimetro.

La distribuzione delle facies nella successione rimarca un iniziale approfondimento dell'ambiente di sedimentazione, con un passaggio dalle facies di spiaggia (B2) a quelle di ambienti di transizione spiaggia-piattaforma (C1), cui si intercalano ad intervalli irregolari associazioni di facies di scarpata (C2).

3.3.1.3. Sezione località Tignano

A nord di Apice, in località Contrada Tignano, affiora una successione pelitico-arenacea, spessa circa 20 metri (fig. 3.46).

Alla base si rinvencono, per uno spessore di circa 3.5 metri, argille grigio-nerastre, massive, intensamente fogliettate, in cui si riconosce abbondante materiale carbonioso; verso l'alto la successione continua sempre con argille e argille siltose, stratificate, di colorazione più chiara, cui si intercalano sottili straterelli spessi circa un decimetro di sabbie giallastre, sui quali sono ben evidenti ripples (facies *Ssh*). Queste intercalazioni sono frequenti, ma non regolari, ed anche il loro spessore è piuttosto variabile. Nella porzione medio-alta della successione diventano molto frequenti gusci di lamellibranchi, di dimensioni centimetriche e spessi alcuni millimetri.

La distribuzione delle facies nella successione consente di riferire l'intervallo stratigrafico esaminato ad un ambiente di transizione dalla spiaggia alla piattaforma (B2), con intervalli ascrivibili francamente alla piattaforma neritica (C1).

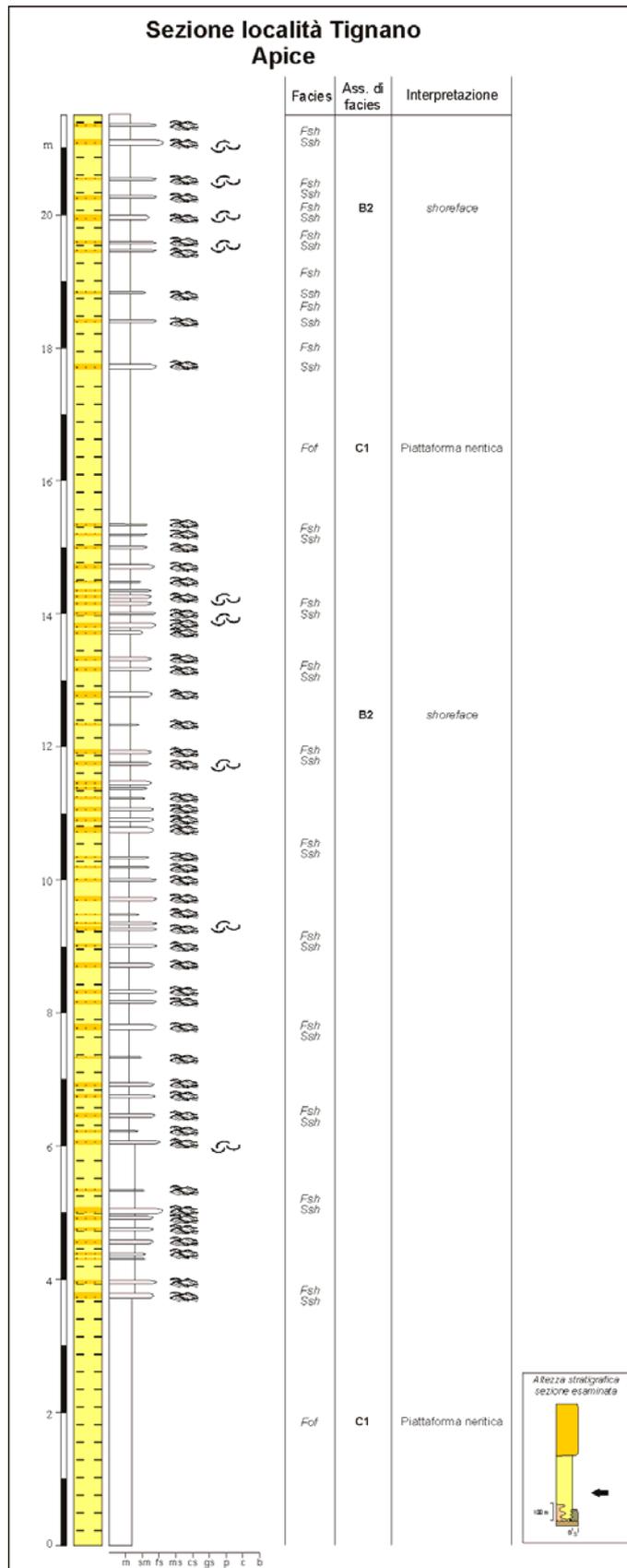


Figura 3.46– Sezione stratigrafica affiorante in località Tignano – Apice.

3.3.1.4. Sezione località Fontane Pozzagre

Lungo la strada che collega la Stazione FFSS di Apice con S. Arcangelo Trimonte affiora una successione sabbiosa abbastanza potente e continua; è stata analizzata in dettaglio una sezione visibile su un taglio a bordo strada (fig. 3.47).

Si tratta di sabbie in genere molto grossolane, di norma ben stratificate, con evidenti strutture sedimentarie, che spesso però variano lateralmente, indicando l'accostamento laterale di più facies.

Dal basso si rinvencono sabbie fini a laminazione prima parallela (facies *Sfo*) e poi gibbosa a piccola scala, seguite da sabbie grossolane a laminazione incrociata concava (facies *Ssh*) (fig. 3.47 A); all'interno dei singoli sets di lamine talvolta si intravede gradazione dei granuli e sono frequenti, soprattutto nella porzione bassa, ciottolotti di dimensioni pluri-centimetriche ben arrotondati e di forma subsferica. Segue un livello costituito da un'alternanza fitta di sabbie fini e argille siltose, laminate, con abbondanti residui vegetali, che si chiude lateralmente contro una lente di ciottoli (facies *Gfo*). Quindi ci sono sabbie medie, gradate, con megaripples (facies *Ssh*), con lamine in genere gradate, con sabbie granulari alla base; seguono intervalli ciottolosi con dimensioni che possono raggiungere anche 10 cm, di norma ben arrotondati e di forma subsferica, organizzati in lenti, con geometria talvolta sigmoidale (facies *Gfo*) (fig 3.47 B); sono presenti gusci sottili di lamellibranchi. Segue un intervallo di circa 1 m di sabbie medie con abbondanti *clay chips* allineati e di forma schiacciata; nella porzione bassa si vede una laminazione gibbosa a piccola scala (fig 3.47 C), passante verso l'alto a piccole ripples (facies *Ssh*), mentre lateralmente si passa a laminazione parallela. Quindi di nuovo un intervallo di sabbie medio-grossolane gradate, con gusci di lamellibranchi e gasteropodi, e rari ciottoli centimetrici sparsi (facies *Sfo*); lateralmente passano a sabbie fini con ripples. Verso l'alto la sedimentazione diviene più regolare con deposizione di sabbie medie, con evidenti megaripples, in cui si evidenzia talvolta gradazione normale dei granuli (facies *Ssh*); talvolta sono presenti lenti argillose, lenti di sabbie granulari, ciottolotti sparsi e *clay chips*, mentre sono molto frequenti gusci di lamellibranchi e gasteropodi. Segue un intervallo di argille siltose e sabbie fini con abbondanti residui vegetali,

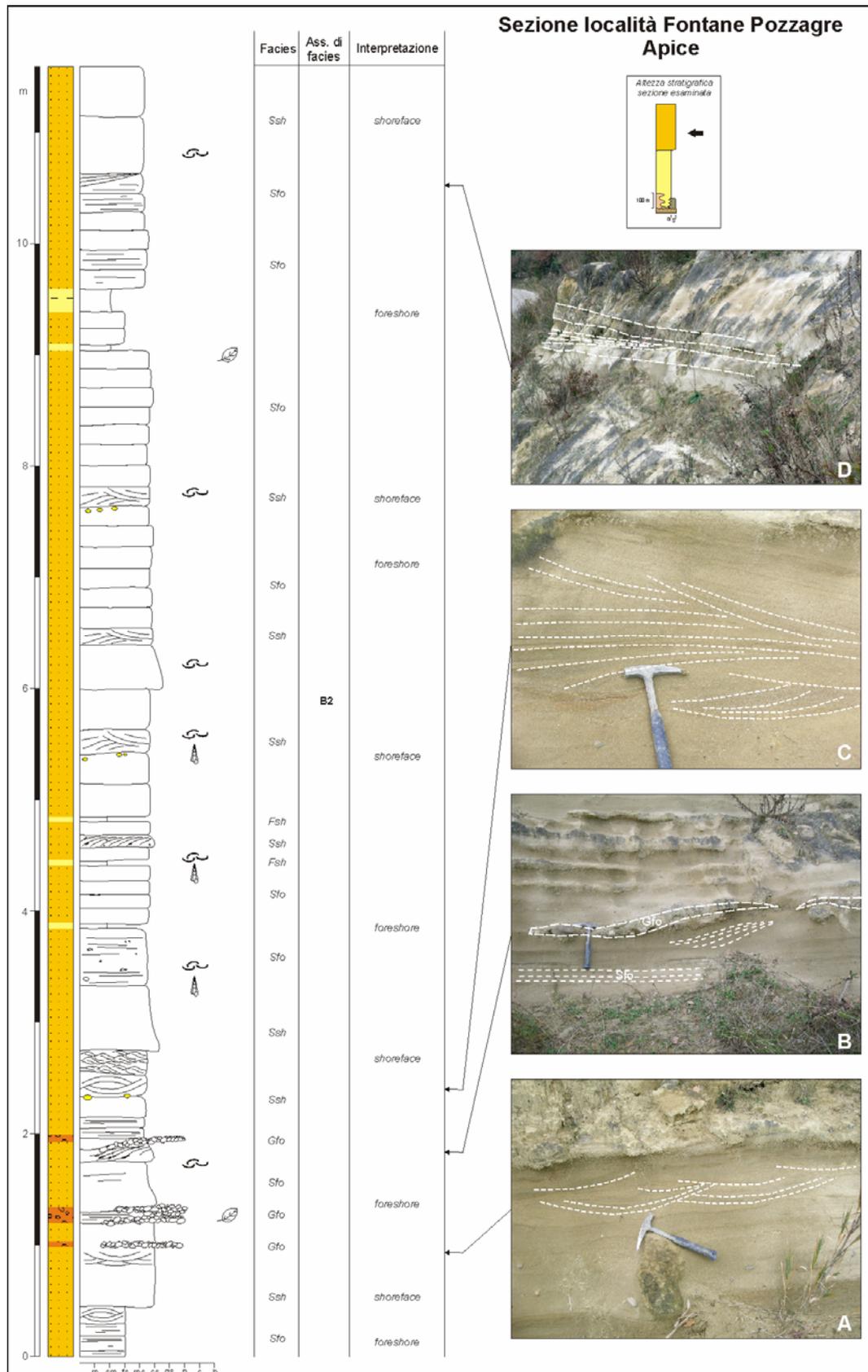


Figura 3.47 – Sezione stratigrafica affiorante in località Fontane Pozzagre – Apice.

sovrastati di nuovo da sabbie medie con abbondanti resti di lamellibranchi; al top si rinvencono strati cuneiformi (facies *Sfo*) (fig 3.47 D).

La distribuzione delle facies nella successione consente di riferire l'intervallo stratigrafico esaminato ad un ambiente di spiaggia (B2), con sub-ambienti variabili tra la spiaggia emersa e sommersa.

3.4. San Leucio del Sannio

La morfologia dell'area di San Leucio del Sannio è costituita da una dorsale, con altezza media di 350-400 metri, ad andamento meridiano, delimitato verso est dalla valle del fiume Sabato.

I depositi sono deformati secondo delle blande sinformi ed antiformali con assi orientati in senso appenninico ed antiappenninico, mentre al margine sud-est dell'area sono ribassati verso la depressione in cui scorre il fiume Sabato da una serie di faglie orientate NNE-SSW.

3.4.1. Stratigrafia

Nell'area di San Leucio del Sannio affiorano depositi prevalentemente sabbiosi e conglomeratici, ascrivibili alla porzione trasgressiva del *Sistema della Baronia* (CIARCIA *et alii*, 2006) (fig. 3.49; tav. 3).

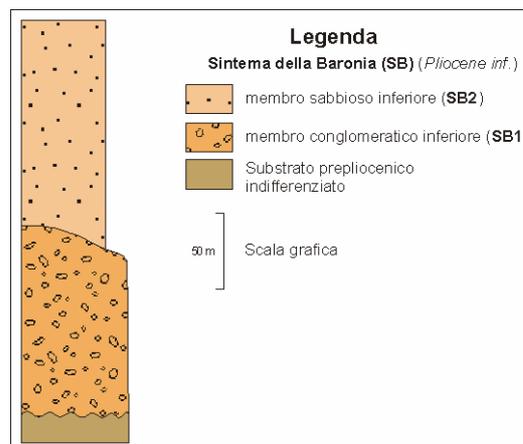


Figura 3.48 – Colonna stratigrafica schematica della successione pliocenica affiorante nell'area di San Leucio del Sannio.

Nei pressi dell'abitato di San Leucio del Sannio e lungo il fondovalle del fiume Sabato affiorano depositi conglomeratici distinti come *membro conglomeratico inferiore* (SB1) (cfr. *membro dei conglomerati della Valle del Sabato* in CIARCIA *et alii*, 2006); si tratta di conglomerati a tessitura clasto-sostenuta con abbondante matrice sabbiosa grossolana e poco cementati; i ciottoli sono poligenici, con prevalenza di quelli arenacei (CIARCIA & TORRE, 1996), eterometrici con dimensioni che possono raggiungere anche alcune decine di

centimetri, di norma ben arrotondati e con prevalenza di forme lamellari; i ciottoli sono di norma embriati con direzioni di drenaggio verso i quadranti settentrionali, localmente si rinvengono livelli e lenti di sabbie massive con rari intervalli argillosi.

Verso l'alto i depositi prevalentemente ciottolosi passano ai terreni sabbiosi, *membro sabbioso inferiore* (SB2) (cfr. *membro delle sabbie di S. Leucio* in CIARCIA *et alii*, 2006); si tratta di sabbie a granulometria variabile di colore grigio-giallastro di norma ben stratificate con spessori degli strati di pochi decimetri, con frequenti intercalazioni di lenti o livelli di argille e di ciottoletti di dimensioni centimetriche e sempre ben arrotondati; si presentano quasi sempre molto fossilifere, con gusci di gasteropodi e lamellibranchi che possono raggiungere dimensioni anche fino al decimetro; anche l'attività degli organismi fossatori è molto diffusa e l'intensa bioturbazione frequentemente ha cancellato completamente le strutture sedimentarie.

Sono stati esaminate in dettaglio tre sezioni stratigrafico-sedimentologiche ricadenti nel membro conglomeratico.

3.4.1.1. Sezione località S. Marcello

Sul fondovalle del fiume Sabato, in località S. Marcello, lungo il fronte di una cava abbandonata affiora una successione sabbioso-conglomeratica potente circa 25 metri (fig. 3.49).

Per i primi dieci metri affiora un'alternanza di sabbie e conglomerati organizzati in strati e lenti. Gli intervalli sabbiosi che superiormente sono troncati di norma da superfici erosive, indicative di eventi rovinosi, che hanno permesso l'arrivo ed il deposito dei ciottoli sovrastanti; sono a composizione prevalentemente litica, presentano una granulometria medio-grossolana, sono di colore giallastro e localmente molto arrossate e sono visibili talvolta strutture sedimentarie quali laminazioni incrociate planari (facies *Sp*) o laminazioni piano parallele; sono presenti rare lenti di sedimenti più fini sabbioso-siltosi (facies *SF*).

I conglomerati sono a tessitura clasto-sostenuta con abbondante matrice sabbiosa arrossata, con ciottoli eterometrici e poligenici, anche se prevalgono quelli di natura carbonatica; le forme sono di norma ben arrotondate e sono

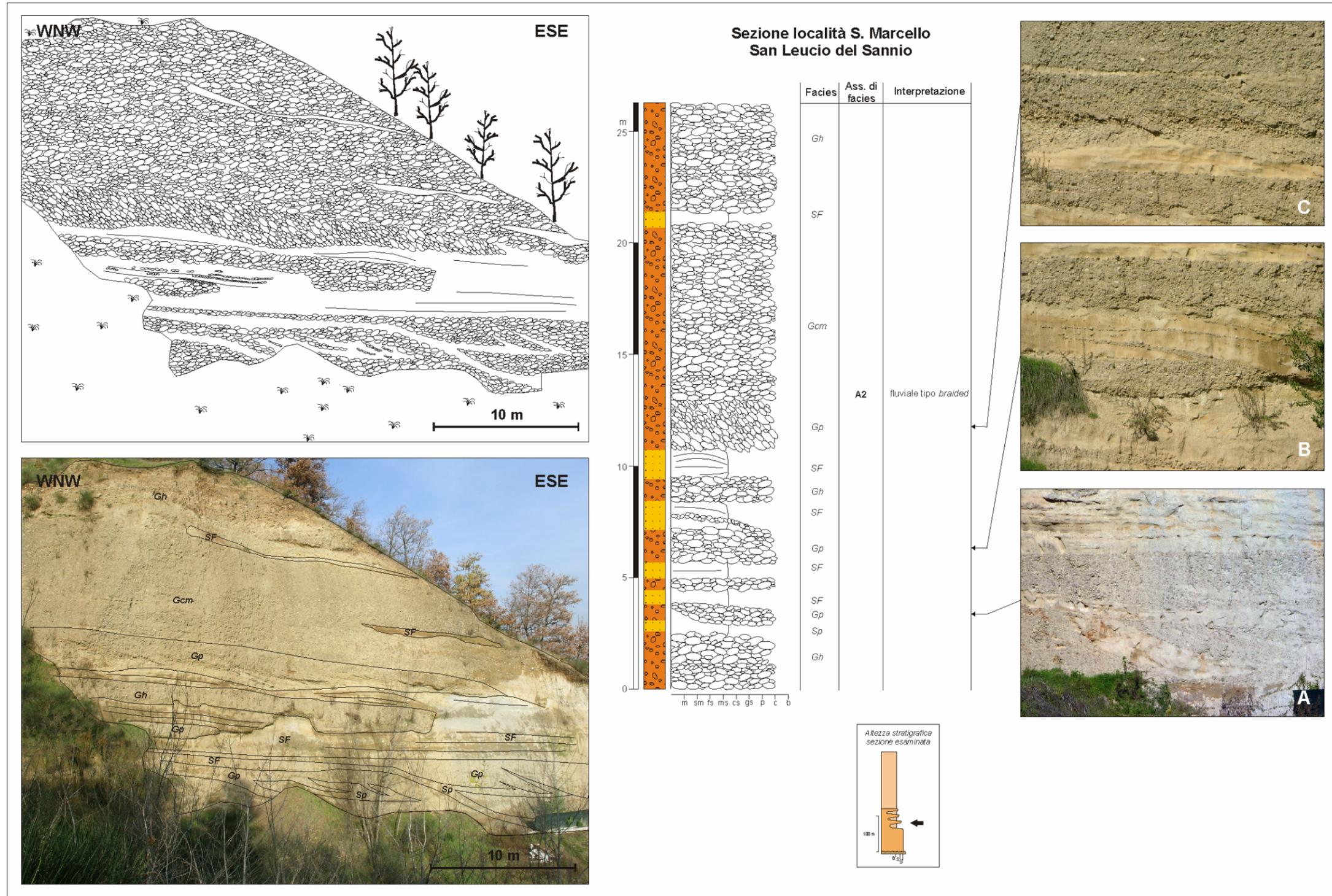


Figura 3.49 – Sezione stratigrafica affiorante in località S. Marcello – S. Leucio del Sannio.

evidenti embriciature dei clasti; i corpi conglomeratici presentano spesso geometria sigmoidale (facies *Gp*) (fig. 3.49 A, B), più raramente si presentano come corpi tabulari e per lo più si chiudono lateralmente contro le sabbie (facies *Gh*).

Segue verso l'alto un intervallo conglomeratico, spesso circa 2 metri, clinostratificato, con immersione verso i quadranti orientali; la base presenta morfologia fortemente ondulata (facies *Gp*) (fig. 3.49 C); la sezione chiude con oltre 10 metri di conglomerati massivi, a tessitura clasto-sostenuta con abbondante matrice sabbiosa, clasti eterometrici e poligenici, con embriciature verso i quadranti settentrionali (facies *Gcm*); sono presenti rare intercalazioni di lenti sabbiose di spessore decimetrico, con morfologia molto irregolare.

Nel complesso le facies rinvenute denotano una associazione di facies di piana alluvionale (associazioni di facies A2); nella porzione inferiore sembrano ben evidenti i processi di migrazione dei canali, con episodi di regime energetico relativamente basso che ha permesso la deposizione degli intervalli sabbiosi; verso l'alto sembrano prevalere i regimi energetici piuttosto elevati, con deposizione di intervalli conglomeratici di spessore metrico, con sedimentazione di piccoli intervalli sabbiosi nei canali effimeri durante le fasi calanti delle piene.

3.4.1.2. Sezione località Mass. Zolli

In località Mass. Zolli, nei pressi dell'abitato di San Leucio del Sannio, lungo un fronte di cava, affiora una successione conglomeratica che evolve verso l'alto in depositi sabbioso-pelitici, dallo spessore complessivo di 25 metri circa (fig. 3.50).

Dal basso affiorano sabbie grossolane molto arrossate (facies *SF*), passanti verso l'alto ad un intervallo conglomeratico spesso circa 2 metri; la tessitura è clasto-sostenuta, con abbondante matrice sabbiosa arrossata, i ciottoli sono abbastanza selezionati, con dimensioni di circa 10 centimetri, di norma ben arrotondati ed embriciati con direzioni delle paleocorrenti verso i quadranti settentrionali; la base è erosiva (facies *Gh*).

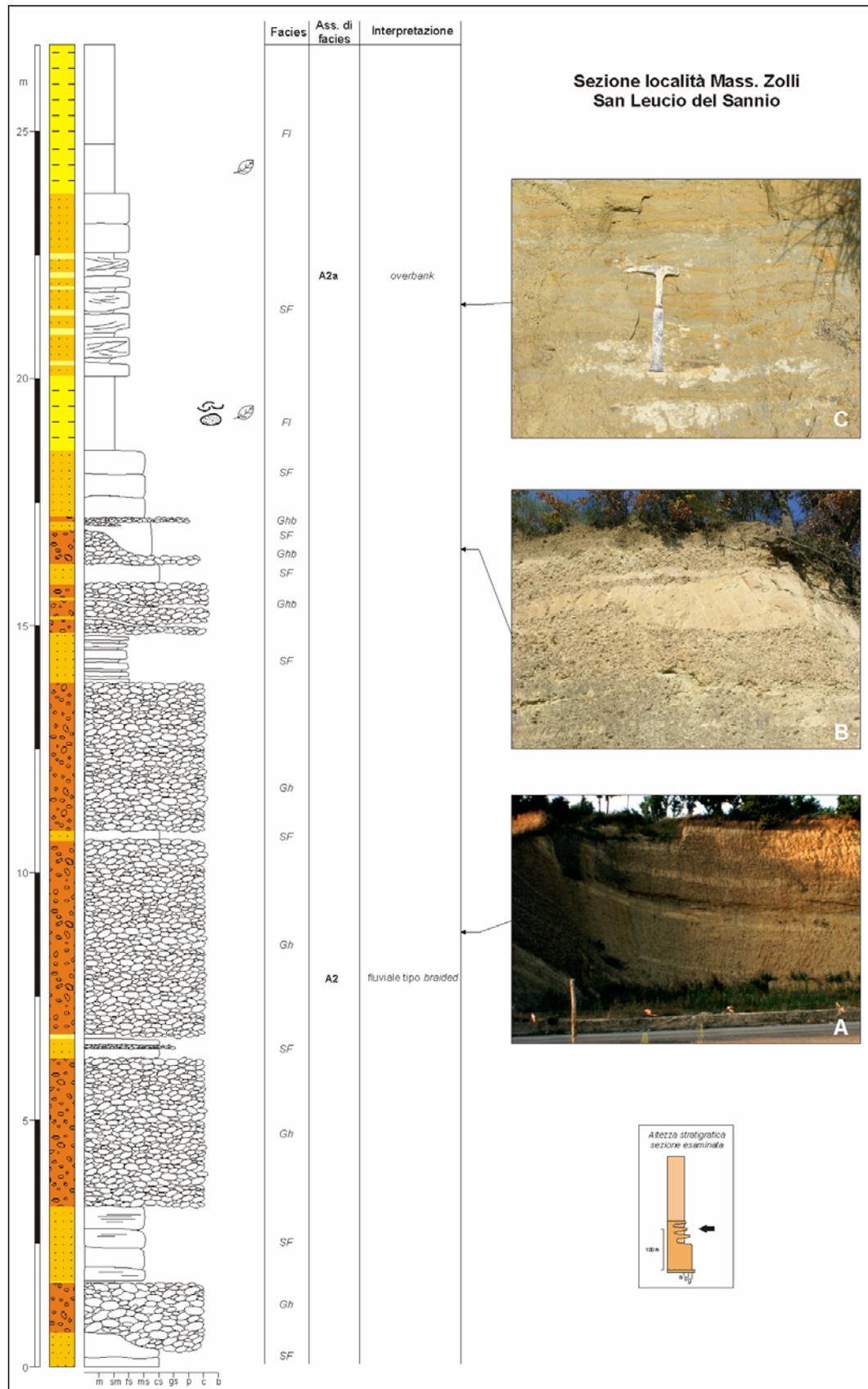


Figura 3.50 – Sezione stratigrafica affiorante in località Mass. Zolli - S. Leucio del Sannio.

Segue un altro intervallo di sabbie fini, con livelli e lenti di materiale siltoso, in cui si vedono accenni di laminazione piano parallela con lamine spesso molto arrossate (facies *SF*).

Quindi prevalgono i depositi conglomeratici massivi di spessore 2-5 metri, intervallati da livelli e lenti di sabbie grossolane; il deposito è a tessitura clasto-sostenuta, con ciottoli poligenici, modesto grado di selezione granulometrica, ed embriciature verso i quadranti settentrionali; la base è sempre erosiva (facies *Gh*) (fig. 3.50 A). Verso l'alto si rinviene un intervallo con alternanze di livelli spessi 5-10 centimetri di sabbie fini e argille siltose per uno spessore complessivo di oltre 2 metri (facies *SF*).

Segue di nuovo un intervallo conglomeratico come quello sottostante anche se le dimensioni dei clasti sono mediamente maggiori (10-15 cm), che lateralmente è interdigitato con intervalli sabbiosi (facies *Ghb*).

Verso l'alto diventano dominanti le facies sabbiose (facies *SF*), interrotte da strati ciottolosi a geometria prevalentemente lentiforme che si chiudono lateralmente (fig. 3.50 B).

Si rinvergono quindi sabbie a granulometria medio-grossolane, cui seguono argille siltose grigiastre con abbondanti livelli e lenti di spessore centimetrico di materiale carbonioso; sono presenti rari guscelli molto sottili e di dimensioni centimetrici di lamellibranchi ed abbondante ostracofauna di ambiente dulcicolo (facies *FI*).

Segue un intervallo con alternanza di sabbie fini e argille siltose localmente molto arrossate, in cui si notano laminazioni ondulate (fig. 3.50 C).

La sezione chiude con sabbie fini massive.

Nel complesso si rinviene un'associazione di facies A2, con prevalenza nella porzione inferiore della sezione di ambienti di canale tipo *braided*, con intervalli che mostrano associazioni di facies che possono essere ascrivibili ad ambienti di canale abbandonato. Al top della successione, invece, le facies rinvenute permettono di ipotizzare l'instaurarsi di ambiente di piana di esondazione con sedimentazione di depositi di *overbank* (associazione di facies A2a); la presenza di ostracofauna dulcicola e il rinvenimento di guscelli di lamellibranchi fanno

supporre l'esistenza di zone depresse ove l'acqua ristagnava per tempi piuttosto prolungati, tali da permettere la diffusione di tali organismi.

3.4.1.3. Sezione località Maccabei

In questa località è possibile seguire per circa 18 metri, o poco più, una successione costituita da sabbie alternate a conglomerati e argille immergenti verso nord-est di 15 gradi circa (fig. 3.51).

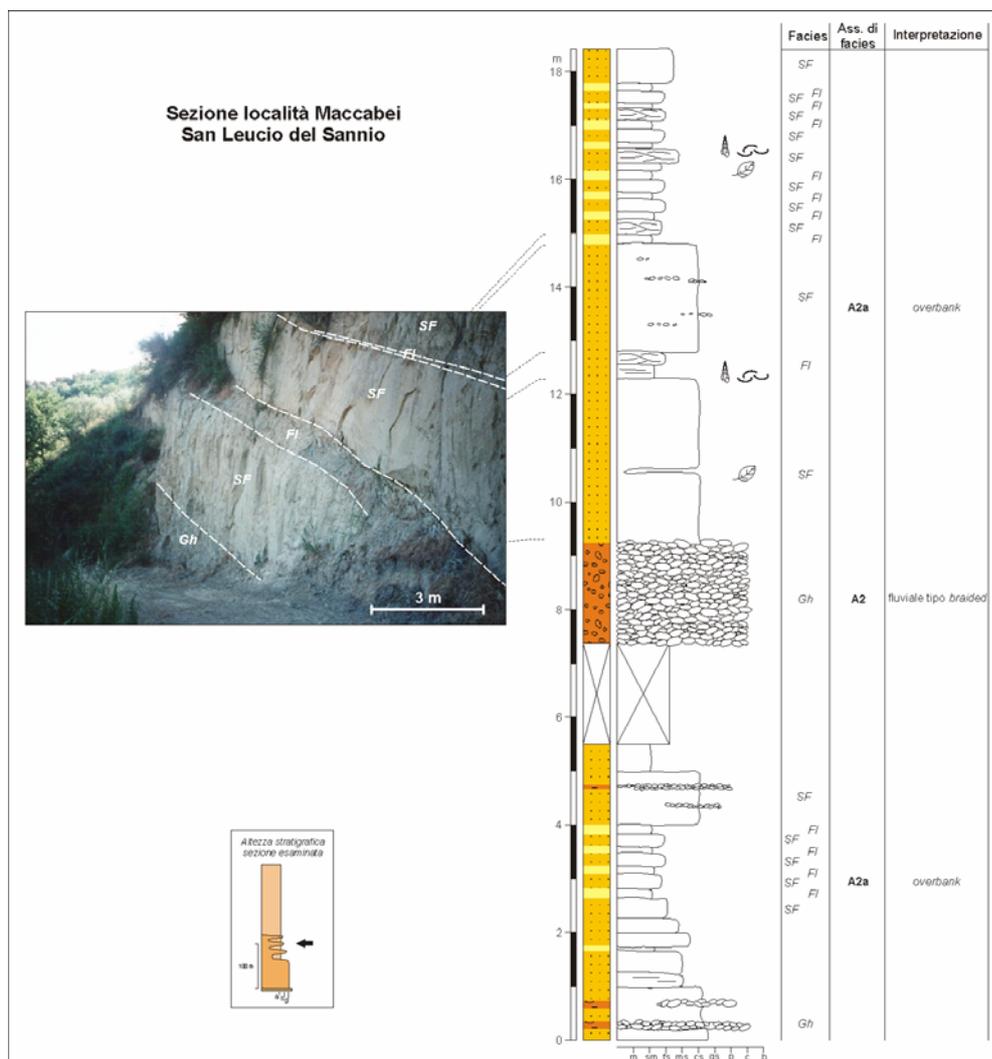


Figura 3.51– Sezione stratigrafica affiorante in località Maccabei - S. Leucio del Sannio.

Dal basso verso l'alto si vedono dapprima delle sabbie grossolane con granuli di natura prevalentemente quarzosa e litica, con qualche lente di ciottoli di

pochi centimetri di diametro, ben arrotondati e a litologia calcarea ed arenacea predominante. Seguono sabbie fini laminate, con linee più arrossate, alternate senza alcuna regolarità con sabbie più grossolane o con livelli argillosi, mentre sono presenti rare lenti ciottolose, per uno spessore di circa 5 metri; non si nota la presenza di macrofossili (facies *Sh*).

La successione riprende, dopo un intervallo coperto di alcuni metri, con uno strato di almeno 2 metri di conglomerati. Questi presentano una tessitura clasto-sostenuta anche se la matrice sabbiosa è molto abbondante, mentre i clasti sono poligenici, con prevalenza di quelli carbonatici, ed eterometrici con dimensioni massime di circa 10 centimetri. I clasti presentano talvolta embriciature verso i quadranti settentrionali (facies *Gh*). Verso l'alto c'è un passaggio graduale per intercalazione a sabbie grossolane di colore giallo-grigiastro dall'aspetto massivo, spesse circa 3 metri. Non si notano fossili, mentre sono presenti lenti argillose che possono avere estensione anche fino ad un metro, in cui si riconoscono residui carboniosi (facies *Sh*). Seguono livelli argillosi laminati con residui carboniosi e gusci di lamellibranchi e gasteropodi turricolati, passanti verso l'alto a strati sottili di sabbie fini con laminazione ondulata in piccolo per uno spessore complessivo di circa 50 centimetri (facies *Fl*). Poi abbiamo un nuovo megastrato, di circa due metri di spessore, di sabbie grossolane, che a luoghi assumono una colorazione molto arrossata e presentano rari ciottoli dispersi all'interno (facies *Sh*), cui segue un'alternanza irregolare di sabbie fini e argille, organizzate in strati sottili, per circa 3 metri. Nelle argille sono presenti abbondanti residui carboniosi e gusci di gasteropodi e lamellibranchi, mentre nelle sabbie argillose talvolta si intravede una laminazione ondulata. La successione visibile in affioramento si chiude con sabbie medio-grossolane per uno spessore di almeno 2 metri.

In questa sezione prevalgono nettamente le facies sabbiose e pelitiche, che permettono di ipotizzare l'instaurarsi di ambiente di piana di esondazione con sedimentazione di depositi di *overbank* (associazione di facies A2a); sono presenti rari intervalli ciottolosi ascrivibili ad ambienti di canale tipo *braided* (associazione di facies A2).

3.5. Considerazioni sulla distribuzione delle facies

L'analisi stratigrafica e sedimentologica delle sezioni ricadenti nella tre aree esaminate ha permesso di ottenere ulteriori dati per una sempre più dettagliata ricostruzione stratigrafica della successione del *Sintema della Baronìa* e degli ambienti sedimentari del bacino di Ariano-Benevento.

- *Montecalvo Irpino*

I dati scaturiti dal rilevamento geologico di dettaglio e dall'analisi delle sezioni litostratigrafiche e sedimentologiche esposte nell'area di Montecalvo Irpino indicano un chiaro condizionamento della tettonica sulla sedimentazione in questo settore del bacino infrapliocenico.

L'analisi di facies e la correlazione delle sezioni stratigrafico-sedimentologiche nell'area esaminata, hanno permesso inoltre di definire le variazioni latero-verticali delle associazioni di facies, con la ricostruzione dei relativi ambienti sedimentari (fig. 3.52).

Tali variazioni sono verificabili su una sezione naturale corrispondente grossomodo al versante nord-occidentale della dorsale su cui è ubicato l'abitato di Montecalvo Irpino (fig. 3.53); la successione litostratigrafica è stata ricostruita sulla sezione C-C', posta a confronto.

Nella parte bassa della sezione, in località Merze S. Maria, sono esposti depositi dapprima sabbiosi con diffuse faune marine, che passano verso l'alto, per intercalazioni, a sedimenti prevalentemente pelitici, di ambiente francamente marino di piattaforma (associazione di facies C1) (figg. 3.26; 3.53); depositi ascrivibili allo stesso intervallo stratigrafico affiorano anche nel settore nord-orientale, in particolare nell'alveo del torrente Miscano nei pressi della locale stazione ferroviaria (figg. 3.24; 3.25; 3.53).

Al di sopra delle peliti, in località Ripa delle Bafanelle, seguono sabbie con abbondanti macrofaune, costituite prevalentemente da ostreidi e pectinidi, rappresentative di un ambiente costiero di mare basso e tranquillo (figg. 3.27; 3.53) (associazione di facies A2). Al di sopra di questi ultimi livelli debolmente inclinati, corrispondenti ai bottomset deltizi, si riconosce un intervallo caratterizzato da sabbie clinostratificate, che rappresentano i foresets di un

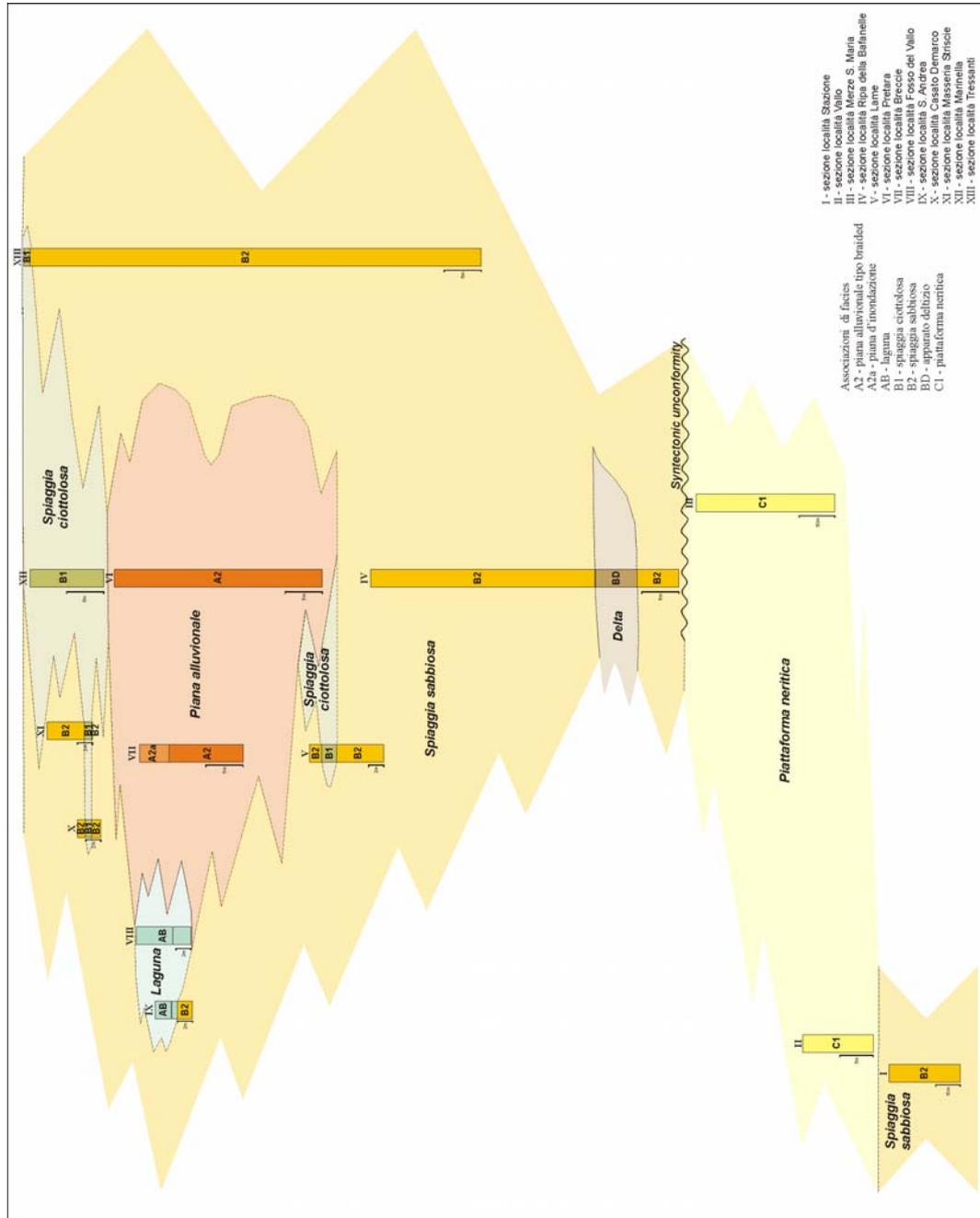


Figura 3.52– Schema di correlazione delle sezioni analizzate nell'area di Monteculvo Iripino.

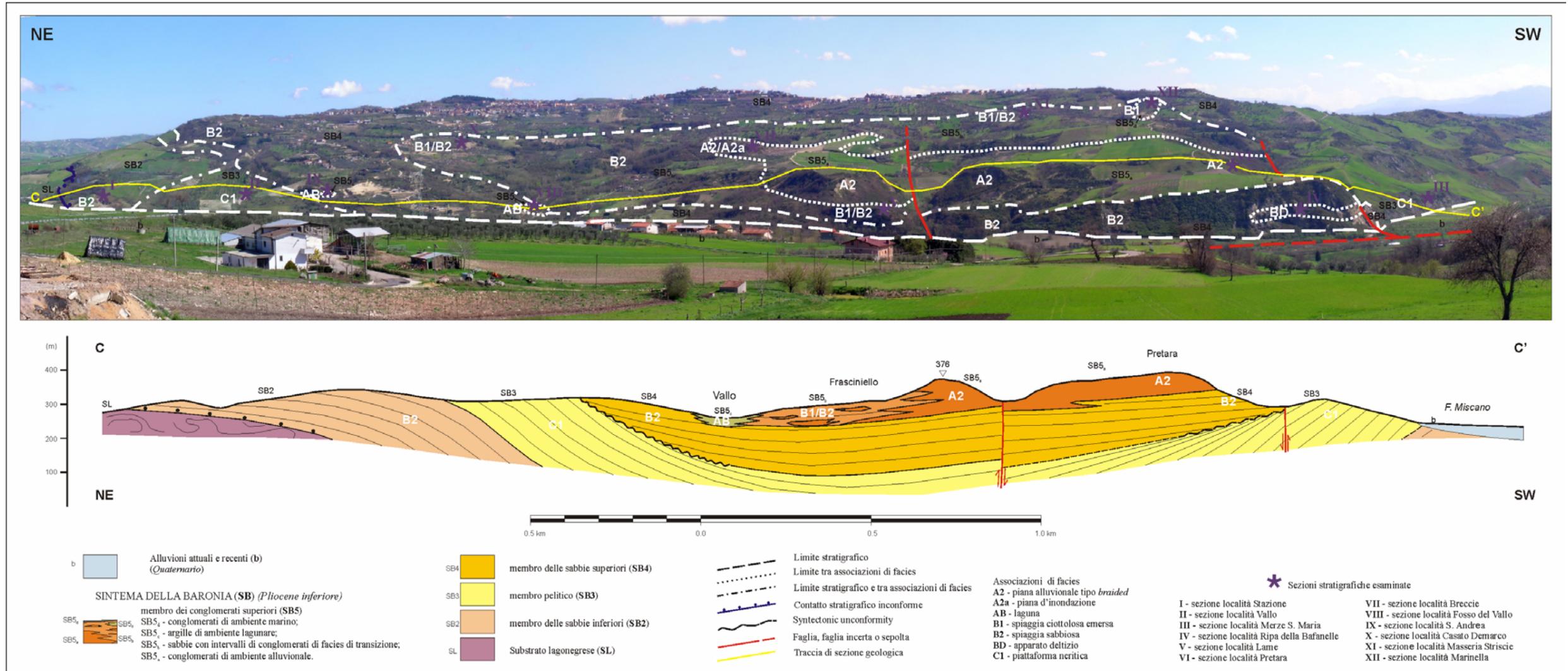


Figura 3.53 – Panoramica del versante nord-ovest della dorsale di Montecalvo Irpino, con ubicazione delle sezioni stratigrafico-sedimentologiche esaminate e distribuzione delle associazioni di facies; in basso è riportata per confronto la sezione geologica C-C' della tavola 1.

apparato deltizio (*Gilbert type deltas*) (associazione di facies BD); l'immersione degli strati e le strutture sedimentarie mostrano una chiara progradazione del sistema verso i quadranti nord-orientali (fig. 3.27). Il sistema deltizio si trova poco sopra una discontinuità (*unconformity*); questa evidenza porta ad ipotizzare che il suo sviluppo sia una risposta all'attività tettonica sinsedimentaria, che provoca un relativamente rapido approfondimento localizzato lungo l'asse della sinforme e un elevato apporto clastico dai settori posti più a sud, in sollevamento, con un rapido colmamento della locale depressione (DORSEY *et alii*, 1995; GARCIA-GARCIA *et alii*, 2006). Gli strati conchigliari al di sopra dei topset deltizi, inoltre, sono stati interpretati in simili contesti tettono-sedimentari come intervalli condensati, che si andavano sedimentando lentamente, in periodi di relativamente ridotto apporto silicoclastico nel bacino; queste condizioni permettevano la colonizzazione di una fauna molto abbondante e varia (DORSEY *et alii*, 1995).

Verso l'alto, le sabbie assumono di nuovo una geometria tabulare suborizzontale e, con la ricomparsa delle medesime specie di macrofossili rinvenute al di sotto dei depositi deltizi, indicano il ripristinarsi di condizioni di spiaggia sabbiosa (associazione di facies B2).

Seguono quindi conglomerati canalizzati, di ambiente alluvionale distale (associazione di facies A2 e A2a), a testimonianza di una emersione dell'area e di una condizione di totale continentalità del "retrotterra" beneventano (figg. 3.31; 3.33; 3.53); lateralmente e verso l'alto si rinvengono associazioni di facies di transizione, caratterizzate da alternanze di sabbie e ciottoli, rielaborati probabilmente dalle correnti lungo costa, con frequenti livelli di accumulo di gusci di molluschi (associazione di facies B1/B2) (figg. 3.37; 3.38; 3.40; 3.53).

Nei settori più settentrionali, invece, in discordanza al di sopra delle peliti, ritroviamo intervalli sabbiosi di spiaggia e successioni pelitiche lagunari, costituite da argille nerastre, caratterizzate da abbondante materiale carbonioso e presenza di faune oligotipiche e di ostracofaune di ambiente salmastro (associazione di facies AB) (figg. 3.35; 3.36; 3.53).

Chiudono la successione conglomerati marini costieri, organizzati in corpi stratoidi con buona persistenza laterale e spessori variabili da pochi centimetri a qualche metro; i ciottoli, ben elaborati e ben selezionati, presentano una forma sia

subsferica che discoidale; sono frequenti tracce e resti di organismi marini costieri quali fori dovuti all'attività di organismi litofagi (*Lithophaga*) e frammenti di gusci (associazione di facies B1) (figg. 3.39; 3.53). Questi conglomerati presentano una limitata continuità laterale in affioramento, ma il loro rinvenimento su entrambi i fianchi della struttura di Montecalvo Irpino, permette di ipotizzare una loro continuità a chiusura della successione.

Le osservazioni di dettaglio e la ricostruzione della geometria dei corpi sedimentari nell'area di fondovalle del fiume Miscano hanno evidenziato, come già accennato in precedenza, la presenza di discontinuità dovute ad attività tettonica sinsedimentaria (cfr. sezioni geologiche, tav. 1). Correlando i depositi sabbiosi e pelitici della parte bassa della successione affioranti nel settore sud-orientale e nel settore nord-occidentale si ricostruisce una struttura sinforme con asse orientato SW-NE (tav. 1, sez. C-C'). Inoltre, esaminando le giaciture dei depositi affioranti in località Merze S. Maria - Ripa delle Bafanelle si riscontra negli strati con immersioni verso E-NE ed una graduale diminuzione dell'inclinazione da 30°-40° fino a suborizzontale; analoga situazione si evidenzia nel settore più settentrionale, ove depositi ascrivibili allo stesso intervallo stratigrafico, con immersioni degli strati però verso SW, mostrano inclinazioni decrescenti procedendo verso sud da 50 a 30 gradi (cfr. alveo fiume Miscano).

Questi dati permettono di individuare una *supratenuous synclines and related composite progressive unconformity* (ANADON *et alii*, 1986), associata alle fasi di piegamento e sovrascorrimento, avvenute durante la sedimentazione e connesse alla strutturazione del prisma orogenico in questo settore del bacino di Ariano-Benevento (cfr. tav. 1, sez. C-C'). Durante la strutturazione della sinforme, si verifica un progressivo approfondimento del bacino nel settore di cerniera della piega, che provoca un ribassamento lungo il margine sud-orientale della linea tettonica Benevento-Buonalbergo, ove si riconosce una *composite progressive unconformity* (ANADON *et alii*, 1986) (cfr. tav. 1, sez. B-B').

- *Apice*

Anche in questa area le osservazioni e le analisi di dettaglio hanno permesso di riconoscere i principali tratti dell'evoluzione sedimentaria di questo settore di bacino.

La successione dei terreni affioranti è costituita da sabbie e argille, organizzati in una sequenza trasgressivo-regressiva, anche se nell'area non affiorano gli intervalli più grossolani basali e sommitali.

Nella porzione basale della successione è stato rinvenuto un intervallo arenaceo-pelitico, che mostra associazioni di facies tipicamente torbiditiche, in affioramento nell'alveo del fiume Miscano. Questo intervallo risulta correlabili per posizione stratigrafica, caratteristiche litologiche e sedimentologiche ai depositi rinvenuti nella sezione in esposizione nell'alveo del fiume Ufita (CIARCIA *et alii*, 2003). I caratteri di queste successioni fanno pensare a lobi arenacei riferibili ai *fluvio-turbidite systems* di MUTTI *et alii* (1996; 1999); è ipotizzabile lo sviluppo di sistemi fluvio-deltizi dominati da piene catastrofiche legate probabilmente a flussi iperpicnali (*flood-dominated fluvio-deltaic system*, *sensu* MUTTI *et alii*, 1996; 1999).

Le altre sezioni esaminate sono riferibili ad ambienti sedimentari simili a quelli ricostruiti nell'area di Montecalvo Irpino. Infatti, la sezione in esposizione a Contrada Tignano, in contatto discordante direttamente su depositi prepliocenici, mostra facies tipiche di ambienti di transizione spiaggia-piattaforma; la posizione a ridosso del limite settentrionale di affioramento dei depositi pliocenici nell'area irpino-sannita, permette di ipotizzare che la successione si sia depositata in prossimità del depocentro del bacino di Ariano-Benevento ed è possibile correlare questi terreni con le peliti esaminate nell'area di Montecalvo Irpino.

Le sezioni analizzate all'interno degli intervalli sabbiosi, Masseria La Verde e Fontane Pozzagre, mostrano associazioni di facies che denotano alternanze fra ambienti di spiaggia emersa e sommersa, variazioni dovute a frequenti fluttuazioni del livello marino.

- *S. Leucio del Sannio*

Nell'area di San Leucio del Sannio sono state analizzate sezioni ricadenti tutte nella porzione basale conglomeratico del ciclo sedimentario infrapliocenico.

Lo studio di queste sezioni discende dal ritrovamento di nuove esposizioni dovute a recenti coltivazioni in cava e sbancamenti per opere edili; questi tagli hanno evidenziato la presenza di facies rappresentative di ambienti sedimentari continentali e transizionali finora mai rinvenuti in tale continuità di esposizione nel settore beneventano del bacino pliocenico.

Le analisi di facies eseguite sulle sezioni di dettaglio hanno portato al riconoscimento di ambienti fluviale di tipo *braided* e all'individuazione di vari subambienti, che dimostrano un'estrema variabilità latero-verticale. In particolare sono state riconosciute nella porzione inferiore della sezione di località S. Marcello facies conglomeratiche tipiche di barre ciottolose, con evidenze di migrazione laterale. Nelle sezioni di località Mass. Zolli e di Maccabei, invece, si è ricostruito il passaggio da ambienti ciottolosi di canale attivo ad ambienti di canale abbandonato e di *overbank*, con deposizioni di terreni sabbiosi ed argillosi, nei quali talvolta è presente abbondante ostracofauna di tipo dulcicolo.

I risultati ottenuti sono in accordo con le analisi di facies e morfometriche condotte sui ciottoli conglomeratici affioranti estesamente sui versanti in destra orografica del fiume Sabato e con l'interpretazione delle litofacies già presenti in bibliografia (CIARCIA & TORRE, 1996; CIARCIA *et alii*, 2006), che riconoscono per questi depositi un'elaborazione in ambiente fluviale di tipo *braided*, in un regime climatico di tipo temperato caldo, dei depositi esaminati.

4. CONSIDERAZIONI SULL'EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA E PAEOGEOGRAFICA DEL BACINO INFRAPLIOCENICO

Nel complesso gli studi eseguiti negli ultimi anni sui depositi pliocenici, di carattere stratigrafico, sedimentologico, biostratigrafico e paleoecologico, affioranti nel settore beneventano-irpino-dauno dell'Appennino campano-lucano hanno permesso di definire in modo sempre più dettagliato l'evoluzione sedimentaria e paleogeografica di questo settore di catena.

L'evoluzione sedimentaria, paleoambientale e paleogeografica dei bacini pliocenici risente fortemente della contemporanea evoluzione tettonica della catena; tali bacini, analogamente a quanto già riconosciuto per il bacino pliocenico dell'Ofanto (HIPPOLYTE *et alii*, 1994) ubicato poco a sud dell'area di studio, sono interpretabili come *piggy-back basin* (ORI & FRIEND, 1984), in quanto risultano caratterizzati da stress compressivi sindeposizionali e da una storia evolutiva polifasica. Evidenze di tettonica sindeposizionale durante lo sviluppo del Bacino di Ariano-Benevento sono riportati in letteratura (CIARCIA, 2003; CIARCIA *et alii*, 2003; CIARCIA *et alii*, 2006).

Le successioni esaminate si sono accumulate in depocentri ubicati nel settore di *wedge-top* del *foreland basin system* pliocenico dell'Appennino meridionale. In tali depocentri, durante la parte alta del Pliocene inferiore, si sviluppa un ciclo sedimentario completo con caratteri trasgressivo-regressivi ben evidenti nelle varie sezioni esaminate. Dopo una lacuna durata alcune centinaia di migliaia di anni, un successivo ciclo deposizionale si stabilisce nel Pliocene medio, ma le relative successioni risultano di gran lunga meno diffuse in affioramento rispetto ai depositi infrapliocenici.

Le aree in esame risultano emerse già nel Messiniano superiore, allorquando a seguito della "crisi di salinità" e degli effetti della fase tettonica intramessiniana, si era individuato un articolato sistema di bacini continentali con facies tipo "lago-mare". Solo nel settore beneventano, nell'incisione del torrente Braneta, sono state segnalate successioni marine della parte bassa del Pliocene inferiore (CIAMPO *et alii*, 1986), completamente assenti, invece, nel settore irpino-dauno sia in affioramento sia nel sottosuolo. Alcune considerazioni di carattere regionale

permettono di escludere una estesa trasgressione marina in questo intervallo temporale; infatti, nella parte bassa del Pliocene inferiore, essendo il settore in esame soggetto a forti sollevamenti, derivati dalla componente verticale dei *thrusts* connessi alla strutturazione del prisma orogenico, è molto probabile che l'area fosse ancora emersa e che sia stata raggiunta da ingressioni marine di provenienza adriatica solo nella parte alta del Pliocene inferiore.

L'attribuzione al Pliocene medio delle successioni affioranti in posizione più "interna" nel settore beneventano (DE CASTRO COPPA *et alii*, 1969; CHIOCCHINI *et alii*, 2003), li rendeva di inquadramento problematico, considerando che a scala regionale si registra una progressiva migrazione dei depocentri verso i settori nord-orientali più esterni. Gli approfondimenti stratigrafico-sedimentologici di dettaglio compiuti sulle successioni affioranti in questo settore e le analisi biostratigrafiche effettuate su due successioni ricadenti nel membro pelitico, che ne consentono l'attribuzione al Pliocene inferiore (CIARCIA *et alii*, 2006), permettono di definire un quadro dell'evoluzione sedimentaria e paleogeografia del bacino di Ariano-Benevento più coerente con il modello evolutivo dell'Appennino campano-lucano.

La distribuzione delle facies nel bacino di Ariano-Benevento porta ad ipotizzare che avesse una geometria asimmetrica, con i depocentri ubicati nei settori nord-occidentali, in corrispondenza del margine nord, identificabile con l'attuale linea tettonica Benevento-Buonalbergo.

Questa rappresenta uno dei principali allineamenti tettonici nell'Appennino campano, che segna il limite settentrionale di affioramento dei depositi pliocenici di catena. Tale struttura trasversale si sviluppa con andamento piuttosto rettilineo e con direzione WSW-ENE tra Buonalbergo e Benevento e sembra proseguire ad ovest fino a Montesarchio, dove si perde, perché sepolta o assente, al di sotto dei depositi fluvio-lacustri quaternari della Valle Caudina, mentre ad est delimita il Pliocene presente a Nord di Orsara di Puglia almeno fino al fronte dell'alloctono.

La tipologia di attività caratterizzante questa linea risulta interpretata in maniera abbastanza controversa nei lavori di letteratura: PESCATORE & ORTOLANI (1973) e BIGI *et alii* (1983), nel Modello Strutturale d'Italia, la indicano come faglia diretta plio-pleistocenica; secondo ORTOLANI & TORRE (1981) si tratta di un

lineamento tettonico attivo dal Messiniano e con ruolo di trascorrente destra nel Pliocene medio; ORTOLANI & PAGLIUCA (1989-90) la indicano come una faglia trascorrente plio-quadernaria di tipo sinistro e ribassata (come faglia normale quadernaria ?) nel settore meridionale; infine ORTOLANI & PAGLIUCA (1992) la descrivono come una faglia antiappenninica plio-quadernaria a prevalente componente trascorrente.

Il margine meridionale del bacino di Ariano-Benevento, invece, era identificato con la dorsale emersa di M. Forcuso - M. Mattine, che si sviluppava in senso E-W e che separava il bacino di Ariano-Benevento dal bacino dell'Ofanto. Quest'ultimo, sede di sedimentazione continentale e marina marginale, si individuava alla base del versante meridionale della dorsale; il depocentro si era strutturato in corrispondenza di un *thrust flat* attivo, orientato in direzione circa E-W con trend di compressione N 170° (HIPPOLYTE *et alii*, 1994).

I dati scaturiti dal presente lavoro, inseriti nel quadro delle conoscenze disponibili in letteratura, hanno reso possibile una ricostruzione più dettagliata dell'evoluzione del bacino di Ariano-Benevento. Le tappe più importanti di questa evoluzione vengono di seguito schematizzate.

Stadio I - Nello stadio iniziale, sul versante settentrionale della dorsale di M. Forcuso - M. Mattine si sviluppa un'articolata rete di drenaggio subaerea con recapito verso i quadranti settentrionali e si assiste alla deposizione di un litorizzante ruditico basale di estensione regionale (fig. 4.1-I). Questo intervallo rappresenta la porzione predominante della componente subaerea del sistema deposizionale di fan-delta basale, il cui settore orientale è ben esposto nella Daunia meridionale (CIARCIA *et alii*, 1998).

Lungo i margini del bacino, però, le frequenti interdigitazioni che caratterizzano i depositi costieri associati a quelli continentali rendono poco distinguibili le facies manifestando modeste variazioni tra la componente subaerea e quella subacquea del sistema (MCPHERSON *et alii*, 1987; ORTON & READING, 1993; CIARCIA *et alii*, 1998). Nel sistema di alluvial-fan delta basale, almeno parte dei depositi canalizzati presenti potrebbero occupare settori distali di conoidi

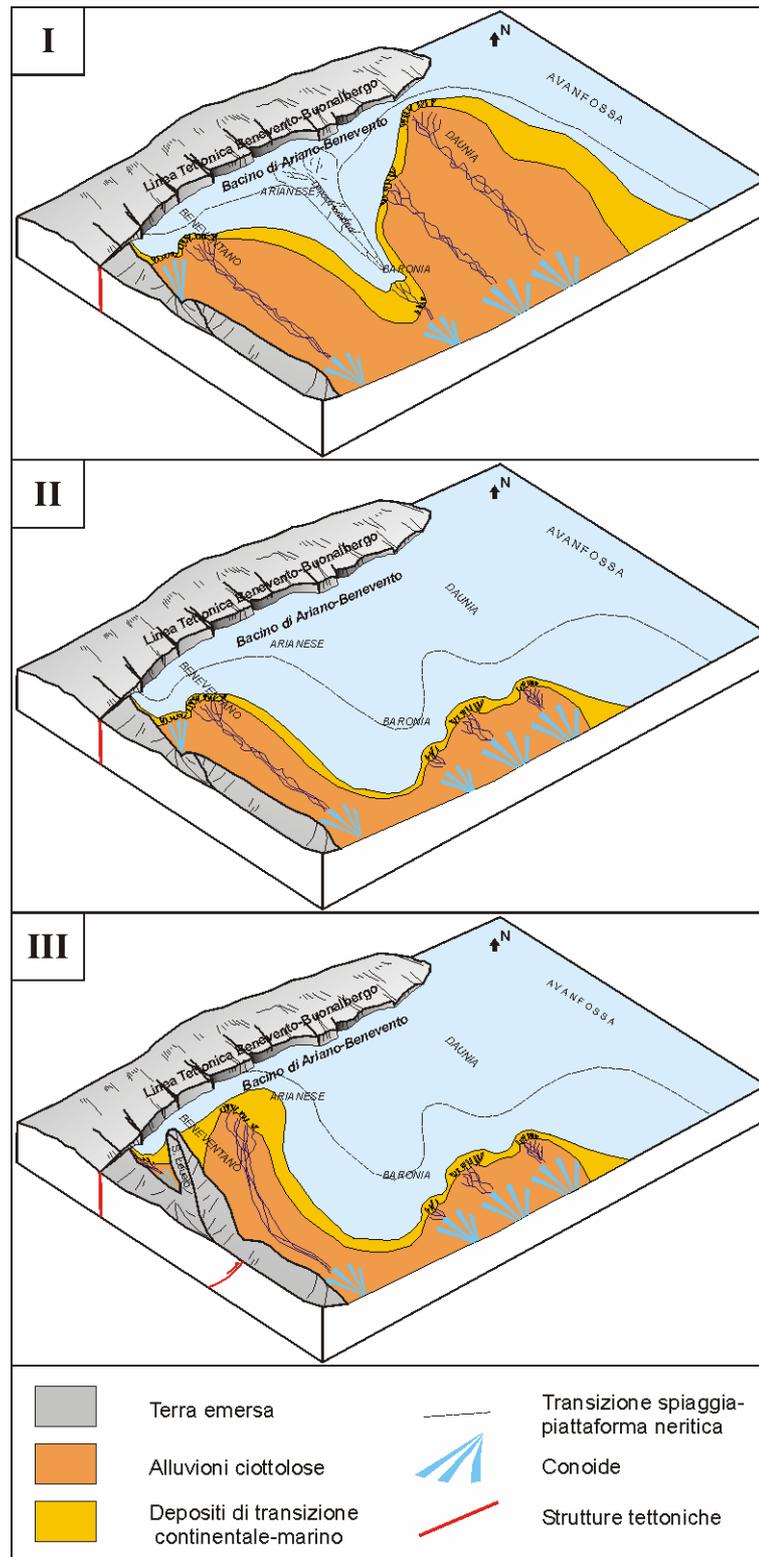


Figura 4.1 – Schema dell'evoluzione paleogeografia del Bacino di Ariano-Benevento (stadi I-III).

alluvionali (MIALL, 1996) oppure essere ritenuti esclusivi di ambiente fluviale (BLAIR & MC PHERSON, 1994).

Questo aspetto risulta più evidente in Daunia mentre verso ovest le facies marginali sono esposte con minore diffusione, per esempio ad Anzano, dove la tettonica sinsedimentaria complica ulteriormente il riconoscimento, ed a San Michele, dove le contigue facies di transizione si perdono sotto i monti della Baronia (CIARCIA, 2003) fino al mancato rinvenimento nel beneventano (CIARCIA *et alii*, 2006).

Seguendo POSTMA (1990) i depositi in esame possono riferirsi:

- per la componente subaerea ghiaiosa di conoide alluvionale ad un *feeder system* intermedio tra i tipi A e B ma che sembra variare da B ad A spostandosi dalla Daunia verso ovest (cfr. riduzione verso W della lunghezza delle aste fluvio-torrentizie);

- per la componente subacquea ad un *Hjulstrom-type shallow-water deltas* o *shoal-water-type deltas* con modesta inclinazione del fronte deltizio.

Si resta, in ogni caso, nell'ambito di piccoli sistemi alluvionali-deltizi con rapide risposte ai cambiamenti climatici e tettonici (*alluvial-fan deltas*, NEMEC, 1990).

Nelle aree corrispondenti attualmente alle valli del fiume Ufita (CIARCIA *et alii*, 2003) e del fiume Miscano (fig. 3.43) si sedimentano depositi torbiditici, rappresentativi dello stadio evolutivo iniziale di questo bacino tettonicamente attivo, che è stato localmente influenzato dallo sviluppo di sistemi fluvio-deltizi dominati da piene catastrofiche legate probabilmente a flussi iperpicnali (*flood-dominated fluvio-deltaic system*, *sensu* MUTTI *et alii*, 1996; 1999). La posizione basale di questo intervallo torbiditico è confermata dalle analisi biostratigrafiche, che le indicano come i depositi pliocenici più antichi tra quelli esaminati, per la concomitante presenza di *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia punctulata* (MATANO & STAITI, 1998).

Lungo il margine settentrionale, a causa della morfologia del bacino, la successione inizia direttamente con la deposizione di terreni pelitici sul substrato preplioceno, (es. Vallone Tora, Apice e S. Arcangelo Trimonte, CIARCIA *et alii*, 2006; fig. 3.46)

Stadio II - Nel Pliocene Inferiore - parte alta della biozona MPL4a - si verifica una generale ingressione marina di verosimile provenienza adriatica (CIARCIA *et alii*, 1998; 2003; 2006; CIARCIA, 2003), che provoca un progressivo ma generalizzato annegamento dei settori di piana alluvionale e produce un ampliamento del bacino marino, arretrandone i margini meridionali e occidentali (figg. 4.1-II; 4.2-I). Nel settore irpino-dauno le successioni registrano un repentino passaggio verso le facies sabbiose costiere e pelitiche di piattaforma (figg. 3.25 3.26) e il sistema deposizionale di fan-delta basale assume un carattere retrogradazionale.

Nel settore beneventano, posto in una zona sicuramente più interna e marginale, la trasgressione è meno pronunciata, probabilmente perché l'elevato apporto di sedimenti dai rilievi posti nei quadranti meridionali causava una progradazione dei sistemi alluvionali, neutralizzando così l'innalzamento del livello marino (CIARCIA *et alii*, 2006).

Stadio III - Dopo che l'ingressione marina raggiunge la sua estensione massima, si verifica nel settore beneventano almeno un evento tettonico sinsedimentario; questa attività provoca il sollevamento, nel settore centro-orientale, di una "fascia", orientata circa NW-SE ed estesa diversi km, forse una prima attivazione del *thrust* presso S. Leucio, struttura che rappresenta l'emersione di un sovrascorrimento più profondo, di carattere regionale (figg. 4.1-III; 4.2-II). L'attività sinsedimentaria di questo *thrust* è testimoniata da vari elementi: a Monte Colonna si registra una variazione delle direzioni di trasporto dei depositi conglomeratici, da N/NW in basso, verso W nella parte alta della successione (CIARCIA *et alii*, 2006); presenza di livelli di *slumping*, in affioramento nell'area (CIARCIA *et alii*, 2006). Nel complesso si registra una migrazione del depocentro verso ovest, con un progressivo restringimento delle aree di bacino, a circolazione sempre più ristretta fino alla quasi totale interruzione dei collegamenti con il settore più esterno, come testimonia la presenza di pirite e di cristalli di gesso nella porzione alta delle argille del Vallone Tora (PESCATORE, 1964).

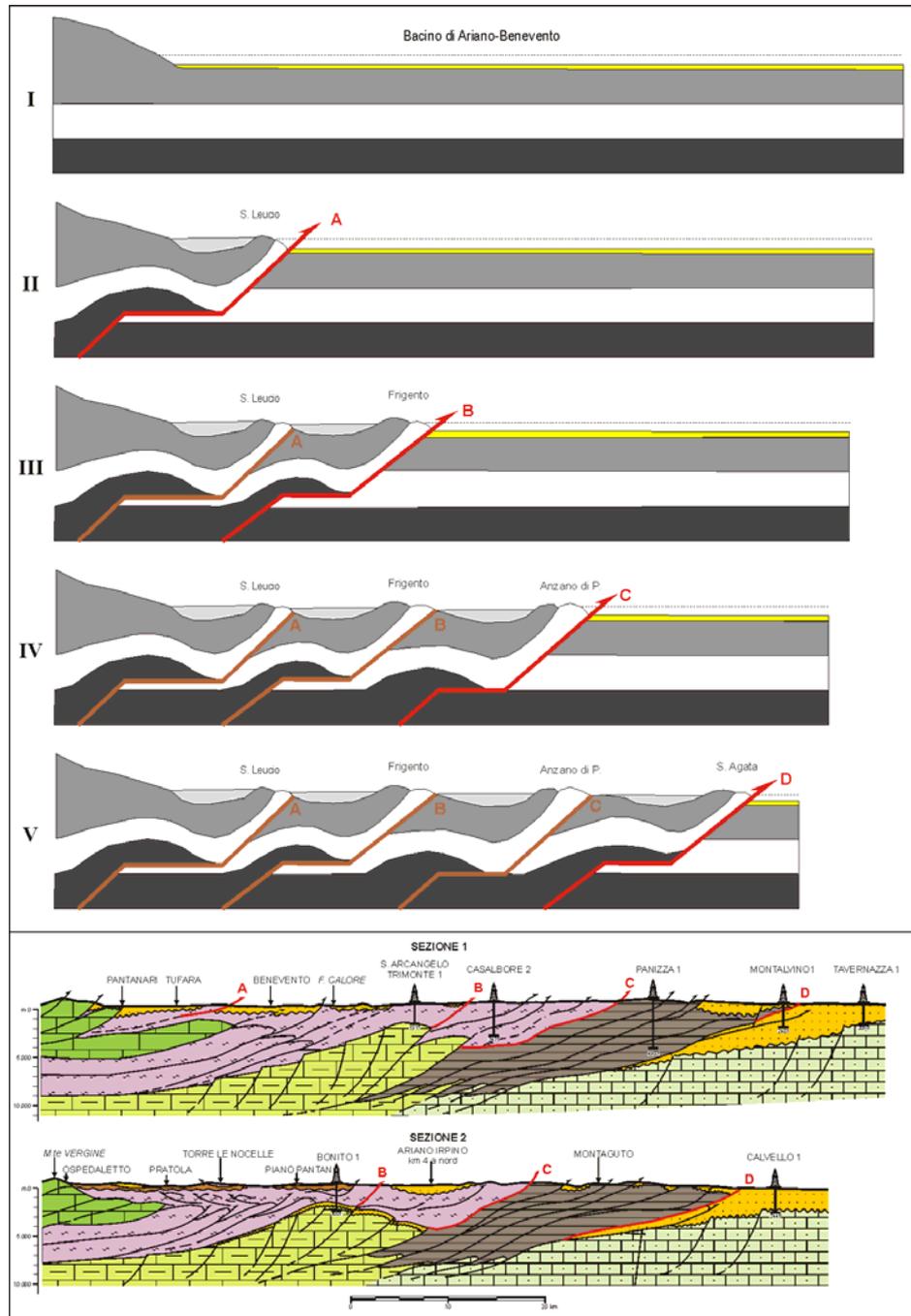


Figura 4.2 – Modello schematico dell'evoluzione tettonica nel bacino di Ariano-Benevento (I-V); in basso sono riportate a confronto le sezioni geologiche di fig. 1.3, modificate da MOSTARDINI & MERLINI (1986); per l'ubicazione delle stesse si veda fig. 1.2.

Tale variazione nella geometria del bacino in questo settore potrebbe essere spiegato con il modello a “thrust singolo” di ROURE *et alii* (1988; 1991) (fig. 4.3a), che prevede una migrazione dei depocentri verso i settori più interni in seguito all’emersione del fronte di un thrust.

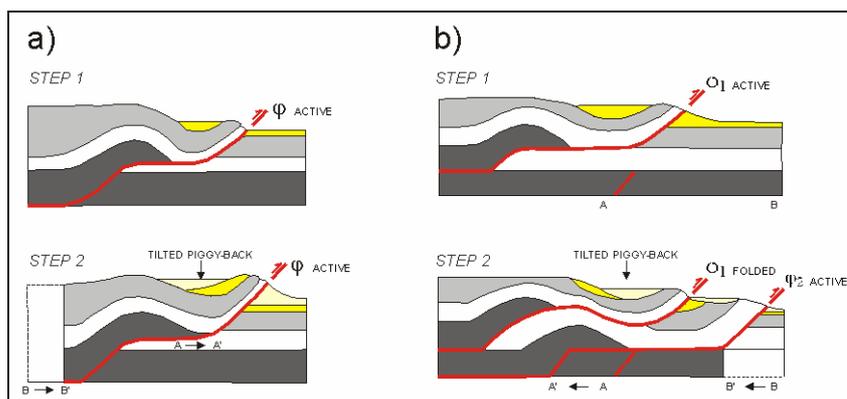


Figura 4.3 – Modelli che mostrano: a) la migrazione dei depocentri in direzione opposta a quella di propagazione delle falde in seguito all’attivazione di un singolo thrust; b) la migrazione dei depocentri nella direzione di propagazione delle falde nel caso di due sovrascorrimenti (modificato da ROURE *et alii*, 1988; 1991).

Stadio IV – Il fronte compressivo si sposta verso i settori più esterni, provocando il sollevamento dell’alto di Frigento (figg. 4.4-IV; 4.2-III). In corrispondenza del settore sud-occidentale dell’Arianese, l’instabilità tettonica è marcata da un evento di mobilizzazione gravitativa sottomarina, quali l’olistostroma di depositi tipo “Argille Varicolori”, in località Vallone Anselice (CIARCIA *et alii*, 2003).

Nell’area di Montecalvo Irpino l’attività tettonica è testimoniata dalla presenza di una *supratenuous synclines and related composite progressive unconformity* (ANADON *et alii*, 1986) (cfr. tav. 1, sez. A-A’, B-B’, C-C’). Nell’area si sviluppa dapprima un apparato deltizio progradante verso i settori nord-orientali (fig 3.27) e successivamente si assiste alla deposizione di un intervallo conglomeratico di piana alluvionale tipo *braided* (figg. 3.32; 3.33), cui fanno seguito di nuovo facies costiere (figg. 3.37 – 3.40).

Questa attività provoca il definitivo svuotamento e chiusura del settore di bacino beneventano, mentre la rete drenante subaerea proveniente dall’area di Torrioni prograda verso nord-est. Nei settori del bacino dove non si registra alcun

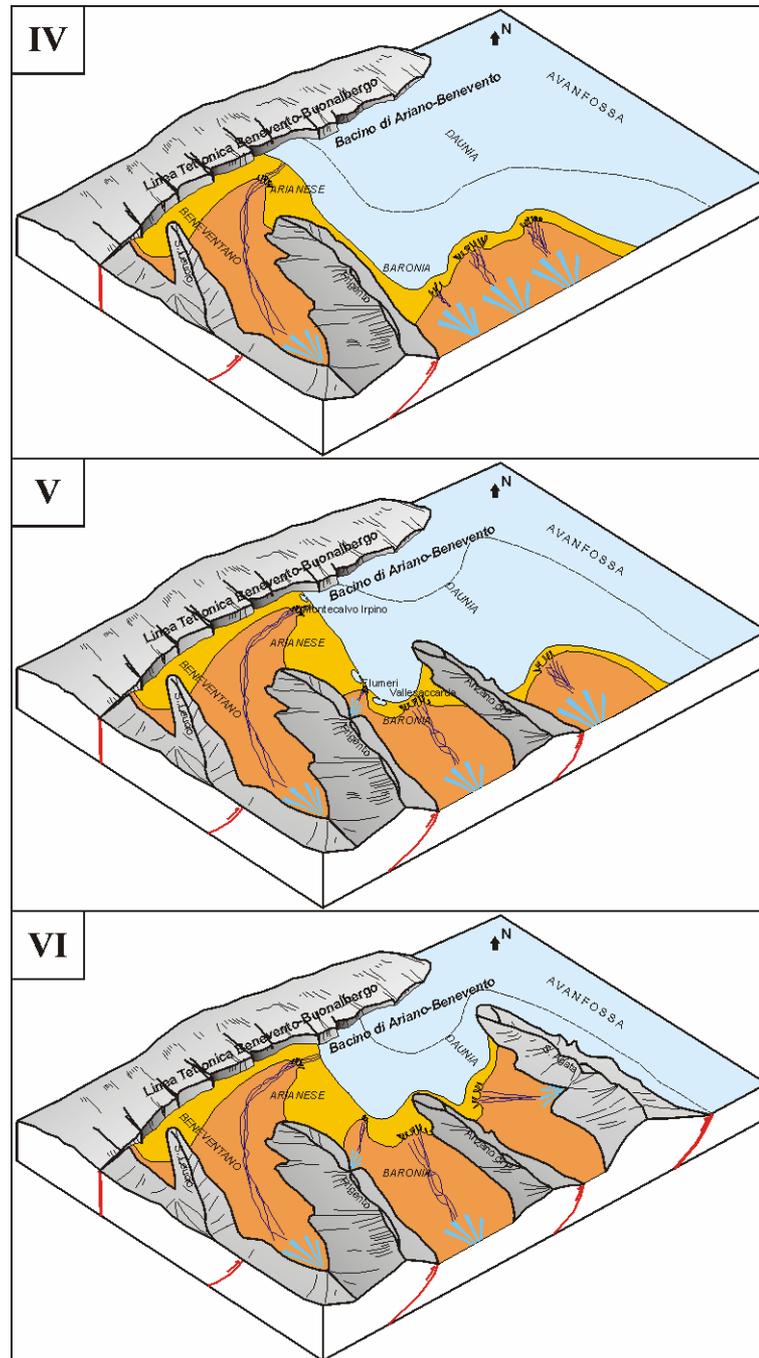


Figura 4.4 – Schema dell'evoluzione paleogeografia del Bacino di Ariano-Benevento (stadi IV-VI).

effetto dell'evento tettonico descritto, le successioni sono caratterizzate da un graduale passaggio dalle litofacies pelitico-sabbiose neritico-circalittorali alle litofacies marginali prevalentemente sabbiose di spiaggia con bassi gradienti (fig. 3.49). Dati gli elevati spessori dei depositi sabbiosi costieri è documentato un perdurante elevato tasso di subsidenza dei margini del bacino.

Stadio V – Il fronte compressivo si sposta verso i settori più esterni, provocando l'emersione di nuovo alto morfologico nella zona di Anzano di P., con migrazione dei depocentri verso i settori più esterni (figg. 4.4-V; 4.2-IV).

Localmente si assiste all'individuazione di aree paludose e lagunari, come nei pressi di Montecalvo Irpino (figg. 3.35; 3.36), o presso Flumeri e Vallesaccarda (CIARCIA *et alii*, 2003; AIELLO *et alii*, 2005).

Nell'area di Anzano di Puglia si registra un evento tettonico che si manifesta con una faglia inversa con vergenza verso NE, che comporta l'emersione di una dorsale allungata circa in direzione meridiana. I movimenti tettonici in quest'area hanno agito deformando la parte frontale di un sistema di *fan delta* nord-progradante in posizione basale, come testimoniato dalla *syntectonic intraformational unconformity* di IV tipo che è stata riconosciuta nella successione (fig. 4.5) (CIARCIA, 2003; CIARCIA *et alii*, 2003).

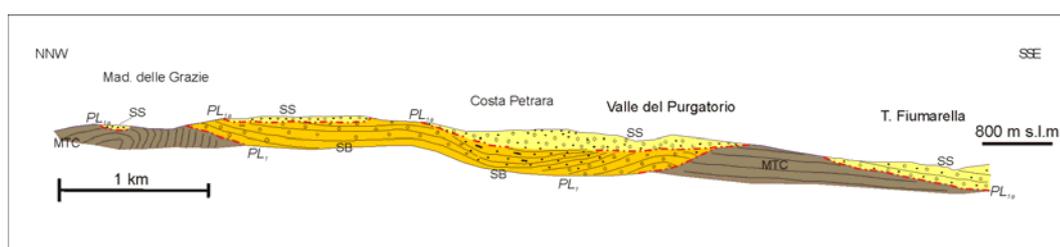


Figura 4.5 – Sezione geologica relativa al settore della dorsale di Anzano. Legenda: PL₁, PL_{1a} – superfici di unconformità; MTC, Marne argillose del Toppo Capuana (Tortoniano sup. – Messiniano inf.); SB, Sintema della Baronia (Pliocene inf.); SS, Sub-sintema di Scampitella (Pliocene inf.) (modificato da CIARCIA *et alii*, 2003).

Applicando i modelli di ROURE *et alii* (1988), questa attività sembra più coerente con il modello a “thrust doppio” (fig. 4.3b), che permette, oltretutto di spiegare l'emersione progressiva dei settori via via più esterni; i rapidi fenomeni di erosione delle aree emerse, caratterizzate da elevate energie di rilievo, causano

alti tassi di sedimentazione con lo sviluppo di successioni con *trend* regressivo; il bacino si avvia quindi al progressivo colmamento verso i settori più esterni, con una progradazione dei sistemi alluvionali.

Stadio VI - Nei depocentri dei Monti della Daunia, nel momento di maggiore espansione delle condizioni marine, si registra il progressivo sollevamento e l'emersione dei settori più orientali per l'individuazione di un *outer thrust arc* (CIARCIA *et alii*, 1998) (figg. 4.4-VI, 4.2-V). I fenomeni tettonici di sollevamento si sono verificati con gradualità, mentre nel bacino continuava la sedimentazione. La tettonica sinsedimentaria è documentata dalla presenza di significative *progressive syntectonic unconformities* nelle successioni (fig. 4.6).

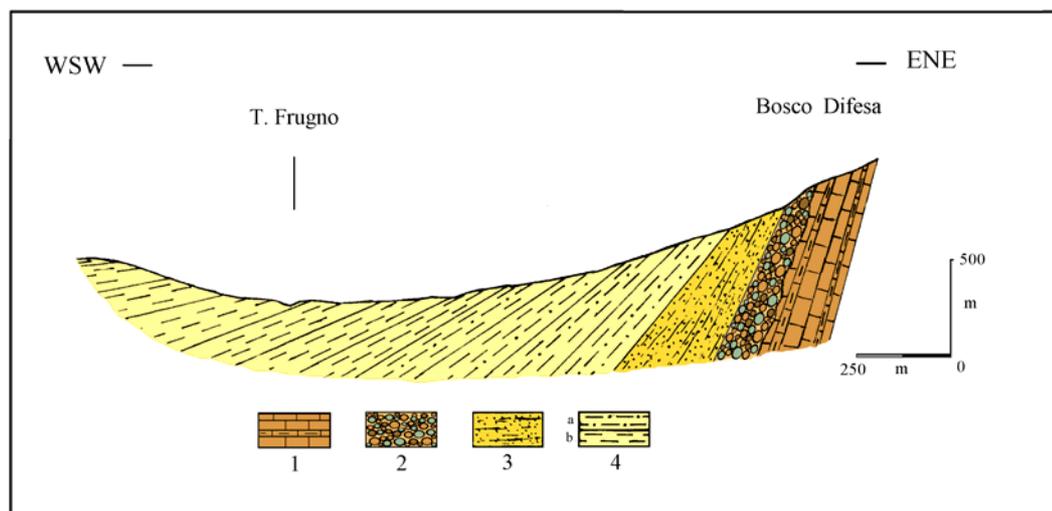


Figura 4.6 – Sezione geologica lungo il T. Frugno (Accadia, FG) nella quale sono osservabili le variazioni angolari progressive. LEGENDA: 1 - Substrato prepliocenico; Sistema della Baronìa: 2 – Conglomerati; 3 - sabbie ed arenarie; 4 - sabbie e peliti (a) e peliti (b) (modificato da CIARCIA *et alii*, 1998).

Nella Daunia meridionale, inoltre, l'emersione del margine orientale genera un nuovo sistema di *fan delta*, che si sviluppa in regime regressivo con direzioni di drenaggio verso i quadranti occidentali e conseguente migrazione dei depocentri verso ovest (CIARCIA *et alii*, 1998).

Anche in questo caso si verifica una migrazione dei depocentri verso i settori più interni, compatibile con il modello a “thrust singolo” di ROURE *et alii* (1988) (fig. 4.3b). Questa attività potrebbe spiegare anche la ripresa della marinità

che si verifica nell'area di Montecalvo Irpino, con la deposizione, al di sopra dei conglomerati alluvionali, degli intervalli sabbiosi e ciottolosi di ambiente costiero, che sembrano chiudere la successione almeno in quest'area (figg. 3.39; 3.40).

L'intervallo compreso tra la base del Pliocene Medio e la comparsa della *G. bononiensis* (parte bassa biozona Mpl4b) non è rappresentato nell'area di studio da alcun deposito in affioramento. La lacuna stratigrafica è molto probabilmente connessa ad una fase di emersione quasi completa del paleosettore marginale dell'avanfossa. I dati strutturali documentano l'intervento di una importante fase tettonica in questo intervallo di tempo, che porta al raddoppio tettonico lungo *thrust* fuori-sequenza con vergenza orientale o nord-orientale delle falde già strutturate che coinvolgono e deformano i depositi infrapliocenici del Sintema della Baronia.

Tale fase tettonica ha prodotto un complessivo inarcamento dell'area ed un sollevamento legato alla componente verticale dei movimenti traslativi; in tale stadio si assiste anche all'attivazione di alcuni fronti di *thrusts*, la cui espressione morfologica subaerea si realizzava mediante lo sviluppo di "dorsali" emerse, che ridisegnavano, anche se in maniera generalmente discontinua, nuovi limiti del bacino. In conseguenza della nuova strutturazione di questo settore di catena, si verificavano significative migrazioni dei depocentri verso NE oltre l'allineamento Ariane-Baronia.

CONCLUSIONI

Le osservazioni stratigrafiche e sedimentologiche eseguite su alcune successioni di bacino intracatena del Pliocene inferiore, affioranti nel settore irpino-sannita dell'Appennino campano hanno consentito di fornire un ulteriore contributo alla loro ricostruzione tettono-stratigrafica e paleogeografica.

L'evoluzione sedimentaria dell'area esaminata risente fortemente della contemporanea evoluzione tettonica di questo tratto di catena e si è realizzata sostanzialmente attraverso un ciclo deposizionale di età infrapliocenica: il Sintema della Baronia .

Le 3 aree sottoposte a studi di approfondimento (Montecalvo Irpino, Apice e S. Leucio del Sannio) hanno fornito una serie di dati originali, utili alla definizione delle condizioni ambientali in questo settore dell'Appennino meridionale durante il Pliocene inferiore.

Le nuove esposizioni analizzate nelle zone di Montecalvo Irpino ed Apice, con significativa ed insolita continuità di esposizione, hanno evidenziato un condizionamento dell'evoluzione stratigrafica anche in relazione ad un'attività tettonica sinsedimentaria. Nella zona di S. Leucio del Sannio, i nuovi tagli hanno evidenziato la presenza di facies rappresentative di ambienti sedimentari continentali e transizionali finora mai rinvenuti.

I principali punti emersi dallo studio effettuato vengono sintetizzati come segue:

- sono stati distinti, su basi litostratigrafiche, depositi clastici del Pliocene inferiore riferiti al Sintema della Baronia ed affioranti nell'area irpino-sannita; è stato accertato, inoltre, che tali depositi fossero separati, a tetto ed a letto, da superfici di *unconformity*: in basso, il substrato prepliocenico risulta costituito da terreni appartenenti a successioni bacinali preorogene (U. lagonegresi ed U. Dauna) ed a successioni di bacini sinorogeni di *thrust-top* miocenici, mentre in alto i terreni quaternari, continentali o vulcanici, sigillano la successione;

- sono stati ricostruiti i principali paleoambienti deposizionali, mediante l'identificazione di facies ed associazioni di facies relative ad ambienti alluvionali, di transizione e marini di piattaforma-scarpata; localmente sono presenti (cfr. Montecalvo Irpino) ripetuti episodi di laguna ipoalina al passaggio tra l'ambiente sedimentario marino costiero e quello subaereo di piana alluvionale;
- sono stati documentati fenomeni di tettonica sinsedimentaria (*supratenuous synclines and related composite progressive unconformity*, ANADON *et alii*, 1986) al limite tra il settore Arianese e Beneventano (località Ripa delle Bafanelle, Montecalvo Irpino); l'instabilità tettonica del bacino è verificata anche nell'area beneventana (dintorni di Roccabascerana, CIARCIA *et alii*, 2006), in Irpina (presso Scampitella, CIARCIA, 2003; CIARCIA *et alii*, 2003) e nei Monti della Daunia meridionale (CIARCIA *et alii*, 1998);
- è stato ricostruito l'assetto morfologico del bacino di Ariano-Benevento (CIARCIA, 2003), individuatosi dopo la fase tettonica del Messiniano-base Pliocene inferiore (biozona MPI4a); esso presentava una forma irregolare, allungata in direzione circa E-W, mentre in sezione N-S evidenziava un profilo asimmetrico, con bassi gradienti del fondale lungo i margini meridionali e depocentri ubicati lungo quelli settentrionali. Gli altri margini del bacino di Ariano-Benevento, durante la sua attività, risultano come segue:
 - ad ovest, i massicci carbonatici del Partenio e del Taburno-Camposauro e i depositi silicoclastici e calcareo-clastici meso-cenozoici; questi terreni si affacciano sul versante orientale dello spartiacque appenninico;
 - a nord, prevalentemente i terreni bacinali “lagonegresi” e “dauni”; tali depositi sono confinati a nord dalla linea tettonica Benevento-Buonalbergo;
 - a sud, la presenza di alti morfologici (M. Mattina-M. Mattine, Frigento-M. Forcuso, ecc.) doveva garantire il confinamento del bacino verso Sud.

Bibliografia

- AIELLO G., BARRA D., CIARCIA S. & TORRE M. (2005) - *Pliocene paralic environments of Irpinia-Daunia Basin (Baronia Mountains, Southern Apennines, Italy)*. Riv. It. Pal. e Strat., **111**, 317-328.
- AMORE O., BASSO C., CIAMPO G., CIARCIA S., DI DONATO V., DI NOCERA S., ESPOSITO P., MATANO F., STAITI D. & TORRE M. (1998) - *Nuovi dati stratigrafici sul Pliocene affiorante tra il fiume Ufita ed il torrente Cervaro (Irpinia, Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 455-466.
- AMORE O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1988) - *Relazioni tra "flysch interni" e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 285-299.
- AMORE O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., RUGGIERO E. & SGROSSO I. (2003) - *Il progresso delle conoscenze sui depositi miocenici dell'Appennino centro-meridionale a partire dai lavori di Selli del 1957 e del 1962*. Atti del convegno in memoria di Raimondo Selli e Renzo Sartori "La geologia del Mar Tirreno e degli Appennini", Bologna, 11-12 dicembre 2003.
- AMOROSI A., CAPORALE L., CIBIN U., COLALONGO M. L., PASINI G., RICCI LUCCHI F., SEVERI P. & VAIANI S. C. (1998) - *The Pleistocene littoral deposits (Imola Sands) of the northern Apennines foothills*. Giorn.di Geol., **60**, 83-118.
- ANADON P., CABRERA L., COLOMBO F., MARZO M. & RIBA O. (1986) - *Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro basin margins (NE Spain)*. In: *Foreland Basins* (Ed. by P. A. Allen & P. Homewood). Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **8**, 259-271
- BARNES R.S.K. (1980) - *Coastal lagoons*. 106 pp. Cambridge univ. Press
- BARONE M., CIARCIA S., CRITELLI S., DI NOCERA S., LE PERA E., MATANO F. & TORRE M. (2002) - *Detrital Modes and Stratigraphy of the late Tortonian to middle Pliocene sandstones of the Southern Apennines Foreland Basin System, Irpinia-Daunia (Italy)*. Atti 82° Congresso SIMP - L'Arco Calabro-Peloritano e il Tirreno meridionale - Vent'anni dopo. Rende (CS), 18-20 settembre 2002.
- BARRA D., CIARCIA S. & TORRE M. (1998b) - *Paleoambienti sedimentari del Pliocene inferiore al margine del Bacino di Ariano (Appennino meridionale)*. Atti 79° Congresso S.G.I. - Volume A, 134-136. Palermo, 21-23 settembre 1998.
- BARRA D., BONADUCE G. & CIARCIA S. (1998a) - *Evidence of brackish lagoons in the Irpinia Southern Italy Pliocene*. Boll. Soc. Pal. It., **37**(1), 89-98.
- BASSO C., CIAMPO G., CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (2002) - *Geologia del settore irpino-dauno dell'Appennino meridionale: unita' mesozoiche e vincoli stratigrafici nell'evoluzione tettonica mio-pliocenica*. St. Geol. Camerti - nuova serie, **2**, 7-27.
- 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.
- BERGGREN W.A., HILGEN F.J., LANGEREIS C.G., KENT D.V., OBRADOVICH J.D., RAFFI I., RAYMO M.E. & SHACKLETON N.J. (1995) - *Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy*. Geol. Soc. Amer. Bulletin, **107**, 11, 1272-1287.
- BERGOMI C., MANFREDINI M., MARTELLI G. (1975) "Note illustrative della carta geologica d'Italia. Foglio 173, Benevento", Libreria dello Stato, Roma.

- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1983) - *Structural model of Italy*. Sheet n° 4, scala 1:500.000. C.N.R. - Prog. Fin. Geod. S.E.L.C.A. Firenze, 1992.
- BLAIR T.C. & MCPHERSON J. (1994) - *Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages*. Journal of Sedimentary Research, **64**, 450-489.
- BLAIR T.C. & MCPHERSON J.G. (1999) - *Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles*. Journal of Sedimentary Research, **69**, 1, 6-19.
- BLANC-VERNET L., 1969. *Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranéen*. Thèse de Doctorat Etat. Travaux de la Station Marine d'Endoume, Marseille, 281 pp.
- BLUCK B.J. (1967) - *Sedimentation of beach gravels: examples from south Wales*. Journ. Sed. Petrol., **37**, 128-156.
- BONARDI G., AMORE F. O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P., PERRONE V.. (1988b) - *Il complesso Liguride auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 17-35.
- BONARDI G., CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F., SGROSSO I. & TORRE M. (2003) - *Carta cinematica dell'Appennino centro-meridionale*. GeoNapoli 2003 - Geologia e Tutela del Territorio: Convegno annuale dei Dipartimenti di Geofisica e Vulcanologia e di Scienze della Terra. Napoli, 25 giugno 2003.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988a) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, Tav. all. in scala 1: 250.000.
- BRUGNER W., JACOBACCI A., MARTELLI G. (1956) - *Appunti sul rilevamento geologico nel II quadrante del foglio 173 "Benevento"*. Boll. Serv. Geol. d'It., **78**, 3, 371-378, Roma.
- CAILLEUX A. (1945) - *Distinction des galets marins et fluviatiles*. Bull. Soc. Geol. Fr., ser. 5, **15**, 375-404.
- CAILLEUX A. (1947) - *L'indice d'emoussè: definition et premiere application*. Soc. Geol. Fr., Comp. Rend. Somm. Sean., **13-14**, 251-252.
- CAMMAROSANO A., DANNA M., DE RIENZO F., MARTELLI L., MIELE F. & NARDI G. (2000) - *Il substrato del Gruppo del Cilento tra il M. Vesalo e il M. Sacro (Cilento, Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 395-405.
- CANTALAMESSA G. & DI CELMA C. (1997) - *I depositi pliocenici dell'Unità di Ariano (Monti della Baronia, Appennino meridionale)*. Studi Geol. Camerti, **14**, 89-101.
- CANTALAMESSA G., CHIOCCHINI U. & CIPRIANI N. (1988) - *Caratteri sedimentologici dei depositi sabbiosi del Pliocene inferiore-medio di Ariano Irpino (Appennino Campano)*. Atti LXXIV Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale", Prestampe, vol.B, 59-63, G. Ricolò Ed. (BN).
- CANUTI P. & SAGRI M. (1974) - *Ambiente di sedimentazione e provenienza dei clasti nelle anageniti del Verrucano*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 661-704.
- CAROBENE L. & BRAMBATI A. (1975) - *Metodo per l'analisi morfologica quantitativa delle spiagge*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 479-493.
- CASNEDI R., CRESCENTI U., TONNA M. (1982) - *Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene sulla base di dati nel sottosuolo*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 243-260.
- CASTELLANO M.C. & SGROSSO I., 1996 - *Eta' e significato dei depositi miocenici della formazione di m. Sierio e possibile evoluzione cinematica dell'unita' Monti della Maddalena nell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It. **51**, 239-249.

- CASTELLANO M.C., PUTIGNANO M.L. & SGROSSO I. (1997) – *Sedimentology and stratigraphy of “Piaggine Sandstones” (Cilento, Southern Apennines, Italy)*. *Giorn. Geol.*, **59**, 273-287.
- CHIOCCHINI U. (1969) - *Flysch oligo-miocenico e sedimenti pliocenici tra S. Angelo dei Lombardi e Luogosano*. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, **90**, 3-37.
- CHIOCCHINI U., MADONNA S., BARBIERI M., DI STEFANO A., LE PERA E. & POTETTI M. (2003) - *I conglomerati messiniani dell'area tra Benevento e il Fiume Sabato (Appennino Meridionale)*. *Studi Geologici Camerti*, Numero Speciale 2003, 49-61.
- CHIOCCHINI U., CONATO V. & VALLETTA M. (1971) - *I sedimenti miocenici e pliocenici tra il torrente Fiumarella e l'alta valle del F. Ofanto (Campania) . Nota I - Stratigrafia*. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, **99**, 87-108.
- CHIOCCHINI U., MORETTI A., SACCHI L., SCALISE A.R. & VALLETTA M. (1992) - *Ricerche geologiche e geomorfologiche nell'area tra i fiumi Ufita e Miscano*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia*, **42**, 149-178.
- CIAMPO G., SGROSSO I., TADDEI & RUGGIERO E. (1986) - *Il limite Miocene-Pliocene nella sezione di T. Braneta (Irpinia)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **105**, 35-40.
- 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. & TORRE M. (1996) - *I ciottoli dei conglomerati medio-pliocenici dell'Appennino campano: provenienza, elaborazione, ambiente di deposizione*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **115**, 569-581.
- CIARCIA S. (2003) - *Evoluzione stratigrafico-sedimentologica della successione pliocenica inferiore-media del bacino di ariano-benevento*. *Univ. Federico II Napoli, Tesi di Dottorato, Geologia del Sedimentario XV ciclo*.
- CIARCIA S., DI DONATO V., MITRANO T. & TORRE M. (2006) - *I depositi del bacino di Benevento (Pliocene inferiore, Appennino meridionale): nuovi vincoli stratigrafici e paleoambientali*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **125**, 147-162.
- CIARCIA S., DI NOCERA S. & TORRE M. (1998) - *Sistemi di fan delta al margine orientale del Bacino di Ariano (Pliocene inferiore, appennino apulo-campano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **117**, 807-819.
- 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.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. *Annali di Geofisica*, **36**, 2, 249-260.
- CLIFTON H.E. (1969) – *Beach lamination-nature and origin*. *Marine Geology*, **7**, 553-559.
- CLIFTON H.E. (2000) – *Shoreface myths and misconceptions*. 2000 AAPG Annual Meeting.
- CLIFTON H.E., HUNTER R.E. & PHILLIPS R.L. (1971) - *Depositional structures and processes in the non-barred high energy nearshore*. *Journ. Sed. Petr.*, **41**, 651-670.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., TORRE M. & COPPOLA L. (1974) - *Le Unità Iripine nell'area a nord di Monte Marzano, Appennino Meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **13**, 607-654.
- CRESCENTI U. (1972) - *Il sondaggio S.Arcangelo Trimonte 1, in provincia di Avellino, per la ricerca di idrocarburi*. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **81**, 337-361.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1994) – *Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the Southern Apennines thrust-top basins (Italy)*. *Journal of Sedimentary Research*, **64**, 824-835.

- CRITELLI S. (1991) – *Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 55-93.
- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **83**, 121-142.
- 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 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 CASTRO COPPA M.G., MONCHARMONT Zei M., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1969) - *Depositi miocenici e pliocenici ad est del Partenio e del Taburno (Campania)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, Suppl. Sc. Geol., ser. VII, **1**, 479-512, Catania.
- DE CELLES P.G. & GILES K.A. (1996) - *Foreland basin systems*. Basin Research, **8**, 105-123.
- DE RIJK S., TROELSTRA S.R., ROHLING E.J. (1999) “*Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean Sea*”, Journal of Foraminiferal Research., **29**, 2, 93-103.
- DESSAU G. (1953) - *Geologia della zona di Ariano Irpino (province di AV e FG)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **74**, 4-41.
- DI NOCERA S. & TORRE M. (1987) - *Geologia dell'area compresa tra Deliceto e Scampitella (Appennino foggiano)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 351-364.
- 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*. Studi Geologici Camerti – nuova serie, **1**, 87-102.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F. & TORRE M. (1976) - *Fase tettonica messiniana nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **84**, 1-17.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F. & TORRE M. (1975) - *Fase tettonica messiniana nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Natur., Napoli, **84**.
- DI NOCERA S., TORRE M. & VITI P. (1993) - *Le Arenarie di Caiazzo nell'evoluzione Tortonian-Messiniana dell'Appennino Campano*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, Pavia, **36**, 165-182.
- DOBKINS J.E. & FOLK R.L. (1968) - *Pebble shape development on Tahiti-Nui (abs.)*. A.A.P.G. Bull., **52**, 525.
- DOBKINS J.E. & FOLK R.L. (1970) - *Shape development on Tahiti Nui*. Journ.Sed.Petr., **40**, 1167-1203.
- DORSEY R.J., UMHOEFER P.J. & RENNE P.R. (1995) – *Rapid subsidence and stacked Gilbert-type fan deltas, Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico*. Sedimentary Geology, **98**, 181-204.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to Present) evolution of the Northern Apennines*. Boll. Geof. Teor. Appl., **17**, 1-65.
- FOLK R.L. (1955) - *Student operator error in determination of roundness, sphericity and grain size*. Journ. Sed. Petr., **25**, 297-301.
- GARCIA-GARCIA F., FERNANDEZ J., VISERAS C. & SORIA J. M. (2006) – *Architecture and sedimentary facies evolution in a delta stack controlled by fault growth (Betic Cordillera, southern Spain, late Tortonian)*. Sedimentary Geology, **185**, 72-92.

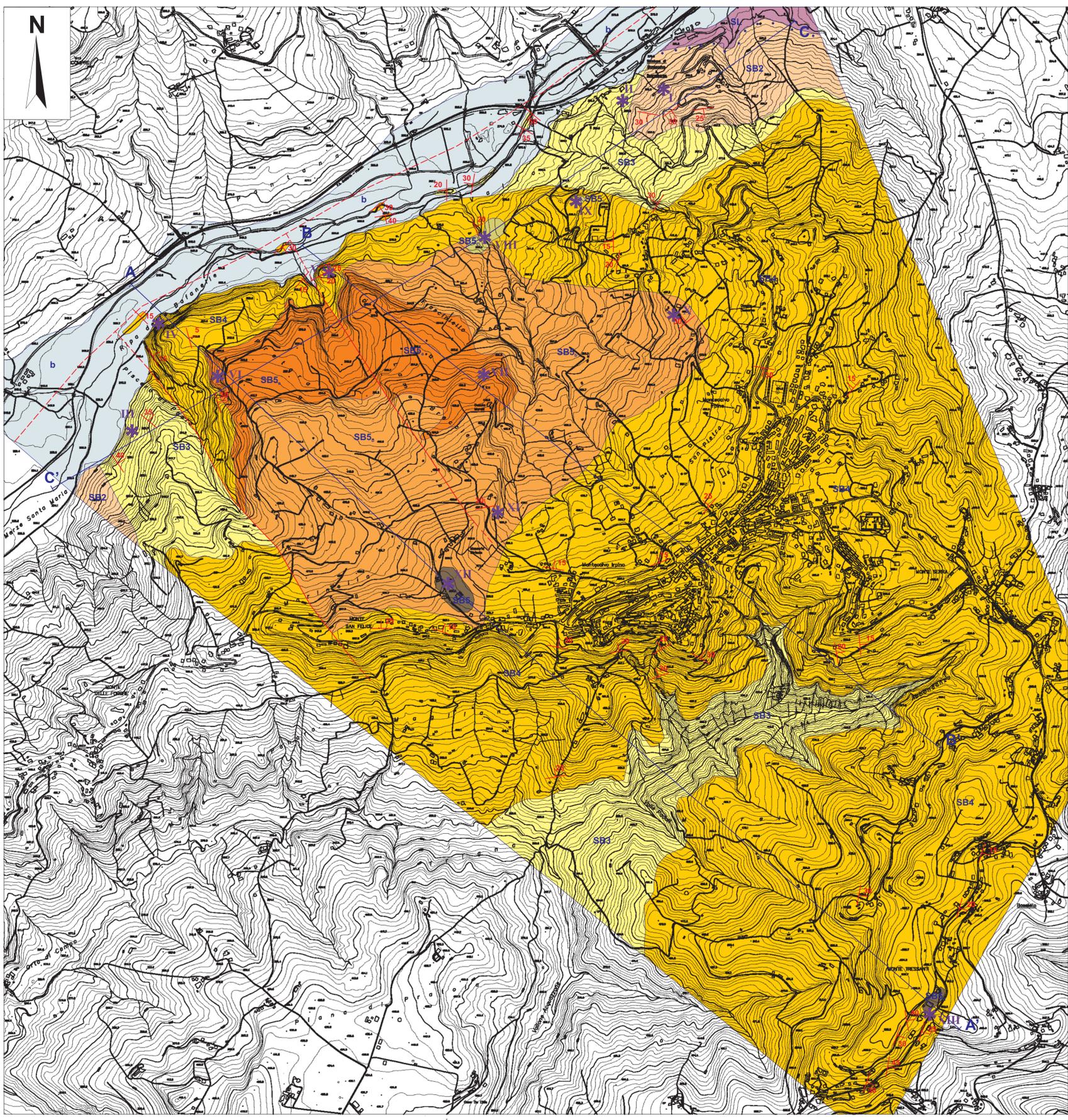
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-late-orogenic successions in western and central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines*. Terra Nova, **5**, 525-544.
- HEIN F.J. & WALKER R.G. (1977) - *Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia*. Can.J.Hearth Sci., **14**, 562-570.
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J., ROURE F. & CASERO P. (1994) - *Piggyback basin development and thrust belt evolution: structural and paleostress analyses of Plio-Quaternary basins in the Southern Apennines*. J. of Struct. Geol., **16**, 159-173.
- IACOBACCI A. & MARTELLI G. (1967) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 174 - Ariano Irpino*. Serv. Geol. d'It., 64 pp.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino meridionale*. Trad. da "The guide-book of Italy", 134-155. Petroleum Exploration Society of Libya. Ist. Geol. Geof. Univ., pubbl. n. s., **15**, Napoli.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & DI NOCERA S. (1974) - *Alcune considerazioni sulla struttura profonda dell'Appennino Irpino: reinterpretazioni di ricerche di idrocarburi*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 861-881.
- Jacobacci A., Martelli G. (1958) - *Appunti sul rilevamento geologico dei fogli 173 «Benevento» e 174 «Ariano Irpino» (Appennino Meridionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **79**.
- JACOBACCI A., MARTELLI G., PERNO U. (1959) - *Osservazioni geologiche sul foglio 173 «Benevento» (Appennino Meridionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **80**(1) (1958), 73-75.
- KOMAR P.D. (1974) - *Oscillatory ripple marks and the evaluation of ancient wave conditions and environments*. J. Sedim. Petrol., **44**, 169-180.
- KRAUS M. (1984) - *Sedimentology and tectonic setting of early Tertiary quartzite conglomerates, Northwest Wyoming*. In: E.H. KOSTER AND R.J. STEEL - *Sedimentology of Gravel and Conglomerates*. Can. Soc. Petr. Geol., Mem., **10**, pp.203-216Calgary.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geol. Camerti, vol. suppl. 1990, 19-26.
- MANFREDINI M. (1958) - *Relazione preliminare sul rilevamento geologico della tavoletta IV NO del foglio 173 Benevento*. Boll. Serv. Geol. d'It., **79**.
- MASSARI F. & PAREA G.C. (1988) - *Progradational gravel beach sequences in a moderate-to high-energy, microtidal marine environment*. Sedimentology, **35**, 881-913.
- MASSARI F. (1988) - *Le facies paraliche: confronto tra depositi costieri e fluviali*. Giorn. di Geol., **50**, 147-161.
- MASSARI F., MELLERE D. & DOGLIONI C. (1993) - *Cyclicality in non-marine foreland-basin sedimentary fill: the Messinian conglomerate-bearing succession of the Venetian Alps (Italy)*. In: *Alluvial sedimentation* (Eds Marzo, M. & Puigdefabregas, C.) pp. 501-520. Int. Ass. Sediment. Spec. Publ. 17. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- 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.
- MATANO F. & STAITI D. (1998) - *Studio stratigrafico della successione pliocenica affiorante nel settore meridionale della Baronina (Unità di Ariano, Appennino campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 357 - 367.

- MATANO F. (2002) - *Le Molasse di Anzano nell'evoluzione tettono-sedimentaria messiniana del margine occidentale della microzolla apula nel settore irpino-dauno dell'orogene sud-appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **57**, 209-220.
- 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*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology, **217**, 87-114.
- MC PHERSON J.G., SHANMUGAM G. & MOIOLA R.J. (1987) - *Fan deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas*. Geol. Soc. of Am. Bull., **99**, 331-340.
- MC CUBBIN D. G. (1982) - *Barrier island and strand plain facies*. In: Sandstone depositional environments (Ed. by P. A. Scholle & D. Spearing), A.A.P.G., **31**, 247-279.
- MIALL A.D. (1977) - *A review of the braided-river depositional environment*. Earth Sci. Rev., **13**, 1-62.
- MIALL A.D. (1978) - *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary*. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. By A.D. Miall), pp. 597-604. Can. Soc. Petr. Geol., Mem., **5**, Calgary.
- MIALL A.D. (1985) - *Architectural-element analysis: a new method of facies applied to fluvial deposits*. Earth Sci. Rev., **22**, 261-308.
- MIALL A.D. (1996) - *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 582 pp.
- MINUCCI E. (1933) - *Il mare pliocenico della Campania*. Mem. Geol. Geogr. "G. Dainelli", **3**, 229-346, Firenze.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- MUTTI E., DAVOLI C., TINTERRI R. & ZAVALA C. (1996) - *The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins*. Mem. Sc. Geol. Padova, **48**, 233-291.
- MUTTI E., TINTERRI R., ANGELLA S., FAVA L., MAVILLA N., SGAVETTI M., CALABRESE D. & DI BIASE D. (1999) - *Sull'importanza dei lobi arenacei di fronte deltizio deposti da flussi iperpicnali*. Atti Riun. Ann. G.I.S., Rimini ottobre 1999, Giornale di Geologia, ser.3, **61**, 29-30.
- NEMEC W. & STEEL R.J. (1984) - *Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits*. In : Koster E.H., and Steel R.J. eds., *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Canadian Soc. Petroleum Geologists, Mem. **10**, 1-31.
- NEMEC W. (1990) - *Aspect of sediment movement on steep delta slopes*. In: *Coarse-grained Deltas* (Ed. by A. Colella and D.B. Prior), pp. 29-73. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **10**.
- NEMEC W. (1990) - *Deltas - remarks on terminology and classification*. In: *Coarse-grained Deltas* (Ed. by A. Colella and D.B. Prior), pp. 3-12. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **10**.
- 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.
- ORI G. G. (1988) - *Facies e geometrie deposizionali dei sedimenti fluviali*. Giorn. di Geol., **50**, 39-67.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust Sheets*. Geology, **12**, 475-478.

- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1989-90) – Carta geologica della comunità montana “Fortore Beneventano”. Note illustrative ed inquadramento regionale. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **98-99**, 5-23.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1992) - *Evidenze strutturali e geomorfologiche di tettonica compressiva quaternaria al margine orientale della catena sudappenninica*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 1219-1227.
- ORTOLANI F. & TORRE M. (1981) - *Guida all'escursione nell'area interessata dal terremoto del 23.11.1980*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 173-214.
- ORTOLANI F. (1974) - *Faglia trascorrente pliocenica nell'Appennino Campano*. Boll. Soc. Geol. It., **93**.
- ORTON G. J. & READING H.G. (1993) - *Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size*. Sedimentology, **40**, 475-512.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relict lithospheric slab*. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. (eds) - *The lithosphere in Italy. Advances in Earth Sciences Research*. It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. Proceed., Roma maggio 1987, Acc. Naz. dei Lincei, Atti Conv. Lincei, **80**, 157-176.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt – foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene – Pleistocene)*. In: *Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins* (ed. by VAI G.B. & MARTINI I.P.), 401-440, Kluwer Academic Publ., Great Britain.
- 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. (1992a) - *The Numidian-sand Event in the Southern Apennines*. Memorie di Scienze Geologiche, **18**, 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 Geol. Camerti, vol. spec. 1991/92, CROP 11, 417-441.
- PESCATORE T. & ORTOLANI F. (1973) - *Schema tettonico dell'Appennino campano-lucano*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 453-472.
- PESCATORE T. & ORTOLANI F. (1973) - *Schema tettonico dell'Appennino campano-lucano*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 453-472.
- 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., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - *Rapporti tra le Unità lagonegresi e le Unità sicilidi nella media valle del Basento*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 353-361.
- PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M.R., CIAMPO G., ESPOSITO P., PINTO F. & STAITI D. (1996b) – *La successione Messiniana della valle del T.Cervaro (Appennino Dauno, Italia meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 369-378.
- PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1970) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Nat. in Napoli, **78**, 337-408.
- PESCATORE T. (1964) “ *Ricerche sedimentologiche su argille plioceniche della Valle Caudina (Campania)* “, Boll. Soc. Nat. in Napoli, **73**, 139-154.
- PINTO F. (1993) - *Assetto strutturale del fronte appenninico nei Monti della Daunia*. Univ. Federico II Napoli, Tesi di Dottorato, Geologia del Sedimentario IV ciclo. 92 pp.

- POSTMA G. (1990) - *Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis*. In: *Coarse-grained Deltas* (Ed. by A. Colella and D.B. Prior), pp. 13-27. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **10**.
- RASMUSSEN H. (2000) - *Nearshore and alluvial facies in the Sant Llorentc del Munt depositional system: recognition and development*. *Sedimentary Geology*, **138**, 71-98.
- READING & COLLINSON (1996) - *Clastic coasts*. In Reading H.G. (Eds) - *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*, 154-231. Blackwell Science.
- REINSON (1992) - *Transgressive barrier island and estuarine systems*. In Walker R. G. & James N. P. (Eds) *Facies Models: Response to Sea Level Change*, 179-194. Geol. Ass. Can.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossils distribution patterns in the western Mediterranean*. In: KASTENS K.A., MASCLE J. *et alii* (Eds.), *Proc. ODP Sc. Res.*, **107**, 513-533, College Station TX (Ocean Drilling Program).
- RIO D., SPROVIERI R. & RAFFI I. (1994) - *The Gelasian stage: a proposal of a new Chronostratigraphic Unit of the Pliocene series*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **100**, 103 - 124.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1988). *Ricerche sul Terziario dei Monti Alburni (Campania)*. Atti LXXIV Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale", Prestampe, vol.B, 360-363, G. Ricolo Ed. (BN).
- 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. Peloritana dei Pericolanti, classe I di Sc. Fis., Mat. e Nat., vol. **67**, suppl. 1, 79-87, Messina.
- RUST B. R. (1978) - *A classification of alluvial channel system*. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. By A.D. Miall), pp. 187-198. Can. Soc. Petr. Geol., Mem., **5**, Calgary.
- RUST B.R. (1972) - *Pebble orientation in fluvial sediments*. *Journ. of Sediment. Petr.*, **42**, 384-388.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide*. I.U.G.S & Geol. Soc. of Am., 214 pp.
- 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.
- SANTO A. & SGROSSO I. (1988) - *Alcune precisazioni sulle "trasgressioni" mioceniche nell'Appennino meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**.
- SANTO A. (1988). *Ricerche sul Terziario dei Monti Alburni (Campania)*. Atti LXXIV Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale", Prestampe, vol.A, 481-485, G. Ricolo Ed. (BN).
- SANTO A. & SGROSSO I. (1987). *Alcune precisazioni sulle "trasgressioni" mioceniche nell'Appennino centro-meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.* **38**, 225-240.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1965) - *Sulla paleogeografia della Penisola Sorrentina dal Cretacico superiore al Miocene*. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **74**, 159-177.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1974) - *La successione miocenica dell'alta Vallimala nella finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **93**, 1043-1047.

- SCANDONE P. (1964) – *Trasgressioni Mesozoiche e Terziarie nell’alta valle dell’Agri tra Paterno e Marsico nuovo (Potenza)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**, 125-131.
- SCANDONE P. (1967) – *Studi di geologia lucana; la serie calcareo silico marnosa e i suoi rapporti con l’Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**, 175 pp.
- 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.
- SCANDONE P. & BONARDI G. (1968) - *Synsedimentary tectonics controlling deposition of Mesozoic and Tertiary carbonatic sequences of areas surrounding Vallo di Diano (Southern Appennines)*. Mem. Soc. Geol. It., **7**, 1, 1-10.
- SCHWARTZ K. S. (1982) - *Bedform and stratification characteristic of some modern small-scale washover sand bodies*. Sedimentology, **29**, 835-849.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell’Italia meridionale*. Giornale Geologia, ser. II, **26**, 1-54, Bologna.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell’Italia centro meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 737-789.
- SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA (1963) - *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000 - F° 174 “Ariano Irpino”*. I ed., ROMA.
- SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA (1970) - *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000 - F° 173 “Benevento”*. I ed., ROMA.
- SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA (2002) - *Catalogo delle formazioni*. - Quaderni del SGN, Serie III, **7**, fasc. III, 40-50.
- SGARRELLA F. & BARRA D., 1985. *Distribuzione dei foraminiferi bentonici nel Golfo di Salerno (Basso Tirreno, Italia)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **93** (1984): 51-110.
- SGARRELLA F. & MONCHARMONT ZEI M., 1993. *Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. Boll. Soc. Paleont. It., **32** (2), 145-264.
- SGROSSO I. (1981). *Il significato delle calciruditi di Piaggine nell’ambito degli eventi del Miocene inferiore nell’Appennino Campano-Lucano*. Boll. Soc. Geol. It. **100**, 129-137.
- SGROSSO I. (1988) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell’Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 225-252.
- SGROSSO I. (1995). *Facies marginali di piattaforma carbonatica nel Mesozoico dell’Appennino campano-Lucano*. In: Cinquanta anni di attività didattica e scientifica del prof. Felice Ippolito (a cura di G. Bonardi, B. De Vivo, P. Gasparini, A. Vallario), Liguori Editore Napoli, 369-374.
- SGROSSO I. (1996) – *I rapporti tra i depositi del massiccio del Matese e quelli del bacino molisano*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 263-272.
- SGROSSO I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell’orogene centro-sud appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 679-724.
- SMITH S.A. (1990) – *The sedimentology and accretionary style of an ancient gravel-bed stream: Budleigh Salterton Pebble beds (lower Triassic), Southwest England*. Sediment. Geol., **67**, 199-219.
- TORRE M. & CIARCIA S. (1995) - *Pebbles of the pliocene conglomerates of Baronina (Avellino, S. Italy)*. Geologica Romana, **31**, 21-27.
- TORRE M. (1969) – *Studio biostratigrafico del Paleogene del Monte Bulgheria*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **78**, 355-364.
- TORRE M., DI NOCERA S. & ORTOLANI F. (1988) - *Evoluzione post-tortoniana nell’Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 47-56, Roma.
- TURCO E. (1977) – *La finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini, Salerno)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **85**, 639-651.



*Il Bacino di Ariano-Benevento
 (Pliocene inferiore, Appennino campano):
 stratigrafia e sedimentologia*

Tutore: Prof. Mario TORRE Dottorando: Dott. Tommaso MITRANO

Cotutore: Dott. Sabatino CIARCIA

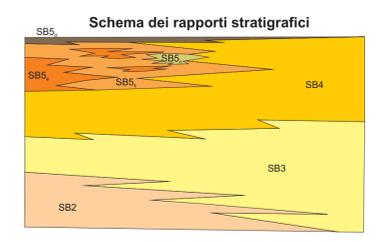
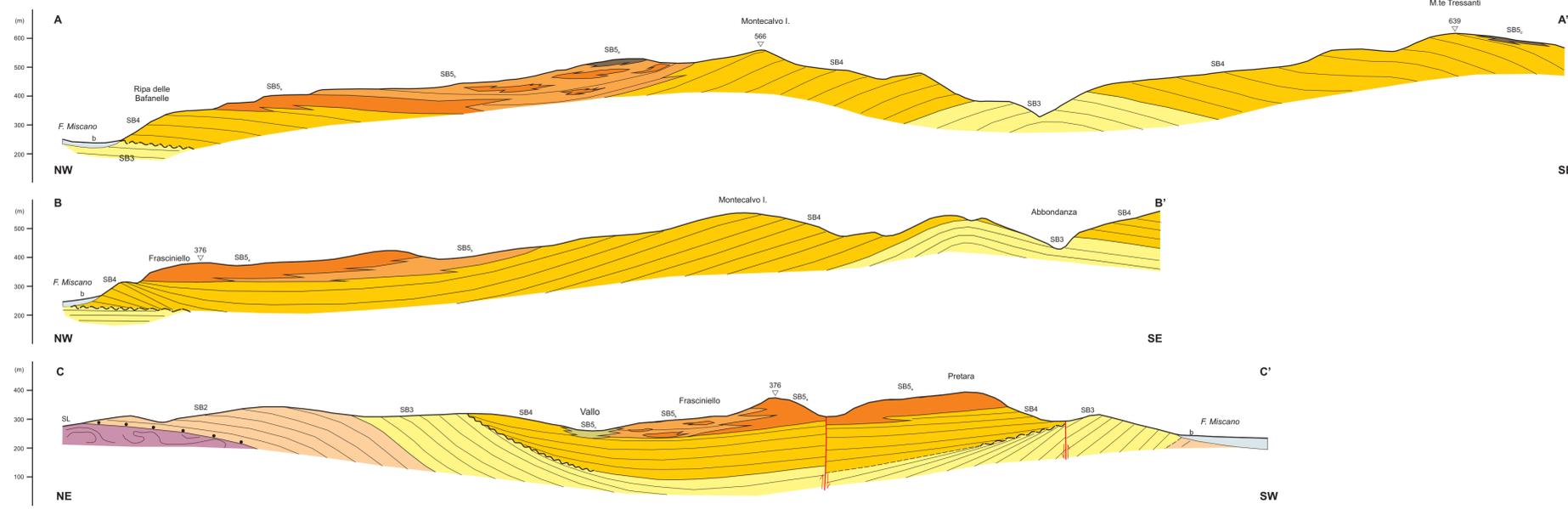
Il Coordinatore
 Prof. Gennaro CORRADO

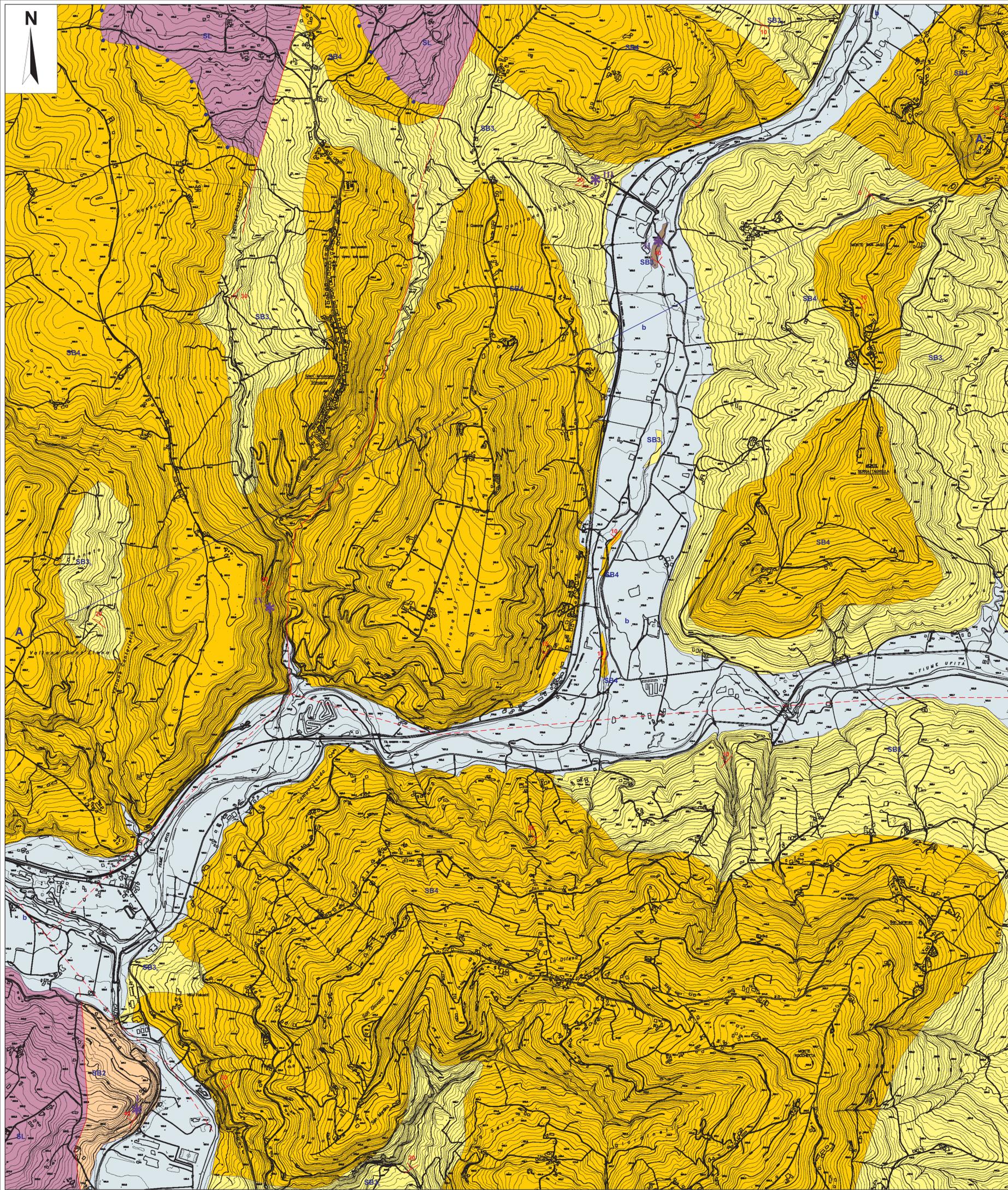
Ottobre 2006

Tavola 1 - Carta geologica schematica dell'area di Montecalvo Irpino

Legenda

- b Alluvioni attuali e recenti (b)
(Quaternario)
- SINTEMA DELLA BARONIA (SB)
(Pliocene inferiore)**
- SB5 membro dei conglomerati superiori (SB5)
SB5 - conglomerati di ambiente marino;
SB5 - argille di ambiente lagunare;
SB5 - sabbie con intervalli di conglomerati di facies di transizione;
SB5 - conglomerati di ambiente alluvionale.
- SB4 membro delle sabbie superiori (SB4)
- SB3 membro pelitico (SB3)
- SB2 membro delle sabbie inferiori (SB2)
- SL Substrato lagonegrese (SL)
- Stratificazione
- Contatto stratigrafico
- Contatto stratigrafico inconforme
- Faglia, faglia incerta o sepolta
- Syntectonic unconformity
- Traccia di sezione geologica
- Sezioni stratigrafiche esaminate
- I - sezione località Stazione
- II - sezione località Vallo
- III - sezione località Merzo S. Maria
- IV - sezione località Ripa della Bafanelle
- V - sezione località Lama
- VI - sezione località Pretara
- VII - sezione località Brecce
- VIII - sezione località Fosso del Vallo
- IX - sezione località S. Andrea
- X - sezione località Casato Demarco
- XI - sezione località Masseria Striscie
- XII - sezione località Marinella
- XIII - sezione località Tressanti





UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI
FEDERICO II
FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI



DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA
XIX CICLO

TESI IN GEOLOGIA DEL SEDIMENTARIO

*Il Bacino di Ariano-Benevento
(Pliocene inferiore, Appennino campano):
stratigrafia e sedimentologia*

Tutore: Prof. Mario TORRE Dottorando: Dott. Tommaso MITRANO
Cotutore: Dott. Sabatino CIARCIA

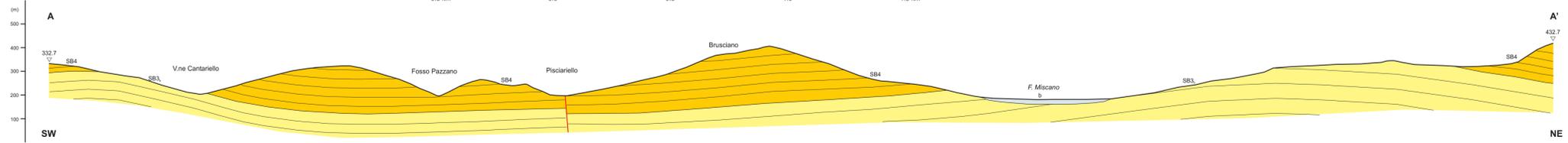
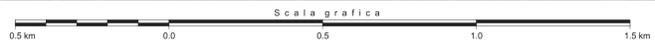
Il Coordinatore
Prof. Gennaro CORRADO
Ottobre 2006

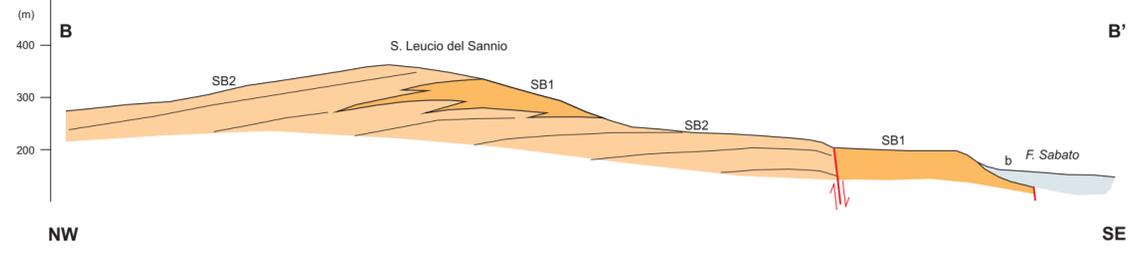
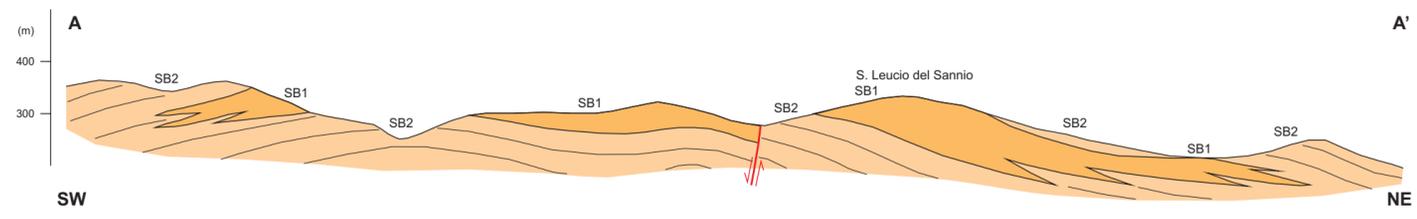
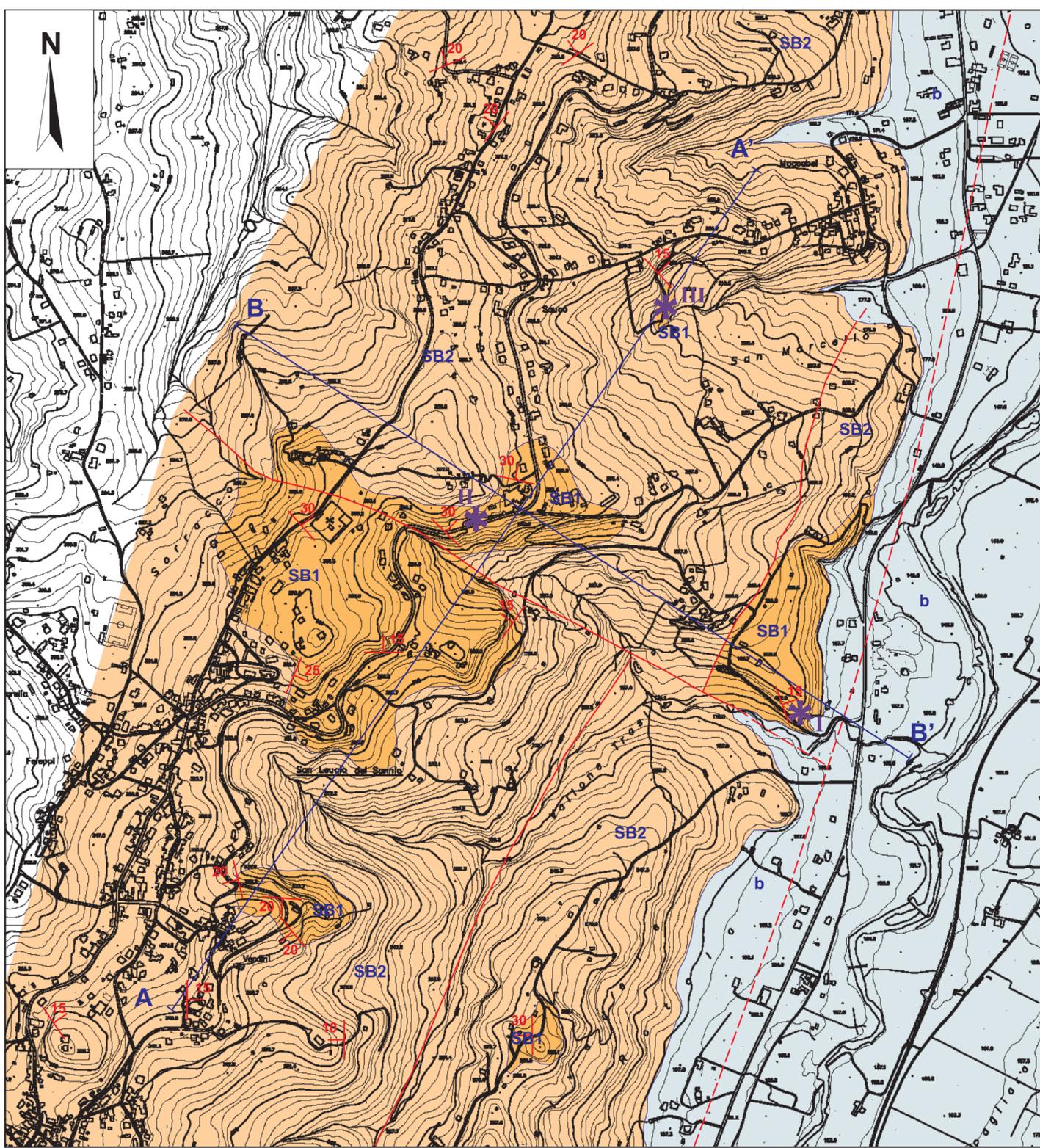
Tavola 2 - Carta geologica schematica dell'area di Apice

Legenda

- b Alluvioni attuali e recenti (b) (Quaternario)
- SINTEMA DELLA BARONIA (SB) (Pliocene inferiore)**
- SB4 membro delle sabbie superiori (SB4)
- SB3_a membro pellico (SB3)
- SB3_b - argille e argille siltose; SB3_c - torbati.
- SB2 membro delle sabbie inferiori (SB2)
- SL Substrato lagonegrese (SL)
- Stratificazione
- Contatto stratigrafico
- Contatto stratigrafico incoforme
- Faglia, faglia incerta o sepolta
- Traccia di sezione geologica
- Sezioni stratigrafiche esaminate
- I - sezione località Mass. La Verde
- II - sezione alveo F. Miscano
- III - sezione località Tignano
- IV - sezione località Fontane Pozzagre

Schema dei rapporti stratigrafici





UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI
 FEDERICO II
 FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI



DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA
 XIX CICLO

TESI IN GEOLOGIA DEL SEDIMENTARIO

*Il Bacino di Ariano-Benevento
 (Pliocene inferiore, Appennino campano):
 stratigrafia e sedimentologia*

Tutore: Prof. Mario TORRE Dottorando: Dott. Tommaso MITRANO
 Cotutore: Dott. Sabatino CIARCIA

Il Coordinatore
 Prof. Gennaro CORRADO
 Ottobre 2006

Tavola 3 - Carta geologica schematica dell'area di San Leucio del Sannio

Legenda

b Alluvioni attuali e recenti (b)
 (Quaternario)

**SINTEMA DELLA BARONIA (SB)
 (Pliocene inferiore)**

SB2 membro delle sabbie inferiori (SB2)
 SB1 membro conglomeratico inferiore (SB1)

Stratificazione
 Contatto stratigrafico
 Faglia, faglia incerta o sepolta
 Traccia di sezione geologica

Sezioni stratigrafiche esaminate
 I - sezione località S. Marcello
 II - sezione località Mass. Zolli
 III - sezione località Maccabei

Schema dei rapporti stratigrafici

