



IS P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

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

foglio 449

AVELLINO

a cura di:

T. S. Pescatore¹, F. Pinto¹

Con i contributi di:

F. M. Guadagno¹, G. Lupo¹, S. I. Giano², F. O. Amore¹, M. Parente³

¹ Dipartimento Scienze e Tecnologie, Università degli Studi del Sannio - Benevento

² Dipartimento Scienze Geologiche, Università degli Studi della Basilicata - Potenza

³ Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Napoli "Federico II" - Napoli

Ente realizzatore:



REGIONE CAMPANIA

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. Campobasso

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

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

Gestione operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia -ISPRA: M.T. Lettieri

Gestione operativa del Progetto CARG per la Regione Campania: L. Monti

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

R. Di Stefano (†), A. Fiorentino, F. Papasodaro, P. Perini

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Grossi

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale:

D. Tacchia (coord.), S. Grossi

PER LA REGIONE CAMPANIA

Coordinamento informatizzazione:

P. Cantone, E. Pescatore (ASC)

Contributo redazionale geologico e cartografico:

E. Pescatore

Contributo allestimento per la stampa:

E. Pescatore, F. Pinto, D. Tornesello

Informatizzazione ed allestimento cartografico per la stampa

*a cura di **SYSTEMCART** - ROMA*

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione:

L. Monti - Servizio Geologico - Regione Campania

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

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	» 17
III	- STUDI PRECEDENTI.....	» 19
1.	- QUADRO STRATIGRAFICO E TETTONICO ALLA SCALA REGIONALE	» 19
2.	- PALEOGEOGRAFIA E DOMINI SEDIMENTARI PRE-OROGENETICI	» 36
3.	- SCHEMA PALEOGEOGRAFICO DI RIFERIMENTO	» 37
IV	- STRATIGRAFIA.....	» 45
1.	- UNITÀ TETTONICHE DI PROVENIENZA PALEOGEOGRAFICA INTERNA	» 46
1.1.	- UNITÀ SICILIDE (SI)	» 46
1.1.1.	- <i>Gruppo delle Argille Variegate (AV)</i>	» 46
1.1.1.1.	- Argille Varicolori Superiori (ALV).....	» 48
2.	- UNITÀ TETTONICHE DI PROVENIENZA PALEOGEOGRAFICA ESTERNA	» 50
2.1.	- UNITÀ DELLA PIATTAFORMA APPENNINICA	» 50
2.1.1.	- <i>Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini</i>	» 50
2.1.1.1.	- dolomia superiore (DBS)	» 54
2.1.1.1.1.	- membro delle dolomie a bande (DBS ₁)	» 54
2.1.1.1.2.	- membro delle dolomie bioclastiche laminate (DBS ₃).....	» 55
2.1.1.2.	- Calcarei a Palaeodasycladus (CPL).....	» 56
2.1.2.2.1.	- membro a <i>Lithiotis</i> (CPL ₁).....	» 58
2.1.1.3.	- calcari oolitici ed oncolitici (CDO).....	» 58
2.1.1.4.	- calcari con Cladocoropsis e Clypeina (CCM).....	» 59
2.1.1.5.	- calcari con requenie e gasteropodi (CRQ).....	» 60
2.1.1.5.1.	- membro dei calcari e marne a orbitolina (CRQ ₂).....	» 61
2.1.1.5.2.	- membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate (CRQ ₄)»	62
2.1.1.6.	- calcari a radiolitidi (RDT)	» 62
2.2.	- UNITÀ LAGONEGRESE-MOLISANA.....	» 63
2.2.1.	- <i>Unità di Frigento - Monte Arioso</i>	» 63
2.2.1.1.	- Flysch Rosso (FYR).....	» 64
2.2.1.1.1.	- membro calcareo (FYR ₂).....	» 66
2.2.1.1.2.	- litofacies calcareo - clastica (FYR _a)	» 68
2.2.1.2.	- flysch numidico (FYN).....	» 68
2.2.2.	- <i>Unità del Fortore-Groppa d'Anzi</i>	» 69

2.2.2.1.	- formazione di Coreto Perticara (CPA)	» 70
3.	- UNITÀ SIN-POSTOROGENICHE	» 73
3.1.	- DEPOSITI DEL MIOCENE SUPERIORE	» 73
3.1.1.	- <i>Formazione di Castelvetero (CVT)</i>	» 73
3.1.1.1.	- membro arenaceo-conglomeratico (CVT ₁) con olistoliti ed olistrostromi	» 74
3.1.1.1.1.	- litofacies arenaceo-argilloso-conglomeratica (CVT _{1a})	» 75
3.1.1.2.	- membro argilloso siltoso marnoso con olistoliti di piattaforma (CVT ₂)	» 77
3.1.1.3.	- olistrostroma (os)	» 77
3.1.1.4.	- olistolite (ol)	» 77
3.2.	- DEPOSITI DEL MIOCENE SUPERIORE - PLIOCENE INFERIORE	» 77
3.2.1.	- <i>gruppo di Altavilla (AL)</i>	» 78
3.2.1.1.	- unità di Tufo-Altavilla (UTA)	» 79
3.2.1.1.1.	- successione di Manocalzati (UTA _a , UTA _b , UTA _c)	» 79
3.2.1.1.2.	- successione di San Barbato (UTA _d , UTA _e , UTA _f)	» 81
3.3.	- DEPOSITI DEL PLIOCENE MEDIO	» 83
3.3.1.	- <i>supersintema di Ariano Irpino (AR)</i>	» 83
3.3.1.1.	- sintema di Ruvo del Monte (RVM)	» 84
3.3.1.1.1.	- litofacies sabbioso-conglomeratica (RVM _b)	» 85
4.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI	» 87
4.1.	- UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA	» 89
4.1.1.	- <i>supersintema Flegreo-Ischitano (FI)</i>	» 89
4.1.1.1.	- sintema di Pimonte (BPI)	» 89
4.1.1.2.	- Tufo Grigio Campano <i>Auct.</i> o Ignimbrite Campana <i>Auct.</i> (TGC)	» 89
4.1.2.	- <i>sintema vesuviano-flegreo (VEF)</i>	» 90
4.1.2.1.	- subsintema dell'Agro-Nocerino-Sarnese (VEF ₂)	» 91
4.1.2.2.	- unità di Piano delle Selve (PNV)	» 91
4.1.3.	- <i>supersintema dell'alta Valle del Fiume Sabato (FS)</i>	» 92
4.1.3.1.	- sintema di Vallone Matrunolo (FSB)	» 92
4.1.3.2.	- Tufo Grigio Campano <i>Auct.</i> o Ignimbrite Campana <i>Auct.</i> (TGC)	» 93
4.1.3.3.	- sintema di Serino (ERI)	» 94
4.1.3.4.	- unità di Piano delle Selve (PNV)	» 94
4.1.4.	- <i>sintema del Fiume Calore (SFL)</i>	» 95
4.1.4.1.	- subsintema di Benevento (SFL ₃)	» 95
4.1.4.2.	- Tufo Grigio Campano <i>Auct.</i> o Ignimbrite Campana <i>Auct.</i> (TGC)	» 95
4.1.4.3.	- subsintema del F. Ufita (SFL ₄)	» 96
4.1.4.4.	- unità di Piano delle Selve (PNV)	» 96

4.1.5.	- unità di Piana del Dragone (PDR)	» 97
4.2.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA	
	- UNITÀ VULCANICHE E UNITÀ SEDIMENTARIE ASSOCIATE.....	» 98
4.2.1.	- <i>Unità completamente formate -</i>	
	<i>Unità vulcaniche e unità sedimentarie associate</i>	» 98
4.2.1.1.	- detrito di falda antico (a_{3b})	» 98
4.2.1.2.	- Tufo Grigio Campano Auct. o	
	Ignimbrite Campana Auct. (TGC)	» 98
4.2.1.3.	- detrito di falda (a_{3a})	» 99
4.2.1.4.	- deposito di frana antica (a_{1b})	» 99
4.2.1.5.	- unità di Piano delle Selve (PNV)	» 100
4.2.2.	- <i>Unità in formazione</i>	» 100
4.2.2.6.	- deposito lacustre e palustre (e)	» 100
4.2.2.7.	- coltre eluvio-colluviale (b₂)	» 101
4.2.2.8.	- deposito di versante (a)	» 101
4.2.2.9.	- deposito alluvionale (b)	» 101
4.2.2.10.	- deposito di frana (a_{1a}).....	» 101
4.2.2.11.	- deposito antropico (h).....	» 102
V	- TETTONICA	» 103
VI	- SINTESI DELLE CONOSCENZE ACQUISITE	
	ED EVOLUZIONE GEOLOGICA	» 115
VII	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	» 119
VIII	- GEOLOGIA APPLICATA	» 125
1.	- INSTABILITÀ DEI VERSANTI	» 126
2.	- RISERVE IDRICHE SOTTERRANEE	» 133
2.1.	- I MONTI DI AVELLA-PARTENIO-PIZZO D'ALVANO <i>p.p.</i>	» 135
2.2.	- I MONTI DEL TERMINIO -TUORO E LA PIANA DEL DRAGONE	» 136
2.3.	- LA CONCA DI FORINO	» 138
2.4.	- LA PIANA DEL TORRENTE SOLOFRANA <i>p.p.</i>	» 138
2.5.	- L' AREA URBANA DI AVELLINO	» 138
3.	- SISMICITÀ	» 139
4.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVA.....	» 148
5.	- RISORSE PAESAGGISTICHE E GEOSITI	» 150

<i>Abstract</i>	» 155
<i>Legend</i>	» 160
BIBLIOGRAFIA.....	» 178

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

La porzione di Catena compresa nel Foglio n. 449 Avellino, scala 1:50.000, include i rilievi montuosi dei Monti Picentini settentrionali con i gruppi del Terminio - Tuoro, del Partenio - Monti di Avella e dei Monti di Sarno. Nell'area centrale del Foglio è presente la depressione strutturale della conca di Avellino nella quale si distribuiscono, verso nord e nord-est, i rilievi collinari di Capriglia Irpina, di Montefredane e di Montefalcione - Lapio. La rete idrografica è rappresentata dall'asta fluviale del Fiume Sabato; in minor misura sono distribuite porzioni esigue delle aste del Fiume Calore, nel settore nord-orientale del Foglio, e dei Fiumi Sarno e Irno, nelle aree meridionali del Foglio (Fig. 1). Dal punto di vista amministrativo, il Foglio interessa la provincia di Avellino ai limiti con le provincie di Benevento e Napoli (Regione Campania). Esso ricade per la gran parte nel Foglio n. 185 Salerno (I Quadrante) della precedente edizione della Carta Geologica d'Italia, in scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969).

Per questa edizione del Foglio (Nuova Carta geologica d'Italia - scala 1:50.000) sono stati eseguiti rilievi *ex novo* su basi topografiche in scala 1:5.000 ed in scala 1:10.000 conformi allo standard ED 50 (restituzione per via informatica alla scala 1:10.000 della cartografia tecnica regionale alla scala 1:5.000). Il rilevamento finale è stato riportato sulla base topografica in scala 1:25.000 delle nuove sezioni I.G.M. della cartografia di base (Sezioni Montefalcione, Solofra, Bracigliano e Avellino). Le attività di rilevamento geologico e di produzione cartografica si sono svolte in due momenti: nel periodo 2000/2001 in occasione dei lavori per la redazione del Piano Stralcio di Bacino dell'Autorità di Bacino Sarno della Campania (attuazione della L. 226/99), riguardo le sezioni di Bracigliano e di Solofra, e nel periodo settembre 2007 - maggio 2008 con i lavori di rilevamento geologico dell'intero Foglio.

Alle attività di rilevamento hanno partecipato come rilevatori esperti Modestino Boscaino, Elio Lo Russo, Fabio Matano, Felice Pinto e Roberto Quarantiello,

e come rilevatori Sergio Nardò, Guido Lupo e Antonio Priore. Antonio Priore ha collaborato alla fase di raccolta dei campioni litici calcarei delle successioni carbonatiche. Le analisi biostratigrafiche, condotte con il coordinamento di Filomena Ornella Amore, sono state svolte per i foraminiferi planctonici da Lidia Fiorillo e per i nannofossili calcarei da Filomena Ornella Amore. Le analisi paleontologiche relative ai depositi di piattaforma carbonatica sono state curate da Mariano Parente.

Le attività di coordinamento scientifico e di direzione del Foglio sono state sostenute rispettivamente dall'opera di Tullio S. Pescatore e di Felice Pinto. La stesura delle presenti note è stata curata da Felice Pinto e da Tullio S. Pescatore. Felice Pinto ha eseguito la redazione della legenda, l'elaborazione e la redazione delle sezioni geologiche, degli schemi al contorno della carta e delle figure, verificato la continuità e l'omogeneità con i fogli limitrofi.

Consulenze scientifiche sono state affidate a Maria Rosaria Senatore per la stratigrafia dei depositi di mare basso, a Francesco Maria Guadagno, con la collaborazione di Guido Lupo, per gli aspetti della geologia applicata, a Salvatore Ivo Giano per gli aspetti della geomorfologia e dei depositi del Quaternario. Le successioni del gruppo di Altavilla di età Miocene superiore-Pliocene inferiore



Fig. 1 - Principali elementi geografici. Ortofoto del Foglio Avellino.

sono state verificate in coerenza con il quadro regionale dell'area appenninica campana da Felice Pinto con la collaborazione di Fabio Matano.

Per l'allestimento editoriale e cartografico hanno operato Felice Pinto, Eva Pescatore e Donato Antonio Tornesello. Pietro Cantone ha curato gli aspetti riguardanti le fasi di informatizzazione del Foglio con la collaborazione di Eva Pescatore, Donato Antonio Tornesello e Felice Pinto.

Successivamente alle consegne effettuate dagli Autori la Regione Campania, in fase di allestimento finale, ha svolto, in accordo con l'ISPRA, una revisione degli elaborati con la collaborazione di Eva Pescatore in qualità di redazione scientifica della cartografia e delle note illustrative.

La legenda del Foglio è stata elaborata con il criterio litostratigrafico ed è stata organizzata sulla base delle unità tettoniche individuate dalla più antica ed interna alla più giovane, esterna e strutturalmente inferiore dell'edificio tettonico. In particolare le successioni affioranti nel Foglio sono state riferite ad unità tettoniche di importanza regionale (Fig. 2): *Unità sicilide (SI)*; *Unità della Piattaforma appenninica (TP)* (Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini); *Unità lagonegrese-molisana* (Unità del Fortore-Groppa d'Anzi, **FO**; Unità di Frigento-Monte Arioso, **FR**). Sono state distinte unità litostratigrafiche del rango della "formazione" e del "membro" in base alla frequenza, alla potenza e distribuzione spaziale delle associazioni litostratigrafiche presenti. Per la stratigrafia dei terreni del Miocene è stato distinta la *Formazione di Castelvete* (**CVT**) e definito un gruppo (*gruppo di Altavilla, AL*), per i terreni del Pliocene (*supersintema di Ariano Irpino, AR*) si sono adottate le "unità a limiti inconformi" (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*) come definite dall'I.S.G. (SALVADOR, 1994). Allo stesso modo sono stati organizzati i depositi del Quaternario (**Q**) completamente formati, per i quali sono state definite successioni diverse nei differenti bacini idrografici presenti nel Foglio.

Allo scopo di effettuare il confronto tra la letteratura storica, la precedente edizione cartografica e gli aggiornamenti derivanti da questa edizione (determinazioni del Comitato d'area per l'Appennino meridionale del Servizio Geologico ed alle schede formazionali del Catalogo delle Formazioni Geologiche italiane della Commissione Italiana di Stratigrafia - APAT, 2006b), si è fatto riferimento alle indicazioni dell'I.S.G. (SALVADOR, 1994), oppure, si è adottata un'ulteriore denominazione di unità regionalmente riconosciuta, o ancora, si è proposta una nuova denominazione specificando le peculiarità e/o la correlazione cronostratigrafica all'unità storica o consolidata in letteratura. Sempre riguardo la denominazione delle unità litostratigrafiche o delle unità tettoniche si è preferito adottare prevalentemente l'attribuzione non topotipica per rispettare le ragioni di omogeneità alla scala regionale criterio che l'ISPRA ha promosso in fase di coordinamento. E' questo il caso, ad esempio, della denominazione del *sintema di Ruvo del Monte (RVM)* individuato in Lucania, oppure, il caso dell'*Unità del Fortore-Groppa*

SCHEMA INQUADRAMENTO GEOLOGICO

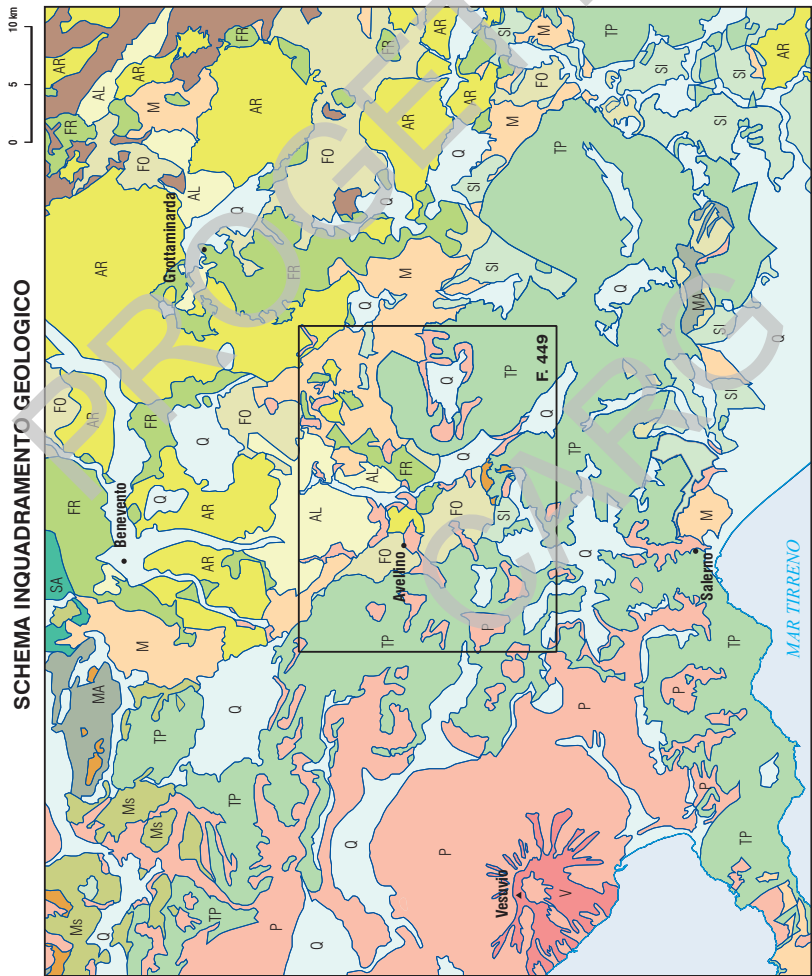


Fig. 2. Schema di inquadramento geologico del Foglio Avellino.

d'Anzi (FO) derivante dalla comparazione delle unità tettoniche regionali istituite rispettivamente nel Sannio e in Lucania.

Il criterio utilizzato per il rilevamento geologico è stato quello della raccolta oggettiva dei dati e della rappresentazione delle unità litostratigrafiche in base ai criteri indicati dall'ISPRA (Dipartimento di Difesa Suolo) con l'utilizzo delle unità sintematiche, laddove possibile. Lo studio è stato condotto avendo in particolare considerazione i caratteri di litofacies delle singole unità litostratigrafiche quali le unità di piattaforma carbonatica (successioni peritidali, di bassa energia e di alta energia), di scarpata, successioni bacinali normali (di ambiente pelagico aperto di piana abissale), successioni sinorogenetiche di *wedge-top depozone*, torbiditiche e non, e dei depositi continentali del Quaternario.

Particolare attenzione è stata posta alla ricostruzione geometricamente bilanciabile della deformazione e all'analisi dei rapporti tra le differenti unità al fine di ricavare ricostruzioni dei rapporti tettono-stratigrafici, dello stile della deformazione e del tipo di strutturazione in Catena. Tali accorgimenti di carattere pluridisciplinare, unitamente ai dati biostratigrafici, hanno permesso di giungere ad una rappresentazione geologica confrontabile con quelle derivanti dai rilevamenti dei fogli limitrofi. Inoltre, le rappresentazioni proposte possono definirsi caratteristiche di un quadro geologico - evolutivo condivisibile alla scala del settore appenninico in cui questo Foglio si inserisce (Fig. 2).

Per le successioni silico-clastiche mioceniche prevalentemente torbiditiche, ci si è riferiti alle facies di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972), WALKER & MUTTI (1973) oppure alle facies di PICKERING *et alii* (1989) e MUTTI (1992). I criteri usati per l'individuazione e definizione delle facies torbiditiche sono stati: litologia, tessitura e composizione; rapporti percentuali tra i litotipi principali (arenaria/pelite); spessore e geometria degli strati; strutture sedimentarie; variazioni granulometriche all'interno degli strati; strutture erosive basali; caratteri paleoambientali e paleontologici.

I campioni raccolti dai rilevatori per le analisi biostratigrafiche delle successioni di bacino marino profondo, sono stati trattati con le metodologie integrate al fine di sopperire, almeno in parte, ad una serie di difficoltà derivanti da:

l'appartenenza dei terreni affioranti alla provincia biogeografica dell'area mediterranea che ha caratteristiche in parte differenti da quelle oceaniche di analoghe latitudini del Miocene (schemi biostratigrafici alquanto differenti);

il riconoscimento delle età dei terreni silico-clastici e calcareo-clastici torbiditici, soprattutto quelli riferiti al Paleogene e al Neogene, caratterizzati da associazioni fossilifere povere e/o in cattivo stato di conservazione;

la rarità dei livelli emipelagitici anche per la scarsa e discontinua esposizione dei terreni di natura torbiditica, che non ha reso possibile uno studio quantitativo basato sui microfossili planctonici;

il difficile riconoscimento della *Last Occurrence* (LO) delle specie per le successioni silico-clastiche.

Si è utilizzato, quindi, il concetto del bioorizzonte (evento biostratigrafico) come cambiamento nelle proprietà paleontologiche del *record* stratigrafico da utilizzare per classificare e correlare le unità litostratigrafiche. Le proprietà più diffusamente utilizzate per definire dei bioorizzonti sono basate, per i microfossili planctonici, sulla *First Occurrence* (FO) e, ove possibile, sulla *Last Occurrence* (LO) del *marker* fossile. Nel caso specifico si è utilizzato, per i nannofossili, il concetto di prima comparsa di specie *marker* (FO) e la biozona correlata all'evento biostratigrafico riconosciuto. Dove possibile il dato è stato incrociato con quello ricavato dai foraminiferi planctonici ottenendo, oltre che un maggior controllo biostratigrafico, anche una più alta risoluzione cronostratigrafica.

Per quanto riguarda gli schemi biostratigrafici utilizzati, per i nannofossili calcarei (Fig. 3) si è fatto riferimento alle zonazioni di MARTINI (1971a) e di OKA-

Età (MA)	Crono-stratigrafia	Biozone Fornaciari & Rio (1996) Fornaciari et alii (1998) emend. Sprovieri et alii (2002) Theodoridis (1984) mod. Di Stefano et alii (2008)	Bioeventi	Biozone Iaccarino et alii, 2001
7	Messiniense	zona a <i>R. rotaria</i>	FO <i>R. rotaria</i> (7,18 MA)	<i>A. delicatus</i> <i>A. amplifolius</i>
8	Tortoniano	zona a <i>A. primus</i> zona a <i>C. pelagicus</i>	FO <i>A. primus</i> LO <i>M. convallis</i> (7,76 MA)	<i>D. surculus</i>
9		<i>G. rotula</i>	FO <i>D. pentaradiatus</i>	<i>D. calcaris</i>
10		zona a <i>E. pentaradiatus</i> zona a <i>E. pseudovariabilis</i>	LO <i>D. hamatus</i> FO <i>M. convallis</i> (9,40 MA)	<i>D. bellus</i>
11		MNN 9	FO <i>D. bellus</i> gr.	<i>D. bellus</i>
12		MNN 8 MNN 8b MNN 8a	FO <i>H. stalis</i> (10,70 MA) LO <i>H. walbersdorfensis</i> (10,76 MA)	<i>D. bollii</i> <i>D. kugleri</i>
13		MNN 7 MNN 7c MNN 7b	LCO <i>D. kugleri</i> (11,60 MA) FO <i>D. kugleri</i> (11,90 MA)	<i>C. miopelagicus</i>
14		MNN 7a	LCO <i>C. premacintyreii</i> (12,51 MA)	<i>H. walbersdorfensis</i> <i>H. heteromorphus</i>
15		MNN 6 MNN 6b MNN 6a	FO <i>R. pseudumbilicus</i> >7µm (13,30 MA) LCO <i>S. heteromorphus</i> (13,57 MA)	<i>S. moriformis</i>
16		MNN 5c MNN 5b	FO <i>H. walbersdorfensis</i> (14,1 MA) LO <i>H. waltrans</i> (14,35 MA)	<i>D. exilis</i> <i>H. ampliaptera</i>
17		MNN 5a	FO <i>H. waltrans</i> (15,30 MA) PE <i>S. heteromorphus</i> PB <i>S. heteromorphus</i> (15,65 MA) LCO <i>H. ampliaptera</i>	<i>S. heteromorphus</i>
18		MNN 4c MNN 4b	FO <i>D. exilis</i>	<i>S. belemnus</i>
19		MNN 4a	FO <i>S. heteromorphus</i> (~18,0 MA)	
20		MNN 3b MNN 3a	LCO <i>S. belemnus</i> (~18,5 MA)	
21		MNN 2b	FO <i>S. belemnus</i> (~19,1 MA)	
22		MNN 2a	FO <i>H. mediterranea</i> FO <i>H. ampliaptera</i>	
23		MNN 1 MNN 1d	AE <i>H. euphratis</i> FO <i>H. carteri</i>	
24		MNN 1c MNN 1b MNN 1a	FO <i>S. disbelemnus</i> (~23 MA) FO <i>D. druggii</i> LO <i>S. delphix</i> FO <i>S. delphix</i> LCO <i>D. bisectus</i>	
25		MNP 25b MNP 25a	LO <i>S. ciproensis</i> (~24,8 MA)	

Fig. 3 - Schemi biostratigrafici utilizzati per il nannoplancton calcareo.

DA & BUKRY (1980). In particolare, MARTINI (1971a, 1971b) utilizza le sigle NP (Nannoplankton Paleogene) e NN (Nannoplankton Neogene) seguite da numeri progressivi per codificare le zone. OKADA & BUKRY (1980) suggeriscono CP (Coccoliths Paleogene) e CN (Coccoliths Neogene) seguite da numeri progressivi per codificare le zone di BUKRY (1973, 1975). Le biozonazioni di MARTINI (1971a) e OKADA & BUKRY (1980) per i nannofossili calcarei hanno, tuttavia, un'applicabilità limitata nel bacino mediterraneo a causa della provincialità di questo bacino in particolare per il Miocene medio e superiore. Pertanto, al riferimento del maggior numero di bioeventi possibili e degli schemi basati su metodologie quantitative, sono stati integrati gli schemi biostratigrafici elaborati per l'area mediterranea da: FORNACIARI & RIO (1996) per l'Oligocene ed il Miocene inferiore; FORNACIARI *et alii* (1996), con modifiche di SPROVIERI *et alii* (2002) e DI STEFANO *et alii* (2008), per il Miocene medio; THEODORIDIS (1984) per il Tortoniano medio/Messiniano. I campioni per le analisi a nannoplankton calcareo sono stati preparati mediante la *smear-slide* e successivamente, solo su quelli fossiliferi è stata preparata una *slide* con il metodo della centrifugazione; tale metodo, nonostante richieda tempi di preparazione più lunghi è quello più adatto per campioni generalmente torbidi ed affetti da intensi fenomeni di rimaneggiamento (PERCH-NIELSEN, 1985; AMORE *et alii*, 1988b; BOWN, 1999; DE CAPOA *et alii*, 2003; AMORE *et alii*, 2005). E' da rimarcare, in aggiunta, che il frequente fenomeno di rimaneggiamento, che caratterizza le successioni analizzate, consente solo una valutazione qualitativa dell'età in termini di "non più antica di" basandosi sulla specie di più recente comparsa (AMORE *et alii*, 1988b; DE CAPOA *et alii*, 2003; AMORE *et alii*, 2005). Anche per questa ragione la zonazione di THEODORIDIS (1984), che utilizza la FO di *Minylitha convallis* BUKRY è stata preferita per il Tortoniano medio/Messiniano a quella di IACCARINO *et alii* (2001) (Fig. 3). Questo schema è stato comunque considerato utile per la segnalazione di alcuni eventi, quali la FO (First Occurrence) di *Discoaster exilis* MARTINI & BRAMLETTE e la FO di *D. surculus* MARTINI & BRAMLETTE. Nell'Oceano Indiano e nel Pacifico equatoriale *D. surculus* ha la sua prima comparsa, sporadica e discontinua nella zona CN8 (BUKRY, 1973). E' presente invece in modo continuo e con esemplari più tipici dalla base della zona CN9, appena sopra la comparsa di *D. berggrenii* BUKRY (RAFFI *et alii*, 1995). Queste specie, anche se piuttosto rare alle medie latitudini e nel Mediterraneo (THEODORIDIS, 1984; IACCARINO *et alii*, 2001; RAFFI *et alii*, 2003), sono però state ritrovate nelle successioni appenniniche e maltesi (MAZZEI, 1985; AMORE, 1992; PATACCA *et alii*, 1990; CIPOLLARI & COSENTINO, 1995; FORESI *et alii*, 2001); le specie in questione, sebbene non particolarmente abbondanti nelle associazioni riconosciute dei nostri campioni, sono state utilizzate per sopperire allo svantaggio di tutte le condizioni che riducono notevolmente la risoluzione biostratigrafica che, come già detto, derivano dai fenomeni di rimaneggiamento, ovvero, dall'impossibilità di realizzare una campionatura ad altissima risoluzione

e dalla scarsa possibilità di utilizzare le LO (*Last Occurrence*).

Per quanto riguarda i foraminiferi planctonici è stato usato uno schema (Fig. 4) del Neogene del Mediterraneo proposto da IACCARINO *et alii* (2007), che è una sintesi dei diversi schemi proposti da vari Autori negli ultimi anni, tra i quali SPROVIERI *et alii* (2002), HILGEN *et alii* (2000), IACCARINO & SALVATORINI (1982),

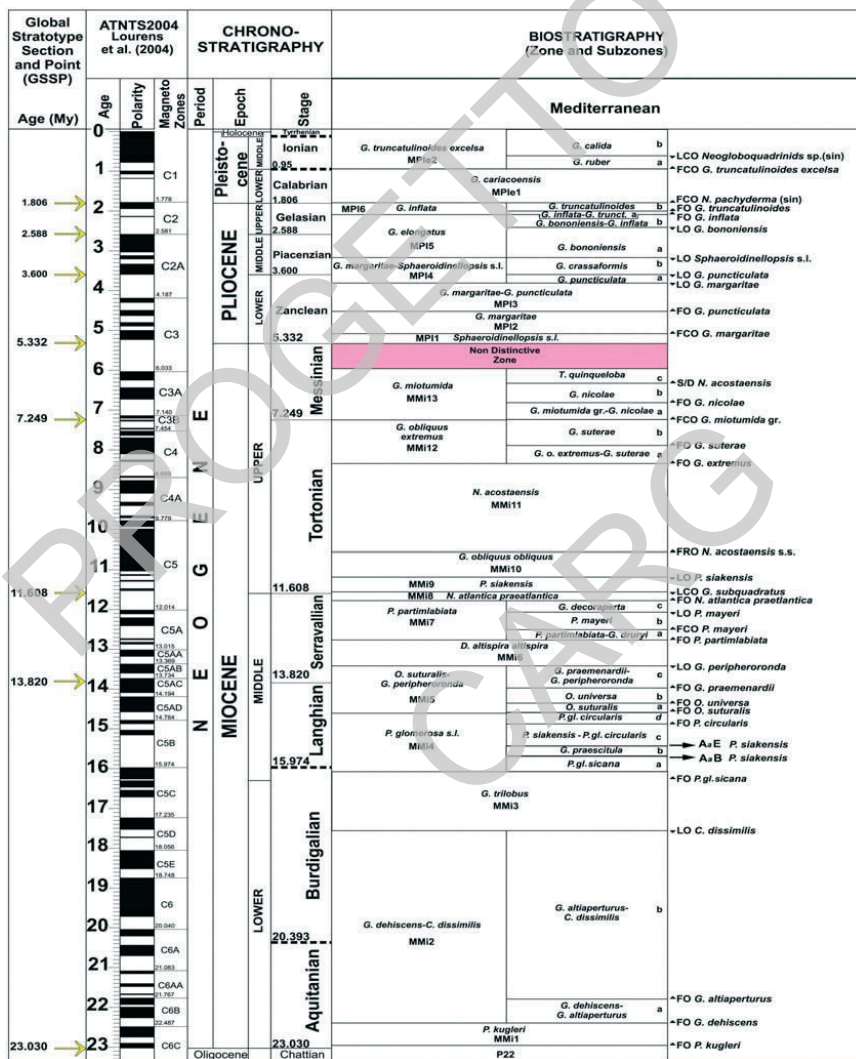


Fig. 4 - Schema biostratigrafico utilizzato per i foraminiferi planctonici (da IACCARINO *et alii*, 2007).

IACCARINO (1985), IACCARINO *et alii*, (2004) e DI STEFANO *et alii* (2008). Tali schemi sono stati integrati, in particolare per la suddivisione del Miocene medio, con quelli di estremo dettaglio elaborati da FORESI *et alii* (1998, 2002) e SPROVIERI *et alii* (2002). Per la stratigrafia del Pliocene è stato adottato lo schema proposto da RIO *et alii* (1994) in cui la serie pliocenica è suddivisa in tre piani: Zancleano, Piacenziano e Gelasiano, corrispondenti rispettivamente a Pliocene inferiore, medio e superiore. Lo schema biostratigrafico cui si è fatto riferimento è essenzialmente quello proposto da SPROVIERI (1992, 1993). In questo schema viene mantenuta la suddivisione biozonale emendata di CITA (1972, 1975), operando una ulteriore suddivisione della zona MPI4 nelle subzone MPI4a e MPI4b sulla base della scomparsa di *Globorotalia punctulata* (DESHAYES) e, della zona MPI5 nelle subzone MPI5a e MPI5b, in base alla scomparsa di *Globorotalia bononiensis* DONDI. I campioni sono stati preparati seguendo metodologie di laboratorio *standard*.

La biostratigrafia delle successioni carbonatiche di mare basso dell'Appennino meridionale è basata in gran parte sulla distribuzione di alghe calcaree e foraminiferi bentonici. L'utilizzo di questi microfossili consente di stabilire una suddivisione biostratigrafica basata su una successione di biozone di distribuzione locale o zone di associazione. L'età cronostratigrafica di tali biozone è spesso nota solo in prima approssimazione perché solo per alcune di queste forme l'età dell'intervallo di distribuzione è stata tarata attraverso la correlazione diretta o indiretta con la scala bio-cronologica *standard* ad ammoniti. Per le successioni carbonatiche di mare basso è nota quindi con buona precisione la successione degli eventi biostratigrafici e delle biozone mentre l'attribuzione dell'età cronostratigrafica alle biozone è meno precisa ed accurata.

I risultati delle analisi biostratigrafiche sono stati integrati anche con i dati provenienti dalle analisi effettuate per il limitrofo Foglio n. 450 Sant'Angelo dei Lombardi, curato dallo stesso gruppo di lavoro (ISPRA, 2016b).

Per quanto riguarda le successioni carbonatiche di mare basso affioranti nel Foglio esse sono costituite da litotipi calcarei e calcareo-dolomitici non disaggregabili. La determinazione a livello specifico dei microfossili contenuti in tali litotipi ha richiesto la preparazione di sezioni sottili di roccia ed il loro studio al microscopio ottico. Tuttavia, molte delle specie di alghe calcaree e foraminiferi bentonici utilizzati come fossili indice nelle biozonazioni di riferimento (DE CASTRO, 1991; CHIOCCHINI *et alii*, 1994), sono riconoscibili, da un operatore esperto, anche sul campione di roccia, con l'aiuto di una lente a basso ingrandimento (9-10x). Si è quindi preferito esaminare con la lente d'ingrandimento un numero quanto più elevato possibile di campioni di roccia (circa 200 campioni litoidi), operando su questi una analisi paleontologica e micropaleontologica che consentisse almeno una datazione preliminare. Per un numero più limitato di campioni, quelli maggiormente rappresentativi dal punto di vista biostratigrafico e quelli per i quali

l’analisi preliminare non aveva dato risultati soddisfacenti, si è proceduto allo studio in sezione sottile. Per la biostratigrafia delle successioni mesozoiche si è fatto riferimento, quando possibile, alla biozonazione di DE CASTRO (1991) (Fig. 5).

Talvolta, l’assenza o la scarsa diffusione di alcune specie indice non ha consentito di riconoscere le biozone corrispondenti. In tal caso si è fatto ricorso ad eventi biostratigrafici più facilmente riconoscibili nelle successioni in esame. Lo schema biozonale di CHIOCCHINI *et alii* (1994) non si discosta di molto da quello di DE CASTRO (1991) ed utilizza in gran parte gli stessi eventi biostratigrafici e le stesse biozone. Le differenze più significative tra i due schemi si riscontrano nelle biozone adottate per il Cretacico inferiore e nell’età attribuita ad alcune biozone.

Nella descrizione delle rocce con la lente ed in sezione sottile si è utilizzata la classificazione tessiturale di DUNHAM (1962) integrata da EMBRY & KLOVAN (1971). In sezione sottile si è proceduto ad un’analisi semi quantitativa dei componenti, indicandone l’abbondanza relativa (ma: molto abbondante; a: abbondante; c: comune; r: raro).

		ZONE /SUBZONE (da De Castro, 1991)
CRETACICO	SUPERIORE	MAASTRICHT.
		CAMPANIANO
		SANTONIANO
		CONIACIANO
		TURONIANO
		CENOMAN.
	INFERIORE	ALBANO
		APTIANO
		BARREM.
		HAUTERIV.
		VALANGIN.
		BERRIAS.
		TITONIANO
		KIMMERIDG.
GIURASSICO	SUP.	OXFORDIANO
		CALLOVIANO
	MEDIO	BATONIANO
		BAJOCIANO
	INFERIORE	AALENIANO
		TOARCIAO
		PLIENSBAO.
		SINEMUR.
TRIAS	SUP.	HETTANG.
		RETICO

Fig. 5 - Biozonazione per le successioni mesozoiche di piattaforma carbonatica (DE CASTRO, 1991).

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Nell'area del Foglio (Fig. 2) la catena centro-sud appenninica è prodotta dalla deformazione, e conseguente impilamento, di terreni associati a domini bacinali interni (Unità sicilide, **SI**), a domini esterni in facies di piattaforma (Unità della Piattaforma appenninica, **TP**) e di bacino (Unità di Frigento - Monte Arioso, **FR**; Unità del Fortore Groppa d'Anzi, **FO**) e a bacini sin-postorogenici di tipo *wedge-top*. Tali terreni, riferiti ad unità litostratigrafiche che complessivamente abbracciano l'intervallo cronologico Triassico superiore- Quaternario, sono stati riuniti in unità tettoniche pre-orogeniche, unità sin-postorogeniche e depositi del Quaternario.

L'unità tettonica interna sicilide (**SI**), derivante dallo scollamento della copertura sedimentaria del bacino neo-tetideo (Tetide neogenica) associato a crosta oceanica, è caratterizzata da successioni multistratificate, meso-cenozoiche, di ambiente marino profondo e in rapporto geometrico latero-verticale tra loro. L'associazione litostratigrafica più caratteristica del Foglio è pelitica e policroma. L'unità è inquadrata stratigraficamente nel *Gruppo delle Argille Variegate* (**AV**).

L'unità tettonica esterna in facies di piattaforma (**TP**), riconducibile all'Unità Alburno-Cervati di D'ARGENIO *et alii* (1975), altrimenti denominata Piattaforma sud-appenninica da PESCATORE *et alii* (1988), è caratterizzata da associazioni di facies riferibili ad ambienti deposizionali peritidali (piane tidali associate a lagune e baie) e subtidali di alta energia. Tale unità è rappresentata dall'*Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini*. Nell'ambito di questa, le unità litostratigrafiche rilevate sono, dal basso verso l'alto: *dolomia superiore* (**DBS**), *membro delle dolomie a bande* (**DBS₁**), *membro delle dolomie bioclastiche laminate* (**DBS₃**); *Calcarei a Palaeodasycladus* (**CPL**), *membro a Lithiotis* (**CPL₁**); *calcarei oolitici e oncolitici* (**CDO**); *calcarei con Cladocoropsis e Clypeina* (**CCM**); *calcarei con requenie e gasteropodi* (**CRQ**), *membro dei calcari e marne a orbitolina* (**CRQ₂**), *membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate* (**CRQ₄**); *calcarei a radiolitidi* (**RDT**).

L'unità tettonica esterna in facies di bacino è riconducibile all'Unità di Frigento-Monte Arioso (**FO**), rappresentata dal *Flysch Rosso* (**FYR**) e dal *flysch numidico* (**FYN**), e all'Unità del Fortore-Groppo d'Anzi (**FR**), rappresentata dalla *formazione di Corleto Perticara* (**CPA**).

Le successioni sin-postorogeniche, riferite a depositi di bacino tipo *wedge-top*, sono rappresentate da depositi che abbracciano l'intervallo Miocene superiore - Pliocene medio. La prima successione sinorogenica, terrigena, del Miocene superiore è rappresentata dalla *Formazione di Castelvetro* (**CVT**), caratterizzata da associazioni di *facies* torbiditiche arenaceo-conglomeratiche ed arenaceo-pelitiche, in taluni intervalli stratigrafici sono presenti olistostromi e olistoliti. Essa poggia su differenti unità tettoniche, quali **TP**, **SI** e **FR**; **CVT** è, inoltre, individuata al letto dei terreni **FR** e del sovrascorrimento regionale che pone in sopravanzamento tirrenico (direzione del trasporto tettonico verso gli attuali quadranti tirrenici) i terreni **FO**.

Le successioni del Miocene superiore-Pliocene superiore spaziano da un ambiente marino relativamente profondo a continentale, con *trend* di tipo *shoaling-upward*. Gli ambienti di sedimentazione si caratterizzano con depocentri di tipo *wedge top* con una sedimentazione silicoclastica che interessa anche i settori di avanfossa s.s. Le successioni, in prevalenza composte da associazioni di argille, argille siltose e sabbie ed ancora da associazioni conglomeratiche sabbiose, sono state ascritte al:

- gruppo di Altavilla (**AL**) correlabile alla Unità di Altavilla (D'ARGENIO *et alii*, 1973) per la parte superiore del Messiniano al passaggio con il Pliocene inferiore *p.p.*;

- supersintema di Ariano Irpino (**AR**) correlabile all'Unità di Ariano Irpino (D'ARGENIO *et alii*, 1973a) del Pliocene inferiore *p.p.* - Pliocene superiore *p.p.*, articolato in unità sintematiche di ordine inferiore. Nell'area del Foglio il supersintema di Ariano Irpino è rappresentato dalla sola litofacies **RVM_p**, sabbioso-conglomeratica del *sintema di Ruvo del Monte*, datata al Pliocene medio.

I depositi quaternari affioranti sono rappresentati da corpi sedimentari di ambiente continentale e da prodotti vulcanoclastici legati alle attività dei centri eruttivi dell'area campana. Sono stati differenziati in unità distinte e non distinte in base al bacino di appartenenza, a loro volta differenziate in unità in corso di formazione e completamente formate.

I rapporti strutturali evidenziati fra le diverse unità tettoniche esprimono una complessità generata dalla sovrapposizione di diverse fasi di strutturazione, dove le ultime caratterizzano per la maggior parte l'assetto strutturale attuale del settore geologico in cui ricade l'area del Foglio. In sintesi, le unità tettoniche, dopo aver subito una prima strutturazione precedente alla sedimentazione silico-clastica miocenica, ne subiscono ulteriori che portano le unità appartenenti al livello strutturale più elevato a trovarsi, a luoghi, collocati in livelli strutturali inferiori (cfr. Cap. V).

III - STUDI PRECEDENTI

1. - QUADRO STRATIGRAFICO E TETTONICO ALLA SCALA REGIONALE

Il territorio compreso nel Foglio ricade nella porzione campana della Catena sud-appenninica (Fig. 6), nell'ambito della quale si trovano i livelli strutturali esterni della Catena assemblati in un *fold and thrust belt system* dislocato da faglie inverse ad alto angolo, faglie trascorrenti ed estensionali (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CELLO *et alii*, 1990; CASERO *et alii*, 1988, 1991; CARBONE & LENTINI, 1990; ROURE *et alii*, 1991; FINETTI *et alii*, 1996; MAZZOLI *et alii*, 2000, 2001; MENARDI NOGUERA & REA, 2000; DI NOCERA *et alii*, 2006; PATACCA & SCANDONE, 2007. Per la Catena appenninica sono espresse ipotesi di coinvolgimento della Moho (CASERO *et alii*, 1988; MENARDI NOGUERA & REA, 2000; FINETTI, 2005) e sono evidenziate strutturazioni non sequenziali di una tettonica post-tortoniana (PATACCA & SCANDONE, 1989a; DI NOCERA *et alii*, 2006) o specificamente da *breaching* (BUTLER, 1983; DI NOCERA *et alii*, 2006). E' comunque cognizione generale che l'orogenesi si sia prodotta prevalentemente a spese dei livelli crostali superficiali (*thin skin tectonics*), quindi in condizioni di alta pressione e bassa temperatura, con dinamiche in parte riconoscibili nel modello della *west dipping subduction* (DOGLIONI, 1991). Ciò ha prodotto in superficie anchimetamorfismo rilevabile solo nel settore lucano della Catena sud-appenninica (MAURO & SCHIATTARELLA, 1992).

I caratteri generali del settore di Catena in cui ricade il Foglio hanno attratto nel tempo gli studiosi e i ricercatori delle scuole di geologia del sedimentario e i ricercatori legati all'industria estrattiva. Una serie di pubblicazioni sono incentrate sulle ricostruzioni delle serie dei depositi di mare profondo e delle successioni carbonatiche di ambiente neritico.

Per quanto riguarda le prime la letteratura distingue unità di pertinenza tetidea

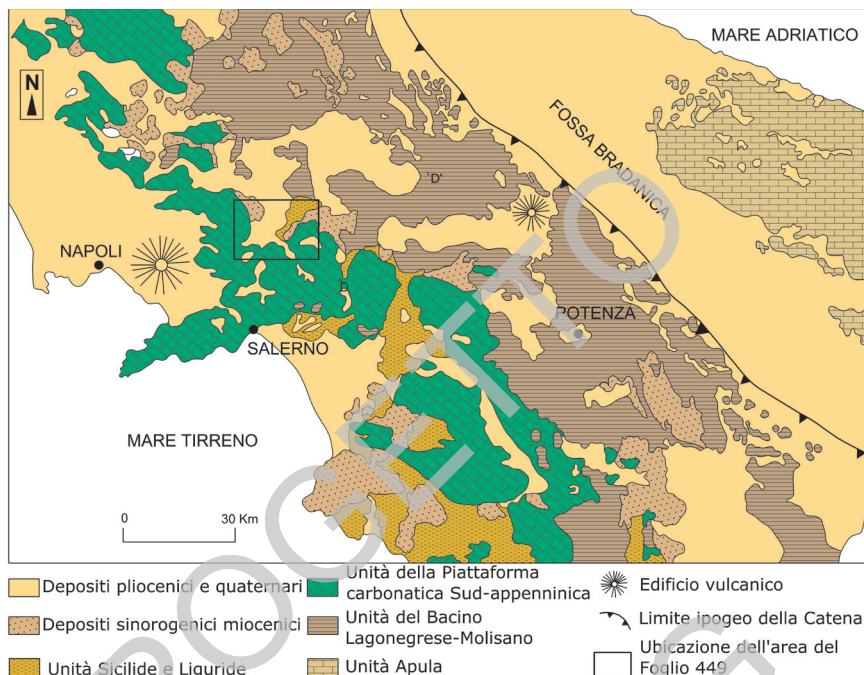


Fig. 6 - Ubicazione del Foglio Avellino.

da unità di pertinenza lagonegrese (Fig. 7), intendendo per dominio lagonegrese un bacino più esterno alla Tetide, ubicato ad oriente e separato da quello tetideo da un altofondo a crosta continentale normale. La distinzione, che non esclude controversie, vale soprattutto per le successioni che sono inglobate entro le unità tettoniche esterne della Catena. In particolare ci si riferisce alle *Argille Varicolori Auct.* del Complesso Sicilide (OGNIBEN, 1969) o dell'Unità Sicilide (D'ARGENIO *et alii*, 1973), dei terreni del *Flysch Rosso* (SCANDONE, 1967; PESCATORE, 1965a,b) e della formazione di Corleto Perticara (SELLI, 1962).

I terreni delle *Argille Varicolori Auct.* sono riconducibili alla patria deposizionale neo-tetidea o interna (rispetto alla orogenesi), Tetide neogenica posta ad occidente dell'alto fondo della Piattaforma carbonatica Campano - Lucana (D'ARGENIO *et alii*, 1975), e in associazione paleogeografica ai coevi terreni del Complesso liguride (OGNIBEN, 1969; SCANDONE, 1972). Tale patria deposizionale implica un processo cinematico di impilamento in Catena con carattere di marcata telealloctonia e di rimaneggiamento tettonico (CASERO *et alii*, 1988), essendo questi terreni individuati in più livelli strutturali della Catena (SGROSSO, 1988). Le *Argille Varicolori Auct.* affiorano nelle valli del Fiume Sele e del Fiume Calore,

nell'area cilentana e al confine calabro-lucano (BONARDI *et alii*, 1992) e ancora nella Lucania centrale e meridionale (LENTINI *et alii*, 1990; CARBONE *et alii*, 1991), in Irpinia e nel Sannio (CASTELLANO & SGROSSO, 2002). Terreni coevi e simili alle *Argille Varicolori Auct.* ma che evolvono alle arenarie tuffitiche (Tufti di Tusa di OGNIBEN, 1969) o alla formazione di Paola Doce (PESCATORE *et alii*, 1988) ed alle arenarie ortoquarzitiche del *flysch numidico* (OGNIBEN, 1969), presenti nell'area lucana, irpina e sannita, sarebbero da attribuire alla *formazione di Corleto Perticara* (SELLI, 1962) e da ubicare in un bacino non neo-tetideo, capace di accogliere nel Miocene inferiore i depositi numidici. Secondo MOSTARDINI & MERLINI (1986), PESCATORE *et alii* (1988), CASERO *et alii* (1988) tali unità si sarebbero deposte nel settore assiale del Bacino di Lagonegro. In particolare, PESCATORE *et alii* (1988) evidenziano, in Lucania, i rapporti e le differenze stratigrafiche tra i terreni dell'Unità Sicilide e quelli dell'Unità Lagonegrese. Essi individuano, in continuità di sedimentazione sui terreni cretacei del Flysch Galestrino del Bacino di Lagonegro (Unità di Groppa d'Anzi, PESCATORE *et alii*, 1988), la "successione sicilide" costituita dalle formazioni delle Argille Varicolori e di Corleto Perticara entrambe passanti verso l'alto alle Tufti di Tusa e quindi al flysch numidico e, pertanto, la riferiscono al Bacino lagonegrese. Allo stesso modo, nel Sannio ed in

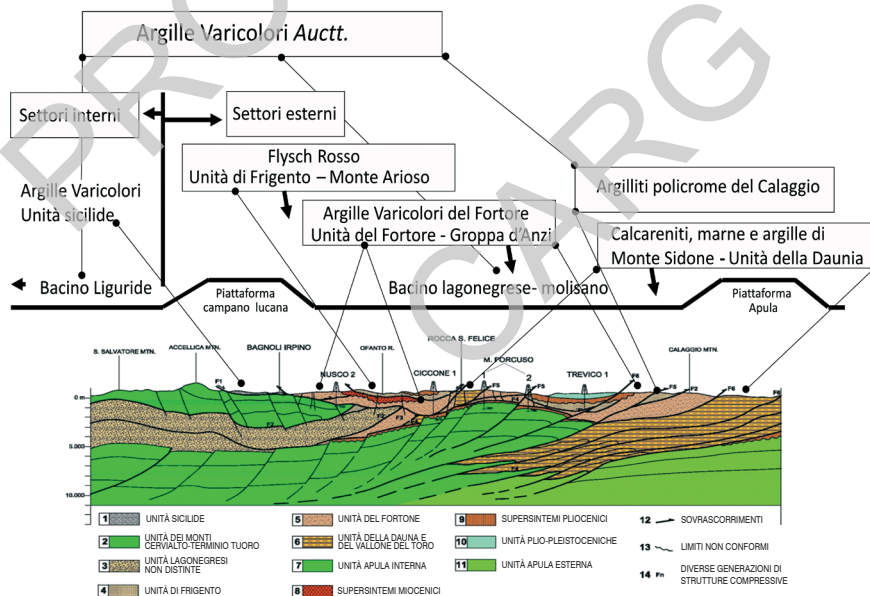


Fig. 7 - Schema della distribuzione delle *Argille Varicolori Auct.* riferite alla loro posizione strutturale in Catena. Sezione geologica n. 6 di MOSTARDINI & MERLINI (1986), reinterpretata in DI NOCERA *et alii* (2006).

Irpina, PESCATORE *et alii* (2000, 2008), DI NOCERA *et alii* (2002, 2006) riconoscono una analoga successione riferita al Bacino lagonegrese (Unità del Fortore). Le successioni simili (es. quelle affioranti al confine calabro-lucano, nella valle del fiume Sele e del Calore cilentano), che non evolvono al flysch numidico, sarebbero invece da ascrivere a bacini paleogeografici interni neo-tetidei.

La predetta distinzione spiegherebbe la presenza di due ampi depocentri sedimentari di mare profondo, uno occidentale od interno (rispetto alla tetto-genesi), costituente parte della copertura sedimentaria della crosta oceanica (Neo-Tetide) con le *Argille Varicolori Auct.*, ed uno orientale od esterno (rispetto alla tetto-genesi) con la *formazione di Corleto Perticara* facente parte della copertura sedimentaria di un bacino ristretto a crosta continentale ridotta, il Bacino Lagonegrese-molisano, posto tra domini di piattaforma carbonatica. Le successioni di dominio interno (*Argille Varicolori Auct.*) ed esterno (*formazione di Corleto Perticara*) sarebbero coeve e solo a grande scala simili dal punto di vista stratigrafico, differenziandosi per il passaggio nel Miocene ai terreni delle Tufiti di Tusa e del flysch numidico. Tale evoluzione sedimentaria avrebbe interessato il solo depocentro di posizione paleogeografica orientale (lagonegrese), corrispondente al settore centrale del Bacino lagonegrese-molisano (PESCATORE *et alii*, 1988, 2000; PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988; DI NOCERA *et alii*, 2006). I terreni della *formazione di Corleto Perticara* costituiscono parte della successione stratigrafica inglobata nell'Unità tettonica del Fortore (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 2000, 2008; DI NOCERA *et alii*, 2006), ovvero, dell'Unità del Fortore-Groppo d'Anzi di queste Note o dell'unità tettonica di Tufillo-Serrapalazzo di PATACCA & SCANDONE (2007). L'Unità tettonica del Fortore si caratterizza con una alloctonia alquanto complessa perché assoggettata a contrapposte direzioni di raccorciamento crostale (DI NOCERA *et alii*, 2006). Tuttavia i terreni della *formazione di Corleto Perticara* si trovano di regola in posizioni strutturali più esterne rispetto ai terreni delle *Argille Varicolori Auct.* dell'Unità Sicilide, e, come si evidenzia in queste Note, anche nella posizione più elevata dell'edificio.

Per quanto riguarda i terreni dell'Unità del Fortore - Groppo d'Anzi gli studi pionieristici riguardano le aree geografiche del Sannio e della Lucania. Per l'area sannita i primi studi sono di carattere specialistico. PATRONI (1893) segnala la presenza di fossili (lamellibranchi, cirripedi e briozoi) miocenici presso Baseli-ce; MARCHESINI (1941) ricostruisce tre successioni arenacee oligo-mioceniche affioranti tra i fiumi Fortore e Miscano. Successivamente, le successioni arenacee vengono analizzate da COCCO (1972), al V.ne San Pietro, nel Sannio, che individua la continuità stratigrafica con le sottostanti associazioni calcareo-marnose. Rispetto alle successioni arenacee ORTOLANI *et alii* (1975) segnalano nella porzione superiore la presenza del *flysch numidico* nei Monti del Sannio mentre ARDITO *et alii* (1985) studiano i caratteri petrografici delle arenarie del Fortore e della Daunia.

Con CROSTELLA & VEZZANI (1964) e soprattutto con DAZZARO *et alii* (1988) e PESCATORE *et alii* (1994, 1996a, 2002) si sviluppano le prime sintesi a carattere regionale con le quali si definisce l'Unità del Fortore. L'Unità del Fortore viene correlata solo da un punto di vista litostratigrafico alle Coltri lucane di SELLI (1962), oppure al Complesso sicilide di OGNIBEN (1969) o all'Unità sicilide di D'ARGENIO *et alii* (1973) ad esclusione dei termini miocenici post-aquitani; sempre da un punto di vista litostratigrafico vengono distinte tre formazioni (DAZZARO *et alii*, 1988): le *Argille Varicolori* formate da un membro argilloso-marnoso e da un membro calcareo-marnoso; le *Tufiti di Tusa* (OGNIBEN, 1969) e il *flysch numidico* (SELLI 1962; OGNIBEN, 1969). Più recentemente PESCATORE *et alii* (2000, 2008) e DI NOCERA *et alii* (2006) ripartiscono la formazione delle *Argille Varicolori* di DAZZARO *et alii* (1988) in due successioni individuate in rapporto latero-verticale: una SUCCESSIONE A correlabile alla Formazione delle *Argille Varicolori del Fortore*; una SUCCESSIONE B correlabile alla formazione di *Corleto Perticara*. Ambedue le successioni evolvono ad una sedimentazione terrigena, dapprima arenitico-tuftica (*Tufiti di Tusa*), poi ortoquarzitica (*flysch numidico*), interrotta dalla sedimentazione non conforme del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore del *Flysch di San Bartolomeo* (CROSTELLA e VEZZANI, 1964; PESCATORE *et alii*, 1996a; PESCATORE *et alii*, 2000, 2002, 2008).

I depositi di queste unità, la cui posizione è riferita al settore assiale del Bacino lagonegrese-molisano (PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; PESCATORE *et alii*, 1996a, 2000; DI NOCERA *et alii*, 2002, 2006), sono ascrivibili all'Unità Lagonegro I (SCANDONE, 1967, 1972), all'Unità lagonegrese di Groppa d'Anzi affiorante in Lucania (PESCATORE *et alii*, 1988), e all'Unità del Fortore affiorante in Irpinia e nel Sannio (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1996a, 2000, 2008; DI NOCERA *et alii*, 2006).

Nell'area del Fiume Fortore l'evoluzione sedimentaria silico-clastica miocenica ha una prosecuzione post-numidica (PESCATORE *et alii*, 2008) data dalla successione delle *Arenarie di San Giorgio* (QUARANTIELLO, 2003) che alla scala regionale si correla alla successione di *avanfossa s.s.* della Formazione di Serra Palazzo (PESCATORE, 1978). La successione post numidica si correla anche con quella del "mesoautoctono di Tufillo" di SELLI (1957) e di Tufillo-Serra Palazzo di PATACCA & SCANDONE (2007). Con tali aggiornamenti stratigrafici le *Argille Varicolori del Fortore* si distinguono dalle *Argille Varicolori Auct.* Ne risulta che la patria deposizionale dei terreni dell'Unità del Fortore, quali aree distali e assiali del Bacino lagonegrese-molisano, corrispondono al retropaese alpino durante la deposizione delle *Tufiti di Tusa* e dell'interferenza sedimentaria numidica (veri e propri litosomi preorogenetici), e di avampaese appenninico durante la deposizione delle arenarie arcosiche mioceniche concordanti, post-numidiche (*Arenarie di San Giorgio*).

In Lucania PESCATORE *et alii* (1988) ricostruiscono una stessa stratigrafia data

dalle formazioni delle Argille Varicolori e di Corleto Perticara entrambe passanti verso l'alto alla formazione delle Tufiti di Tusa e quindi al flysch numidico. Essi riformulano la distribuzione delle *Argille Varicolori Auct.* distinguendo i terreni dell'Unità sicilide da quelli dell'Unità di Groppa d'Anzi e riferiscono i terreni di quest'ultima al Bacino lagonegrese-molisano per la continuità di sedimentazione ai depositi cretacei del Flysch Galestrino.

Anche in Irpinia, nelle valli dei Fiumi Ofanto e Sele, si riconoscono simili evoluzioni sedimentarie e si distingue la distribuzione dei terreni delle *Argille Varicolori Auct.* da quelli delle formazioni delle *Argille Varicolori* e di *Corleto Perticara* (Di NOCERA *et alii*, 2006).

Altre successioni, coeve (eteropiche) alla formazione di *Corleto Perticara* ma prevalentemente calcareo-clastiche (*Flysch Rosso*) e riferite alla Unità di Frigento-Monte Arioso, sono oggetto di controversia. Non è unanimemente condivisa l'interpretazione del dominio di sedimentazione di origine (interno od esterno al dominio di Piattaforma carbonatica Campano-lucana), e ciò sarebbe da imputare sia alla diversa storia deformativa ad essa attribuita sia in relazione al carattere di continuità stratigrafica mesozoica. La patria deposizionale del *Flysch Rosso* viene attribuita tanto al dominio interno (neo-tetideo) quanto a quello esterno lagonegrese-molisano con le relative differenti denominazioni dell'unità tettonica che la ingloba. A tal riguardo è possibile la seguente relazione schematica:

- dominio di pertinenza neo-tetideo: Coltre sannitica di SELLI (1962); Sannio Unit di PATACCA *et alii* (1992b); Falda sannitica di SCROCCA & TOZZI (1999);
- dominio di pertinenza lagonegrese: Sannio unit di PATACCA & SCANDONE (2007), la cui patria deposizionale è posta ad occidente della Piattaforma carbonatica emipelagica dei Simbruini-Matese (Gruppo del Matese orientale e il Monte Camposauro) in corrispondenza di un braccio settentrionale del Bacino lagonegrese (Di NOCERA *et alii*, 2002; PAGLIARO *et alii*, 1999, 2000; PESCATORE *et alii*, 2008);
- dominio di pertinenza molisana (Bacino molisano): Falda sannitica della Valle del Trigno (Di BUCCI *et alii*, 1999); Successione Li Polisi (Di LUZIO *et alii*, 1999);
- dominio di pertinenza lagonegrese *sensu* D'ARGENIO *et alii* (1973) ed IPPOLITO *et alii* (1973a): Sannio Nappe di PATACCA *et alii* (1992a); Unità del Sannio di CENTAMORE *et alii* (1970, 1971) e di ORTOLANI & PAGLIUCA (1990); Unità Sannitica di BRANCACCIO *et alii* (1984) e ORTOLANI & TORRE (1981). Con questa ultima denominazione ci si riferisce ai terreni lagonegresi più esterni quali la formazione di Serra Funaro di CROSTELLA & VEZZANI (1964), successivamente denominati *Flysch Rosso* esterno da PESCATORE & ORTOLANI (1973) e da PESCATORE *et alii* (1996a) o ancora *Calcareni marne e argille di Monte Sidone* di SENATORE (1988), coinvol-

ti dalla fase diastrofica tortoniana, il cui passaggio stratigrafico superiore è rappresentato dal Flysch di Faeto (CROSTELLA & VEZZANI, 1964; SENATORE, 1988; PINTO, 1993; PESCATORE *et alii*, 1996b);

- dominio di pertinenza lagonegrese, *sensu* Bacino Lucano di MICONNET (1987) e Bacino lagonegrese-molisano di PESCATORE & TRAMUTOLI (1980) e MOSTARDINI & MERLINI (1986): Unità del Sannio o di Monte Coppe (PESCATORE *et alii*, 1994, 1996a, 2000, 2008); Unità di Frigento (DI NOCERA *et alii*, 2002); Unità di Frigento-Monte Arioso (DI NOCERA *et alii*, 2006).

L'Unità di Frigento-Monte Arioso è costituita da successioni litostratigrafiche prevalentemente calcareo-clastiche, ed è caratterizzata da una porzione inferiore del Triassico - Cretacico *p.p.*, la *serie calcareo-silico-marnosa* (SCANDONE, 1967), ed una porzione superiore del Cretacico superiore - Cenozoico, il *Flysch Rosso* (SCANDONE, 1967, 1972, D'ARGENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1973a, 1973b; PESCATORE & ORTOLANI, 1973, COCCO *et alii*, 1974) e il *flysch numidico*. Ambedue le porzioni sono riferibili tanto al paleo-settore interno/occidentale del Bacino lagonegrese-molisano (depositi della depressione molisano-sannitica di PESCATORE (1965a), ovvero, "Fysch Rosso interno" (PESCATORE *et alii*, 1994, 1996a; PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; DI NOCERA *et alii*, 2002, 2006), quanto al Bacino sannitico, ramo nord-occidentale del Bacino lagonegrese, collocato tra la piattaforma dell'Alburno-Cervati ad ovest e la piattaforma dei Simbruini - Matese ad est (PATACCA *et alii*, 1992b, 2007; DI NOCERA *et alii*, 2002; PAGLIARO *et alii*, 1999, 2000) con la denominazione di Unità del Sannio di PATACCA *et alii* (1992b) e PATACCA & SCANDONE (2007) o di *Sannio Unit* (PATACCA *et alii*, 1992a).

Il *Flysch Rosso* risulta equivalente alla *Serie di Pescopagano* (ZOJA, 1957; PESCATORE, 1965b), ai depositi dell'Unità Lagonegro II (SCANDONE, 1967, 1972) e all'Unità lagonegrese di Monte Arioso (PESCATORE *et alii*, 1988) della Lucania. Tale equivalenza prosegue in Irpinia e nel Sannio, rispettivamente con l'Unità di Frigento (DI NOCERA *et alii*, 2002) e con l'Unità del Sannio (*sensu* DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1996a, 2008). Nell'area irpina l'originario contatto stratigrafico tra il *Flysch Rosso* della successione superiore e la formazione del *Flysch Galestrino* della successione inferiore, si è conservato in forma relitta solo in alcuni settori ad est dell'abitato di Frigento (ZAMPARELLI, 1991, 1993; TORRE & ZAMPARELLI, 1990; DI NOCERA *et alii*, 2002), appena fuori il limite settentrionale del Foglio (Foglio n.433 Ariano Irpino). La formazione del *Flysch Galestrino* di SCANDONE (1967) è stata infatti riconosciuta in tale area da ZOJA (1957) e da JACOBACCI & MARTELLI (1967) ed ultimamente riconfermata in DI NOCERA *et alii* (2002) insieme alla porzione triassica della Formazione di Monte Facito (TORRE & ZAMPARELLI, 1990). La continuità stratigrafica tra i depositi del *Flysch Rosso* e quelli della formazione del *Flysch Galestrino* è stata in ogni modo già riconosciuta in Irpinia, a sud del Fiume Ofanto, ed in Lucania da numerosi Autori (D'AR-

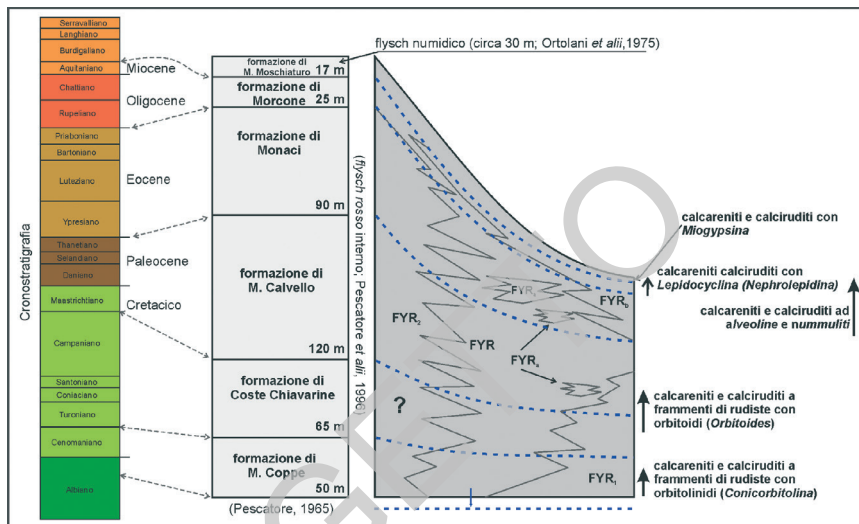


Fig. 8 - Schema comparativo tra le ricostruzioni lito-cronostratigrafiche del Flysch Rosso nell'area sannitico-irpina e l'unità litostratigrafica formalizzata nel Progetto CARG (APAT, 2005, modificato). Schema elaborato da Modestino Boscaino.

GENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1973b; COCCO *et alii*, 1974; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE *et alii*, 1996a).

Altra problematica legata ai terreni del *Flysch Rosso* (Fig. 8) è la continuità alla “serie calcareo-silico-marnosa” di SCANDONE (1967). Nelle precedenti edizioni delle Carte geologiche d'Italia alla scala 1:100.000 i terreni del *Flysch Rosso* sono ritenuti in incerta posizione stratigrafica: nel Foglio geologico alla scala 1:100.000 n. 185 Salerno i terreni del *Flysch Rosso* sono cartografati con le sigle **fi** - terreni di posizione incerta tra il Miocene? e l'Oligocene, e **E-C^{II}** - terreni di posizione incerta tra l'Eocene? e il Cretaceo superiore; nel Foglio geologico alla scala 1:100.000 n. 186 Sant'Angelo dei Lombardi il *Flysch Rosso* è individuato con il termine Complesso delle Calcareniti e delle Calciruditi - **McO₃**.

Una disamina dei risultati della ricerca su questo argomento evidenzia la non unanime soluzione. Nell'area di Pescopagano è individuato un complesso marnoscistoso-selcioso-calcareo (*Flysch* o *serie di Pescopagano*) del quale sono specificate incerte continuità stratigrafiche (RADINA, 1958, 1959a, 1959b) alla serie degli “*scisti silicei*” di S. Fele (DE LORENZO, 1894a,b,c, 1897, 1898, 1900, 1937; TACOLI & ZOJA, 1957; LUPERTO SINNI, 1966; CRESCENTI, 1966; SCANDONE, 1963). Allo stesso modo nella memoria di SCANDONE (1967) la continuità verso l'alto stratigrafico della “serie calcareo-silico-marnosa” è un argomento non risolto. Anche OGNIBEN (1960) pone la questione della lacuna tra i Galestri e il *flysch numidico* pur ammettendo che il Complesso basale ed ex-basale hanno una comune

origine geoambientale (miogeosinclinale). La lacuna stratigrafica tra i Galestri e il *flysch numidico* che diversamente sarebbe occupata spazialmente e temporalmente dai terreni del Flysch Rosso è risolta a Pescopagano e Paterno con la individuazione della continuità stratigrafica tra il “complesso scistoso galestrino” e il complesso marnoscistoso-selcioso-calcareo (*Flysch* o *serie di Pescopagano*). PESCATORE (1965b) segnala al di sopra dei Galestri di S. Fele, Pescopagano e Paterno, formazioni selcioso diasprigne cenomaniane, alternate a calcari e marne rosse del Cretacico superiore e brecciole calcaree rosse eoceniche, confermando l’età Cenomaniano - Eocene attribuita dallo ZOIA (1957). Viene, quindi, evidenziata la possibilità di un originario rapporto stratigrafico tra la serie di Pescopagano e la serie degli “*scisti silicei*” di S. Fele attraverso il passaggio stratigrafico del “complesso scistoso galestrino” così come evidenziato a S. Fele da SCARSELLA (1959). La stessa continuità stratigrafica è riconfermata nel lavoro di COCCO *et alii* (1974) presso l’abitato di Pescopagano. Alla successione del *Flysch* o *serie di Pescopagano* va associata in parte la *successione della Cresta del Gallo* di GALDI (1914) e di BEHRMANN (1936) interpretata come *klippe* relitto sui terreni terziari da GRZYBOWSKY (1921).

Il *Flysch Rosso* nel Sannio, a Casalbore e Buonalbergo (SORRENTINO, 1934; PRINCIPI, 1940; MARCHESINI, 1941), viene associato alla successione di brecciole a miogipsine e lepidocicline o a quella del Monte Coppe di PESCATORE (1961, 1962a,b; 1963). Sempre nel Sannio, MANFREDINI (1963) e PESCATORE (1965b), descrivono la successione molisano-sannitica costituita da scisti silicei del Cretacico medio, da calcari detritici del Cretacico medio-superiore, dalla *Scaglia Rossa* del Cretacico superiore e da una formazione eocenico-oligocenica, prevalentemente calcarea passante a pelitica verso l’alto, con selce, molto simile alla siciliana formazione di *Caltavuturo* (OGNIBEN, 1960). La successione termina con marne calcaree del Miocene medio simili alla *Scaglia cinerea* ed al *Bisciario* della facies umbro-sabina. Ad est della valle del Fiume Tammaro, la successione è intesa continuare con le arenarie grigie e giallastre costituite da granuli di quarzo arrotondati (*flysch numidico*).

Successivi studi hanno approfondito la stratigrafia dei terreni terziari nell’Irpinia (DI NOCERA *et alii*, 2002, 2006) e soprattutto nel Sannio (PATACCA & SCANDONE, 2007; PESCATORE *et alii*, 2008; SCROCCA & TOZZI, 1999; PAGLIARO *et alii*, 1999, 2000) ai quali lavori si rimanda per una lettura di approfondimento. In sintesi si può schematizzare che tali terreni potrebbero avere carattere ubiquitario in quanto possono essere considerati sia di origine interna, di bacino tetideo, quando riferiti alla Coltre sannitica (SELLI, 1962), al Complesso Sicilide (OGNIBEN, 1969) o all’Unità del Sannio (PATACCA *et alii*, 1992b), sia come unità di bacino non tetideo (D’ARGENIO *et alii*, 1973; 1975) quando denominati Unità della depressione molisano-sannita (PESCATORE, 1965a), Unità sannitica (ORTOLANI & TORRE, 1981), Unità del Sannio (CENTAMORE *et alii*, 1970; 1971; PESCATORE *et*

alii, 1996a) e Unità di Frigento (DI NOCERA *et alii*, 2002, 2006; PESCATORE *et alii*, 2008). A riprova del possibile carattere ubiquitario è stato proposto di recente da DI NOCERA *et alii* (2002), PATACCA & SCANDONE (2007) e da PESCATORE *et alii* (2008) un depocentro di sedimentazione denominato Bacino sannitico, ramo nord-occidentale del Bacino lagonegrese, collocato tra la piattaforma dell'Alburno-Cervati ad ovest e la piattaforma dei Simbruini - Matese ad est (PATACCA *et alii*, 1992b, 2007; DI NOCERA *et alii*, 2002; PAGLIARO *et alii*, 1999, 2000) dal quale si sarebbero generate le Unità tettoniche del Sannio di PATACCA *et alii* (1992b, 2007), Sannio Unit (PATACCA, 1992a) o Unità del Sannio di PESCATORE *et alii* (2008). In quest'ultimo contributo è mappata la differente distribuzione dei terreni dell'Unità di Frigento - Monte Arioso e dei terreni dell'Unità del Sannio.

Le successioni carbonatiche di ambiente neritico e radicate su crosta continentale normale sono nell'insieme ascritte all'Unità della Piattaforma appenninica. Gli studi partono sostanzialmente con la pubblicazione di PUGGAARD (1857) ove viene evidenziata la natura dolomitica delle successioni carbonatiche di età cretacea e con quella di DI STEFANO (1893) che individua il Giurassico inferiore e superiore nella provincia di Salerno. Per gli studi del Triassico bisogna ricordare i lavori di BASSANI (1892, 1896) sulle ittiofaune del Norico e quelli di BÖSE & DE LORENZO (1896) e di GALDIERI (1905, 1907, 1908). CASSETTI (1918) ed ARDIGÒ (1958, 1959, 1964a,b), riferendosi ai Monti Picentini, individuano e confermano l'esistenza di una lacuna giurassica, non segnalata da PARONA (1905), da GALDIERI (1907) e successivamente da SCANDONE & SGROSSO (1962, 1963). Sulla continuità della serie carbonatica dal Triassico al Cretacico superiore si trova indicazione nei lavori di CIVITA (1967) relativamente al Massiccio del Monte Terminio-Tuoro e nei lavori di MARINI (1967) e di PESCATORE (1965b) nel Gruppo del Monte Marzano, continuità registrata fino all'Eocene inferiore - medio (?), con l'individuazione del Miocene trasgressivo già segnalato da SELLI (1957) per la presenza delle *Calcareniti di Laviano* dell'alta Valle del Fiume Sele. Sono, inoltre, segnalate le trasgressioni durante l'Oligocene e l'Oligocene superiore - Aquitaniano da MARCHESINI (1940, 1941) nei Monti Picentini. A seguito dei lavori della seconda edizione dei Fogli n. 185 e n.197 viene confermata definitivamente la continuità, con il rilevamento geologico di DE CASTRO, la presenza del Giurassico inferiore con la litofacies a *Lithiotis*. Tra gli studi pionieristici sul Giurassico della piattaforma carbonatica va ricordato il contributo di DE CASTRO (1962) per i Monti Lattari e per i rilievi ad ovest del Fiume Irno e quello di SARTONI & CRESCENTI (1962). La base della serie calcareo-dolomitica si compone di una successione stratigrafica prevalentemente dolomitica (IETTO, 1963a,b, 1965) di età triassica, già in parte descritta da GALDIERI (1908). Negli stessi anni SCANDONE & SGROSSO (1963) riconoscono al Monte Accellica una successione calcareo-dolomitica in facies di piattaforma carbonatica, continua dal Triassico superiore alla base del Cretacico, e nei Monti Mai, nelle successioni calcareo

dolomitiche liassiche, sono individuate sia facies di piattaforma carbonatica, sia facies più propriamente di mare aperto. Conferme ulteriori sull'assenza della trasgressione cretacea sul Triassico provengono da una cospicua produzione scientifica (cfr. riferimenti bibliografici delle Note Illustrative della carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 185 e 197) che si sintetizza nei contributi alla evoluzione paleogeografica della piattaforma carbonatica di D'ARGENIO (1963), D'ARGENIO & SCANDONE (1970), SGROSSO (1965). Inoltre, con i lavori della precedente edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 si evidenzia la presenza di una unità calcareo-clastica trasgressiva paraconcordante del Paleocene superiore in corrispondenza del Gruppo del Monte Marzano (sinistra orografica del F. Sele) e trasgressiva discordante sia sui termini giurassici sia su quelli cretaci della successione di Piattaforma carbonatica dei Monti Picentini. Le successioni meso-cenozoiche carbonatiche vedono mutare nel tempo, quindi, la loro rappresentazione da "Complesso", il *Complesso Panormide* di OGNIBEN (1969), alla specificazione in "serie" (SCANDONE, 1971), fino ai lavori di sintesi regionali basati sull'analisi degli ambienti idrodinamici (litotipi e facies dominanti) (D'ARGENIO & SCANDONE, 1970; D'ARGENIO *et alii*, 1973) con le distinte unità stratigrafico-strutturali ed infine con le attuali unità tettoniche (Monte Marzano-Monti della Maddalena, Alburno-Cervati-Pollino, di BONARDI *et alii*, 1988; laziale-campano-lucana, più esterna, campano-lucano-calabrese, più interna, separate dal Bacino di Foraporta di SGROSSO (1988).

Il carattere dell'alloctonia nella ricostruzione dei rapporti tra le unità dei domini carbonatici e di quelli pelagici è rappresentato anche dalla individuazione di cicli sedimentari nell'area compresa tra il Gruppo del Partenio e del Monte Taburno (DE CASTRO COPPA *et alii*, 1969); i tre cicli, Langhiano - Tortoniano, Messiniano - Pliocene inferiore e Pliocenico medio, registrano le tappe della variazione parossistica del sistema Catena-avanfossa e la loro definizione segna il nuovo radicamento dei concetti di tettonica tangenziale anche per questo settore della Catena sud-appenninica. In questo periodo, infatti, i risultati delle ricerche geologiche applicate in Appennino evocano una tettonica tangenziale e descrivono l'esistenza di anomali rapporti di giacitura tra diversi domini di sedimentazione (GRZYBOWSKI, 1921; QUITZOW, 1935; ANELLI, 1939) in antitesi alle ricerche che in tutta la prima metà del secolo scorso sono influenzate dalle idee fissiste riassunte nel lavoro di DE LORENZO (1904). Le idee di alloctonia, intesa come ricoprimenti gravitativi tra terreni appartenenti a vari domini di sedimentazione, vengono introdotte da SELLI (1962). Da questo momento prende forza il criterio della alloctonia totale, sino alla formulazione dei primi modelli evolutivi per l'Appennino secondo i concetti della tettonica a zolle (HACCARD *et alii*, 1972; AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; GRANDJACQUET & MASCLE, 1978; PESCATORE, 1978).

In ordine alla strutturazione in Catena dei terreni carbonatici sono evidenziati

alcuni rapporti geometrici non primari tra le unità, determinati da sovrascorri-menti nella direzione nord o adriatica. Il carattere di alloctonia di alcune unità carbonatiche è espresso da PESCATORE (1965b) nel Gruppo del Monte Marzano e da IETTO (1963a, b, 1965) relativamente ai Monti Picentini. SCANDONE *et alii* (1967) rilevano e descrivono la finestra tettonica di Campagna (ubicata al di fuori del Foglio) in cui affiorano terreni bacinali di *facies* lagonegrese, confermando il carattere regionale della sovrapposizione delle unità di piattaforma carbonatica su quelle lagonegresi (SCANDONE, 1967, 1972). Si evidenzia dunque che la serie calcareo-dolomitica è tettonicamente sovrapposta alla mesozoica *serie calcareo-silico-marnosa* (SCANDONE, 1967) e che quest'ultima si individua nella finestra tettonica a nord di Campagna (IETTO, 1965; SCANDONE *et alii*, 1967; TURCO, 1976; PAPPONE & FERRANTI, 1995). Si tratta di sovrapposizioni tettoniche regionali ampiamente documentate anche nel sottosuolo dell'Appennino meridionale, sia da dati di perforazione sia da linee sismiche (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988).

Per quanto riguarda i depositi con limite basale discordante questi vengono segnalati da SELLI (1957) nell'alta valle del Fiume Sele, da PESCATORE (1965b) nel Gruppo del Monte Marzano e lungo la valle del Fiume Calore da PESCATORE *et alii* (1971).

Una serie di lavori ha contribuito ad aggiornare le conoscenze sulla sedimentazione silicoclastica e a definire meglio il rapporto spazio temporale delle successioni terrigene con i terreni del substrato mesozoico. Tra queste si ricorda l'avvento del concetto di "pseudotrasgressione" (PESCATORE *et alii*, 1971) o i caratteri delle successioni flyschoidi mioceniche quali la regressività delle successioni e il diacronismo della sedimentazione silico-clastica via via che essa si sviluppa con la migrazione dell'avanfossa verso gli attuali quadranti adriatici (COCCO *et alii*, 1974; PESCATORE, 1978). Continuità, pseudotrasgressione, diacronismo e regressività sono i caratteri che successivamente PESCATORE (1978, 1988) inquadra alla scala regionale nel modello di avanfossa miocenica del "Bacino Irpino" quale depocentro di sedimentazione spaziente dalle porzioni più esterne del cuneo tettonico all'avanfossa *s.s.* (PESCATORE, 1978, 1988).

Relativamente alle successioni silicoclastiche terziarie, nell'area del Foglio affiorano solo associazioni ascrivibili al *Flysch di Castelvete* (PESCATORE *et alii*, 1971, COCCO *et alii*, 1974; PESCATORE, 1978) ed all'Unità di Tufo - Altavilla (CHIOCCHINI & CHIOCCHINI, 1997), rispettivamente oggi inquadrate con i termini di *Formazione di Castelvete* e *gruppo di Altavilla*.

I terreni corrispondenti al *Flysch di Castelvete* sono riferiti a depocentri di sedimentazione di età Langhiano - Tortoniano ubicati in una avanfossa *s.l.* (PESCATORE, 1978, 1988) del Bacino Irpino (PESCATORE *et alii*, 1971; PESCATORE, 1978). Il *Flysch di Castelvete* è interpretato anche come *foredeep basin sequence* (PATACCA *et alii*, 1990; CRITELLI & LE PERA, 1995b) di età Tortoniano superio-

re - Messiniano inferiore, e come un deposito relativo a un bacino di *piggy-back* (SGROSSO, 1998) di età Tortoniano superiore - Messiniano inferiore, ed ancora come un sistema deposizionale interessato da discontinuità interne corrispondenti a distinti stadi di crescita del sistema deposizionale (BOIANO, 2000), posto a tergo del margine della Catena (*wedge-top depozone*) (DI NOCERA *et alii*, 2006) di età Serravalliano - Tortoniano medio superiore.

Di NOCERA *et alii* (2006) distinguono, nell'ambito del *Supersintema dell'Irpinia*, sei subsintemi di età compresa tra il Serravalliano ed il Pliocene medio. Di questi il più antico sarebbe rappresentato dal Sintema di Castelvete (Serravalliano - Tortoniano medio superiore) a sua volta suddivisibile nel Subsintema di Pietra Boiara (Serravalliano) e nel Subsintema di Serra del Diavolo (?Serravalliano - Tortoniano medio superiore), correlabile alla *Formazione di Castelvete*.

La suddivisione della *Formazione di Castelvete* in tre membri, corrispondenti a tre distinti stadi di crescita del sistema deposizionale, consente di rappresentarne l'evoluzione stratigrafica, sedimentologica e petrografica.

- Membro inferiore (150 m), di età Tortoniano superiore (PATACCA *et alii*, 1990). E' costituito da torbiditi ruditiche e arenitiche; le arenarie hanno mode composizionali quarzofeldspatiche che indicano un drenaggio da rocce madri cristalline plutoniche e metamorfiche (CRITELLI & LE PERA, 1995b); subordinatamente sono presenti mode quarzolitiche delle arenarie nella porzione superiore del membro. I caratteri stratigrafici e sedimentologici indicano facies canalizzate di un sistema torbiditico (COCCO *et alii*, 1974). Questa unità litostratigrafica presenta nella porzione medio-bassa un intervallo caotico composto da olistoliti carbonatici riconducibili a depositi clastici di tipo *apron* intrabacinali tipici dell'Unità della Piattaforma appenninica.
- Membro intermedio (150-200 m), di età Tortoniano superiore - Messiniano inferiore (PATACCA *et alii*, 1990). E' costituito da associazioni arenaceo pelitiche alla cui moda composizionale quarzofeldspatica è associata una crescente percentuale di detrito di origine sedimentaria, sia carbonatica sia silico-clastica (CRITELLI & LE PERA, 1995b). Si tratta di associazioni di facies legate a sistemi canalizzati di sbocco e/o di argini di canali (COCCO *et alii*, 1974; PESCATORE, 1978) entro uno stadio di crescita di "tipo I" ad alta efficienza del trasporto sabbioso (MUTTI & NORMARK, 1987).
- Membro superiore (300 m) di età Messiniano inferiore (PATACCA *et alii*, 1990). E' costituito da associazioni pelitico-arenacee di lobi deposizionali e di depositi di *overbank* corrispondenti ad uno stadio di crescita III di un sistema torbiditico (MUTTI & NORMARK, 1987). Nella porzione medio superiore è presente un olistostroma (**os**).

Questa ricostruzione stratigrafica non è estendibile regionalmente, in modo cilindrico, nei differenti settori esterni dell'Appennino meridionale. Tale forma-

zione non si presenta sempre con le stesse unità di rango inferiore e non sempre è rispettata l'altezza stratigrafica in cui si incontrano gli olistoliti e gli olistrostromi. Dati ricorrenti sono: il carattere petrografico delle arenarie, soprattutto basali, rappresentato da composizioni quarzo-feldspatiche derivanti da rocce crostali plutoniche e metamorfiche; l'aumento della componente litica sedimentaria verso la parte alta della formazione, dove ai litici sedimentari prevalentemente carbonatici si associano quelli silicoclastici (CRITELLI & LE PERA, 1995b). Quest'ultimo dato testimonia la disponibilità di rocce madri dalle unità silicoclastiche di fossa oceanica e relativi bacini sulle falde (processi di cannibalismo) con aumento verso l'alto stratigrafico di arenarie sempre più ricche di elementi litici sedimentari sia calcareo-clastici che silico-clastici.

Per quanto riguarda i depositi del Miocene superiore - Pliocene inferiore i primi studi nell'area sono di DE CASTRO COPPA *et alii* (1969) che riconoscono la presenza di un ciclo riferibile al Messiniano-Pliocene inferiore, costituito da depositi argilloso-arenacei e conglomeratici, caratterizzati dalla occasionale presenza di depositi diatomitici ed evaporitici e di lenti di calcareniti bioclastiche, che nella parte alta presentano argille di ambiente epibatiale passanti a sabbie di ambiente costiero. SGROSSO (1971) segnala, nell'ambito del Foglio n. 185 Salerno della Carta Geologica d'Italia, la presenza dei terreni M⁵⁻⁴ del Tortoniano-Messiniano formati da argille, arenarie e conglomerati con cristalli e blocchi di gesso, tripoli con resti di pesci ed evaporiti (gesso, salgemma e zolfo).

Con riferimento all'Appennino campano-lucano, l'Unità di Altavilla (D'ARGENIO *et alii*, 1973, 1975; IPPOLITO *et alii*, 1973a) identifica sedimenti terrigeni pre-evaporitici di ambiente neritico e a luoghi epibatiale, passanti a diatomiti ed a depositi evaporitici (*Formazione gessoso-solfifera Auct.*) e verso l'alto, in continuità di sedimentazione, passanti a depositi clastici con facies variabili da litorale a batiale di età compresa tra il Tortoniano superiore ed il Pliocene inferiore - medio. In seguito IPPOLITO *et alii* (1974) e DI NOCERA *et alii* (1981) riconoscono nell'Appennino irpino una importante fase tettonica intra-messiniana che interrompe la sedimentazione evaporitica e consente di distinguere due differenti unità stratigrafico-strutturali: l'Unità di Villamaina, costituita da argille e argille siltose con intercalazioni arenacee di ambiente neritico del Tortoniano medio-superiore e il Messiniano inferiore e da una successione di argille, arenarie, marne, calcari evaporitici, gesso e gessoclastiti del Messiniano inferiore; il gruppo di Altavilla (Messiniano superiore - Pliocene inferiore) formato da una successione clastica con contatto basale non conforme (conglomerati con intercalazioni di argille, arenarie e gessi) del Pliocene inferiore, che localmente presenta alla base sedimenti evaporitici con lenti mineralizzate a zolfo del Messiniano superiore.

Le prime segnalazioni di terreni in facies di tipo "lago-mare" tra Benevento e Avellino sono state esposte da CIAMPO *et alii* (1986) nella sezione di Torrente Braneta (COLALONGO *et alii*, 1973), ove è stata descritta una successione costituita

da arenarie e sabbie con lenti di gesso clastico passanti a conglomerati e quindi ad argille caratterizzate da un'associazione di ostracodi ad affinità "pontica" del Messiniano superiore, interrotte da un orizzonte di argille varicolori. PATACCA *et alii* (1992b) riferiscono al ciclo del T. Braneta i depositi di bacino *piggy-back* di età compresa tra il Messiniano superiore (facies lago-mare con ostracofaune ad affinità pannonica) ed il Pliocene inferiore, affioranti tra Avellino e Benevento.

CHIOCCHINI & CHIOCCHINI (1997) e CHIOCCHINI *et alii* (2003) introducono l'Unità di Tufo-Altavilla di età Messiniano - Pliocene inferiore, composta da arenarie, conglomerati e peliti distinte in quattro membri, caratterizzati da eteropie, di ambiente compreso tra il litorale, il neritico e l'alluvionale. La porzione conglomeratica è stata oggetto di un'analisi sedimentologica (CHIOCCHINI & CHIOCCHINI, 1997), che la ha riferita ad un ambiente di conoide alluvionale. Le successioni affioranti nel Foglio Avellino sono riferibili al gruppo di Altavilla (AL) di DI NOCERA *et alii* (1981) con caratteri stratigrafici in parte confrontabili con l'unità di CHIOCCHINI & CHIOCCHINI (1997) e di CHIOCCHINI *et alii* (2003).

Per le successioni plioceniche di mare basso ci si riferisce ai terreni clastici prevalentemente esposti nell'area dell'Ufita in Baronia, del Bacino dell'Ofanto (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970; CHIOCCHINI, 1969; BIGI *et alii*, 1992; HIPPOLYTE *et alii*, 1994) e dell'area beneventana. Essi sono da inquadrare tra i depositi pliocenici dei bacini intra-appenninici dell'Appennino campano-lucano tradizionalmente riferiti in letteratura alla Unità di Ariano (IPPOLITO *et alii*, 1973a; PESCATORE & ORTOLANI, 1973; COCCO *et alii*, 1974; D'ARGENIO *et alii*, 1975). Le successioni sono riferibili a depocentri di sedimentazione di ambiente da circo-littorale a paralico, con carattere di sovrassaturazione (*overfilling*) della sedimentazione. Per esse è stata recentemente proposta una ricostruzione sintematica (CIARCIA *et alii*, 2003; DI NOCERA *et alii*, 2006; APAT, 2006a).

Da un punto di vista strutturale lo stato delle conoscenze geologiche sull'Appennino meridionale si concretizza in diverse opzioni con conseguenze sulle ipotesi della paleogeografia pre-orogenetica.

L'Appennino meridionale può essere considerato da un punto di vista strutturale come il risultato di una tettonica prevalentemente pellicolare per delaminazione della copertura sedimentaria dal basamento cristallino, copertura associata tanto a crosta oceanica quanto a crosta continentale assottigliata e normale. Trattasi di un assetto composto da falde di ricoprimento con direzione del trasporto tettonico polifasico verso nord e verso est-nord-est nella direzione degli attuali quadranti adriatici. Non manca di inserire in questo quadro le fasi di strutturazione verso quadranti tirrenici, generate dalla fase collisionale post-tortoniana (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; DI NOCERA *et alii*, 2006; CASERO *et alii*, 1988; FINETTI *et alii*, 1996). In superficie le strutture rispondono alle tipiche catene a pieghe e a faglie (deformazione) poi sradicate da sovrascorrimenti (strutturazione) come in un tipico *fold and thrust belt system*. L'assetto strutturale può essere rappresentato

da sistemi di *thrust* listrici sequenziali con geometrie di tipo *ramp - flat - ramp* (MOSTARDINI & MERLINI, 1986), sovrapposti a sistemi profondi più complessi con geometrie di tipo *duplex* che coinvolgono anche l'avampaese apulo strutturato alla base della Catena (CELLO *et alii*, 1987; PATACCA & SCANDONE, 1989a, 2007; CARBONE *et alii*, 1988), o che in alternativa interesserebbero la stessa Moho (CASERO *et alii*, 1988; FINETTI *et alii*, 1996).

Nell'insieme tale assetto sembra essere determinato da una tettonica originariamente sequenziale e progradante verso i settori adriatici fino al Miocene superiore; una tettonica fuori sequenza (PATACCA & SCANDONE, 1989a) o in sequenza ibrida per *breaching* (DI NOCERA *et alii*, 2006) invece sembra caratterizzare l'evoluzione post-miocenica della Catena appenninica.

Lo schema ammissibile dell'assetto della Catena nel settore campano-apulo può essere rappresentato da quattro elementi tettonici regionali, riconducibili a vere e proprie falde di ricoprimento che dall'esterno verso l'interno sono:

1) la falda geometricamente inferiore evolutasi in un sistema ipogeo di tipo *duplex* a spese della porzioni marginali esterne del Bacino lagonegrese-molisano e della Piattaforma apula interna già in rapporto tettonico (MOSTARDINI & MERLINI, 1986). Tale livello strutturale è in parte affiorante dall'Abruzzo al Golfo di Taranto; esso si individua nella porzione abruzzese-molisana con l'Unità di Casoli-Bomba (PATACCA *et alii*, 1992b) e si riconosce in sottosuolo nella porzione campano-lucana della Catena con l'*Apulian thrust system* (LENTINI *et alii*, 1990, 2002; MOSTARDINI & MERLINI, 1986). Tale livello strutturale è affiorante al Monte Alpi (VAN DIJK *et alii*, 2000a,b) mentre è ancora ipogeo a nord della sinclinale dell'Ofanto (IPPOLITO *et alii*, 1974; MATANO & DI NOCERA, 2001; DI NOCERA *et alii*, 2006). Esso è costituito da depositi meso-cenozoici di bacino pelagico e di transizione a scarpata carbonatica (Unità della Daunia) e da depositi di piattaforma carbonatica di mare basso, stratigraficamente ricoperti da depositi terrigeni marini che interessano l'intervallo temporale del Messiniano e del Pliocene. Il livello strutturale in descrizione giace parzialmente e in fuori sequenza sui depositi dell'Avanfossa Bradanica;

2) la falda immediatamente sovrapposta è costituita da unità embricate meso-cenozoiche (Unità di Frigento-Monte Arioso, Unità del Fortore-Groppa d'Anzi Unità della Daunia) costituite da terreni di bacino impostato su crosta continentale assottigliata (Bacino lagonegrese-molisano) e successioni di bacino di *thrust top* del Miocene superiore e del Pliocene (Formazione di Castelvetere, gruppo di Altavilla e supersintema di Ariano Irpino, di queste Note);

3) l'ulteriore falda consta di un insieme di unità tettoniche costituite da depositi carbonatici mesozoici di piattaforma e dei suoi margini (Unità della Piattaforma appenninica) e da depositi calcareo-clastici, pelitici e silico-clastici miocenici, connessi ai momenti di annegamento degli stessi domini di piattaforma relativi alla fase di flessurazione regionale che ha preceduto l'impilamento in Catena (Formazioni di Cusano, Longano e Pietraroia nel Matese orientale; Formazione

di Bifurto e Capaccio nel Cilento);

4) la falda superiore e più interna è formata da un insieme di successioni depostesi nel dominio oceanico interno (neo-tetide), l'Unità ligure e l'Unità sicilide, e da successioni silico-clastiche del Miocene inferiore di bacino di avanfossa (Gruppo del Cilento; AMORE *et alii*, 1988a); seguono, in Calabria, le unità dell'Arco Calabro (Unità Calabridi).

L'evoluzione tettonica mio-pliocenica dell'orogene sud-appenninico si colloca in un contesto di tettonica francamente collisionale, descritta secondo due ipotesi: 1) megasutura dovuta all'interazione tra la zolla africana, la zolla europea e la microzolla adriatico-apula, come tipico esempio di tettonica a zolle; 2) megasutura generata da processi di convergenza nulla, secondo il modello della *west dipping subduction* (DOGLIONI, 1991). I caratteri della sedimentazione silicoclastica sinorogenica testimoniano, nel Miocene, una costruzione graduale e progressiva del cuneo tettonico con variazioni fisiografiche continue dei depocentri di sedimentazione (regressività e diacronismo delle successioni); a partire dal Pliocene si evidenzia una costruzione progressiva ma ibrida e da una continua riprofilazione del sistema cuneo tettonico - avanfossa a causa dell'intervento di sovrapposizioni fuori sequenza, che generano parossismi e fasi stadiali nella sedimentazione silicoclastica (trasgressività e regressività intermittente delle successioni).

Le unità tettoniche di provenienza paleogeografica più interna (unità liguri, calabridi e sicilidi) si sono strutturate nel corso della formazione del Bacino nord-balearico; il loro impilamento è avvenuto dall'Eocene al Miocene inferiore in corrispondenza della convergenza delle placche europea ed africana (Cretaceo inferiore-medio/Oligocene superiore-Miocene inferiore) e della rotazione antioraria del blocco sardo-corso (Oligocene-Miocene inferiore) (PATACCA *et alii*, 1992b; PESCATORE *et alii*, 1996a). Nel Miocene inferiore, segue un'accentuazione del trasporto tettonico dell'edificio appenninico verso l'avampaese adriatico e vengono deformate e strutturate in Catena le unità riferite al settore meridionale del dominio di piattaforma carbonatica sud-appenninica. Con il Tortonian medio-superiore si determina l'ultimo evento compressivo prima dell'inizio dei processi di *rifting* nell'area tirrenica settentrionale ed occidentale (PATACCA & SCANDONE, 1989b; PATACCA *et alii*, 1990) e si giunge alla fase ensialica. La lettura dell'attuale assetto dell'Appennino meridionale è dunque in gran parte riferita a fasi compressive e traslative avvenute tra il Tortoniano medio-superiore ed il Pleistocene inferiore, controllate dall'arretramento flessurale della piastra di avampaese (*roll back* dello *slab* litosferico) cui si è accompagnata la crescita del bacino di retroarco tirrenico (PATACCA & SCANDONE, 1989b). In particolare, l'assetto strutturale dell'Appennino meridionale può essere in sintesi inquadrato come generato in due stadi:

a) tettonica da *thrust ramping* (DAHLSTROM, 1970) con sovrascorrimenti il cui

orizzonte di scollamento basale diventa più superficiale procedendo dalla zona interna della Catena verso l'avampaese;

b) tettonica da *breaching* (BUTLER, 1983) che induce modificazioni degli assetti nel cuneo di accrezione con *fault cut-off* profondi, che troncano e rigettano i preesistenti sovrascorrimenti più superficiali. I *fault cut-off*, si enucleano dal sottosuolo, coinvolgono il settore apulo già strutturato in corrispondenza della radice esterna della Catena (CELLO *et alii*, 1987; PATACCA & SCANDONE, 1989a; CARBONE *et alii*, 1988, 1991; Di NOCERA *et alii*, 2006) anche con un verosimile coinvolgimento della Moho nella strutturazione (CASERO *et alii*, 1988; FINETTI *et alii*, 1996).

2. - PALEOGEOGRAFIA E DOMINI SEDIMENTARI PRE-OROGENETICI

Dai vari modelli proposti per l'edificio appenninico derivano differenti modelli paleogeografici. Schematizzando:

- una successione di bacini e di piattaforme carbonatiche avrebbe caratterizzato la paleogeografia mesozoica (D'ARGENIO *et alii*, 1973, 1975; SGROSSO, 1986, 1988, 1998; PATACCA & SCANDONE, 2007);

- ad ovest della Piattaforma apula, che, dal Pliocene, andrà ad assumere il ruolo di avampaese, si individuerrebbero i domini di sedimentazione del Bacino lagonegrese-molisano e quindi della Piattaforma sud-appenninica (OGNIBEN, 1969; PESCATORE, 1988; PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; PESCATORE *et alii*, 1996a; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1988; PATACCA & SCANDONE, 2007);

- il Bacino lagonegrese-molisano avrebbe rivestito una posizione più interna e la Piattaforma sud-appenninica sarebbe stata direttamente legata alla Piattaforma apula (SELLI, 1962; MARSELLA *et alii*, 1992).

La divergenza sulla proposta di modelli palinspastici di epoca pre-tettopogenetica deriva dalla differente ricostruzione stratigrafica di alcune successioni di bacino pelagico e dipenderebbe dalla diversa attribuzione cronologica di alcuni sistemi deposizionali di *thrust top* o di *fore deep* miocenici quali indicatori stratigrafici della tettopogenesi.

Le successioni silicoclastiche mioceniche individuano sistemi deposizionali compresi tra la fossa oceanica e i settori a tergo del margine della Catena con tassi di sedimentazione relativamente alti che tuttavia, non determinano condizioni di saturazione del bacino di sedimentazione ($F < 1$, PLATT, 1986); tali successioni poggiano in discordanza angolare su differenti unità tettoniche e sono caratterizzate da una evoluzione sedimentaria a carattere stadiale e, nel complesso, regressivo. In base alle analoghe variazioni di facies laterali e verticali (regressività delle successioni e diacronismo delle *facies*) le successioni del *Flysch di Castelvete* (PESCATORE *et alii*, 1971; PESCATORE, 1978), delle *Arenarie di Caiazzo* di OGNIBEN

(1957) e del *Flysch di Gorgoglione* di SELLi (1962), individuerrebbero depocentri di sedimentazione posti sul fronte della Catena alloctona (avanfossa *s.l.*). A tali successioni corrisponderebbero, lateralmente, nel settore di avanfossa *s.s.*, le *Arenarie di S. Giorgio* di SELLi (1962), e di *Fragneto Monforte* (PESCATORE *et alii*, 2008) nell'area sannita, e la Formazione di *Serra Palazzo* di SELLi (1962) nel settore lucano. Ancora più esternamente, nel settore orientale dell'avafossa-avanpaese, si individuano successioni prevalentemente calcareo-clastiche da riferire al *Flysch di Faeto* di CROSTELLA & VEZZANI (1964). Secondo PESCATORE *et alii* (1971) queste successioni costituirebbero tutte un ciclo di sedimentazione Langhiano - Tortoniano (Bacino Iripino di PESCATORE, 1978). Tale correlazione regionale è considerata da SGROSSO (1998) non compatibile con le rispettive età e significato geodinamico delle succitate successioni. In letteratura questi depositi sono anche ascritti all'intervallo cronologico del Serravalliano da PATACCA & SCANDONE (2004), e attribuiti da numerosi Autori (PATACCA *et alii*, 1992a; PESCATORE, 1988; CRITELLI & LE PERA, 1995a; SGROSSO, 1998; AMORE *et alii*, 2003; DI NOCERA *et alii*, 2006) al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore.

3. - SCHEMA PALEOGEOGRAFICO DI RIFERIMENTO

Per la redazione del Foglio si fa riferimento ad un modello paleogeografico pre-orogenetico analogo a quello proposto in PESCATORE *et alii* (1996a, 1999) (Fig. 9) che trova riscontro nel contiguo Foglio n. 450, prodotto dallo stesso gruppo di lavoro del presente Foglio (ISPRA, 2016b). Tale modello si basa su:

- a) rapporto originario di carattere eteropico tra le varie successioni pelagiche ricostruite entro le diverse unità tettono-stratigrafiche (Unità di Frigento-Monte Arioso e Unità del Fortore - Groppa d'Anzi)
- b) età sincrona delle successioni del Bacino lagonegrese-molisano, al di sotto della linea tempo rappresentata dai depositi del *Flysch numidico*;
- c) rapporti tettonici sequenziali pre-tortoniani riconosciuti tra le varie unità (dall'interno/occidente all'esterno/oriente - Unità sicilide, Unità della piattaforma appenninica, Unità di Frigento-Monte Arioso, Unità del Fortore-Groppa d'Anzi);
- d) rimaneggiamento strutturale post-tortoniano dell'assetto ad opera di *out of sequence thrust*;
- e) significato e gerarchia dei limiti non conformi nelle successioni sinorogeniche plioceniche.

Il modello paleogeografico, associato ed esteso al settore campano-lucano della Catena, preso a riferimento, può essere schematizzato in:

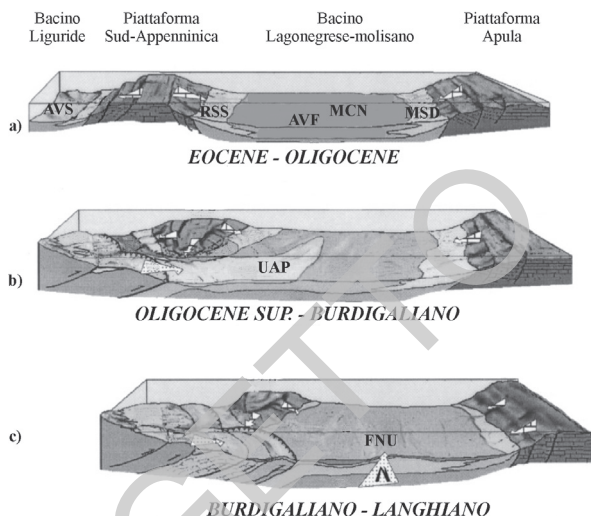


Fig. 9 - Schema paleogeografico del margine continentale apulo-adriatico nel settore campano-lucano tra l'Eocene ed il Langhiano (da PESCATORE et alii, 1996a). Distribuzione dei depocentri di sedimentazione del Bacino lagonegrese-molisano e relative aree di alimentazione: a) Eocene-Oligocene; b) Oligocene sup.-Burdigaliano; c) Burdigaliano-Langhiano. Argille Varicolori Auct. **AVS** corrispondente al Gruppo delle Argille Variegate **AV**; Flysch Rosso **RSS** corrispondente a **FYR**; flysch numidico **FNU** corrispondente a **FYN**; formazione di Corleto Perticara **AVF** e **MCN** corrispondenti a **CPA**; Argille Varicolori del Fortore **AVF** corrispondente a **AV**; Tufiti di Tusa **UAP** corrispondente a **TUT** (non affioranti nel Foglio); flysch di Faeto **FAE** (non affioranti nel Foglio); calcareniti, marne e argille di Monte Sidone **MSD** (non affioranti nel Foglio).

- Bacino Liguride;
- Piattaforma carbonatica sud-appenninica;
- Bacino lagonegrese-molisano;
- Piattaforma Apula.

BACINO LIGURIDE

Le successioni meso-cenozoiche deposte nel Bacino ligure sono rappresentate dal Complesso Liguride, una falda che comprende l'Unità del Frido, il *Melange* di Episcopia-San Severino, l'Unità nord-calabresi e l'Unità con "terreni ad affinità sicilide" (BONARDI et alii, 1992). L'Unità del Frido è formata da metaofioliti, quarziti, filladi e metacalcari con metamorfismo HP/VLT; l'età dei metasedimenti è cretacea. Il *Melange* di Episcopia-San Severino presenta blocchi di rocce cristalline in una matrice serpentinoso-filladica. Le Unità nord-calabresi contengono associazioni di rocce ofiolitiche con la loro copertura sedimentaria ed hanno una

età compresa tra il Giurassico superiore e l'Oligocene. I “terreni ad affinità sicilide” sono costituiti da successioni di bacino pelagico prevalentemente calcareo-clastiche e verso l'alto silico-clastiche; essi hanno un'età compresa tra il Cretacico superiore e l'Oligocene (BONARDI *et alii*, 1992). Su tali unità poggiano depositi silico-clastici di avanfossa (gruppo del Cilento) di età non più antica del Burdigaliano superiore - Langhiano (AMORE *et alii*, 1988a). Questi terreni non affiorano nell'area di studio. Al Bacino Liguride appartengono anche le successioni riferite al Complesso Sicilide (OGNIBEN, 1969), costituite da *Argille Varicolori Inferiori*, *Membro Sant'Arcangelo*, *Argille Varicolori Superiori*, *Tufiti di Tusa* e *arenarie di Corleto*. Tali successioni si sarebbero deposte nello stesso dominio paleogeografico delle Unità Liguridi. Nei settori interni dell'Orogene i due complessi sono giustapposti tettonicamente. Le successioni del Complesso Sicilide sono parzialmente coeve e simili in termini stratigrafici a quelle dell'Unità del Fortore-Groppa d'Anzi. Nella porzione miocenica i terreni pelagici di quest'ultima unità evolvono gradualmente ad arenarie tuftiche e al *flysch numidico*; con questa peculiarità sono riferite in questo lavoro alla sedimentazione pre-orogenetica nel Bacino lagonegrese-molisano in posizione esterna rispetto alla Piattaforma sud-appenninica.

PIATTAFORMA CARBONATICA SUD-APPENNINICA

Le successioni di piattaforma si sono deposte in un dominio paleogeografico emipelagico corrispondente ad un alto morfologico e strutturale del retropaese alpino, che separava parzialmente il Bacino liguride da quello lagonegrese-molisano, e che pertanto inibiva solo in parte la diffusione dei sedimenti silicoclastici verso le aree esterne proprie del Bacino lagonegrese-molisano.

La successione mesozoica è costituita da migliaia di metri di depositi carbonatici in *facies* di retroscogliera, cui si associano depositi di scogliera e di transizione (D'ARGENIO, 1966; CARANNANTE *et alii*, 1994) o si intercalano terreni residuali derivati da temporanee condizioni subaeree. Una prima emersione di questo dominio, testimoniata da depositi bauxitici, avviene all'inizio del Cretacico superiore (D'ARGENIO, 1974), mentre un più ampio periodo di vacuità deposizionale si ha nel Paleogene, quando il dominio di piattaforma costituiva un'area emersa tra due bacini. La sedimentazione che riprende con la successione miocenica aquitaniano-langhiana, è costituita alla base da depositi bioclastici di ambiente neritico, quali la *Formazione di Cerchiara* e la *Formazione di Roccadaspide*, nel Cilento, e la *Formazione di Cusano*, nel Matese, e verso l'alto dapprima da sedimenti emipelagici ricchi di faune planctoniche della *Formazione di Capaccio*, in Cilento, e della *Formazione di Longano*, nel Matese, quindi torbiditici con rare intercalazioni calcaree della *Formazione di Bifurto* in Cilento e del *Flysch di Pietraraja* nel Matese (SELLI, 1957, 1962; PERRONE & SGROSSO, 1981). I caratteri

sedimentari delle successioni mioceniche concordanti (primo ciclo sedimentario silico-clastico di SELLI, 1962) indicano un graduale annegamento (fessurazione della litosfera dell'avampaese) del dominio di piattaforma da sud-ovest verso nord-est (PESCATORE, 1988), fino ad assumere i caratteri di un depocentro di sedimentazione di avanfossa subsidente nel Miocene.

BACINO LAGONEGRESE-MOLISANO

Il Bacino lagonegrese-molisano si deforma e si struttura in una falda composta da tre principali unità tettoniche, che si riferiscono all'impilamento nella direzione nord-est del margine occidentale (settori interni), delle zone assiali e di quelle più orientali (esterne) del bacino stesso. Tali unità si presentano prevalentemente sovrapposte verso i quadranti orientali (adriatici), parzialmente verso quelli occidentali (tirrenici) ed affiorano sia nell'Appennino lucano, in Basilicata, sia nei Monti del Sannio e dell'Irpinia, in Campania e in Molise (PESCATORE *et alii*, 1988; DAZZARO *et alii*, 1988).

Settori interni

Al settore più interno del Bacino lagonegrese-molisano sono riferite in Lucania l'Unità Lagonegro II (SCANDONE, 1967, 1972) e l'Unità lagonegrese di Monte Arioso (PESCATORE *et alii*, 1988); in Irpinia e nel Sannio, rispettivamente, l'Unità di Frigento (DI NOCERA *et alii*, 2002) e l'Unità del Sannio (*sensu* DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1996a), quest'ultima rappresentata solo dalla successione riferita all'intervallo Cretacico superiore - Miocene dell'Unità di Frigento. Queste unità, sia nel settore lucano sia in quello sannitico-irpino, affiorano lungo la zona esterna della Catena appenninica, ad est dei massicci carbonatici e sono in stretta relazione geometrica con i terreni dell'Unità della Piattaforma appenninica (si trovano sia al muro sia al tetto di scaglie dell'Unità della Piattaforma appenninica). Le successioni sedimentarie comprendono i prodotti della sedimentazione avvenuta lungo il margine occidentale del Bacino lagonegrese-molisano. Esse si caratterizzano con depositi calcareo-clastici provenienti dal disfacimento patologico (tafrogenesi) del margine della Piattaforma sud-appenninica e sono intercalati a sedimenti emipelagici silico-marnosi.

La successione è continua dal Triassico medio al Miocene medio; essa è data da:

Formazione di Monte Facito (Triassico medio-superiore) (SCANDONE, 1967);

Calcari a liste e noduli di Selce (Triassico superiore) (SCANDONE, 1967);

Scisti Silicei (Giurassico) (SCANDONE, 1967);

Flysch Galestrino (Cretacico inferiore) (SCANDONE, 1967, 1972);

Flysch Rosso (SCANDONE, 1967, 1972) o *Formazione di Toppo Camposanto* (SCANDONE, 1971) (Cretacico superiore - Miocene inferiore), questa successione

viene anche indicata come “*Flysch Rosso interno*” da PESCATORE & ORTOLANI (1973) e PESCATORE *et alii* (1996a);

flysch numidico (Burdigaliano superiore - Langhiano) (PATACCA *et alii*, 1992a).

Nell’area sannitico-irpina seguono in continuità successioni arenacee post-numidiche del Serravalliano (DI NOCERA *et alii*, 2002; PESCATORE *et alii*, 2008).

In recenti lavori a scala regionale il *flysch numidico* viene riferito al Burdigaliano superiore da PATACCA & SCANDONE (2007) ed al Langhiano superiore da AMORE *et alii* (2005). Nel Foglio n. 419 (*San Giorgio la Molara*) la parte bassa del *flysch numidico* è riferita al Burdigaliano superiore mentre la parte alta è non più antica del Langhiano superiore.

Settori assiali

Ai settori assiali del Bacino lagonegrese-molisano in Lucania sono riferite l’Unità Lagonegro I (SCANDONE, 1967, 1972) e l’Unità lagonegrese di Groppa d’Anzi (PESCATORE *et alii*, 1988); un’omologa unità affiorante in Irpinia e nel Sannio è l’Unità del Fortore (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1996a, 2000, 2008). Le successioni sono formate alla base dalla “*serie calcareo-silicomarnosa*” (Triassico superiore - Cretacico inferiore), comprendente le formazioni dei *Calcari a liste e noduli di Selce*, degli *Scisti silicei* e del *Flysch Galestrino*, individuate nell’Unità Lagonegro I (SCANDONE, 1967, 1972); la successione evolve verso l’alto agli *Scisti di Pecorone* (Cretacico superiore), che risultano troncati tettonicamente (SCANDONE, 1972). Secondo PESCATORE *et alii* (1988) in continuità sul *Flysch Galestrino* poggia una successione formata da “*Argille Vari-colori*”, *formazione di Corleto Perticara*, “*Tufiti di Tusa*” e *flysch numidico*. Una successione simile, ma con rari livelli tufitici, di età compresa tra il Cretacico superiore e il Miocene inferiore, in Irpinia e nel Sannio, è riconosciuta come Unità del Fortore, su cui poggia in discordanza angolare il *flysch di San Bartolomeo* di età Tortoniano medio-superiore - Messiniano inferiore (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1996a, 2000, 2008).

Settori esterni

Le successioni riferite ai settori esterni del Bacino lagonegrese-molisano affiorano lungo il margine orientale della Catena appenninica e comprendono anche termini terrigeni silicoclastici di avampaese e di bacino di avanfossa *s.l.* di età Miocene superiore. Tali successioni sono caratterizzate da depositi argilloso-marnosi con intercalazioni calcareo-clastiche (*apron* calcareo-clastico) provenienti dal margine interno della Piattaforma Apula.

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

Flysch Galestrino; al passaggio tra i terreni del *Flysch Galestrino* e del *Flysch Rosso* è segnalata la presenza di un orizzonte bituminoso ittiolitico correlato con

il “Livello Bonarelli” (GALLICCHIO *et alii*, 1996);

Flysch Rosso, dato da un’alternanza di calcareniti e marne rosse di età compresa tra il Cretacico superiore e il Miocene inferiore, indicato anche come *Flysch Rosso* esterno da PESCATORE & ORTOLANI (1973) e come *Argille Varicolori* di Campomaggiore (PESCATORE *et alii*, 1999);

flysch numidico, costituito da quarzareniti torbiditiche di età Burdigaliano superiore - Langhiano;

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

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

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

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

marne argillose di Toppo Capuana del Tortoniano medio-superiore.

Secondo PESCATORE *et alii* (1996a) a questa successione seguono, per *unconformity*, i depositi dell’Unità di Villamaina (D’ARGENIO *et alii*, 1975) del Messiniano inferiore e i terreni del Pliocene medio dell’Unità di Ariano Irpino (D’ARGENIO *et alii*, 1975).

In Irpinia, invece e precisamente nella Baronìa al *flysch di Faeto* seguono in continuità le *marne argillose di Toppo Capuana* che raggiungono il Messiniano inferiore (BASSO *et alii*, 2001, 2002) che, insieme al *flysch numidico* e le più antiche Calcareniti di Monte Sidone, costituiscono il corpo dell’Unità della Daunia. In questi luoghi, si aggiunge l’Unità del Vallone del Toro con al proprio interno il passaggio conforme a successioni diatomitiche ed evaporitiche (*evaporiti del Monte Castello*, CROSTELLA & VEZZANI, 1964) del Messiniano superiore, così come nel Molise nei Monti Frentani (DAZZARO & RAPISARDI, 1984).

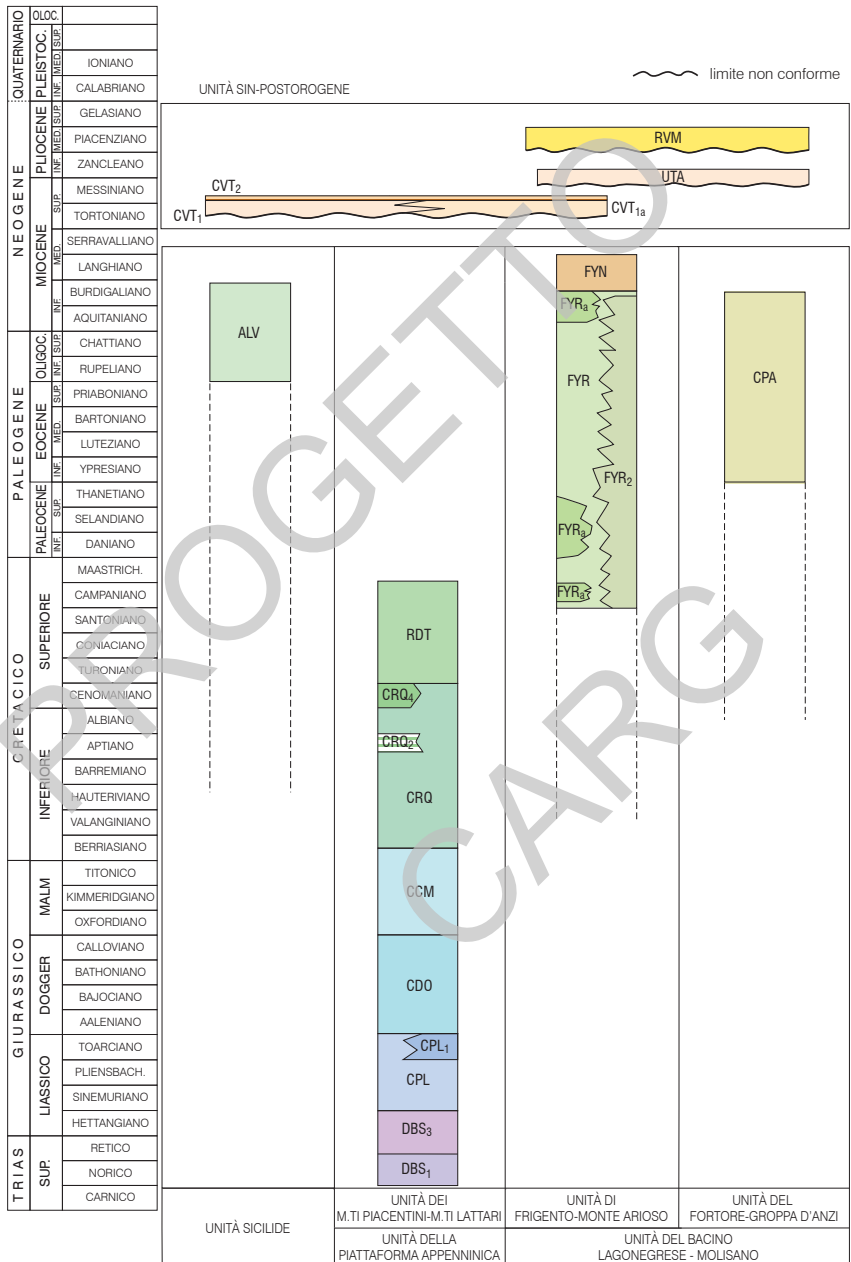
Nei settori orientali dell’Irpinia e della Daunia sono segnalate, infatti, successioni bacinali pelitico-calcaree di età messiniana, indicate come *argilliti policrome del T. Calaggio* (CIARANFI *et alii*, 1973) e Unità Vallone del Toro (BASSO *et alii*, 2001, 2002; DI NOCERA *et alii*, 2006), riferibili ai settori più esterni del dominio bacinale lagonegrese-molisano. E’ da ricordare che simili successioni calcareo-clastiche sono ascritte con l’identica denominazione di *flysch di Faeto* ad un basso morfostrutturale interno alla Piattaforma Apula (MOSTARDINI & MERLINI (1986).

PIATTAFORMA APULA

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

In Irpinia, i terreni ascrivibili alla piattaforma Apula sono strutturati in sottosuolo a profondità variabili dai 900 m circa fino ai 1700 (*inner apulian platform* di LENTINI *et alii*, 1990); i termini superiori di tale unità ipogea sono stati individuati in sottosuolo attraverso i pozzi per la ricerca petrolifera, quali Irpinia 1, Taurasi 1, Frigento 1, Ciccone e Nusco 1 (IPPOLITO *et alii*, 1974, MOSTARDINI & MERLINI, 1986) e reinterpretati come effetto della strutturazione fuori sequenza da DI NOCERA *et alii* (2006).

SCHEMA CRONOSTRATIGRAFICO



IV - STRATIGRAFIA

Nell'area del Foglio le successioni affioranti sono state distinte in unità litostratigrafiche pre-orogenetiche, sin-postorogenetiche, successioni del Quaternario.

Le unità litostratigrafiche pre-orogeniche meso-cenozoiche affioranti sono riconducibili a porzioni di tre distinti domini paleogeografici: oceanico (neo-Tetide), di età compresa tra Cretaceo superiore *p.p.* e Miocene inferiore, interno; di Piattaforma carbonatica (Piattaforma carbonatica campano-lucana di SCANDONE, 1972 e di D'ARGENIO *et alii*, 1973), di età compresa tra Triassico superiore e Cretaceo superiore, esterno; di transizione base scarpata continentale - ambiente pelagico a crosta continentale assottigliata del Bacino lagonegrese - molisano (PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; MOSTARDINI & MERLINI, 1986), di età compresa tra Cretaceo superiore e Miocene medio, esterno. Tali unità sono state organizzate in unità tettoniche (Fig. 10), a loro volta distinte in unità di provenienza interna ed esterna, in base al dominio paleogeografico di provenienza.

Sono riferiti alle unità di provenienza interna i terreni dell'*Unità sicilide (SI)*, rappresentati da depositi, pelitici e policromi, di ambiente marino profondo riuniti del *gruppo delle Argille Variegate*.

Appartengono alle unità di provenienza esterna i depositi riferiti a:

Unità della Piattaforma appenninica (TP), interpretata come strutturalmente suddivisa in due scaglie (**TP₁** e **TP₂**, cfr. Cap. V), la prima più profonda e non affiorante e la seconda, superficiale, rappresentata da depositi appartenenti alla *Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini*;

Unità del Fortore-Groppo d'Anzi (FO), rappresentata dalla *formazione di Corleto Perticara (CPA)*;

Unità di Frigento - Monte Arioso (FR), rappresentata dal *Flysch Rosso (FYN)* dal *flysch numidico (FYN)*

Le unità sin - postorogeniche sono rappresentate dai depositi torbiditici si-

norogenici della *formazione di Castelvetero (CVT)* di età Miocene superiore, dalle successioni del *gruppo di Altavilla (AL)*, rappresentate dall'*Unità di Tufo-Altavilla (UTA)* del Miocene superiore - Pliocene inferiore, e dai depositi del *supersintema di Ariano (AR)* del Pliocene inferiore p.p. - Pliocene superiore p.p., rappresentato dal *sintema di Ruvo del Monte (RVM)*, datato al Pliocene medio.

I depositi quaternari (Fig. 11), descritti seguendo l'ordine cronologico, sono stati separati in unità distinte e non distinte in base al bacino di riferimento, a loro volta distinte in unità in corso di formazione e completamente formate.

In considerazione dello stato di realizzazione del Foglio, e per uniformità con i fogli limitrofi già in corso di stampa, non è stato possibile adeguare le indicazioni cronologiche relative alla base del Quaternario alla nuova scala cronostratigrafica.

1. - UNITÀ TETTONICHE DI PROVENIENZA PALEOGEOGRAFICA INTERNA

1.1. - UNITÀ SICILIDE (SI)

L'Unità sicilide (D'ARGENIO *et alii*, 1973, 1975; IPPOLITO *et alii*, 1973a), correlabile al Complesso sicilide della Lucania (OGNIBEN, 1969) o anche alle Coltri Lucane di SELLI (1962), è composta da alternanze pelitico-calcareo-marnose di ambiente marino profondo ed è esposta in lembi molto scompaginati e con uno spessore di circa 450 m.

1.1.1. - Gruppo delle Argille Variegate (AV)

Il Gruppo delle Argille Variegate (APAT, 2006b) comprende diverse unità litostratigrafiche rappresentate da: *Argille Varicolori Inferiori (AVF)*, Cretacico inferiore); *Formazione di Monte Sant'Angelo (FMS)*, Cretacico superiore - Eocene); *Argille Varicolori Superiori (ALV)*, Oligocene - Miocene inferiore). Sebbene l'assetto caotico con il quale i terreni si presentano nell'area del Foglio (associabile ad una banda di taglio) in molti casi non consente di rappresentare alla scala 1:50.000 le diverse unità litostratigrafiche, in considerazione del fatto che i terreni affioranti, da un punto di vista litostratigrafico, sono per la maggior parte rappresentati da termini confrontabili con le *Argille Varicolori Superiori (ALV)* e che in corrispondenza del bordo orientale questi proseguono nel contiguo Foglio n. 450 Sant'Angelo dei Lombardi, curato dallo stesso gruppo di lavoro, è stato deciso di rappresentarli come *Argille Varicolori Superiori (ALV)*.

SCHEMA CRONOSTRATIGRAFICO DELLE UNITA' QUATERNARIE

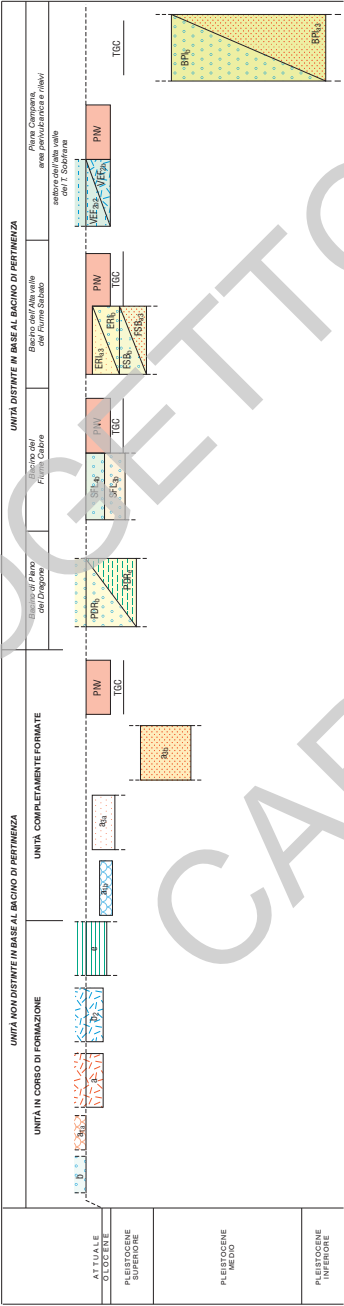


Fig. 11 - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi quaternari.

1.1.1.1- Argille Varicolori Superiori (ALV)

Tali terreni sono presenti in due settori del Foglio e sono distinti da terreni simili e parzialmente coevi presenti in tutta la conca di Avellino, riferiti alla *formazione di Corleto Perticara (CPA)* dell'unità del *Fortore-Groppa d'Anzi (FO)*. In generale sono rappresentati da una alternanza di: calcareniti, calcilutiti biancastre in strati medi e spessi, a luoghi laminate, calcari marnosi grigiastri in strati spessi, marne e marne calcaree grigio-chiare o verdognole in strati medi, di colore rossiccio, a frattura concoide; calcareniti fini grigio-avana con sequenze T_{b-c} di BOUMA (1979), in strati sottili e medi; calcilutiti di colore verdastro e marroncino chiaro, laminate. Sono presenti inoltre intercalazioni di argille ed argille marnose laminate di colore verde, marne argillose laminate e marne silicizzate con fratture prismatiche; radiolariti con tipica frattura prismatica ("pietra paesina").

I terreni **ALV** in genere si presentano quasi ovunque in modo sub-affiorante (Fig. 12) soprattutto quando localmente prevale la frazione argillosa. In taluni luoghi affiorano pacchi di strati litoidi eterogenei, da poco a medio-spessi, costituiti da: strati calcarei (*pack-grainstone* grigio-scuri ad alveoline e nummuliti) fratturati (Fig. 13), ricristallizzati e a luoghi con patine limonitiche; strati di marne calcaree compatte di colore grigio-avana o azzurrognole, marne silicifere rossastre e giallastre, marne calcaree e calcari marnosi diasprigni, a luoghi con laminazioni piane e convolute; subordinatamente si trovano intercalate siltiti, arenarie quarzose, litareniti, ricche in vene calcitiche, insieme a strati medi e sottili di argille, di argilliti policrome rosse, verdi e violacee, argilliti e marne argillose grigio-azzurrognole. Di regola prevalgono composizioni di origine cristallina rispetto agli apporti calcareo-clastici di flussi gravitativi di scarpata carbonatica.



Fig. 12 - Stato subaffiorante dei terreni **ALV**.



Fig. 13 - *Calcareniti e calciruditi grigio-scure ad alveoline e nummuliti del tipo tessiturale pack-grainstone presso l'abitato di San Mango sul Calore.*

Nell'insieme la formazione mostra un assetto caotico per intensa tettonizzazione.

In corrispondenza del settore idrografico del Torrente Solofrana, i terreni di **ALV** sono posti tettonicamente sui calcari di **RDT** e occupano in sottosuolo ampi volumi del *graben* di Solofra. In tale area sub-affiorano banchi di calcari marnosi e marne argillose di colore giallastro e rossastro, fortemente clivati, calcari marnosi bianchi e rosa in strati sottili e medi, laminati, calcareniti fini bianche, torbiditiche, con intercalazioni di marne argillose giallastre e verdastre in strati medi e spessi, a frattura prismatica. Sono intercalate anche argille debolmente marnose in spessi strati e sottili marne grigie ed azzurre, e calcilutiti giallo-scure del tipo "pietra paesina" e rare arenarie di colore marrone e grigio scuro, degradate, a grana medio-fine e massive.

L'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo lateralmente variabile da zone francamente pelagiche ad aree prossime al margine del bacino. Lo spessore complessivo è stimato non essere inferiore ai 450 m.

La base dell'unità non è esposta. Il limite inferiore è tettonico con i *calcari a radiolitidi* (**RDT**). Il limite superiore è tettonico con **CPA** (sette Poggio Carbonatico - Serino), stratigrafico (*unconformity*) con i terreni di **CVT₁** (area di San

Mango sul Calore) e con i depositi quaternari **PNV**, **VEF_{2b}**.

I campioni prelevati da queste successioni sono risultati sterili. L'età è riferita all'Oligocene - Miocene inferiore (CARBONE & LENTINI, 1990), anche in considerazione della continuità degli affioramenti nel limitrofo Foglio n. 450 Sant'Angelo dei Lombardi (ISPRA, 2016b).

OLIGOCENE - MIOCENE INFERIORE

2. - UNITÀ TETTONICHE DI PROVENIENZA PALEOGEOGRAFICA ESTERNA

2.1. - UNITÀ DELLA PIATTAFORMA APPENNINICA

In corrispondenza del Gruppo montuoso Terminio-Tuoro-Cervialto, nei Monti Picentini e del Gruppo del Monte Partenio - Monti di Avella affiorano i terreni della piattaforma carbonatica (Unità Alburno-Cervati di D'ARGENIO *et alii*, 1973; Unità Monti Picentini - Taburno di BONARDI *et alii*, 1988), relativamente alla porzione Triassico-Cretacico, riferibili alla *Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini*.

2.1.1. - *Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini*

L'Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini affiora estesamente nel Foglio e prosegue nei contigui fogli Ercolano, Sant'Angelo dei Lombardi e Salerno. La Fig. 14 rappresenta sinteticamente la variazione paleoambientale ricostruite per la successione carbonatica affiorante nell'area del Foglio, dal Norico al Senoniano. La ricostruzione mostra nel Norico e nel Retico condizioni ambientali di scarpata o rampa carbonatica, così come dedotto anche nel limitrofo Foglio n. 467 Salerno (a sud degli esigui affioramenti di **DBS₁** e **DBS₃**, versante settentrionale dei Monti Mai). Nel Giurassico inferiore (Hettangiano parte alta) i *Calcari a Palaeodasycladus* (**CPL**) testimoniano la presenza di un ambiente peritidale fino a tutto il Pliensbachiano, per marcare poi un graduale passaggio ad ambiente subtidale di alta energia. Nel Giurassico medio sono marcate le condizioni ambientali subtidali di alta energia (margine sabbioso) ma con graduale passaggio, nella parte alta, a condizioni di bassa energia che si conservano fino a tutto il Giurassico superiore e il Cretaceo inferiore. A partire dalla fine dell'Aptiano e nell'Albiano si riconoscono due distinte evoluzioni. Al Monte Salto, nella porzione sud-occidentale del Foglio, dall'Albiano al Santoniano persistono condizioni di ambiente peritidale con ciclotemi prevalenti, come riscontrato al Monte Tobenna nel Foglio n. 467 Salerno; in corrispondenza dei Monti del Partenio e al Monte Tuoro con l'Albiano

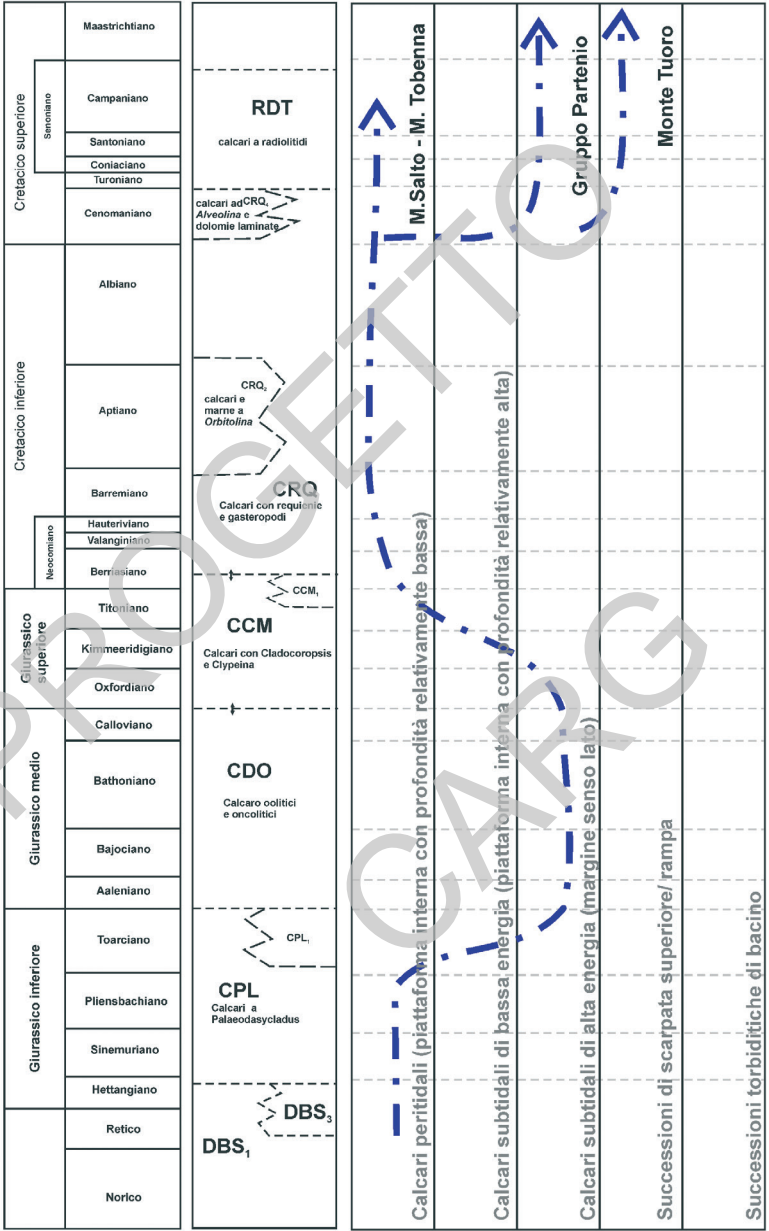


Fig. 14 - Schema delle variazioni paleo ambientali della successione dei Monti Lattari-Monti Picentini.

si riscontra invece un graduale (facies ruditiche alternate a calcari con stromatoliti e loferiti) passaggio da ambiente peritidale a scarpata o rampa carbonatica fino al Santoniano (**RDT**) ove sono individuate marne a foraminiferi planctonici (Fig. 15). Sulla base di tali differenti evoluzioni riteniamo sia possibile distinguere la successione di Monte Salto da quella del Partenio - Tuoro, riferendole a due porzioni della Piattaforma carbonatica appenninica, rispettivamente: una porzione di piattaforma carbonatica interna ed una di margine di piattaforma, verosimilmente il margine esterno (occidentale) della Piattaforma appenninica. L'evoluzione della piattaforma dei Monti del Partenio - Tuoro, ben si confronta con alcune successioni di margine di piattaforma (D'ARGENIO, 1966; CARANNANTE *et alii*, 1994), che sono rappresentate in Appennino meridionale dall'Unità dei Monti della Maddalena o dall'Unità del Monte Monna - Monte Marzano affioranti al confine campano-lucano. Tali unità rappresentano lembi di originarie fasce di transizione sviluppate dalla Piattaforma carbonatica sud-appenninica verso il Bacino lagonegrese-molisano, che dal Triassico superiore al Miocene sviluppano depocentri di sedimentazione alimentati dagli effetti di instabilità tettonica del margine della piattaforma; ciò sviluppa l'alta frequenza di risedimenti calcarei, lacune e trasgressioni. MARSELLA & PAPPONE (1987), MARSELLA (1988) e PAPPONE (1990) propongono una scarpata controllata da tettonica sinsedimentaria con caratteri erosionali crescenti. Nel Foglio in oggetto, al Toppo Monaci (settorre nord-occidentale della carta) sono osservati strati calcarei di **CRQ** e di **RDT** ciclotemici e/o loferitici alternati a strati e banchi di calciruditi e calcareniti con matrice fangoso-calcareo ricca di foraminiferi planctonici. La predetta associazione litologica è indicativa del cambiamento delle condizioni idrodinamiche corrispondenti a settori di margine della piattaforma peritidale. Tale caratteristica è parziale e in aggiunta si individua in corrispondenza di blocchi interessati da forte deformazione fragile associata a *thrust fabric* meso e macroscopico complesso). Il dato è talmente esiguo da non consentire una rappresentazione stratigrafica in carta ed una distinzione in termini di unità tettonica.

Le microfaccies riportate di seguito nelle descrizioni delle singole formazioni, tengono conto anche dei risultati delle analisi svolte su analoghi depositi nel contiguo Foglio n. 450 Sant'Angelo dei Lombardi, nel quale prosegue la successione carbonatica dell'Unità dei Monti Lattari - Monti Picentini, effettuate dallo stesso gruppo di lavoro (ISPRA, 2016b).

2.1.1.1. - dolomia superiore (**DBS**)

La formazione della *dolomia superiore* (APAT, 2006b) comprende diversi membri rappresentati, dal basso verso l'alto, da: *membro delle dolomie a bande* (Norico - Retico *p.p.*); *membro delle dolomie nere bituminose* (Retico *p.p.*); *membro delle dolomie bioclastiche laminate* (Retico *p.p.* - Giurassico inferiore *p.p.*); *membro dei calcari e delle dolomie a Megalodon* (Retico *p.p.* - Giurassico inf.). In Appennino meridionale tale formazione è rappresentata sia da facies di mar-

Sigla Campione: MB167

Ubicazione: Toppo Mancino

Formazione: CRQ ?

Litologia: microbreccia

Tessitura: litoclasti di calcare di piattaforma in matrice di calcisiltite a globotruncane ed heterohelici

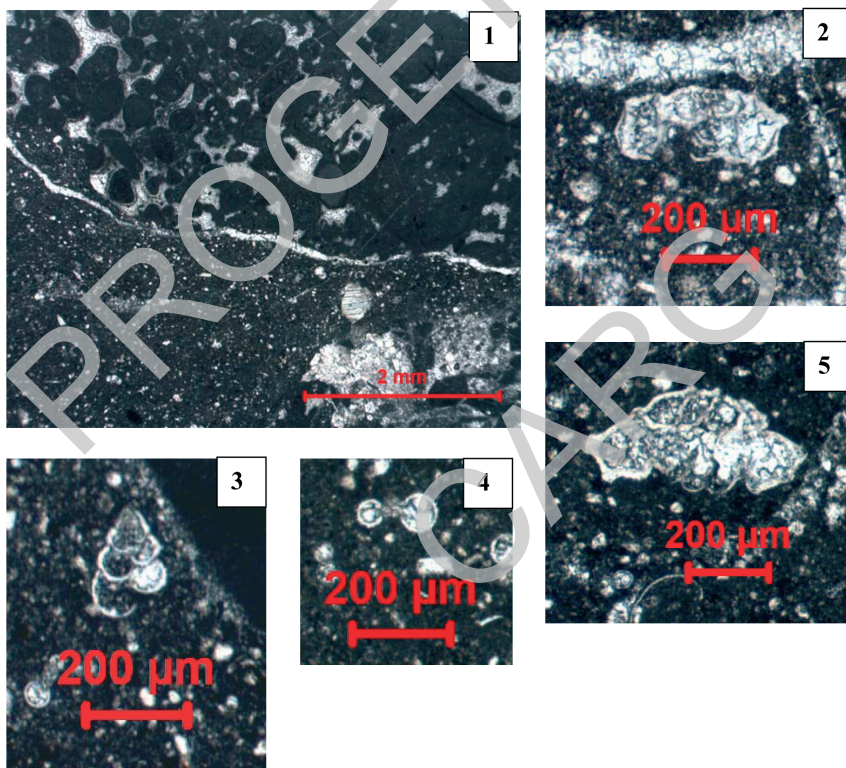
Componenti: litoclasti di a) mudstone ad ostracodi, fratturato, b) grainstone a intraclasti foraminiferi bentonici, frammenti di gusci, c) wackestone a intraclasti e dactiladali, d) grainstone ad ooliti superficiali, noduli di cianofeece ed intraclasti

Strutture sedimentarie:

Micropaleontologia: *S.muehlbergi* (in un litoclasto), *Globotruncana arca*, *Globotruncana linneiana*, *Macroglobigerinelloides* sp., *Heterohelix* sp. (nella matrice)

Età biostratigrafica: non più antica della biozona a *Dicarinella asymmetrica*

Età cronostatigrafica: non più antica del Santoniano



1: Microfacies; 2: *Globotruncana linneiana*; 3: *Heterohelix* sp.;
4: *Macroglobigerinelloides* sp.; 5: *Globotruncana arca*.

Fig. 15 - Scheda analisi biostratigrafica campione MB167 di Toppo Mancino.

gine biocostruito che da facies di bacini aperti; le dolomie e i calcari-dolomitici rappresentano il tipo litologico caratteristico.

Nell'area del Foglio la formazione è rappresentata dal *membro delle dolomie a bande* (**DBS₁**) e dal *membro delle dolomie bioclastiche laminate* (**DBS₃**), a differenza dei fogli n. 467 Salerno e n. 468 Eboli, dove sono presenti in successione rispettivamente **DBS₁**, **DBS₂** (*membro delle dolomie nere bituminose*) **DBS₃** (o **CDE**, *calcari e dolomie calcaree listate*), e **DBS₁**, **DBS₂**, **DBS₄** (*membro dei calcari e delle dolomie a Megalodon*). Ambedue i membri affiorano al limite meridionale dell'area del Foglio. In generale sono presenti dolomie microcristalline in facies di piattaforma interna spesso organizzate in cicli peritidali *shallowing-upward* di spessore metrico; localmente sono presenti facies di più alta energia prevalentemente subtidali. Sono comuni livelli bioclastici (tempestiti, canali di marea) con spessore variabile dal metro a pochi centimetrici contenenti alghe dasycladaceae, bivalvi, gasteropodi.

La formazione affiora con spessori che non superano gli 80 m.

L'intervallo cronostratigrafico di **DBS** è attribuito al Norico- Giurassico inferiore *p.p.* in base ai dati del contiguo Foglio n. 467 Salerno (PAPPONE *et alii*, 2009).

NORICO - GIURASSICO INFERIORE *p.p.*

2.1.1.1.1. - membro delle dolomie a bande (**DBS₁**)

L'unico, piccolo affioramento di **DBS₁** è ubicato presso Acigliano a sud dell'abitato di Montoro inferiore, dove affiorano dolomie e dolomie calcaree di colore grigio chiaro e grigio scuro in strati di spessore variabile da fine a medio (Fig. 16). Ad esse sono intercalate calciruditi e calcareniti (*grain-wackestone*) di colore grigio chiaro e di spessore medio. Nei cicli completi la parte inferiore subtidale è costituita prevalentemente da micriti e *wackestone-packstone* intra-bioclastici bioturbati, la superiore (intertidale-sopratidale) è costituita da lamine stromatolitiche planari e ondulate e strutture da essiccamento ed inoltre sono presenti megalodontidi, impronte di lamellibranchi, gasteropodi ed aculei di echinodermi. Per questa unità è ipotizzato un ambiente di sedimentazione tra il peritidale e il lagunare. Lo spessore affiorante non supera i 50 m contro gli 800 m circa di spessore totale riconosciuto in Appennino meridionale.

Non è dato osservare il limite inferiore. Il limite superiore è stratigrafico concordante con **DBS₃**, discordante con **VEF_{2b2}**, tettonico con **CDO**. Quest'ultimo, sviluppato con un piano a basso angolo verso sud nel Foglio n. 467 è interpretato come LANFs (*low angle normal fault*). Dalla letteratura l'età è attribuita al Norico - Retico *p.p.*

NORICO - RETICO *p.p.*



Fig. 16 - Esempio di dolomie a bande di colore grigio chiaro e grigio scuro in strati di spessore variabile da fine a medio (affioramento presso Acigliano).

2.1.1.1.2. - membro delle dolomie bioclastiche laminate (**DBS₃**)

In corrispondenza del bordo meridionale del Foglio, al contatto con il Foglio n. 467 Salerno, nelle località Case Prignano e Ripe Maiorino (sinistra orografica del T. Solofrana), Acigliano (destra orografica del T. Solofrana), e Acquarola (sinistra orografica del Fiume Sabato), affiorano dolomie grigio chiare, bioclastiche, laminate da ben stratificate a massive (Fig. 17), con resti di gasteropodi, lamelli-branchi e oncoliti di varie dimensioni alternate a biolititi a spugne e doloareniti a bioclasti ed intraclasti. Sono altresì presenti dolomie chiare a megalodontidi ed a serpulidi. Le dolomie bioclastiche sono alternate a breccie dolomitiche ad elementi subangolari di dimensione centimetrica (Fig. 18). L'ambiente di sedimentazione dei terreni **DBS₃** è di margine di piattaforma carbonatica. Lo spessore affiorante è di soli 30 m.

Il limite inferiore è stratigrafico concordante con **DBS₁**, tettonico con **CRQ** a NE di Ripa di Maiorino in corrispondenza del bordo meridionale del Foglio. Il limite superiore stratigrafico concordante con **CPL** non è osservabile nell'area del Foglio, è discordante (*unconformity*) con **FSB_{a3}** (nella Valle del Fiume Sabato) e



Fig. 17 - *Dolocalcareniti* (grain-wackstone) di colore grigio chiaro.

con VEF_{2b2} e PNV (Valle del T. Solofrana), è tettonico con CDO e CPL₁. Questi contatti tettonici proseguono verso sud nel Foglio n. 467 Salerno con piano a basso angolo nel primo caso e sub orizzontale nel secondo, interpretati come LANE. L'età dedotta dalla letteratura è Retico *p.p.* - Giurassico inferiore *p.p.*

RETICO *p.p.* - GIURASSICO INFERIORE *p.p.*

2.1.1.2. - Calcarei a *Palaeodasycladus* (CPL)

I *Calcarei a Palaeodasycladus* (cfr. UFG Foglio n. 432 Benevento, ISPRA, 2009) caratterizzano il rilievo di Piazza di Pandola, a sud dell'abitato di Misciano ed una esigua porzione del bordo sudorientale della carta, a sud del M.te Garofano o Vene Arse. In quest'ultima zona, la formazione è limitata verso nord da una faglia normale la cui traccia, orientata ovest-est, la pone a contatto con i terreni CRQ. Si distinguono calcari biomicritici, oncolitici, spesso dolomitici, a *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), in strati da medi a spessi, di colore grigio, più raramente grigio scuro, avana o biancastro, con intercalate dolomie cristalline grigie e sottili marne argillose grigio verdastre. Nella parte alta sono presenti calca-



Fig. 18 - *Alternanze di dolomie bioclastiche e brecce dolomitiche.*

reniti, calciruditi e calcari micritici dolomitizzati di colore grigio chiaro. In questa porzione, in altri fogli dell'Appennino meridionale sono presenti resti di molluschi di grandi dimensioni, frequentemente spatizzati (Facies a *Lithiotis* Auct.) che consentono di discriminare il *membro a Lithiotis*. Nella parte bassa prevalgono i ciclotemi peritidali. L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma interna con facies lagunari di piana tidale che evolve verso ambiente di piattaforma aperta. Lo spessore dell'unità è stimato in circa 100 metri.

Limite inferiore stratigrafico non affiorante, tettonico con **CDO**, a sud del rilievo di M. Garofano o Vene Arse, da dove prosegue nel Foglio n. 467 Salerno.

Limite superiore stratigrafico concordante con i *calcari oolitici ed oncolitici* (**CDO**) osservabile lungo la propaggine meridionale del M. Garofano o Vene Arse. Altri limiti stratigrafici superiori (*unconformity*) sono con **VEF_{2b2}** e **PNV**.

Microbiofacies: *Haurania deserta* HENSON, *Amijella amiji* (HENSON), *Aeolisaccus dunningtoni* (ELLIOTT), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Cayeuxia* sp., Valvulinidae sifonati, Textularidae, Ammodiscidae, *Maynina termieri* HOTTINGER, *Lituosepta recoarensis* CATI, *Lituosepta compressa* HOTTINGER. L'età è riferita al Giurassico inferiore *p.p.* (Giurassico inferiore *p.p.* nel Foglio n. 467 Salerno; Hettangiano -Toarciano nel Foglio n. 432 Bene-

vento; Hettangiano *p.p.* - Toarciano *p.p.* nel Foglio n. 448 Ercolano)
GIURASSICO INFERIORE *p.p.*

2.1.1.2.1. - membro a *Lithiotis* (**CPL₁**)

I depositi riferibili a **CPL₁** affiorano in località Acquarola, e sono costituiti da calcareniti e calciruditi e calcari micritici dolomitizzati di colore grigio chiaro, giallognolo. Verso sud, nel contiguo Foglio n. 467 Salerno, sono caratterizzati dalla presenza di livelli della *facies* a *Lithiotis*. L'ambiente deposizionale varia da lagunare a piattaforma aperta. Lo spessore è valutabile in 50 m.

Il limite inferiore stratigrafico non è affiorante, mentre è tettonico (LANF) su **DBS₃**; il limite superiore è stratigrafico con **CDO**. La microfacies è costituita da: *Orbitopsella praecursor* (GUMBEL), *Lituosepta sp.*, valvulinidi, *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Thaumatoporella*, ostracodi, gusci di molluschi, radioli di echinidi, coralli isolati e frammenti di aptici. L'età è riferibile al Giurassico inferiore *p.p.*

GIURASSICO INFERIORE *p.p.*

2.1.1.3. - calcari oolitici ed oncolitici (**CDO**)

I terreni di tale formazione, parzialmente confrontabili con l'unità **USB** del Foglio n. 432 Benevento, sono esposti alla base del versante di Monte Vergine e in corrispondenza dei versanti al margine meridionale della Piana del Dragone (M.te Costa, M.te Faggeto e M.te Calcara d'Alessio). Piccole porzioni affiorano ancora alla base della propaggine orientale di Colle Petrano e presso l'abitato di Siano. Buone esposizioni si trovano anche al Monte Tuoro in corrispondenza del versante meridionale. Si tratta di una successione composta da calcari e calcari dolomitici in strati medi, di colore grigio, raramente avana o nocciola, con intercalazioni di dolomie cristalline grigie, che nella parte inferiore e media si caratterizzano per la presenza di ooliti. Nella parte basale sono altresì presenti sottili intercalazioni di marne argillose grigio-verdastre. L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma aperta in condizione di alta energia. Nel complesso la successione affiora con 200 metri di spessore stratigrafico.

Il limite inferiore è stratigrafico concordante con **CPL**, tettonico con **DBS₁** e **DBS₃** (LANF), e con **CVT₁** (per sovrascorrimento) in corrispondenza del bordo settentrionale del M. Terminio. Il limite superiore stratigrafico concordante, segna il passaggio ai calcari con *Cladocoropsis* e *Chypeina* (**CCM**); è stratigrafico discordante con **PNV** nel Piano del Dragone, **FSB_{a3}** nella Valle del Sabato, **VEF_{2b2}** nella valle del T. Solofrana, **a** e **a_{3a}** in corrispondenza dei versanti me-

ridionali di M. Vergine. Sempre il limite superiore è tettonico con **CCM** e **CRQ** in corrispondenza della propaggine meridionale del Monte Salto (LANF), e con **CPL** in corrispondenza del versante meridionale di M. Garofano o Vene Arse (per sovrascorrimento); quest'ultimo contatto, poco evidente, prosegue nel Foglio n. 467 Salerno. Molte faglie normali (SO-NE) pongono a contatto **CDO** con **CCM** e **CRQ**, come osservabile, per esempio, in prossimità del Monte Tuoro, presso Chiusano San Domenico.

Il contenuto microfossilifero è rappresentato da foraminiferi bentonici e alghe verdi, spesso associati a *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Cayeuxia* sp. e ostracodi. Tra i macrofossili sono frequenti i resti di piccoli lamellibranchi, gasteropodi ed echinodermi. La parte alta è caratterizzata dalla presenza di *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI, *Satorina apuliensis* FOURCADE & CHOROWICS, *Kilianina blancheti* PFENDER, alle quali sono frequentemente associati resti di brachiopodi e coralli oltre che di molluschi ed echinodermi. Nella parte inferiore e media si rinvencono *Mesoendothyra croatica* GUSIC, 1969 *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Pfenderella arabica* REDMOND, *Selliporella donzellii* SARTONI & CRESCENTI, e, limitatamente alla parte basale, *Gutnjella cayeuxi* (LUCAS). L'età è riferita al Giurassico medio.

GIURASSICO MEDIO

2.1.1.4 - calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (**CCM**)

I calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* caratterizzano l'intero rilievo di Monte Vergine e parte della Toppa Riviezzo nel Gruppo del Monte Partenio - Monti di Avella. Sono ancora affioranti al Monte Faggeto e alla Calcara d'Alessio nel gruppo a sud del Piano del Dragone. A nord del Piano sono affioranti in corrispondenza del Monte Tuoro. Altra area di affioramento è al Colle Petrano presso l'abitato di Ciorani. La formazione si compone di calcari e calcari dolomitici grigi, avana o biancastri, in strati da medi a spessi con abbondanti resti di *Cladocoropsis mirabilis* FELIX. Nella parte alta sono presenti dolomie cristalline grigie, spesso laminate. Nell'insieme tali depositi costituiscono ciclotemi peritidali la cui base, in alcuni casi, si caratterizza con conglomerati a matrice marnosa giallastra o verdastria, dello spessore massimo di pochi decimetri. L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma interna con facies lagunari di piana tidale. Lo spessore della successione è stimato in 400 m.

Il limite inferiore è stratigrafico con **CDO**; tettonico (LANF) con **CDO** al Monte Salto (versante meridionale). Il limite superiore è stratigrafico concordante con i calcari con *requenie* e *gasteropodi* (**CRQ**), discordante (*unconformity*) con **CVT₁** tra il M. Faggeto e la Calcara d'Alessio a sud del Piano del Dragone, **FSB_{a3}** nella Valle del Fiume Sabato e più in generale con i depositi quaternari **a_{3a}**

e **PNV** Molte faglie normali pongono a contatto **CCM** con **CRQ** e **RDT**.

Le microfiofacies caratteristiche sono: *Campbelliella striata* (CAROZZI), *Clypeina jurassica* FAVRE, *Clypeina parvula* (CAROZZI), *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Favreina salevensis* (PAREJAS), e, tra i macrofossili, sporadici resti di lamellibranchi e gasteropodi (*Nerineidae*). La parte inferiore e media della successione è caratterizzata dalla presenza di *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Kurnubia wellingsi* (HENSON), *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Pfenderella arabica* REDMOND, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI-MORANO, *Salpingoporella sellii* (CRESCENTI). L'età è riferita al Oxfordiano - Berriasiano *p.p.*

OXFORDIANO - BERRIASIANO *p.p.*

2.1.1.5. - calcari con requenie e gasteropodi (**CRQ**)

Nella valle del Fiume Sabato i *calcari con requenie e gasteropodi* (**CRQ**) caratterizzano l'ossatura basale dei versanti carbonatici. Gli stessi si ritrovano alle quote medie e superiori dei rilievi orientali del Gruppo del Terminio - Tuoro o costituiscono i crinali del Monte Tuoro a nord del Piano del Dragone. Nella parte meridionale della carta i terreni di **CRQ** perimetrano per intero la depressione strutturale di Bracigliano, tra il Monte Salto e il Monte La Foresta e ad ovest impegnano la gran parte dell'ossatura dei rilievi del Partenio. Nella porzione sud-occidentale del Foglio i terreni **CRQ** proseguono nel limitrofo Foglio n.448 Ercolano, compresi nei terreni **RDT** della Unità tettonica dei Monti Lattari-Picentini del predetto Foglio. I litotipi più comuni sono le dolomie cristalline grigie, i calcari micritici e biomicritici avana, grigi e marroni, i calcari avana chiaro ben stratificati con strati da medi a spessi ai quali si intercalano calcari biomicritici ricchi di *Miliolidae*. Nell'insieme costituiscono ciclotemi peritidali con alla base caratteristici livelli conglomeratici in matrice marnosa verdastra. Altro aspetto tessiturale ricorrente ma non continuo è la presenza di ooliti fibroso raggiate alla base della successione; nella parte alta della stessa si evidenziano intercalazioni di calciruditi ad intraclasti (Monti del Partenio) e di livelli ricchi in *Caprinidae*, *Radiolitidae*. Diffusa in tutta la successione è la presenza di *Requienidae*, gasteropodi (tra cui *Nerineidae*), *Ostreidae* e resti di echinodermi. La porzione aptiana comprende il membro dei calcari e marne a orbitolina **CRQ₂** e la porzione sommitale è eteropica del membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate **CRQ₄**. Tali calcari sono riferibili ad un ambiente di piattaforma interna con facies lagunari di piana tidale. Lo spessore della successione è stimato con valore non inferiore a 600 m.

Il limite inferiore è stratigrafico con **CCM**, tettonico con **CDO** a C.le del Cioppo presso Ciorani (bordo sudoccidentale del Foglio) e con **CPA** e **CVT₁** e **CVT_{1a}** presso Pietrastornina (angolo nord-occidentale della carta). Il limite supe-

riore è stratigrafico con i *calcari a radiolitidi* (**RDT**). Il limite superiore è ancora stratigrafico (*unconformity*) con i depositi **FSB_{a3}** e **ERI_{a3}** (Valle del Sabato), con **VEF_{2b2}** e **BPI** (Valle del T. Solofrana), con **PDR_b** (Piana del Dragone), con **a**, **a_{3a}**, **PNV** e **b₂**. Molte faglie normali pongono a contatto **CRQ** con **CCM**, **RDT** e **CDO**.

La microbiofacies è caratterizzata: nella parte bassa da *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO SINNI, *Debarina hahounerensis* FOURCADE, RAOULT & VILA, *Cuneolina camposauri* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina scarsellai* DE CASTRO, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Triploporella marsicana* PRATURLON, Valvulinidae, cuneoline “primitive” e piccole alghe dasicladacee tra le quali *Actinoporella podolica* (ALTH), *Salpingoporella melitae* RADOICIC, *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Salpingoporella cemi* RADOICIC, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Clypeina solkani* CONRAD & RADOICIC; nella parte media da *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (ROEMER), *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *parva* DOUGLAS, *Cuneolina camposauri* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO SINNI, *Salpingoporella dinarica* RADOICIC, characee, ostracodi, lamelibranchi e gasteropodi (APTIANO *p.p.*); nella parte alta da *Cisalveolina fraasi* (GUMBEL), *Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO), *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Biconcava bentori* HAMAOUÏ & SAINT-MARC, *Biplanata peneropliformis* HAMAOUÏ & SAINT-MARC, *Nezzazata simplex* OMARA, *Selliaveolina viallii* COLALONGO, *Neoiragia insolita* (DECROUEZ & MOULLADE), *Nummoloculina* sp., *Sabaudia* sp., Mitolidae, Nezzazatidae, Rotalidae e, più in basso, *Archaealveolina reicheli* (DE CASTRO) (CENOMANIANO - APTIANO *p.p.*); Sono inoltre presenti *Orbitolinopsis capuensis* (DE CASTRO), *Epimastopora cekici* RADOICIC, Valvulinidae, Textularidae, ostracodi e piccoli gasteropodi. L'età è riferita al Neocomiano *p.p.* - Cenomaniano.

NEOCOMIANO *p.p.* - CENOMANIANO

2.1.1.5.1. - membro dei calcari e marne a orbitolina (**CRQ₂**)

In corrispondenza del versante meridionale del Monte La Foresta (settore sud occidentale della carta) è osservato un intervallo di alcune decine di metri di calcari grigi del tipo tessiturale *mudstone* e *wackestone* di spessore inferiore al metro e calcari dolomitici e dolomie con miliolidi e textularidi. Questi litotipi passano verso l'alto a calcari marnosi e marne di colore giallo e verde ricchi di orbitolinidi. Non è dato osservare il tipico livello (circa due metri) ad orbitoline (“livello ad orbitoline” della Campania). Il membro è interposto nella porzione aptiana di **CRQ** e sembra essere allo stesso tempo eteropico ad esso. I terreni che lo costituiscono sono riferibili ad un ambiente deposizionale di tipo lagunare. Lo

spessore è stimato intorno i 50 m. L'età è riferita bibliograficamente all'Aptiano.
APTIANO

2.1.1.5.2. - membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate (**CRQ₄**).

I depositi di questo membro sono stati riconosciuti in corrispondenza del versante nord-occidentale del M. Terminio, tra S. Stefano del Sole e S. Lucia di Serino. In questo areale **CRQ₄** è caratterizzato da una alternanza di calcari micritici e biomicritici avana e dolomie cristalline grigie e marroni, ben stratificati con strati da medi a spessi, costituenti ciclotemi peritidali. L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una piattaforma interna con facies lagunari di piana. I terreni di **CRQ₄** sono eteropici di **CRQ**, con questi ultimi e con **RDT** sono anche in contatto tettonico per faglia normale. Il limite superiore stratigrafico (*unconformity*) è con **ERI_{a3}**, **PNV**, **b₂** e **a_{3a}**.

Lo spessore è stimato in circa 50 m.

Microbiofacies: *Cisalveolina fraasi* (GUMBEL), *Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO), *Biconcava bentori* HAMAOUÏ & SAINT-MARC, *Biplanata peneropliformis* HAMAOUÏ & SAINT-MARC, *Nezzazata simplex* OMARA, *Selialveolina viallii* COLALONGO.

CENOMANIANO

2.1.1.6. - calcari a radiolitidi (**RDT**).

Insieme a **CRQ** sono i terreni più diffusi della successione carbonatica dei Monti Lattari - Monti Picentini dell'area del Foglio. Caratterizzano le cime del Monte Terminio, di Porca delle Pere al Partenio, del Monte Vallatrone e gran parte della cintura montuosa della valle del Torrente Solofrana. In tutti questi luoghi affiorano calcari e calcari dolomitici di colore grigio, biancastro o avana, in strati da spessi a medi costituenti ciclotemi peritidali con frequenti intercalazioni di dolomie grigie e calcari clastici ricchi in rudiste. Nei Monti del Partenio la successione presenta anche intercalazioni di ruditi ad intraclasti. L'ambiente di sedimentazione è riconducibile ad una piattaforma interna con facies lagunari di piana tidale. Lo spessore è stimato in circa 300 m.

Il limite inferiore è stratigrafico con **CRQ**, tettonico con **CRQ** presso Tuppo del Monaco (bordo nordoccidentale del Foglio).

Il limite superiore è di natura stratigrafica (*unconformity*) con i terreni **CVT₁** (in corrispondenza dei versanti settentrionali dei rilievi di Solofra, e in corrispondenza delle propaggini settentrionali dei Monti di Avella tra il Tuppo dei Fogli e il Melone e ancora a sud del Piano del Dragone, nelle valli tra il Monte Faggeto, il

Monte Costa e la Calcara d'Alessio), con i depositi **PNV**, con **b₂** e con i depositi di versante **a**, **a_{3a}**, **FSB_{a3}** ed **ERI_{a3}**, nella Valle del Fiume Sabato. Il limite superiore è tettonico con i terreni **ALV** del *Gruppo delle Argille Variegate (AV)* (area di Banzano, Sferracavallo, Bosco di Materdomini, Solofra, Monte Pergola) e con i terreni di **CPA** dell'*Unità del Fortore-Groppa d'Anzi* (Poggio Carbonatico nei pressi di Contrada).

Microbiofacies: Radiolitidae, Hippuritidae, *Accordiella conica* FARINACCI, *Montcharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Scandonea samnitica* DE CASTRO, *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDROT, *Stensioina surrentina* TORRE, *Rottorbinella scarsellai* TORRE, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Aeolisaccus kotori* RADOICIC, *Sgrossoella parthenopeia* DE CASTRO, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), Rotalidae, Miliolidae, Discorbidae, rari foraminiferi planctonici. L'età è riferita al Turoniano - Campaniano.

TURONIANO - CAMPANIANO

2.2. - UNITÀ LAGONEGRESE-MOLISANA

2.2.1. - Unità di Frigento - Monte Arioso

L'Unità di Frigento-Monte Arioso (**FR**) è costituita da successioni litostratigrafiche prevalentemente calcareo-clastiche nelle quali si riconosce una porzione inferiore, comprendente i depositi della “*serie calcareo-silico-marnosa*” (SCANDONE, 1967), del Triassico - Cretacico medio, ed una porzione superiore, rappresentata dal *Flysch Rosso* (SCANDONE, 1967, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1973a, 1973b; PESCATORE & ORTOLANI, 1973; COCCO *et alii*, 1974), del Cretacico superiore - Cenozoico.

Nel Foglio affiora la sola porzione superiore rappresentata dal *Flysch Rosso* (**FYR**), e dal *flysch numidico* (**FYN**), per uno spessore complessivo di circa 200 m; a scala regionale la potenza della successione è valutata in circa 600 m. La successione del *Flysch Rosso* si compone di associazioni calcareo-clastiche e pelitiche (**FYR**) cui si intercala a diverse altezze una litofacies calcareo-clastica (**FYR_a**); si distingue, inoltre, il membro calcareo (**FYR₂**). Non è dato osservare il limite inferiore stratigrafico di **FYR**. I terreni di questa formazione si trovano sottoposti tettonicamente ai terreni **CPA** dell'Unità del Fortore-Groppa d'Anzi, nella valle del Fiume Sabato (tra Cesinali e Tavernola). I terreni **FYR** sono sovrapposti tettonicamente in molti luoghi (in destra orografica del Fiume Sabato, tra Luogosano e Candida) ai terreni **CVT**. Tali rapporti tettonici si riferiscono ad una fase fuori sequenza di sovrapposizioni tettoniche nella attuale direzione tirrenica (cfr.

Cap. V) avvenute successivamente alla deposizione di **CVT** e precedentemente o contemporaneamente alla sedimentazione dei terreni del gruppo di Altavilla (**AL**) di età Messiniano superiore - Pliocene inferiore. Quest'ultima unità costituisce il limite superiore stratigrafico (*unconformity*) di **FYR** e di **FYR₂**.

Le microfaccies di seguito riportate ed utilizzate per le attribuzioni cronologiche, tengono conto anche dei risultati delle analisi svolte su analoghi terreni nel contiguo Foglio n. 450 Sant'Angelo dei Lombardi e dei dati presenti nei lavori pubblicati dallo stesso gruppo di lavoro del Foglio (PESCATORE, 1965a; PESCATORE *et alii*, 2000; DI NOCERA *et alii*, 2006; PESCATORE *et alii*, 2008; ISPRA, 2016b).

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

I terreni dell'unità **FYR**, distribuiti nei settori vallivi e collinari entro la Valle del Fiume Sabato, costituiscono un'ampia fascia, alquanto continua e subaffiorante, ad andamento antiappenninico (SO-NE) a nord del Monte Tuoro e in contatto tettonico con i terreni di **CPA**. Essi si compongono di calcareniti fini grigio-verdastre laminate (sequenze T_{b-c} di BOUMA, 1979) con miogipsina ed anfistegina, e marne calcaree, fino a marne, argille marnose e siltose, argilliti rosso-brune e subordinatamente grigio-verdognole (Fig. 19); le marne calcaree sono caratterizzate da laminazione piano-parallela o ondulata (Fig. 20) e sequenze di BOUMA (1979) tronche alla sommità. In taluni luoghi e più nel basso stratigrafico sono presenti calcareniti con lepidocicline e ancora calcareniti e calciruditi con nummuliti ed alveoline fino a calciruditi bioclastiche con frammenti di rudiste ed orbitoidi. Presso l'abitato di Montefalcione sono state individuate arenarie ortoquarzitiche del *flysch numidico* in probabile continuità stratigrafica con **FYR**. L'ambiente di deposizione è di tipo pelagico, ma non lontano da un margine carbonatico che fornisce risedimenti. Lo spessore massimo stimato è di 200 m.

Limite latero-verticale con **FYR₂**. Limite inferiore stratigrafico non osservabile, tettonico con **CVT_{1a}** e **CVT₂**. Limite superiore stratigrafico (*angular unconformity*) con **CVT₁** (S.Potito Ultra, Candida), **CVT_{1a}** e **CVT₂** (Casale Monaci presso Lapio), **UTA_a** (Manocalzati), con i depositi quaternari **TGC**, **FSB_b** ed **ERI_b** (Valle del Sabato) e con **PNV** e **b₂**; tettonico con **CPA**. Il limite latero-verticale con **FYR₂** e **FYR_a** è interpretato.

Tra le microfaccies a nannoplancton sono presenti *Triquetrorhabdulus carinatus* MARTINI, *Chiasmolithus oamaruensis* (DEFLANDRE) HAY, MOHLER & WADE, *Dictyococcites bisecta* (HAY, MOHLER & WADE), BUKRY & PERCIVAL, *Nannotetrina cristata* (MARTINI) PERCH-NIELSEN, *Sphenolithus distentus* (MARTINI) BRAMLETTE & WILCOXON, *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER) ROTH emend. BURNS, *Discoaster barbadiensis* TAN, emend. BRAMLETTE & RIEDEL, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER,



Fig. 19 - *Calcareniti fini grigio verdastre laminate e marne calcaree rosso-brune presso Atripalda.*

Coccolithus eopelagicus (BRAMLETTE & RIEDEL) BRAMLETTE & SULLIVAN, *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE. Tra le microbiofacies a foraminiferi si evidenzia *Globigerinoides trilobus* (REUSS).

La presenza tra i nannofossili calcarei di *Triquetrorhabdulus carinatus* MARTINI (zona CP19b) in associazione con *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER e *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL) BRAMLETTE & SULLIVAN indica un'età non più antica dell'Oligocene superiore. Verso l'alto il ritrovamento di *Globigerinoides trilobus* (REUSS) tra i foraminiferi planctonici e di *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE tra i nannofossili calcarei associati a specie per lo più rimaneggiate, indicano un'età non più antica del Burdigaliano superiore, zona MNN4a (FORNACIARI & RIO, 1996 emend. DI STEFANO *et alii*, 2008).

In considerazione del fatto che **FYR** è interpretato in eteropia con **FYR₂**, caratterizzato dalla presenza di *Globotruncana sp.*, si attribuisce alla successione **FYR** un intervallo cronostratigrafico compreso tra il Cretaceo superiore *p.p.* ed il Miocene inferiore *p.p.*

CRETACEO SUPERIORE *p.p.* - MIOCENE INFERIORE *p.p.*



Fig. 20 - Marne calcaree caratterizzate da laminazione piano parallela o ondulata, esposte presso San Potito, caratterizzate da laminazione piano-parallela o ondulata.

2.2.1.1.1. - membro calcareo (FYR₂)

Anche per il membro calcareo i maggiori affioramenti sono presenti in destra orografica del Fiume Sabato in corrispondenza degli abitati di Atripalda, Montefalcione, Manocalzati, Candida e Cesinali e più a nord-est nelle esposizioni in territorio di Lapio. I terreni caratteristici di questo membro sono: calcareniti grigio-verdastre con alveolinidi, nummuliti e orbitoidi, associate a calciruditi litoclastiche e brecciole calcaree. Si intercalano banchi calciruditici e calcarenitici con *mud chips* alla base dello strato, che mostrano comunemente gradazione (intervallo T_{a-b} di BOUMA, 1979); tali banchi, inoltre, mostrano nell'insieme una stratificazione mal definita e irregolare e poggiano con basi erosive canalizzate su orizzonti argillitici deformati per carico (Fig. 21). Più diffusamente si riconoscono alternanze ritmiche asimmetriche di calcareniti grigio-chiare, marne calcaree bianche con clivaggio di fratturazione, e argille marnose di colore rosso e verde in strati sottili. Le calcareniti mostrano strati fino a 40 cm di spessore, mentre gli strati ruditici superano il metro. In talune calcareniti sono evidenti: la gradazione, le strutture torbiditiche (T_{b-c} di BOUMA, 1979 e *flute casts*). L'inventario dei clasti delle breccie rivela una provenienza da un ambiente neritico come pure per talune calciruditi gradate (frazione bioclastica data da alveoline, nummuliti, radioli di



Fig. 21 - Tipico intervallo calcareo-marnoso del membro **FYR₂**, esposto in corrispondenza di un fronte di cava presso Atripalda.

echinidi, frammenti di briozoi). La geometria della base degli strati è di regola piana; non manca comunque di osservare, in corrispondenza dei banchi di breccie, *scouring* interno e basi erosive a scapito dei sottili strati marnoso-argillosi grigio-verdognoli. Nel complesso presenta i caratteri di *thinning and fining upward* con graduale assottigliamento degli strati, chiaramente gradati e meno dolomitizzati, e una tendenza all'arricchimento verso l'alto di livelli pelitici sempre sottili. L'aspetto macroscopico dell'affioramento è segnato dalla presenza di un *joint* sistematico e da faglie normali con piccolo rigetto. Stiloliti sin diagenetiche con picchi pronunciati caratterizzano alcune calcareniti; mentre piani stilolitici ortogonali ai giunti di stratificazione e al contatto tra i clasti nelle breccie indicano regimi di stress post-diagenesi nei risedimenti. Rare breccie calcaree sono costituite prevalentemente da litotipi riferibili ad ambienti di piattaforma carbonatica con macroforaminiferi (*Nummulites* e *Lepidocyclina*). L'ambiente deposizionale è di base scarpata - bacino. Lo spessore di questo membro è valutabile dai 100 ai 200 m, a seconda delle sezioni stratigrafiche esposte.

Limite inferiore stratigrafico con **FYR** (tuttavia, è plausibile considerare anche un passaggio laterale con **FYR**), tettonico su **CVT**.

Tra le microbiofacies a nannoplancton sono presenti *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Discoaster barbadiensis* TAN, emend. BRAMLETTE & RIEDEL; mentre tra le microbiofacies a foraminiferi si evidenziano *Globo-*

truncana sp., *Orbitoides media* D'ARCHIAC, *Siderolites calcitrapoides* LA-MARCK. Per la presenza, dal basso verso l'alto della successione, di bioclasti di rudiste ed orbitoidi, alveoline e nummuliti, lepidocicline e miogipsine, si attribuisce un'età Campaniano- Miocene inferiore *p.p.*

CAMPANIANO- MIOCENE INFERIORE *p.p.*

2.2.1.1.2. - litofacies calcareo - clastica (**FYR_a**)

I depositi di questa litofacies sono presenti esclusivamente in corrispondenza dell'abitato di Candida. In tale luogo la litofacies **FYR_a** è costituita alla base da alternanze di calciruditi bioclastiche con contatto basale erosivo, intercalate a calcareniti e calcilutiti biancastre, seguono calcareniti, calcari marnosi e più raramente argille marnose biancastre. Le calciruditi sono ad elementi da sub-arrotondati a spigoli vivi, a cemento micritico ed a matrice prevalente, con bioclasti a macroforaminiferi rimaneggiati (alveoline, nummuliti), a briozoi, ed a frammenti di rudiste, coralli e spugne (Fig. 22). L'ambiente di deposizione è riferibile ad una scarpata continentale carbonatica al passaggio a bacino pelagico. Lo spessore affiorante è di circa 30 m.

E' interpretato un limite stratigrafico inferiore, superiore e laterale con **FYR** e **FYR₂**. In considerazione del fatto che tali depositi si rinvencono intercalati a varie altezze stratigrafiche, l'età presunta è Cretacico superiore *p.p.* - Miocene inferiore *p.p.*

CRETACICO SUPERIORE *p.p.* - MIOCENE INFERIORE *p.p.*

2.2.1.2. - flysch numidico (**FYN**)

I terreni del *flysch numidico* sono rappresentati da due affioramenti in corrispondenza dell'area urbana di Montefalcione, in destra orografica del Fiume Sabato. Gli affioramenti espongono quarzareniti grigiastre, giallastre, in strati medi e gradati, a cemento siliceo, con clasti arrotondati e smerigliati di quarzo, a grana variabile da fine a grossolana, intercalate a strati sottili di argille siltose e marnose di colore grigio chiaro e a marne siltose di medio spessore. In letteratura le quarzareniti torbiditiche di **FYN** mostrano complessi caratteri sedimentologici tipici di una formazione torbiditica di bacino originata in un sistema canalizzato, quali depositi granulari da massivi a gradati con veli pelitici (emipelagite) e sottili intercalazioni argillose che separano i grossi banchi torbiditici ad alta densità. Si tratta nel complesso di depositi bacinali terrigeni generati da flussi gravitativi intercalati ad emipelagiti. Lo spessore è davvero esiguo, circa 10 m. Gli affioramenti sono posti alle quote medio alte del rilievo collinare urbanizzato ove alle quote



Fig. 22 - *Calciniditi della litofacies calcareo clastica (FYR_a).*

inferiori sono diffusi terreni colluviali riconducibili alla alterazione dei terreni **FYR**. E' ipotizzato per questi rari areali di affioramento, che i terreni di **FYN** siano in contatto stratigrafico normale sui termini superiori di **FYR** e di **FYR_a**. Il limite superiore stratigrafico non conforme è con **CVT₂** e più diffusamente con **b₂**. L'età è riferibile, da bibliografia, al Burdigaliano superiore - Langhiano superiore.

BURDIGALIANO SUPERIORE - LANGHIANO SUPERIORE

2.2.2. - *Unità del Fortore-Groppa d'Anzi*

L'Unità del Fortore - Groppa d'Anzi (DI NOCERA *et alii*, 2006) è composta da unità litostratigrafiche di bacino pelagico meso-cenozoico, quali le *Argille Variegata* e la *formazione di Corleto Perticara*. Nel Foglio sono presenti i terreni corrispondenti alla *formazione di Corleto Perticara* (**CPA**) (SELLI, 1957; PESCATORE *et alii*, 2000, 2008; DI NOCERA *et alii*, 2006).

I campioni analizzati sono risultati per lo più sterili. Le micro-associazioni di seguito descritte ed utilizzate per la datazioni sono riportate anche sulla base dei dati pubblicati in DI NOCERA *et alii*, 2006, a cura dello stesso gruppo di lavoro.

2.2.2.1 -formazione di Corleto Perticara (CPA)

L'unità litostratigrafica è rappresentata dalla alternanza di: calcari marnosi e/o marne calcaree di colore bianco e giallognolo o grigio e verde chiaro, di spessore medio; calcilutiti e calcareniti bianche, fini, torbiditiche (sequenze T_{b-c} di BOUMA, 1979), con sottili intercalazioni di argille scure; marne bianche e grigie a fratturazione concoide; calcilutiti bianche o giallognole a frattura prismatica per metasomatismo della silice (pietra paesina); talora radiolariti. Si intercalano, inoltre, spessi strati di argilla di colore verde scuro, marroncino chiaro e giallognolo con inclusi straterelli di calcilutiti biancastre o, in taluni luoghi, argille marnose laminate di colore verde, grigio scuro e marrone. Le calcilutiti e i calcari marnosi sono caratterizzati dalla presenza di strutture di fondo (*flute cast* e *groove cast*). Le marne e i calcari marnosi sono caratterizzati da tracce di bioturbazione e concentrazioni mangesifere e glauconitiche. In tutto il bordo orientale dei Monti del Partenio ai piedi dei rilievi, in destra orografica del V.ne di Pioppo e in sinistra orografica del V.ne di Giulio, affiorano alternanze di marne e calcari marnosi grigiastri, marne e marne calcaree grigio-chiare a frattura concoide con foraminiferi planctonici, di colore rossiccio, calcari micritici biancastri, litareniti fini con quarzo, ben cementate ed arenarie arcose (Fig. 23). In taluni luoghi sono presenti associazioni calcareo-clastiche, in strati spessi o banchi, formate da risedimenti di origine carbonatica e rappresentative di facies di canale; l'inventario dei clasti evidenzia tipi tessiturali quali *mud/wackestone* con bioclasti (alghe, molluschi, milioliti e rudiste) e *pack/grainstone* lito-bioclastici (frammenti di rudiste, molluschi, rodoliti ed orbitoidi) riferibili ad elementi di piattaforma carbonatica o scarpata prossimale. Tali livelli sono intercalati o passano lateralmente a marne biancastre e ad argille marnose grigio-cenere. CPA è molto diffusa anche in corrispondenza della depressione strutturale della conca di Avellino, in condizioni di sub-affioramento, dove costituisce il substrato dei depositi quaternari detritici, alluvionali e vulcanoclastici. Al Colle dei Monaci (Fig. 24), a sud dell'abitato di Avellino, CPA si presenta con calcari marnosi giallastri e grigi, laminati, in alternanza ad argille verdi e marroni; in taluni luoghi prevalgono le argille marnose e siltose laminate; in altri predominano nelle alternanze i banconi di marne laminate ed intensamente fratturate. Al bordo nord-occidentale dei massicci calcarei di Costa S. Angelo - Monte di Serpico al V.ne dei Cerri, in una fascia compresa tra gli abitati di Villa San Nicola e San Potito, si riconoscono arenarie arcose torbiditiche (T_{b-c} di BOUMA, 1979) ricche in minerali femici intercalate a peliti rossastre e verdastre entro le ripetizioni continue di spessi calcari marnosi di colore giallo chiaro o crema, caratterizzati da laminazione piano-parallela, ondulata e convoluta. Le arenarie si alternano anche a: calcari marnosi e calcareniti fini in strati sottili e medi, torbiditici (T_{b-c} di BOUMA, 1979); argille marnose di colore grigio-verde in strati sottili e medi; marne in strati spessi di colore bianco o rosa



Fig. 23 - *Alternanza di marne e calcari marnosi grigiastri, marne e marne calcaree grigio-verdi a frattura concoide con faminiferi planctonici, marne debolmente argillose di colore rossiccio, calcari micritici biancastri presso Contrada.*

con laminazione piano-parallela sfaldabile tipo “marna fogliarina” con fratturazione discontinua (clivaggio di fratturazione spaziato). Nelle marne sono evidenti tracce di bioturbazione e concentrazioni di minerali (pisoliti manganesifere, limonite, glauconite).

L’ambiente dei depositi **CPA** è marino pelagico con apporti torbiditici e con il contributo di frazioni calcaree organizzate in facies di canale e di margine di canale (*channel-levee*) in progradazione verso i settori più distali dalle aree di alimentazione calcarea ove prevalgono gli apporti emipelagitici. Lo spessore della formazione è stimato in circa 450 m.

I terreni di **CPA** si osservano limitati dalle faglie normali bordiere dei blocchi carbonatici, dove il contatto tettonico è di regola con **RDT**. In tutta l’area del Foglio non è dato osservare il limite stratigrafico superiore (con le Tufiti di Tusa o flysch numidico) né quello inferiore. Verso l’alto si osserva solo l’inizio di un passaggio graduale (per alternanza) a termini silico-clastici arenitici ancora appartenenti a **CPA**. Nell’area di Avellino il limite stratigrafico superiore è con i terreni di **UTA**, **PNV**, **TGC** e **SFL_{4b}**. Il limite inferiore è tettonico sui calcari di **RDT**, **CRQ**, **CVT_{1a}**, **CVT**, **AV** e su **FYR**. Quest’ultimo, visibile a sud-est



Fig. 24 - Alternanza di calcilutiti giallastre e grigie, laminate, argille verdi e marroni, argille marnose rosse siltose, laminate ed intensamente fratturate. Monte Monaci a sud dell'abitato di Avellino.

dell'abitato di Avellino, presso Tavernola S. Felice, è dedotto in sottosuolo anche lungo la fascia collinare nord-occidentale e settentrionale che borda i rilievi del Monte Tuoro.

Microbiofacies a foraminiferi planctonici: *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Praeorbulina* sp. Microbiofacies a nanoplancton: *Ericsonia formosa* (KAMPTNER) HAQ, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Sphenolithus ciperensis* BRAMLETTE & WILCOXON, *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE) BUKRY & PERCIVAL.

Sulla base dei dati biostratigrafici l'età è riferibile all'Eocene-Miocene inferiore, mentre l'attribuzione cronologica da letteratura è Cretacico superiore *p.p.* - Miocene inferiore.

EOCENE - MIOCENE INFERIORE *p.p.*

3. - UNITÀ SIN-POSTOROGENICHE

Le successioni sin-postorogeniche affioranti nel Foglio sono rappresentate da depositi che abbracciano l'intervallo Miocene superiore - Pliocene medio. A differenza di quanto riportato nel contiguo Foglio n. 450 Sant'Angelo dei Lombardi e Di NOCERA *et alii* (2006), nell'area del Foglio non è segnalata la presenza di depositi riferibili alla *Unità di Pietra Boiara* (cfr. UPB del Foglio n. 450 Sant'Angelo dei Lombardi, ISPRA, 2016b) del Serravalliano. Le successioni affioranti, riferibili a depositi di bacino tipo *wedge-top*, sono state raggruppate nei Depositi del Miocene superiore, Depositi del Miocene superiore *p.p.* - Pliocene inferiore *p.p.* e Depositi del Pliocene inferiore *p.p.* - Pliocene superiore *p.p.*

3.1. - DEPOSITI DEL MIOCENE SUPERIORE

3.1.1. - FORMAZIONE DI CASTELVETERE (CVT)

Nella zona centro-settentrionale del Foglio, in discordanza sulle successioni precedentemente descritte, poggiano depositi sinorogenici prevalentemente silico-clastici ascrivibili alla *Formazione di Castelvete* (CVT) di età compresa tra il Tortoniano superiore ed il Messiniano inferiore (PATACCA *et alii*, 1990).

Nell'area del Foglio, dove sono presenti le sezioni stratigrafiche tipiche, sono stati riconosciuti due membri ed una litofacies. Il più antico è il membro arenaceo-conglomeratico (CVT₁), costituito in prevalenza da associazioni di litofacies arenaceo-conglomeratiche e con intercalato un intervallo caotico, a matrice sabbiosa, includente olistoliti di rocce carbonatiche (ol). Gli olistoliti testimoniano lo sviluppo di una frana orogenetica a spese di un *apron* carbonatico posto al margine di una piattaforma carbonatica tettonicamente in strutturazione (PESCATORE *et alii*, 1971; PESCATORE, 1978; CARRARA & SERVA, 1982; CRITELLI & LE PERA, 1995b). Nella porzione superiore è presente un olistostroma (os), che testimonierebbe l'avanzamento dei *thrust* interni (*syn-thrust accomodation*) dell'Unità sicilide (SI) e il passaggio ad una litofacies *arenaceo-argilloso-conglomeratica* CVT_{1a}. In questa ultima è incluso un olistolite (ol) di piattaforma carbonatica. Il membro superiore, membro siltoso-argilloso-marnoso CVT₂, è costituito da argille con intercalate marne ed arenarie quarzoso-feldspatiche, quarzoso-litiche e micacee.

Nell'area del Foglio CVT₁ e CVT_{1a} corrispondono ad uno stadio di crescita di un sistema deposizionale composto in prevalenza da facies canalizzate e relative ad un depocentro posto su un substrato in deformazione e strutturazione. Il substrato doveva essere costituito dal relitto di uno *slope-apron* carbonatico e da

terreni dell'Unità sicilide che rispettivamente avevano anche alimentato la genesi di olistoliti e olistrostromi. **CVT₂** è espressione invece di uno stadio di crescita di un sistema torbiditico formato in prevalenza da lobi deposizionali e depositi di *overbank* relativi ad una fase di *widening* del sistema deposizionale che avrebbe impegnato anche la fossa oceanica. Il carattere di *wild-flysch* (olistrostromi) associato agli stadi di crescita è da collegare agli effetti delle acme delle fasi tettoniche (parossismi) sia sulla fisiografia del bacino sia sulla natura geologica delle aree di alimentazione.

La formazione non supera lo spessore di 350 m.

Le associazioni micro biostratigrafiche di seguito descritte rappresentano il risultato sia delle analisi condotte nell'ara del Foglio, che di quelle effettuate nell'area del limitrofo Foglio Sant'Angelo dei Lombardi che i dati presenti in DI NOCERA *et alii* (2006), a cura dello stesso gruppo di lavoro.

TORTONIANO SUPERIORE - MESSINIANO INFERIORE

3.1.1.1. - *membro arenaceo-conglomeratico con olistoliti ed olistrostromi (CVT₁)*

Il membro **CVT₁** è costituito da: arenarie quarzoso-feldspatiche a grana medio-grossolana con frammenti litici di calcari di piattaforma carbonatica e di arenarie micacee a grana medio-fine, mediamente cementate, di colore avana; arenarie grigio-avana quarzoso-litiche e subordinatamente micacee, medio-grossolane con granuli e tessituralmente immature, da massive a straterellate, intercalate a orizzonti carbonatici in genere discontinui e costituiti da *grainstone* ad alveoline e nummuliti, calcari marnosi fratturati e spatizzati; conglomerati e microconglomerati, in strati e banchi, poligenici, granulari con ciottoli di natura carbonatica o marnoso-calcareo, dispersi e con subordinata matrice argillosa. A luoghi si osservano arenarie massive o mal gradate ed arenarie ciottolose in amalgamazione erosiva o deposizionale su arenarie medio-fini, in taluni altri, con laminazione piano-ondulata nella parte alta e subordinatamente interstrati sottili di peliti e siltiti laminate. Nell'insieme il membro è composto da depositi amalgamati con inclusioni miste e stratificazione mal definita da interpretare come prodotti da *debris flow*. Il clivaggio di fratturazione è evidente in forma discreta e spaziata. **CVT₁** è caratterizzato dall'abbondanza di blocchi ed olistoliti carbonatici (**ol**) di varie dimensioni costituenti un intervallo tipico nella porzione stratigrafica medio bassa; il contatto originariamente stratigrafico e di tipo erosivo è tettonizzato. Nella porzione superiore del membro è presente un olistrostroma (**os**) composto da terreni dell'Unità sicilide.

CVT₁ rappresenta uno stadio di crescita torbiditico di un ambiente deposizionale marino quale un *apron* silico-carbonato-clastico di base scarpata, caratterizzato da canali e da sistemi canali-lobi e dalla presenza di superfici erosionali

sottomarine drappeggiate da facies caotiche ad olistoliti nonché da corpi canalizzati. Ciò evidenzia il controllo della tettonica sulla sedimentazione in un bacino tettonicamente instabile con un substrato che fornisce sia risedimenti carbonatici, sia materiale alloctono sotto forma di *debris flow* e *mass flow*. Lo spessore stimato è di circa 200 m.

Il limite inferiore è stratigrafico discordante (*angular unconformity*) su depositi carbonatici (**RDT**, **CRQ**) e su quelli pelagici di **AV**. Il limite superiore è stratigrafico (*angular unconformity*) con **CVT₂**, **UTA_a**, **UTA_b** e **RVM_b**, tettonico con **CPA** e **FYR**. Lo spessore stimato è di circa 200 m.

Microbiofacies a foraminiferi planctonici *Globorotalia* ex gr. *menardii* (PARKER, JONES & BRADY) e *Orbulina* sp. Microbiofacies a nannoplancton: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Amaurolithus* cf. *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER) GARTNER, *Discoaster icarus* STRADNER, *Discoaster pentaradiatus* (TAN) BRAMLETTE & RIEDEL, *Discoaster* cf. *surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *Discoaster berggrenii* BUKRY, *Catinaster coalitus* MARTINI & BRAMLETTE e *Discoaster brouweri* TAN emend. BRAMLETTE & RIEDEL. L'età è riferibile al Tortoniano superiore - Messiniano inferiore.

TORTONIANO SUPERIORE - MESSINIANO INFERIORE

3.1.1.1.1. - litofacies arenaceo-argilloso-conglomeratica (**CVT_{1a}**)

La litofacies si compone di arenarie arcoseo-litiche e quarzoso-feldspatiche con minerali femici e subordinatamente con frammenti litici, a grana media e con medio-basso grado di selezione dei clasti. Esse si presentano massive o laminate nella parte alta (laminazioni piane ed oblique) e di colore grigio-ferro o grigio avana al taglio fresco e grigio-azzurrognolo o giallastro-arancio quando alterate. Si trovano anche arenarie granulari e ciottolose e più raramente arenarie con ciottoli dispersi o con nuvole ciottolose. I conglomerati sono a matrice sostenuta, disorganizzati con grossi ciottoli e clasti pelitici; i ciottoli sono subarrotondati e costituiti in prevalenza da *rudstone* e *grainstone* grigio-avana, marne calcaree biancastre, rocce granitoidi, quarziti ed areniti. In subordine sono presenti intercalazioni di blocchi carbonatici di spessore metrico non cartografabili e un olistolite (**ol**) di rocce carbonatiche di alcune migliaia di metri cubi presso la località Pietrastornina. Nel complesso la stratificazione è di primo ordine multipla per amalgamazione o di secondo ordine da ondulata a sigmoidale. I depositi descritti sono derivati in prevalenza da flussi gravitativi di sedimento ad alta concentrazione.

In corrispondenza del V.ne Remolise (porzione nord orientale della carta) e in tutto il settore pedemontano del Monte Partenio (area nord-occidentale del Foglio) sono presenti arenarie grigio-avana, quarzoso-feldspatiche, quarzoso-litiche

e micacee, a grana medio-grossolana e con matrice in taluni luoghi abbondante (grovacche) di natura calcarea, in facies massiva e subordinatamente laminata, intercalate a peliti e marne argillose a frattura concoide medio-spesse, brunastre e grigio-azzurre, argille siltose biancastre ed arenarie fini marroni, in taluni luoghi finemente laminate (sequenze T_{b-e} di BOUMA, 1979); intercalazioni di strati lenticolari di calciruditi e calcareniti grigiastre lito-bioclastiche.

L'ambiente di deposizione è di bacino marino pelagico. Nel complesso il membro rappresenta uno stadio di crescita torbidity costituito in prevalenza da canali e da sistemi canali-lobi. Lo spessore stimato è di circa 200 m.

I terreni di **CVT_{1a}** sono in rapporto latero-verticale con **CVT₁**. Il limite superiore stratigrafico è con **CVT₂** e con i depositi quaternari **PNV**, **TGC**, **b₂**, **SFL_{4b}**, **ERI_b** e **a**; stratigrafico non conforme con **AL**, **RVM_b**. Limite superiore tettonico con **CPA** (area ad oriente di Pietrastornina e Sant'Angelo a Scala), **FYR** e **FYR₂** (a nord di Lapiro alla Macchia Santa Maria).

Microbiofacies a foraminiferi planctonici: *Globorotalia* ex gr. *menardii* (PARKER, JONES & BRADY) e *Orbulina* sp. Microbiofacies a nannoplankton: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Amaurolithus* cf. *primus* (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER) GARTNER, *Discoaster icarus* STRADNER, *Discoaster pentaradiatus* TAN emend. BRAMLETTE & RIEDEL, *Discoaster* cf. *surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *Discoaster berggrenii* BUKRY, *Catinaster coalitus* MARTINI & BRAMLETTE e *Discoaster brouweri* TAN emend. BRAMLETTE & RIEDEL. L'età è riferibile al Tortoniano superiore - Messiniano inferiore.

TORTONIANO SUPERIORE - MESSINIANO INFERIORE

3.1.1.2. - membro argilloso siltoso marnoso con olistoliti di piattaforma (CVT₂)

Il membro è costituito da argille brunastre e grigio-azzurre a frattura concoide e medio-spesse e argille siltose biancastre, intercalate a marne e ad arenarie quarzoso-feldspatiche, quarzoso-litiche e micacee, a grana medio-grossolana e con matrice per lo più calcarea, in alcuni casi abbondante (grovacche) e ad areniti fini marroni, anche finemente laminate (sequenze T_{b-e} di BOUMA, 1979). Si intercalano, inoltre, strati lenticolari di calciruditi e calcareniti grigiastre lito-bioclastiche. L'ambiente di deposizione è di bacino marino pelagico. Nel complesso il membro rappresenta uno stadio di crescita di un sistema torbidity formato in prevalenza da lobi deposizionali e depositi di *overbank* relativi ad una fase di *widening* del sistema deposizionale. Il membro raggiunge uno spessore di circa 150 m.

I terreni di **CVT₂** hanno un limite stratigrafico inferiore con **CVT₁** e **CVT_{1a}** e ancora, per *unconformity*, con **FYN**, **FYR**. Il limite stratigrafico superiore è con

le diverse litofacies di **UTA** e con i depositi quaternari **b₂** e **SFL_{4b}**. Microbiofacies a nannofossili: *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY, *Discoaster icarus* STRADNER. L'età è riferibile al Messiniano inferiore.

MESSINIANO INFERIORE

3.1.1.3. - *olistrostroma* (**os**)

Il membro **CVT₁** presenta nella parte superiore un corpo di estensione chilometrica costituito da: argille scagliose e pieghettate con lucentezza sericea; argilliti policrome rosse e verdognole; argille grigio-scure; calcari brunastri e calcari marnosi a frattura concoide; areniti grigio ferro a grana fine, massive o con laminazione piana; calcari di piattaforma, *mudstone* grigio-avana, calcari marnosi alterati verdognoli e marne silicifere; subordinatamente microconglomerati e livelli arenacei medio-grossolani gradati e laminati. I litotipi e i blocchi stratificati sono riconducibili ai terreni dell'Unità sicilide. In taluni luoghi, presso l'abitato di San Mango sul Calore (AV), l'*olistrostroma* segna il passaggio alla litofacies **CVT_{1a}**. Il deposito deriva da mega flussi massivi ad innesco sismo-tettonico (*olistostroma*, *debris flow* coesivo e non coesivo). Lo spessore è molto variabile, da pochi metri ad un massimo di 50-60 m.

3.1.1.4. - *olistolite* (**ol**)

A diverse altezze stratigrafiche sono presenti grossi corpi calcarei di piattaforma carbonatica neritica e più raramente breccie e calciruditi di ambiente di scarpata carbonatica (*apron* carbonato-clastico), immersi come clasti entro **CVT₁** (area di Montemarano).

3.2. - DEPOSITI DEL MIOCENE SUPERIORE *P.P.* - PLIOCENE INFERIORE *P.P.*

Nell'area compresa tra Benevento e Avellino si riconosce un ciclo riferibile al Messiniano-Pliocene inferiore *p.p.*, costituito nella parte bassa e media da depositi argilloso-arenacei e conglomeratici di spessore variabile e caratterizzati dalla occasionale presenza di depositi diatomitici ed evaporitici e di lenti di calcareniti bioclastiche. Nella parte alta tali depositi rappresentano una sequenza regressiva costituita da argille di ambiente epibatiale passante a sabbie di ambiente costiero (DE CASTRO COPPA *et alii*, 1969). SGROSSO (1971) segnala, nell'ambito del Foglio n. 185 Salerno della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000, la presenza dei

terreni **M⁵⁻⁴** del Tortoniano-Messiniano formati da argille, arenarie e conglomerati con cristalli e blocchi di gesso (Tripoli) con resti di pesci ed evaporiti (gesso, salgemma e zolfo).

3.2.1. - GRUPPO DI ALTAVILLA (**AL**)

Il gruppo di *Altavilla* comprende depositi prevalentemente clastici di età compresa tra il Messiniano ed il Pliocene (D'ARGENIO *et alii*, 1973); in questo Foglio e negli attigui fogli n. 432 Benevento (ISPRA, 2009) e n. 433 Ariano Irpino (BASSO *et alii*, 2002; ISPRA, 2016a) tali depositi sono confrontabili *pro parte* al Gruppo Gessoso-solfifera (ROVERI & MANZI, 2006).

Nell'area del Foglio le evaporiti del Messiniano inferiore non affiorano, mentre sono presenti i depositi post-evaporitici del Messiniano superiore ed i depositi riferibili alla parte bassa del Pliocene inferiore, segnalati anche poco a nord, nel Foglio n. 432 Benevento, e tra l'abitato di Tufo e il T. Branete (DI NOCERA *et alii*, 1981; CIAMPO *et alii*, 1986). Questi depositi, costituiti da conglomerati, sabbie e peliti con livelli di gessoclastiti, diatomiti e calcari chimici, rappresentano una varietà di sistemi deposizionali, da bacinali del tipo "lago-mare" a fluvio-deltizi. A scala regionale questi depositi sono correlabili, per posizione stratigrafica, alle *molasse di Anzano p.p.* (**ANZ**) ed alla *formazione del T. Fiumarella p.p.* (**TFR**) del Foglio n. 433; ad una scala più ampia si correlano al membro post-evaporitico della formazione della Laga *p.p.* (**LAG₃**) ed alla *formazione a Colombacci p.p.* - membro del T. Volte *p.p.* **FCO₁** (ex Fm. S. Donato). A scala locale si confrontano parzialmente, solo per la successione del Messiniano superiore, con l'*unità Tufo-Altavilla* (**UTA**) del Foglio n. 432.

I campioni analizzati sono risultati sterili o con associazioni rimaneggiate; per le datazioni sono stati considerati sia dati bibliografici (DE CASTRO COPPA *et alii*, 1969; COLALONGO *et alii*, 1973; DI NOCERA *et alii*, 1981; BASSO *et alii*, 2001, 2002) che provenienti dai nuovi fogli geologici n. 432 Benevento (ISPRA, 2009) e n. 433 Ariano Irpino (ISPRA, 2016a).

3.2.1.1. - unità di Tufo-Altavilla (**UTA**)

L'unità di Tufo-Altavilla (**UTA**) è rappresentata da due successioni separate da un limite stratigrafico discontinuo, la *successione di Manocalzati* (alla base) e la *successione di San Barbato* (alla sommità). Le successioni poggiano con discordanza angolare sui terreni di **FR**, **FO** e **CVT**, mentre superiormente sono ricoperti in discordanza angolare dai depositi pliocenici di **AR** ed in particolare dai depositi della litofacies conglomeratico-sabbiosa (**RVM_b**). Lo spessore com-

plexivo è valutabile in circa 750 m con variazioni laterali anche importanti.

3.2.1.1.1. - successione di Manocalzati (UTA_a , UTA_b , UTA_c)

La successione di Manocalzati è prevalentemente costituita dalla litofacies arenaceo-argillosa-gessosa (UTA_b). Essa è nell'insieme regressiva (*coarsening upward*), con passaggi eteropici e verso il basso ad una litofacies pelitico-arenacea-gessosa (UTA_a), e ancora, nella porzione medio-alta, con passaggi laterali ad una litofacies arenaceo-conglomeratica (UTA_c).

La litofacies arenaceo-argilloso-gessosa (UTA_b) è generalmente formata da arenarie litarentiche e arcosiche, subordinatamente quarzolitiche, grigie e giallastre, ricche in matrice, in strati da medi a spessi; essa contiene intercalazioni di argille siltose e marnose grigie in strati da sottili a medi ed argille siltose nere euxiniche, con rari livelli di gessoclastiti risedimentate e intervalli diatomitici e calcareo-marnosi. Nelle argille siltose nere euxiniche sono presenti strutture tipo geoidi discoidali. A più altezze si intercalano pacchi decametrici di strati di torbiditi arenaceo-pelitiche sottilmente stratificate. Tale litofacies della successione si può correlare in parte al membro UTA_1 del Foglio n. 432. Nella porzione medio-inferiore della successione di Manocalzati si passa lateralmente alla litofacies pelitico-arenaceo-gessosa (UTA_a), formata da argille siltose di colore giallastro, massive, in strati da medi a spessi alternate ad arenarie grigio-giallastre in strati medi e sottili con sottili livelli di gessosiltiti e gessareniti fini risedimentate, diatomiti e marne euxiniche. Nelle due litofacies si rinvencono a varie altezze livelli lenticolari (non cartografabili) di spessore da metrico a decametrico di conglomerati eterometrici poligenici. La litofacies UTA_a si confronta con il membro UTA_2 p.p. del Foglio 432.

La successione di Manocalzati affiora tra Montefredane e loc. Pozzo del Sale con spessori di circa 200 m, dove si caratterizza per termini prevalentemente arenacei con intercalazioni pelitiche con rari livelli di marne tripolacee, calcare evaporitico e lenti di gesso e gessareniti (DI NOCERA *et alii*, 1981). Affiora anche lungo la dorsale presso la frazione di S. Michele di Pratola Serra, dove risulta costituita da arenarie giallastre e grigiastre, poco mature, arcosico-litiche, con livelli di sabbie pelitiche giallastre. Le arenarie si presentano con granulometria da media a grossolana ed in strati con spessori variabili da qualche decimetro a mezzo metro. Sono presenti rare strutture sedimentarie, quali laminazione piano-parallela o una gradazione normale o inversa. Porzioni della *successione di Manocalzati* affiorano in località Case Sardelle, a nord di Pratola Serra, obliterate da una vasta copertura colluviale e pedogenetica prodotta da una intensa attività agricola. Negli sporadici affioramenti si osserva una alternanza di argille, argille marnose e sabbiose grigiastre, e sabbie giallastre mal stratificate, con discreto gra-

do di consistenza (**UTA_a**). In taluni luoghi si rinvencono sottili livelli di spessore millimetrico di gessoclastiti a grana fine.

Tra Monte Sant'Angelo e lo svincolo autostradale di Avellino Est, affiora **UTA_a**, che si caratterizza con argille grigie con livelli marnosi, passanti verso l'alto ad alternanze di strati di medio spessore di argille verdi e grigio-scure, argille grigio-chiare marnose a laminazione piano-parallela, argille e argille siltose chiare e giallastre. La successione passa con gradualità verso l'alto ad un intervallo di argille siltose giallastre e litareniti a grana fine di colore marrone chiaro e grigio, caratterizzate da gradazione diretta e laminazione piano-parallela ed ondulata ad ampia scala. Gli strati arenitici presentano *flute casts* alla base dello strato e spessore da 2 cm a 2 dm.

Nella porzione medio-superiore della successione di Manocalzati si passa localmente alla litofacies arenaceo-conglomeratica (**UTA_c**) composta da conglomerati eterometrici e poligenici clasto-sostenuti in matrice sabbiosa, talora prevalente, di colore bruno arrossato in strati da spessi a megastrati. Questa risulta ben esposta nell'area di Capriglia, dove forma alcuni orizzonti lenticolari potenti fino a circa 50 m, orientati generalmente in senso nord ovest-sud est. La litofacies **UTA_c** si confronta con la litofacies **UTA_{1a}** e con il membro **UTA₃** del Foglio 432.

L'ambiente deposizionale è di tipo bacinale lacustre (**UTA_b** e **UTA_a**) presumibilmente a salinità variabile da iperalino ad acqua dolce o salmastra (tipo lago-mare) e alluvionale-deltizio (**UTA_c**). Lo spessore complessivo è valutabile in circa 500 m.

La successione di Manocalzati poggia con discordanza angolare su **CVT**, **CPA** e **FYR**.

Le associazioni microfossilifere sono rimaneggiate e comprendono microfaune del Messiniano inferiore (DE CASTRO COPPA *et alii*, 1969; DI NOCERA *et alii*, 1981); tra le forme bentoniche sono segnalate *Bolivina dentellata* TAVANI, *B. dilatata* REUSS, *B. spathulata* (WILLIAMSON), *Textularia variabilis* WILLIAMSON var. *spathulata* WILLIAMSON, *Bulimina aculeata* D'ORBIGNY, *B. echinata* D'ORBIGNY, *B. elongata* D'ORBIGNY e *Rectouvigerina tenuistriata siphogenerinoides* (LIPPARINI) CHRISTODOULOU (DE CASTRO COPPA *et alii*, 1969).

Le associazioni a foraminiferi bentonici con *Bolivina dentellata* TAVANI e *Bulimina echinata* D'ORBIGNY sono considerate tipiche del Messiniano superiore in vari contesti paleogeografici del Mediterraneo (FORESI *et alii*, 2001; KOUWENHOVEN *et alii*, 2006); sono *taxa* caratteristici delle facies pre-evaporitiche sia in fondali scarsamente ossigenati (BOSSIO *et alii*, 1988) che nell'intervallo transizionale di incremento di salinità della fase evaporitica (KOUWENHOVEN *et alii*, 2006). Associazioni a foraminiferi bentonici poco diversificate e, occasionalmente oligotipiche, con *Bolivina dentellata*, *Bolivina spathulata* e *Bulimina echinata*, caratterizzano ambienti salmastri e marini con salinità anomala (ALDI-

NUCCI *et alii*, 2006).

L'età è riferibile al Messiniano superiore, probabilmente alla parte bassa dello stadio post-evaporitico.

MESSINIANO SUPERIORE *p.p.*

3.2.1.1.2. - successione di San Barbato (UTA_d, UTA_e, UTA_f)

La successione di San Barbato è formata da una litofacies arenaceo sabbiosa (UTA_d) con frequenti passaggi eteropici a una litofacies conglomeratica (UTA_e) e, nella porzione superiore, locali orizzonti lenticolari di calcari e marne di probabile natura chimica (litofacies calcareo-marnosa, UTA_f).

La litofacies arenaceo sabbiosa (UTA_d) è formata da arenarie e sabbie grigie e giallastre, ricche in matrice, in strati da medi a spessi con rare sottili intercalazioni di argille siltose grigie e livelli lenticolari di spessore da metrico a decametrico di conglomerati eterometrici poligenici; tale porzione della successione si confronta con i membri UTA₁ *p.p.*, UTA₂ e UTA₄ *p.p.* dell'unità Tufo-Altavilla del Foglio n. 432.

La litofacies conglomeratica (UTA_e) è composta da conglomerati clasto-sostenuti, generalmente ben cementati con strati e megastrati di spessore variabile da 0,5 a 1,5 m, con ciottoli arrotondati di natura calcarea e arenacea, eterometrici con diametri fino a oltre 30 cm, in matrice sabbiosa a cemento calcareo. Questa litofacies si confronta con il membro UTA₁ *p.p.* e alle litofacies UTA_{1a} e UTA_{4a} dell'unità Tufo-Altavilla del Foglio n. 432.

Localmente, nella parte superiore della successione, vi sono frequenti passaggi laterali e verso l'alto ad arenarie e sabbie ghiaiose, con sottili intercalazioni siltoso-sabbiose e laminiti varvate, che presentano orizzonti lenticolari di una litofacies calcareo-marnosa (UTA_f) formata da calcari marnosi e marne biancastre con stratificazione irregolare, con livelli discontinui di argille siltose laminate grigie, calcari travertinosi, calcare granulare di probabile origine chimica, calcare evaporitico, vacuolato e sbrecciato di spessore fino a 20-30 m.

Lungo il versante occidentale di Monte Sant'Angelo, presso Manocalzati, intorno ai 340 m di quota, sono presenti i primi livelli di conglomerati (UTA_e); a partire dai 370 m di quota affiorano i conglomerati che caratterizzano l'intero toppo di Monte Angelo. I conglomerati sono eterometrici, gradati, di colore biancastro ed avana, ben cementati, tendenzialmente monogenici composti da clasti di origine sedimentaria, talora con elevata matrice arenacea, stratificati e discordanti rispetto all'unità sottostante ALV.

Nell'area a nord di Pratola Serra, si individuano livelli e strati di sabbie giallastre e biancastre, sciolte o poco cementate, massive, a granulometria da media a fine. Nei rilievi collinari al bordo settentrionale dell'area rilevata (loc.

Boscobottazzo, Pratola Serra) UTA_e assume un assetto complessivo inclinato verso i quadranti settentrionali, andando ad individuare nell'insieme una lieve monoclinale immergente verso nord-est a debole inclinazione. Anche tra Prata di Principato Ultra e la loc. Palata di Pratola Serra affiorano conglomerati eterometrici poligenici clasto-sostenuti in strati spessi, molto spessi e megastrati a matrice sabbiosa di colore grigio chiaro, con matrice sabbioso-arenacea a cemento calcareo, ed un rapporto scheletro-matrice sempre molto elevato. I ciottoli sono di natura arenacea e subordinatamente calcarea; essi presentano dimensioni molto variabili con diametri fino a oltre 30 cm, e risultano sempre molto arrotondati. Il grado di alterazione dei conglomerati è variabile, ma essi generalmente sono ben cementati ed affiorano lungo piccole pareti subverticali. Negli affioramenti appaiono in strati e megastrati di spessore variabile da 0,5 a 1,5 m, spesso fratturati e disarticolati dalla giacitura originaria. La litofacies conglomeratica affiora anche poco a sud, nella loc. di Serra. Nella piccola dorsale della frazione di San Barbato UTA_e è rappresentata da conglomerati eterometrici ben cementati, gradati, di colore biancastro ed avana; essi sono composti da clasti di origine sedimentaria, con elevata matrice arenacea, in livelli lentiformi. Vi sono frequenti passaggi latero-verticali ad arenarie e sabbie ghiaiose, sottili intercalazioni siltoso-sabbiose e laminati varvate. In taluni luoghi si rinvencono sottili livelli di spessore millimetrico di gessoclastiti a grana fine.

Lo studio dei caratteri sedimentologici e l'analisi morfometrica dei ciottoli dei conglomerati (CHIOCCHINI & CHIOCHINI, 1997) fa riferire la sedimentazione ad un ambiente di conoide alluvionale al margine della Catena con episodi di piena e di stasi correlate ai sollevamenti del margine della Catena, con ringiovanimento del rilievo e veloce afflusso di sedimenti seguiti da periodi di raggiunto equilibrio.

In corrispondenza dell'abitato della frazione di San Barbato, si aggiunge alla successione la litofacies calcareo-marnosa (UTA_p), che caratterizza la parte alta dell'unità. Essa si compone di calcari marnosi, calcilutiti, marne e calciruditi, mal stratificate. Si rinvencono livelli di calcare granulare di probabile origine chimica, travertinoso e pulverulento e livelli di piccoli ciottoli intraformazionali a spigoli vivi; lenti di calcare evaporitico vacuolato e di calcari brecciati.

L'ambiente deposizionale è di tipo alluvionale (UTA_d) con sedimenti riferibili anche a conoidi alluvionali (UTA_e) e bacini "lacustri" (UTA_f) presumibilmente con acque dolci o salmastre (tipo lago-mare). Lo spessore complessivo è di circa 250 m.

La successione di San Barbato poggia con limite stratigrafico discontinuo sui depositi della successione di Manocalzati, e con discordanza angolare su CVT e FYR.

Le analisi biostratigrafiche di campioni prelevati nella porzione pelitica non hanno dato esito. Per confronto con depositi coevi si presume un'età Pliocene

inferiore *p.p.*

PLIOCENE INFERIORE *p.p.*

3.3. - DEPOSITI DEL PLIOCENE INFERIORE P.P. - PLIOCENE SUPERIORE P.P.

I depositi pliocenici dei bacini intra-appenninici dell'Appennino campano-lucano sono tradizionalmente riferiti in letteratura alla Unità di Ariano (IPPOLITO *et alii*, 1973a; PESCATORE & ORTOLANI, 1973; COCCO *et alii*, 1974; IPPOLITO *et alii*, 1974; D'ARGENIO *et alii*, 1975). I rilevamenti geologici e gli studi prodotti per la stesura dei Fogli Sant'Angelo dei Lombardi (450) e Ariano Irpino (433), hanno permesso di istituire il supersistema di Ariano Irpino (**AR**) quale unità sintematica di ordine gerarchico superiore sviluppata in un intervallo temporale Pliocene inferiore - Pliocene superiore. Il supersistema si compone di depositi prevalentemente grossolani di un sistema di delta-conoide (tipo Gilbert) evoluto ad un sistema lagunare-deltizio (CIARCIA *et alii*, 2003). Parte di questi depositi si estendono dalla Baronia e dalla valle del Fiume Ofanto entro la valle del Fiume Calore occupando una esigua porzione del Foglio in esame: la zona centrale, in corrispondenza dell'abitato di Avellino; la destra orografica del Fiume Calore (area nord orientale) in territorio amministrativo di Paternopoli (abitato ubicato fuori carta).

3.3.1. - SUPERSISTEMA DI ARIANO IRPINO (**AR**)

Il supersistema di Ariano Irpino è formato da depositi pliocenici clastici sviluppati in bacini tipo *wedge-top*, in ambienti variabili da marino epibatiale ad alluvionale. Alla scala regionale, nel supersistema di Ariano Irpino sono stati distinti i sistemi di Ruvo del Monte (**RVM**) e di Andretta (**SAD**), non affiorante nel Foglio (Fig. 25). Tali sistemi, riconosciuti nei fogli nn. 433 Ariano Irpino (**SAD**, Pliocene inferiore; **RVM**, Pliocene medio), 450 Sant'Angelo dei Lombardi (**SAD**, Pliocene inferiore *p.p.*; **RVM**, Pliocene medio, riportato come Pliocene inferiore *p.p.*-Pliocene superiore *p.p.* per confronto con il Foglio Melfi), 451 Melfi (**SAD** Pliocene inferiore *p.p.*; **RVM** Pliocene inferiore *p.p.*-Pliocene superiore *p.p.*), sono parzialmente correlabili ai depositi dell'unità della Baronia (**BNA**, Pliocene inferiore-Pliocene medio) del Foglio n. 432 Benevento. La discontinuità che delimita **RVM** e **SAD**, individuata da una superficie netta che separa successioni leggermente in discordanza, a forte contrasto litologico e riconducibili ad ambienti non contigui, è osservabile nei fogli nn. 450 Sant'Angelo dei Lombardi e 451 Melfi.

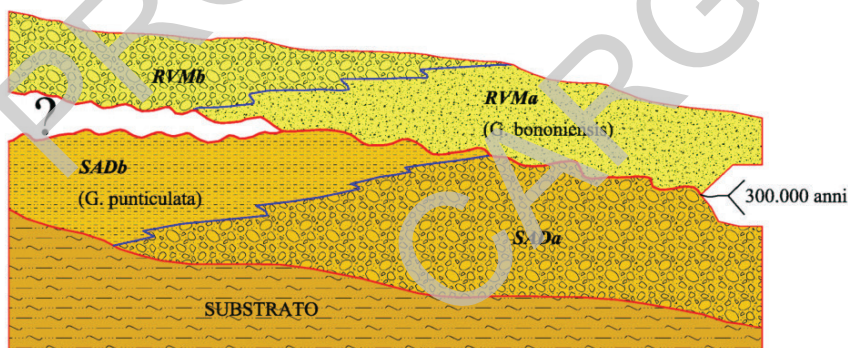
L'età del supersistema è Pliocene inferiore *p.p.* - Pliocene superiore *p.p.*

Nell'area del Foglio sono stati cartografati depositi riferibili al sintema di Ruvo del Monte (**RVM**) e in particolare alla litofacies sabbioso-conglomeratica (**RVM_b**).

PLIOCENE INFERIORE *p.p.* - PLIOCENE SUPERIORE *p.p.*

3.3.1.1. - sintema di Ruvo del Monte (**RVM**)

Nell'area del Foglio affiora il sintema di Ruvo del Monte (**RVM**); esso è costituito da successioni clastiche del Pliocene medio, limitate a tetto e a muro da superfici di discordanza erosiva. Dal punto di vista litostratigrafico sono riconosciute due litofacies **RVM_a**, arenaceo-sabbiosa e **RVM_b**, conglomeratico-sabbiosa, in rapporto eteropico; nel Foglio è presente la sola litofacies conglomeratico-sabbiosa (**RVM_b**) composta da depositi clastici prevalentemente conglomeratico-sabbioso con rare areniti. Il limite inferiore è netto e discordante su varie unità tettoniche. La datazione del sintema tiene conto sia dei risultati delle analisi condotte dallo stesso gruppo di lavoro per il Foglio 450 Sant'Angelo dei Lombardi (Pliocene medio zona MP14b - MP15a), sebbene in questo la datazione venga effettuata sulla base dei dati del Foglio Melfi (Pliocene inferiore *p.p.*- Pliocene



SINTEMA DI ANDRETTA

-  **SAD_b**
Litofacies argilloso - siltosa
-  **SAD_a**
Litofacies conglomeratica

SINTEMA DI RUVO DEL MONTE

-  **RVM_b**
Litofacies conglomeratica - sabbiosa
-  **RVM_a**
Litofacies sabbiosa

Fig. 25 - Schema dei rapporti gerarchici tra il sintema di Andretta (**SAD**) e il sintema di Ruvo del Monte (**RVM**) con le relative litofacies.

superiore *p.p.*), che della datazione riportata per il Foglio 433 Ariano Irpino (Pliocene medio : Piacenziano); nel Foglio 451 Melfi il sintema viene datato Pliocene inferiore *p.p.*- Pliocene superiore *p.p.* (biozone MNN16a, MNN16b/17, zona MPI4a alla base zona MPI5b a tetto). Tale scelta è dovuta sia alla non contiguità tra i fogli Avellino e Melfi sia perché si ritiene che la datazione possa essere indicatrice di migrazione dei depocentri pliocenici.

PLIOCENE MEDIO

3.3.1.1.1. - litofacies conglomeratico-sabbiosa (RVM_b)

I depositi di questa unità litostratigrafica affiorano con una certa continuità con la prevalenza di conglomerati poligenici ed eterometrici a matrice microconglomeratica (Fig. 26), così come osservabile in corrispondenza del Fiume Calore al bordo nord-orientale della carta e in corrispondenza dell'abitato di Avellino. I corpi conglomeratici sono a geometria fortemente irregolare e i ciottoli risultano costituiti in netta prevalenza da calcari, marne e arenarie, e si presentano arrotondati. Le arenarie, di regola a grana media, presentano frequenti strutture trattive, laminazione incrociata e abbondanti letti di frammenti di gusci e valve di ostreidi e pectinidi (*Isognomon*). Sono altresì presenti rare intercalazioni di lenti di are-



Fig. 26 - Litofacies conglomeratico-sabbiosa RVM_b presso Luogosano.

narie, sabbie e silt marnoso e livelli discontinui di argille nerastre (Fig. 27) con faune oligotipiche ed orizzonti di natura cineritica. Più rare sono le intercalazioni di argille sabbiose con frustoli vegetali. In termini composizionali le arenarie sono quarzoso-feldspatiche con litici afanitici e includono litici sedimentari quali frammenti di carbonati extrabacinali, siltiti, argilliti e selci. Il detrito silicoclastico è multiciclico, cioè proveniente da più antiche successioni silicoclastiche assemblate nella Catena. Verso l'alto la successione si caratterizza con ortoconglomerati poligenici eterometrici e massivi, con matrice pelitica arrossata e livelli di paleosuoli argillosi rossi di ambiente alluvionale. In generale i depositi **RVM_b** rappresentano il passaggio da un ambiente deposizionale paralico a continentale. La litofacies si estende più ad est nel F. 450, in destra del Fiume Calore e in tutto il settore di sinistra orografica del Fiume Ofanto ed è sviluppata verso nord (depositi **BNA₅** del F. 432) e verso nord-est mediante il membro delle calcareniti del Torrente di Vena della formazione di Sferracavallo (depositi **STF₁** del F. 433). Lo spessore complessivo in affioramento è di circa 150-200 m.

Il limite stratigrafico inferiore di **RVM_b** è discordante (*unconformity*) su **CPA**, **CVT₁**, **CVT₂**, **os**; superiormente l'unità è in contatto stratigrafico con depositi quaternari quali **b₂** e **PNV**. L'età è Pliocene medio in base ai dati delle analisi del



Fig. 27 - Particolare della litofacies conglomeratico-sabbiosa **RVM_b** presso Luogosano.

contiguo Foglio n. 450 Sant'Angelo dei Lombardi, effettuate dallo stesso gruppo di lavoro.

PLIOCENE MEDIO

4. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

(a cura di Salvatore Ivo Giano)

I depositi quaternari che affiorano nell'area del Foglio sono rappresentati da corpi sedimentari di ambiente continentale e da prodotti vulcanoclastici legati alle attività dei centri eruttivi dell'area campana. Sono stati differenziati in unità distinte e non distinte in base al bacino di appartenenza, a loro volta differenziate in unità in corso di formazione e completamente formate (Fig. 11). Alle unità in corso di formazione appartengono i depositi antropici (**h**), di frana (**a_{1a}**), alluvionali (**b**), di versante (**a**), eluvio-colluviali (**b₂**) e quelli lacustri e palustri (**e**). Alle unità completamente formate appartengono i prodotti vulcanoclastici, rappresentati dal Tufo Grigio Campano *Auctt.* (**TGC**) e dall'unità informale di Piano delle Selve (**PNV**). I primi derivano dalla attività dei centri eruttivi dei Campi Flegrei, i secondi dal *fall-out* delle eruzioni pliniane, del centro eruttivo del Somma-Vesuvio avvenute circa 8010±50 anni B.P. (piroclastiti di Mercato o di Ottaviano), 3760±70 anni B.P. (piroclastiti di Avellino) e subordinatamente da quella avvenuta nel 472 d.C. (piroclastiti di Pollena), nonché, dall'evento eruttivo del 1944 (LIRER & PESCATORE, 1968; LIRER *et alii*, 1973; ROLANDI *et alii*, 1993a, b; LIRER *et alii*, 2001; cfr **PMR**, **PAV**, **PNA** e **LPV** del Foglio 448 Ercolano). A causa dell'esiguità e della cattiva esposizione degli affioramenti tali terreni non sono stati cartografati separatamente ma riuniti in **PNV**; LIRER *et alii*, 1973 descrivono affioramenti lungo il tratto autostradale della A3 nei pressi di Avellino, attualmente non osservabili. Affioramenti tipo sono osservabili al di fuori dell'area del Foglio presso Ottaviano, Nola, Pompei, Altavilla. Altri depositi completamente formati sono il deposito di frana antica (**a_{1b}**), il detrito di falda (**a_{3a}**) e il detrito di falda antico (**a_{3b}**). I depositi di frana (**a_{1a}**) e (**a_{1b}**) sono stati confrontati con la produzione cartografica delle frane IFFI avendo in considerazione la sola parte del cumulo dell'intera area di dissesto.

Nelle unità distinte in base al bacino di pertinenza sono state individuate varie aree di distribuzione: il bacino idrografico che drena nella conca tettono-carsica di Piano del Dragone, quello del Fiume Calore e del suo affluente, il Fiume Sabato, il settore prossimo alla Piana campana drenato dal Torrente Solofrana e che comprende anche le piccole conche di Bracigliano e Siano e l'alta valle del Torrente Clanio. Nella prima area è stata riconosciuta l'unità litostratigrafica di Piano del Dragone (**PDR**) formata da depositi pelitici lacuo-palustri e da conglomerati di conoide alluvionale. Nel bacino idrografico del Fiume Calore, a valle della stretta

Atripalda-Cesinali e lungo il medio corso del Fiume Sabato, sono stati cartografati i depositi alluvionali terrazzati del sintema del Fiume Calore (**SFL**) (cfr. fogli nn. 432 Benevento e 450 Sant'Angelo dei Lombardi); il sintema, costituito complessivamente dai subsintemi di Castello del Lago (**SFL₁**), di Capodimonte (**SFL₂**), di Benevento (**SFL₃**) e del F. Ufita (**SFL₄**), è rappresentato nell'area del Foglio solamente dagli ultimi due. Tali depositi, a differenza dei fogli 432 Benevento e 450 Sant'Angelo dei Lombardi, sono indicati come **SFL_{3b}** e **SFL_{4b}** per caratterizzarne la litofacies cartografata; intercalata a varie altezze ai depositi di **SFL_{4b}** e nelle porzioni superiori di **SFL_{3b}** si rinviene l'unità piroclastica ubiquitaria di Piano delle Selve (**PNV**). Nel settore a monte della stretta Atripalda-Cesinali, lungo l'alto corso del Fiume Sabato, è presente il supersintema del Fiume Sabato (**FS**) (cfr. Foglio 467 Salerno) formato dai sintemi di Serino (**ERI**) e di Vallone Matrunolo (**FSB**). Essi sono costituiti da depositi alluvionali che passano lateralmente a conoidi fluvio-torrentizie formando corpi terrazzati e *talus* che si raccordano ai versanti retrostanti. Intercalati ai depositi di **ERI**, nell'area di Serino, sono presenti, inoltre, i prodotti vulcanici di **PNV**.

Nell'area del bacino della Piana Campana, nel settore dell'alta valle del Torrente Solofrana, è stato cartografato il sintema Vesuviano-Flegreo (**VEF**) (cfr. Foglio 448 Ercolano) rappresentato dai depositi alluvionali e colluviali del subsintema dell'Agro-Nocerino-Sarnese (**VEF₂**) presente anche nelle aree subpianeggianti delle conche di Bracigliano e Siano; a varie altezze ai depositi di **VEF₂** sono intercalate le piroclastiti di **PNV**.

Piccoli lembi di depositi alluvionali e di versante cartografati nell'area occidentale e meridionale del Foglio, intorno agli 800 e 900 metri di quota s.l.m. costituiscono, infine, il supersintema Flegreo-Ischitano (**FI**) formato dal sintema di Pimonte (**BPI**) (cfr. Foglio 467 Salerno) e dalle vulcaniti di **TGC**.

4.1. - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

PIANA CAMPANA: AREA PERIVULCANICA E RILIEVI

4.1.1. - *supersintema Flegreo-Ischitano (FI)*

Il supersintema racchiude i depositi di riempimento del “*graben campano*”, compresi tra la superficie erosiva al tetto del substrato carbonatico e quella di erosione e/o di non deposizione (paleosuolo) presente al tetto del Tufo Grigio Campano *Auctt.* (**TGC**), che si estendono anche nei rilievi che bordano la piana. L'unità è formata dai sintemi di Pimonte (**BPI**) e di Gragnano (**GGN**), ma nell'area è presente solo il più antico che affiora in due piccoli lembi nel settore occidentale del Foglio e in uno in quello meridionale. Nella prima area prevale una litofacies detritica (**BPI_{a3}**) che è stata correlata con i depositi di versante **a₃** dell'unità sintemica **FI** del contiguo Foglio 448 Ercolano; nella seconda area domina una litofacies conglomeratica (**BPI_b**) (cfr. Foglio 467 Salerno). Lo spessore è variabile da 2 m fino a 10 m circa. L'età attribuita al supersintema, basata su correlazioni con i fogli limitrofi, è Pleistocene inferiore(?) - Pleistocene superiore *p.p.*

4.1.1.1. - sintema di Pimonte (**BPI**)

L'unità è formata da conglomerati stratoidi, con clasti calcarei subarrotondati e cementati, contenenti scarsa matrice limosa giallastra e/o piroclastica rossastra e con intercalazioni a varie altezze di limi sabbiosi (**BPI_b**) (deposito di conoide alluvionale) e da breccie calcaree eterometriche con matrice sabbiosa calcarea (**BPI_{a3}**) (detrito di falda); la superficie di appoggio basale è erosiva e modellata sul substrato pre-quadernario, quella sommitale è erosiva e talora carsificata. La litofacies detritica affiora in due piccoli lembi nei rilievi del gruppo del M.te Partenio - M.ti di Avella, in destra orografica del torrente che da Campo di Summonte confluisce nell'asta torrentizia del V.ne Sorroncello e Clanio ad una quota di circa 800 m s.l.m.; quella alluvionale si ritrova intorno ai 900 m circa s.l.m. nei pressi di Monte Palazzolo, nel settore meridionale del Foglio. Lo spessore varia da 2 m fino a 10 m circa. L'età è Pleistocene inferiore (?) *p.p.* - Pleistocene medio *p.p.*

4.1.1.2. - Tufo Grigio Campano *Auct.* o Ignimbrite Campana *Auct.* (**TGC**)

Il deposito ignimbritico (da flusso piroclastico) affiora in forma generalmente

litoide, con diverso grado di saldatura e litificazione e con tipica fessurazione colonnare e strutture da degassazione (*pipes*); più raramente, la frazione incoerente presente nella parte sommitale e laterale del deposito, prodotta per alterazione e degradazione della parte litoide, è in appoggio sui versanti. La colorazione varia dal grigio scuro al giallo per zeolitizzazione (DI GIROLAMO, 1968). Si tratta di un deposito cineritico scoriaceo, con tessitura caotica o massiva e più raramente eutassitica. I frammenti grossolani sono lavici, con lapilli e lapilli scoriacei, scorie scure più o meno schiacciate e deformate (fiamme, piroclasti vescicolati la cui porosità è ridotta per schiacciamento), inglobati in una matrice di cenere e con la presenza, in subordine, di litici e cristalli (minerali sciolti di sanidino, plagioclasio e mica biotite). La composizione varia da trachite a trachite fonolitica iperalcalina. Il deposito deriva da un flusso piroclastico proveniente dall'area flegrea. Alcuni Autori (DI GIROLAMO, 1970; BARBERI *et alii*, 1978; DI GIROLAMO *et alii*, 1984) ipotizzano che zona di emissione del flusso sia una frattura arcuata presente lungo la parte nord dei Campi Flegrei e del Golfo di Napoli e ritengono che l'eruzione abbia provocato lo sprofondamento di un'ampia area che comprende i Campi Flegrei e parte del Golfo di Napoli. L'unità vulcanica è presente lungo l'asta torrentizia del Vallone Acqualonga e in quella a sud-est dell'abitato di Gaudi, nella parte occidentale del Foglio, e nei pressi della Stazione di Montoro superiore, nel settore meridionale. Il limite inferiore è rappresentato dai terreni appartenenti alle unità litostratigrafiche del substrato pre-quaternario; quello superiore è mascherato in taluni luoghi da VEF₂, b₂, e a ed è variabile lateralmente. L'età radiometrica, calcolata con metodo ⁴⁰Ar/³⁹Ar, è di 39.28 ± 0.11 ka (DE VIVO *et alii*, 2001 e bibliografia contenuta). Lo spessore del deposito raggiunge i 10 m circa nell'area occidentale del Foglio (V.ne Acqualonga e vallone a sud-est di Gaudi) e non supera i 3 m in quella meridionale (Stazione di Montoro superiore). L'età è Pleistocene superiore *p.p.*

SETTORE ALTA VALLE DEL TORRENTE SOLOFRANA

4.1.2. - sintema vesuviano-flegreo (VEF)

L'unità è formata dai depositi compresi tra la discontinuità al tetto del Tufo Grigio Campano (TGC), corrispondente in parte ad una superficie di erosione e in parte ad una di non deposizione (paleosuolo), e la superficie topografica attuale. Il sintema è qui costituito da depositi pelitico-ghiaiosi prodotti in un ambiente di sedimentazione fluviale che lateralmente passano a depositi colluviali. Si articola in diversi subsintemi dei quali nell'area del Foglio affiora soltanto il subsintema dell'Agro Nocerino-Sarnese (VEF₂) e comprende, inoltre, i depositi vulcanocla-

stici in giacitura primaria dell'unità litostratigrafica di Piano delle Selve (**PNV**). I depositi del sintema sono distribuiti nelle aree subpianeggianti della porzione meridionale del Foglio, lungo il fondovalle del Torrente Solofrana e nelle conche di Bracigliano e Siano che risultano in continuità morfologica con la Piana Campana. La discontinuità alla base dell'unità è erosiva ed è modellata sulle unità pre-quaternarie, sui depositi vulcanici di **TGC** e sul detrito di falda **a_{3a}**; quella a tetto è erosiva o deposizionale, coincide con la superficie topografica e localmente è ricoperta da **a**, **b₂** e **a_{1a}**. L'età dei depositi del sintema è compresa nell'intervallo Pleistocene superiore *p.p.* - Attuale.

4.1.2.1. - subsintema dell'Agro-Nocerino-Sarnese (**VEF₂**)

Il subsintema si compone di un'alternanza di limi e limi sabbiosi, argille siltose e ghiaie in banchi e strati con intercalazioni di livelli sabbioso-ghiaiosi (**VEF_{2b}**) che caratterizzano un deposito alluvionale di piana di esondazione; lateralmente si passa a un deposito prevalentemente detritico-colluviale formato da pezzame calcareo-arenaceo e/o pomiceo, a supporto di matrice siltosa di natura piroclastica e lenti di piroclastiti grigie rimaneggiate a tessitura sabbioso-siltosa, contenenti clasti dispersi di calcari o pomici (**VEF_{2b2}**). I depositi dell'unità caratterizzano le aree di fondovalle e pedemontane delle depressioni di Solofra - Montoro, di Bracigliano e di Siano entro cui il deflusso delle acque superficiali è in buona parte regimentato da opere di sistemazione antropica. Il limite inferiore è di natura erosionale e non è visibile in affioramento; è realizzato sul substrato pre-quaternario, sulle piroclastiti di **TGC** e sul detrito di falda **a_{3a}**; il limite superiore è di non deposizione e coincide con la superficie topografica e localmente è ricoperto da **a**, e **a_{1a}**. Lo spessore massimo è stimato in circa 10 m. L'età è Olocene - Attuale.

4.1.2.2. - unità di Piano delle Selve (**PNV**)

Depositi piroclastici da caduta, in giacitura primaria conforme alla superficie topografica preesistente; sono costituiti da ceneri e lapilli pomicei; le ceneri sono di colore variabile dal giallo ocra chiaro al bruno e al rossiccio; alcuni livelli risultano parzialmente pedogenizzati. L'unità è informale e deriva per la massima parte dal *fall-out* delle eruzioni pliniane (riconosciute come unità formazionali nel Foglio 448 Ercolano), non cartografabili singolarmente in questa sede, del centro eruttivo del Somma-Vesuvio avvenute circa 8010±50 anni B.P. (piroclastiti di Mercato o di Ottaviano), 3760±70 anni B.P. (piroclastiti di Avellino) e subordinatamente da quella avvenuta nel 472 d.C. (piroclastiti di Pollena), nonché, dall'evento eruttivo del 1944 (LIRER & PESCATORE, 1968; LIRER *et alii*,

1973; ROLANDI *et alii*, 1993a, b; LIRER *et alii*, 2001; cfr. **PMR**, **PAV**, **PNA** e **LPV** del Foglio 448 Ercolano). In subordine sono presenti depositi detritico-colluviali sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi a composizione vulcanica e con livelli contenenti clasti carbonatici con diverso grado di alterazione nella parte più superficiale. La superficie di appoggio basale è al contatto con tutte le unità pre-quadernarie, con i depositi di **TGC** e di **a_{3a}**. I depositi dell'unità coprono in maniera più o meno continua i versanti e sono, inoltre, intercalati a **VEF₂** lungo la fascia pedemontana della depressione di Solofra. Gli spessori maggiori, pari a circa 8 m, sono raggiunti nelle aree di fondovalle, mentre si riducono a 2-3 m in corrispondenza dei rilievi collinari e montuosi. L'età è Olocene.

BACINO DELL'ALTA VALLE DEL FIUME SABATO

4.1.3. - *supersintema dell'alta Valle del Fiume Sabato (FS)*

I depositi dell'unità sono distribuiti lungo l'alta valle del Fiume Sabato e nelle aree pedemontane a monte della stretta Atripalda-Cesinali. Il supersintema è formato dai sintemi di Vallone Matrunolo (**FSB**) e di Serino (**ERI**) ai quali si intercalano i depositi vulcanoclastici in giacitura primaria dell'unità litostatigrafica di Piano delle Selve (**PNV**); le successioni che affiorano nell'area del Foglio sono più recenti di quelle descritte nello stesso supersintema del Foglio 467 Salerno per la presenza nella parte alta di **FSB** di materiali piroclastici riferibili al Tufo Grigio Campano *Auctt.* La superficie basale, di natura erosionale, è intagliata nel substrato pre-quadernario rappresentato dai calcari mesozoici di **RDT**, **CCM** e **CRQ**, da quelle arenaceo-pelitiche di **CVT** e da quelle calcareo-clastiche di **FYR**; la superficie sommitale coincide in parte con la superficie topografica o localmente corrisponde ai depositi di **PNV**. Lo spessore complessivo è stimato in circa 50 m. L'età è compresa tra il Pleistocene superiore *p.p.* e l'Olocene.

4.1.3.1. - *sintema di Vallone Matrunolo (FSB)*

Nella valle del Fiume Sabato e nei settori di fondovalle a sud della confluenza del Torrente Matrunolo con il fiume principale, affiorano conglomerati ben arrotondati ed eterometrici, in assetto stratoide, con clasti calcarei a supporto di abbondante matrice sabbiosa a composizione mista calcarea e piroclastica, e intercalazioni di lenti sabbiose o limose; sfumano lateralmente a conglomerati massivi con clasti calcarei di maggiori dimensioni e ben arrotondati, immersi in poca matrice di natura calcarea e vulcanoclastica (**FSB_b**) (depositi di piana e di

conoide alluvionale); in eteropia latero-verticale si passa a detrito di falda con clasti calcarei poco smussati immersi in matrice sabbiosa a composizione mista calcarea e piroclastica (**FSB_{a3}**) in forma di falde e con. Il limite inferiore è erosivo sui calcari mesozoici di **CCM** e **CRQ**, mentre il limite superiore è erosivo e rappresentato dalla superficie topografica localmente ricoperta dai depositi del sintema di Serino (**ERI**) e da **b₂**. Lo spessore è stimato in 30 m circa. L'età è Pleistocene superiore *p.p.*

4.1.3.2. - Tufo Grigio Campano Auct. o Ignimbrite Campana Auct. (**TGC**)

Il deposito ignimbritico (da flusso piroclastico) è presente in un piccolo affioramento in località Ferrari in forma generalmente litoide, con diverso grado di saldatura e litificazione e con tipica fessurazione colonnare e strutture da degassazione (*pipes*); più raramente, la frazione incoerente presente nella parte sommitale e laterale del deposito, prodotta per alterazione e degradazione della parte litoide, è in appoggio sui versanti. La colorazione varia dal grigio scuro al giallo per zeolitizzazione (DI GIROLAMO, 1968). Si tratta di un deposito cineritico scoriaceo, con tessitura caotica o massiva e più raramente eutassitica. I frammenti grossolani sono lavici, con lapilli e lapilli scoriacei, scorie scure più o meno schiacciate e deformate (fiamme, piroclasti vescicolati la cui porosità è ridotta per schiacciamento), inglobati in una matrice di cenere e con la presenza, in subordine, di litici e cristalli (minerali sciolti di sanidino, plagioclasio e mica biotite). La composizione varia da trachite a trachite fonolitica ipercalcica. Il deposito deriva da un flusso piroclastico proveniente dall'area flegrea. Alcuni Autori (DI GIROLAMO, 1970; BARBERI *et alii*, 1978; DI GIROLAMO *et alii*, 1984) ipotizzano che la zona di emissione del flusso sia una frattura arcuata presente lungo la parte nord dei Campi Flegrei e del Golfo di Napoli e ritengono che l'eruzione abbia provocato lo sprofondamento di un'ampia area che comprende i Campi Flegrei e parte del Golfo di Napoli. Il deposito è interdigitato alla parte alta della successione clastica di **FSB**. Il limite inferiore dell'unità è dato dai terreni appartenenti alle unità litostratigrafiche del substrato pre-quadernario; quello superiore è mascherato in taluni luoghi da **VEF₂**, **b₂**, e **a** ed è variabile lateralmente. L'età radiometrica, calcolata con metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, è di 39.28 ± 0.11 ka (DE VIVO *et alii*, 2001 e bibliografia contenuta). Lo spessore del deposito in affioramento non supera i 2 m (località Ferrari). L'età è Pleistocene superiore *p.p.*

4.1.3.3. - sintema di Serino (**ERI**)

A nord del Torrente Matrunolo entro la valle del Fiume Sabato sono presenti depositi alluvionali di piana e di conoide composti da un'alternanza di ghiaie, limi sabbiosi e argille siltose in banchi e strati; i ciottoli sono di natura prevalentemente arenacea e subordinatamente calcareo-marnosa (**ERI_b**); lateralmente, lungo i versanti bordieri allo sbocco delle valli principali, la frazione clastica grossolana tende a diventare predominante e passa a un detrito di falda, talora in forma di conoide formato da breccie calcaree con clasti sub-arrotondati a supporto di matrice sabbioso-terrosa (**ERI_{a3}**); lungo la fascia pedemontana la parte alta dell'unità si interdigita alle piroclastiti di **PNV**. Il limite erosivo inferiore è modellato sui depositi di **RDT, FYR, FSB e TGC**; la superficie di tetto è deposizionale e coincide con la superficie topografica delle aree terrazzate e localmente passa alla superficie sommitale di **PNV**. Il deposito può raggiungere i 15-20 m di spessore in affioramento. L'età è Pleistocene superiore *p.p.* - Olocene *p.p.*

4.1.3.4. - unità di Piano delle Selve (**PNV**)

Depositi piroclastici da caduta, in giacitura primaria conforme alla superficie topografica preesistente; sono costituiti da ceneri e lapilli pomicei; le ceneri sono di colore variabile dal giallo ocra chiaro al bruno e al rossiccio; alcuni livelli risultano parzialmente pedogenizzati. L'unità è informale e deriva per la massima parte dal *fall-out* delle eruzioni pliniane (riconosciute come unità formazionali nel Foglio 448 Ercolano), non cartografabili singolarmente in questa sede, del centro eruttivo del Somma-Vesuvio avvenute circa 8010±50 anni B.P. (piroclastiti di Mercato o di Ottaviano), 3760±70 anni B.P. (piroclastiti di Avellino) e subordinatamente da quella avvenuta nel 472 d.C. (piroclastiti di Pollena), nonché, dall'evento eruttivo del 1944 (LIRER & PESCATORE, 1968; LIRER *et alii*, 1973; ROLANDI *et alii*, 1993a, b; LIRER *et alii*, 2001; cfr. **PMR, PAV, PNA e LPV** del Foglio 448 Ercolano). In subordine sono presenti depositi detritico-colluviali sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi a composizione vulcanica e con livelli contenenti clasti carbonatici con diverso grado di alterazione nella parte più superficiale. La superficie di appoggio basale è al contatto con tutte le unità pre-quadernarie, con i depositi di **TGC**, di **FSB** e di **a_{3a}**. I depositi dell'unità coprono in maniera ubiquitaria i versanti e nella fascia pedemontana della piana di Serino si interdigita alla parte alta dei depositi di **ERI**. Gli spessori maggiori raggiungono circa 8 m nelle aree di fondovalle e si riducono a 2-3 m in corrispondenza dei rilievi collinari e montuosi. L'età è Olocene.

BACINO DEL FIUME CALORE

4.1.4. - *sintema del Fiume Calore (SFL)*

L'unità, costituita complessivamente dai subsintemi di Castello del Lago (**SFL₁**), di Capodimonte (**SFL₂**), di Benevento (**SFL₃**) e del F. Ufita (**SFL₄**), è rappresentata nell'area del Foglio solo dagli ultimi due subsintemi. I corrispondenti depositi, riportati come **SFL_{3b}** e **SFL_{4b}** per caratterizzarne la litofacies cartografata, sono ubicati, rispettivamente, in un piccolo settore all'apice nord-orientale e nell'area centro-settentrionale del Foglio, e formano i diversi ordini di terrazzi fluviali, non più inondabili, del Fiume Calore e del Fiume Sabato immediatamente a valle della stretta morfologica di Atripalda-Cesinali. Depositati vulcanici dell'unità litostratigrafica di Piano delle Selve (**PNV**) e del Tufo Grigio Campano *Auctt.* (**TGC**) sono, inoltre, interdigitati alle alluvioni di **SFL_{3b}** e **SFL_{4b}**. La discontinuità di muro è di natura erosionale ed è modellata sui depositi del substrato pre-quaternario e su **a_{3a}**, mentre quella di tetto corrisponde alla superficie topografica dei terrazzi fluviali ed è localmente coperta da **b₂** e **b**. Lo spessore massimo stimato può raggiungere i dieci metri circa. L'età è compresa tra il Pleistocene superiore *p.p.* e l'Olocene.

4.1.4.1. - subsintema di Benevento (**SFL_{3b}**)

Conglomerati eterometrici in assetto massivo a supporto di matrice sabbiosolimoso con intercalazioni di lenti e livelli decimetrici di sabbie e limi; il deposito affiora in piccoli lembi terrazzati nei pressi di Tufara, a N-NO dell'abitato di S. Barbato in destra orografica del Fiume Sabato, ad una quota compresa tra 325-370 m s.l.m. e raggiunge spessori di alcuni metri; la superficie di appoggio basale riconosciuta in sondaggio è modellata su **UTA**, mentre quella sommitale coincide con la superficie topografica o è ricoperta da **b₂**. L'età è compresa tra il Pleistocene superiore *p.p.* e l'Olocene *p.p.*

4.1.4.2. - Tufo Grigio Campano Auct. o Ignimbrite Campana Auct. (**TGC**)

Il deposito ignimbritico (da flusso piroclastico) è presente alla base delle piccole valli fluviali del ventaglio torrentizio che dalla soglia morfologica di Atripalda-Cesinali confluisce nel Fiume Sabato ed affiora abbondantemente nell'area urbana della città di Avellino. Si presenta in forma generalmente litoide, con diverso grado di saldatura e litificazione e con tipica fessurazione colonnare e strutture da

degassazione (*pipes*); più raramente, la frazione incoerente presente nella parte sommitale e laterale del deposito, prodotta per alterazione e degradazione della parte litoide, è in appoggio sui versanti. La colorazione varia dal grigio scuro al giallo per zeolitizzazione (DI GIROLAMO, 1968). Si tratta di un deposito cineritico scoriaceo, con tessitura caotica o massiva e più raramente eutassitica. I frammenti grossolani sono lavici, con lapilli e lapilli scoriacei, scorie scure più o meno schiacciate e deformate (fiamme, piroclasti vescicolati la cui porosità è ridotta per schiacciamento), inglobati in una matrice di cenere e con la presenza, in subordine, di litici e cristalli (minerali sciolti di sanidino, plagioclasio e mica biotite). La composizione varia da trachite a trachite fonolitica iperalcalina. Il deposito deriva da un flusso piroclastico proveniente dall'area flegrea. Alcuni Autori (DI GIROLAMO, 1970; BARBERI *et alii*, 1978; DI GIROLAMO *et alii*, 1984) ipotizzano che la zona di emissione del flusso sia una frattura arcuata presente lungo la parte nord dei Campi Flegrei e del Golfo di Napoli e ritengono che l'eruzione abbia provocato lo sprofondamento di un'ampia area che comprende i Campi Flegrei e parte del Golfo di Napoli. Il deposito si interdigita alla successione clastica di **SFL_{3b}**. Il limite inferiore dell'unità è dato dai terreni appartenenti alle unità litostratigrafiche del substrato pre-quadernario; quello superiore è mascherato in taluni luoghi da **SFL_{4b}**, **PNV**, **b₂**, ed è variabile lateralmente. Lo spessore del deposito in affioramento non supera i 10 m e si assottiglia lateralmente. L'età radiometrica, calcolata con metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, è di 39.28 ± 0.11 ka (DE VIVO *et alii*, 2001 e bibliografia contenuta). L'età è Pleistocene superiore *p.p.*

4.1.4.3. - subsistema del F. Ufita (**SFL_{4b}**)

Ghiaie poligeniche ed eterometriche a matrice sabbioso-limosa, in banchi e strati, alternate a lenti e strati decimetrici di sabbie limose e limi argillificati; il deposito forma i diversi ordini di terrazzi fluviali, non più inondabili, compresi tra 2 e 4 m di altezza sull'alveo attuale del Fiume Sabato a valle della stretta Atripalda-Cesinali ed è interdigitato lateralmente alle piroclastiti di **PNV**; il limite erosivo inferiore è modellato sui depositi delle unità pre-quadernarie e su **TGC**; il limite superiore è deposizionale, coincide con la superficie topografica ed è localmente ricoperto da **b₂**; lo spessore del deposito si aggira intorno ai 5 m. L'età è Olocene *p.p.*

4.1.4.4. - unità di Piano delle Selve (**PNV**)

Depositi piroclastici da caduta, in giacitura primaria conforme alla superficie topografica preesistente; sono costituiti da ceneri e lapilli pomicei; le ceneri sono

di colore variabile dal giallo ocre chiaro al bruno e al rossiccio; alcuni livelli risultano parzialmente pedogenizzati. L'unità è informale e deriva per la massima parte dal *fall-out* delle eruzioni pliniane (riconosciute come unità formazionali nel Foglio 448 Ercolano), non cartografabili singolarmente in questa sede, del centro eruttivo del Somma-Vesuvio avvenute circa 8010 ± 50 anni B.P. (piroclastiti di Mercato o di Ottaviano), 3760 ± 70 anni B.P. (piroclastiti di Avellino) e subordinatamente da quella avvenuta nel 472 d.C. (piroclastiti di Pollena), nonché, dall'evento eruttivo del 1944 (LIRER & PESCATORE, 1968; LIRER *et alii*, 1973; ROLANDI *et alii*, 1993a, b; LIRER *et alii*, 2001; cfr. **PMR**, **PAV**, **PNA** e **LPV** del Foglio 448 Ercolano). In subordine sono presenti depositi detritico-colluviali sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi a composizione vulcanica e con livelli contenenti clasti carbonatici con diverso grado di alterazione nella parte più superficiale. Affiorano lungo i margini della media valle del Fiume Sabato da cui sono incisi e si interdigitano alle alluvioni terrazzate di **SFL_{4b}**. La superficie di appoggio basale è modellata al contatto con tutte le unità pre-quadernarie e, in quest'area, direttamente sui depositi di **TGC** e di **a_{3a}**. Gli spessori maggiori raggiungono circa 8 m nelle aree di fondovalle e si riducono a 2-3 m in corrispondenza dei rilievi collinari e montuosi. L'età è Olocene.

BACINO DEL PIANO DEL DRAGONE

4.1.5. - unità di Piana del Dragone (**PDR**)

I depositi dell'unità costituiscono il riempimento sedimentario della conca tettono-carsica di Piano del Dragone. Nella fascia pedemontana sono presenti conglomerati in facies di conoide con clasti di natura carbonatica, in assetto massivo o stratoide, immersi in matrice sabbioso-limosa di colore marrone a composizione mista carbonatico-piroclastica (**PDR_p**). Nell'area depocentrale della conca endoreica i depositi grossolani passano in eteropia latero verticale ad una successione formata da argille siltose e silt argillosi grigi con intercalazioni di sabbie siltose, sabbie argillose e rare ghiaie o conglomerati calcarei a supporto di matrice limoso-sabbiosa di natura piroclastica, in facies lacustre e/o palustre (**PDR_e**). Lo spessore dell'unità, determinato da sondaggi geognostici, varia da pochi metri nelle aree prossime ai rilievi carbonatici fino a raggiungere circa 90 metri nell'area depocentrale e subpianeggiante della conca endoreica. L'età della parte superficiale è Pleistocene superiore *p.p.* - Attuale.

4.2. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA - UNITÀ VULCANICHE E UNITÀ SEDIMENTARIE ASSOCIATE

4.2.1. - *Unità completamente formate* *Unità vulcaniche e unità sedimentarie associate*

4.2.1.1. - detrito di falda antico (**a_{3b}**)

Il deposito forma corpi isolati, stratificati di breccie calcaree, eterometriche e massive, con struttura da *open work* a *matrix supported* alternate a sabbie e sabbie calcaree stratificate contenenti clasti isolati. Il deposito è localmente cementato ed appare, in taluni luoghi, mascherato da deposito di versante (**a**) e/o dalla coltre eluvio-colluviale (**b₂**). Il deposito risulta interessato da carsismo poco evoluto e dalla presenza di sacche di terreni residuali (terre rosse); forma *glacis* deposizionali conservati entro le depressioni vallive del V.ne delle Grotticelle, tra il Monte dell'Uovo e il Monte Garofalo (presso l'abitato di Solofra) e in corrispondenza del V.ne Candelito (presso l'abitato di Montoro Superiore). In questi settori i corsi d'acqua incidono il detrito fino a giungere al substrato carbonatico. Il limite inferiore è erosivo sul substrato pre-quadernario. Lo spessore del deposito raggiunge i 10 m circa. L'età è Pleistocene medio *p.p.* - Pleistocene superiore *p.p.*

4.2.1.2. - Tufo Grigio Campano Auct. o Ignimbrite Campana Auct. (TGC)

Il deposito ignimbritico (da flusso piroclastico) affiora diffusamente nelle aree depresse del Foglio in forma generalmente litoide, con diverso grado di saldatura e litificazione e con tipica fessurazione colonnare e strutture da degassazione (*pipes*), mentre, la frazione incoerente rappresenta, più raramente, la porzione sommitale (alterazione e degradazione della parte litoide) e laterale, in appoggio ai versanti. La colorazione varia dal grigio scuro al giallo per zeolitizzazione (DI GIROLAMO, 1968). Si tratta di un deposito cineritico scoriaceo, con tessitura caotica o massiva e più raramente eutassitica. I frammenti grossolani sono lavici, con lapilli e lapilli scoriacei, scorie scure più o meno schiacciate e deformate (fiamme, piroclasti vescicolati la cui porosità è ridotta per schiacciamento), inglobati in una matrice di cenere e con la presenza, in subordine, di litici e cristalli (minerali sciolti di sanidino, plagioclasio e mica biotite). La composizione varia da trachite a trachite fonolitica iperalcalina. Il deposito deriva da un flusso piroclastico proveniente dall'area flegrea. Alcuni Autori (DI GIROLAMO, 1970; BARBERI *et alii*,

1978; DI GIROLAMO *et alii*, 1984) ipotizzano che zona di emissione del flusso sia una frattura arcuata presente lungo la parte nord dei Campi Flegrei e del Golfo di Napoli e ritengono che l'eruzione abbia provocato lo sprofondamento di un'ampia area che comprende i Campi Flegrei e parte del Golfo di Napoli. Il deposito poggia ubiquitariamente sulle unità sedimentarie della Catena e si interdigita ai depositi elastici alto-pleistocenici delle unità del supersistema Flegreo-Ischitano (FI), del supersistema dell'alta Valle del Fiume Sabato (FS) e del sistema del Fiume Calore (SFL). Il limite inferiore dell'unità è dato dai terreni appartenenti alle unità litostratigrafiche del substrato pre-quadernario; quello superiore è mascherato in taluni luoghi da ERI, SFL_{4b}, PNV, VEF₂, b₂ e a ed è lateralmente variabile. Lo spessore del deposito in affioramento può superare i 10 m circa e tende ad assottigliarsi lateralmente. L'età radiometrica, calcolata con metodo ⁴⁰Ar/³⁹Ar, è di 39.28 ± 0.11 ka, (DE VIVO *et alii*, 2001 e bibliografia contenuta). L'età è Pleistocene superiore *p.p.*

4.2.1.3. - detrito di falda (a_{3a})

Il deposito forma corpi circoscritti ai settori bordieri dei rilievi calcarei, è organizzato in fasce o in coni detritici coalescenti che raccordano i versanti ai fondovalle alluvionali. L'unità è costituita da un'alternanza di livelli di brecce eterometriche con struttura da *open work* a *matrix supported*, sabbie calcaree con clasti isolati e più raramente cineriti argillificate; sono presenti brecce massive a luoghi cementate con clasti di natura calcarea a supporto di matrice calcareo terrosa o limoso-sabbiosa confinata alle sole porzioni superficiali. Il deposito è localmente mascherato da VEF₂, da PNV, dal deposito di versante (a) e/o dalla coltre eluvio-colluviale (b₂) formata prevalentemente dalle piroclastiti rimanegiate e in taluni luoghi alterate e pedogenizzate. La base è erosiva sul substrato pre-quadernario. Il deposito può superare, localmente, i 20 m circa di spessore. L'età è Pleistocene superiore *p.p.* - Olocene *p.p.*

4.2.1.4. - deposito di frana antica (a_{1b})

Deposito costituito da pezzame litoide eterometrico in assetto caotico immerso in matrice argillosa ed argilloso-marnosa; il pezzame è composto da calcilutiti, calcareniti ed arenarie. Lo spessore del deposito è variabile localmente da pochi metri fino a 20 m. L'età è Pleistocene superiore *p.p.* - Olocene *p.p.*

4.2.1.5. - unità di Piano delle Selve (PNV)

L'unità è formata da depositi piroclastici da caduta e in giacitura primaria, conforme alla superficie topografica preesistente. Il deposito deriva per la massima parte dal *fall-out* delle eruzioni pliniane, non cartografabili singolarmente in questa sede, del centro eruttivo del Somma-Vesuvio avvenute circa 8010±50 anni B.P. (piroclastiti di Mercato o di Ottaviano;), 3760±70 anni B.P. (piroclastiti di Avellino) e subordinatamente da quella avvenuta nel 472 d.C. (piroclastiti di Pollena), nonché, dall'evento eruttivo del 1944 (ROLANDI *et alii*, 1993a, b; LIRER *et alii*, 2001; cfr. lave e piroclastiti del Vesuvio del Foglio 448 Ercolano). La gran parte degli affioramenti è formata alla base da pomici chiare a composizione fonolitica che passano in alto a pomici grigie a composizione tefri-fonolitica. Si tratta di depositi costituiti da ceneri e lapilli pomicei; le ceneri sono di colore dal giallo ocra chiaro al bruno e al rossiccio; alcuni livelli risultano parzialmente pedogenizzati. In subordine sono presenti depositi detritico-colluviali sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi a composizione vulcanica e con livelli contenenti clasti carbonatici con diverso grado di alterazione nella parte più superficiale. Le piroclastiti dell'unità si interdigitano ai depositi delle unità a limiti inconformi del sintema Vesuviano-Flegreo (VEF), del supersintema dell'alta Valle del Fiume Sabato (FS) e del sintema del Fiume Calore (SFL). La superficie di appoggio basale è al contatto con tutte le unità pre-quadernarie, con i depositi di TGC e di a_{3b}. I depositi dell'unità coprono in maniera più o meno continua i versanti e le paleosuperfici sommitali dei rilievi presenti nell'area del Foglio. Gli spessori maggiori raggiungono circa 8 m nelle aree di fondovalle e si riducono a 2-3 m in corrispondenza dei rilievi collinari e montuosi. L'età è Olocene.

4.2.2. Unità in formazione

4.2.2.6. - deposito lacustre e palustre (e)

La successione è formata da silt argillosi e argille grigie con alternanze di sabbie argillose a composizione piroclastica e con rare intercalazioni di conglomerati con clasti calcarei a supporto di matrice limoso-sabbiosa di natura piroclastica; il deposito riflette un ambiente di deposizione in facies palustre e/o lacustre. Le peliti lacuo-palustri distribuite nell'area depocentrale della conca endoreica di Forino sono parzialmente mascherate verso la fascia pedemontana prossima ai rilievi carbonatici, dal detrito sabbioso del deposito di versante (a); lo spessore della successione determinata in sondaggi geognostici può raggiungere i 20 m circa. L'età è Olocene *p.p.* - Attuale.

4.2.2.7. - coltre eluvio-colluviale (**b₂**)

Alternanza di livelli detritici sabbioso-arenacei o pomicei in matrice limosa di natura piroclastica, talora argillificata; sono presenti intercalazioni di piroclastiti rimaneggiate con tessitura sabbioso-siltosa e composizione cineritica, contenenti nuvole e letti e/o singoli elementi flottanti di calcari e pomici subarrotondate; a diverse altezze sono presenti paleosuoli. Il deposito deriva per lo più dallo smantellamento erosivo delle coperture piroclastiche di **PNV** e mostra una significativa estensione. Gli spessori variano da circa 2 m, nelle aree più rilevate o lungo i versanti, fino ad oltre 8 m nei bassi morfologici. L'età è Olocene *p.p.* - Attuale.

4.2.2.8. - deposito di versante (**a**)

Deposito composto da breccie calcaree eterometriche e massive, con matrice sabbioso-limosa e/o piroclastica cineritica, di colore dal giallo ocra chiaro al bruno e rossiccio; sono presenti intercalazioni di sabbie e limi con clasti poligenici dispersi. La discontinuità di muro è rappresentata dalle superfici erosive modellate nei terreni del substrato pre-quadernario, da **TGC** e da **PNV**; quella di tetto è formata dalla superficie topografica. Lo spessore varia da pochi metri fino ad una decina di metri. L'età è Olocene *p.p.* - Attuale.

4.2.2.9. - deposito alluvionale (**b**)

Nelle aree di golena dei corsi d'acqua sono presenti ghiaie poligeniche ed eterometriche con matrice sabbioso-limosa, di colore grigio chiaro e marroncino, con intercalazioni di lenti e/o strati decimetrici di sabbie limose e limi argillificati; il deposito forma la piana di inondazione attuale dei corsi d'acqua. Lo spessore massimo stimato varia da 1 a 5 m circa. L'età è Attuale.

4.2.2.10. - deposito di frana (**a_{1a}**)

Deposito eterogranulare ed eterometrico composto da argille e argille-marnose con frammenti di calcilutiti, calcareniti, ed arenarie; limi e limi sabbiosi di colore marrone scuro e grigio scuro con elementi clastici di origine mista, vulcanica e calcarea. Lo spessore è variabile da pochi decimetri ad alcune decine di metri. L'età è Attuale.

4.2.2.11. - deposito antropico (h)

Terreni di risulta provenienti sia dalla escavazione di gallerie sia da opere di sbancamento sui versanti; si compongono di frammenti litoidi talora inglobati in matrice argilloso-sabbiosa o terroso-detritica decompattata; sono ubicati in prossimità delle opere stradali e delle opere idrauliche e talvolta sono composti da litotipi estranei alle rocce del luogo. L'età è Attuale.

V - TETTONICA

La struttura geologica del Foglio è rappresentata da unità derivanti dalla formazione di domini bacinali interni e domini esterni in facies di piattaforma e di bacino, sovrapposte durante la tetto-genesi neogenica e smembrate da eventi deformativi successivi. Gli eventi deformativi riconoscibili sono caratterizzati da evidenze compressive, trascorrenti e distensive che, talora, nel sovrapporsi obliterano o alterano gli effetti degli eventi precedenti.

In generale, le unità di piattaforma carbonatica, appartenenti al paleomargine mesozoico, presentano tracce di fasi tettoniche distensive legate alla frammentazione della paleopiattaforma *Auctt.*, a partire dal Giurassico, in connessione al rifting tetideo, cui si sommano gli effetti della tettonica legata all'orogenesi appenninica, all'apertura dell'oceano balearico e successivamente all'apertura del Mar Tirreno (cfr. D'ARGENIO, 1974; BOCCALETTI *et alii*, 1982, 1990; BERNOULLI, 2001; TAVARNELLI *et alii*, 2004; PATACCA & SCANDONE 2007; CALAMITA *et alii*, 2003, 2007; CARANNANTE *et alii*, 1988, 2009; D'ARGENIO & MINDSZENTY, 1995; ROBUSTINI *et alii*, 2003). Regionalmente, importanti strutture distensive a basso angolo (LANFs) vengono riferite da diversi Autori all'intervallo Miocene superiore-Pleistocene (D'ARGENIO *et alii*, 1987; OLDOW *et alii*, 1993; FERRANTI & OLDOW, 2006 PAPPONE *et alii*, 2009). In Appennino meridionale evidenze di tettonica estensionale pre miocenica nell'ambito delle successioni carbonatiche, suturate da depositi miocenici, sono segnalate da vari Autori (PESCATORE *et alii*, 1971; SGROSSO, 1981, 1986, BRANCACCIO *et alii*, 1986, SGROSSO, 1992; SGROSSO *et alii*, 2010); la presenza di tali depositi viene utilizzata dagli Autori come chiave di lettura della evoluzione deformativa, intesa come modalità e *timing* deformativo.

Nella trattazione che segue il termine fase tettonica viene utilizzato per comodità espositiva, intendendo con tale termine la concentrazione in un dato tempo geologico, relativamente ristretto, degli effetti della compressione e distensione

associata (trasporto tettonico) nell'ambito di una tettonica progressiva e continua e non esclusivamente quale significato di parossismo di un processo cinematico. I *thrusts* di estensione regionale sono proposti con geometrie del tipo *ramp-flat-ramp* ricostruite con una porzione di *hangingwall ramp* su *footwall flat* (sezione B-B', tratto Monte Tuoro - Monte Cerreto; sezione A-A', tratto Campitello di Sant'Angelo - Cupitelle) e con una porzione di *hangingwall flat* su *footwall flat*

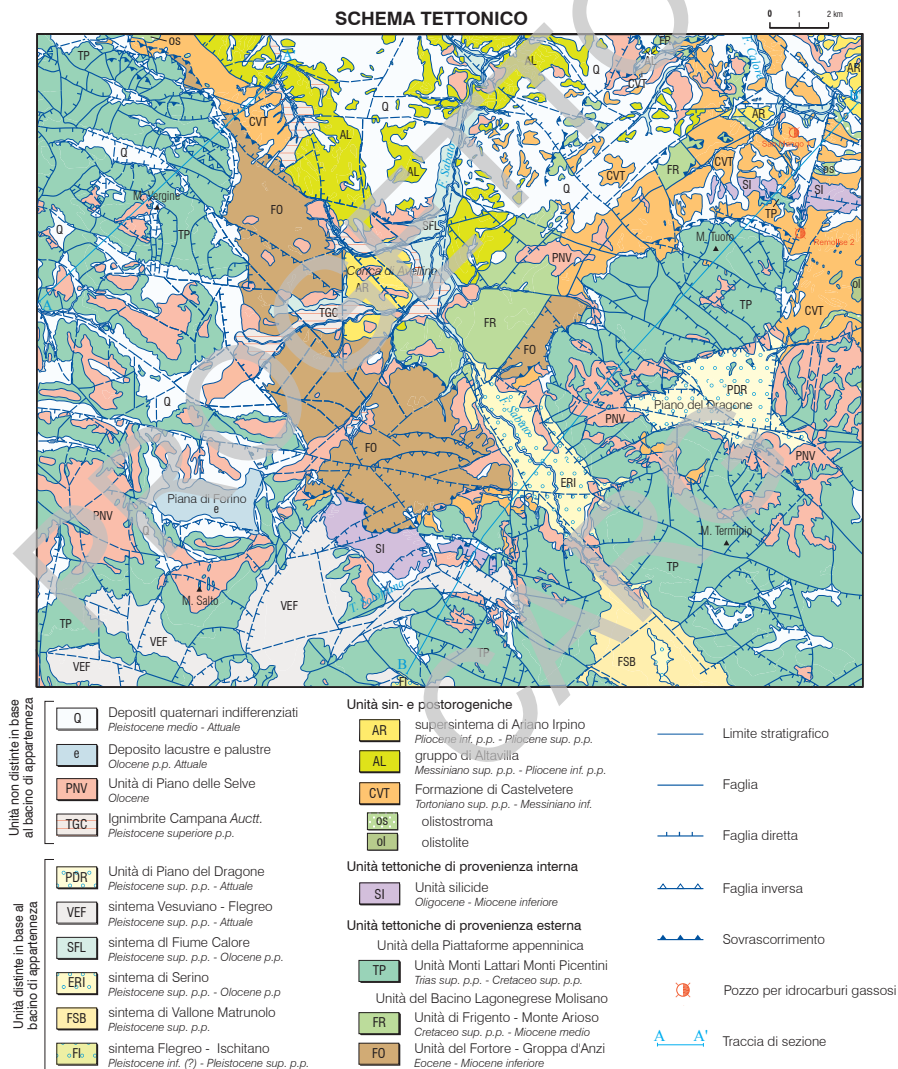


Fig. 28 - Schema tettonico.

(sezione B-B', tratto Piano della Guardia - Palazzuolo; sezione A-A', tratto Monte Calcarine - Maggesi del Vavero).

Nell'area del Foglio sono state identificate quattro unità tettoniche (Fig. 28) che, regionalmente, dal livello strutturale più elevato a quello più basso sono rappresentate da: Unità sicilide (SI); Unità della Piattaforma appenninica (TP), suddivisa in due sub-unità, una superiore (TP₂, *successione dei Monti Lattari - Monti Picentini*) ed una inferiore (TP₁) non affiorante ma dedotta dallo studio dei profili sismici (Fig. 29 da MOSTARDINI & MERLINI, 1986 e Fig. 30 da CASERO *et alii*, 1988); Unità di Frigento - Monte Arioso (FR); Unità del Fortore Groppa d'Anzi (FO). Il rilevamento, lo studio stratigrafico-strutturale e l'analisi dei rapporti tra tettonica e sedimentazione effettuati evidenziano una ristrutturazione dell'Unità di Frigento - Monte Arioso (FR) e dell'Unità del Fortore Groppa d'Anzi (FO) che vede quest'ultima ricoprire la posizione geometrica più elevata (Fig. 31a). La presenza di depositi sin-postorogenici di età compresa tra il Miocene superiore (CVT, *Formazione di Castelvetere*, Tortoniano superiore - Messiniano inferiore) ed il Pliocene (AL, *gruppo di Altavilla*, Messiniano superiore - Pliocene inferiore *p.p.*; AR, *supersistema di Ariano Irpino*, Pliocene inferiore *p.p.* - Pliocene superiore) fornisce ulteriori elementi per la ricostruzione del *timing* deformativo dell'area. Dati aggiuntivi utilizzati a tale scopo provengono da DI NOCERA *et alii* (2006) e dal contiguo Foglio n. 450 Sant'Angelo dei Lombardi (ISPRA, 2016b), con particolare riferimento ai dati relativi alla unità di *Pietra Boiara* (UPB) del Serravalliano, non affiorante nel Foglio ma di rilevante interesse ai fini della rico-

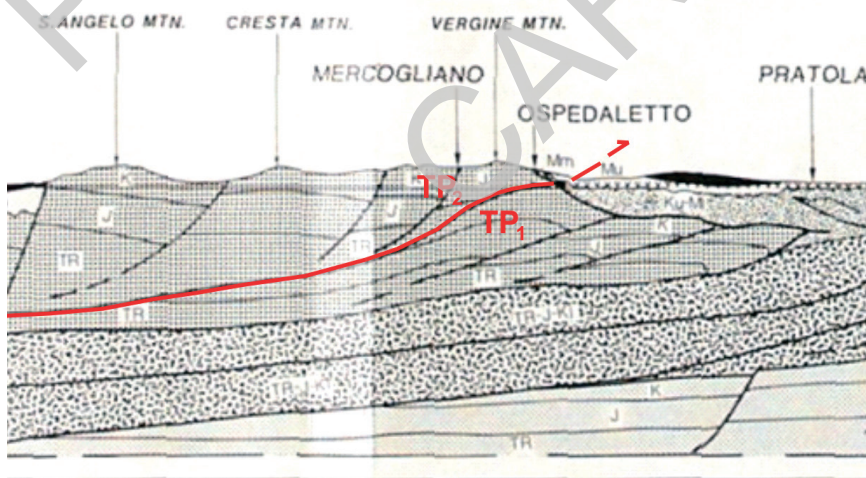


Fig. 29- Stralcio della geotraversa n°. 7 di MOSTARDINI & MERLINI (1986) con evidenza del parziale raddoppio tettonico.

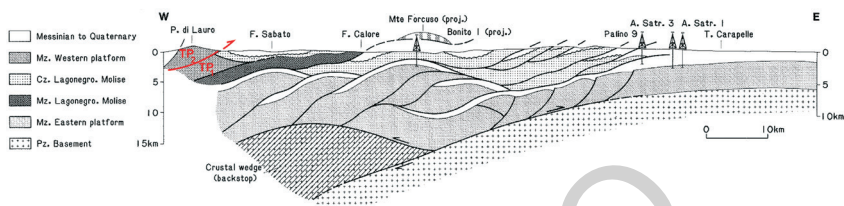


Fig. 30- *Stralcio della sezione di CASERO et alii (1988) con evidenza del parziale raddoppio tettonico.*

struzione del *timing* deformativo.

L'Unità sicilide (**SI**), rappresentata dalla formazione delle *Argille Varicolori Superiori* (**ALV**), affiora in aree strutturalmente depresse, lateralmente od internamente ai corpi carbonatici (area dell'abitato di Solofra). Questi terreni costituiscono soprattutto l'ossatura dei rilievi collinari di Banzano, tra gli abitati di Solofra e Contrada. **SI** si presenta in sovrapposizione tettonica (con verso adriatico del trasporto tettonico) su **TP₂** nella depressione del Torrente Solofrana e nell'area di San Mango sul Calore e allo stesso modo è interpretata in profondità al tetto di **TP₁** fino alla latitudine dell'abitato di Pratola Serra. I terreni tortoniani di **CVT** suturano il contatto tettonico tra **SI** e **TP₂**, collocando, tale contatto tettonico in un contesto temporale precedente alla deposizione di **CVT**. Nell'area di Contrada - Serino i depositi riferiti a **SI** sono sottoposti tettonicamente a quelli riferiti a **FO**. Nel contiguo Foglio N. 450 Sant'Angelo dei Lombardi i depositi serravalliani della unità di *Pietra Boiara* (**UPB**) suturano la sovrapposizione tettonica di **SI** su **FR**; sebbene non evidente, si ipotizza che anche la sovrapposizione tettonica di **SI** sulla *Unità tettonica dei Monti Lattari Monti Picentini* (**ULP** nel foglio 450, correlabile a **TP₂**) sia suturata da **UPB**. In considerazione di tale dato la sovrapposizione di **SI** su **TP₂** sarebbe da attribuire ad una fase deformativa pre-serravalliana.

L'Unità di Piattaforma appenninica (**TP**), rappresentata da depositi di ambiente neritico, costituisce i rilievi montuosi del Gruppo del Partenio-Avella, del Gruppo Terminio-Cervialto e dei Monti di Sarno. Lo spessore totale della successione è valutabile in circa 4000 metri. Nell'area del Foglio sono distinte due sub-unità: una superiore **TP₂** (con spessore di 1700 metri circa), ed una inferiore **TP₁** (con spessore di 2300 metri circa). In sottosuolo la sismofacies associata ai depositi di piattaforma carbonatica è presente fino alla latitudine dell'abitato di Pratola. La ricostruzione del rapporto tettonico tra **TP₂** e **TP₁**, sarebbe ascrivibile almeno a fasi pre-tortoniane, ossia precedenti alla deposizione di **CVT**. Nell'area di Summonte - Pietrastornina - Sant'Angelo a Scala il predetto limite tettonico è ritenuto essere rimaneggiato da un piano meccanico ad alto angolo (*fault cut-off*) che emerge determinando il rigetto di **TP₂** (**CRQ**) al tetto e di **FO** (**CPA**) al letto. Con simile geometria, presso San Mango sul Calore (nel settore del rilievo

montuoso del Monte Tuoro) i terreni **TP₂** (**CDO** e **CRQ**) risultano rigettati da un *thrust* ad alto angolo contenendo al letto i terreni di **CVT₁** ed ancora **TP₂** (**RDT**). Non sono stati individuati indicatori stratigrafici di tale fase di rimaneggiamento strutturale; tuttavia, è ipotizzabile attribuirli all'intervallo Messiniano inferiore *p.p.* - Messiniano superiore, ossia *post* deposizione di **CVT₁**. Altre tipologie di rimaneggiamento strutturale sono individuate nelle aree di affioramento di **TP₂** nel settore meridionale del Foglio, ai limiti con il Foglio Salerno. In tali luoghi sono presenti sistemi di faglie normali a basso angolo (**LANFs**). Alcuni esempi si individuano a S-E del Monte Garofalo nel settore pedemontano della valle del Fiume Sabato, oppure, lungo la propaggine meridionale del Monte Salto tra le piane di Montoro e di Bracigliano. In questi settori sono ricostruiti piani meccanici tensili con al tetto i calcari **CRQ** e **CCM** e al letto i calcari dolomitici e le dolomie di **CDO** e di **DBS₁** e **DBS₃**. Non è dato riconoscere l'indicatore stratigrafico di tale fase tensile; è ipotizzato un intervallo penecontemporaneo allo sviluppo dei *fault cut-off*.

L'Unità di Frigento - Monte Arioso (**FR**) è rappresentata dal *Flysch Rosso* (**FYR**), affiorante in corrispondenza della finestra tettonica di Cesinali - Candida. In tutta l'area della valle del Fiume Sabato, oltre la latitudine di Chiusano San Domenico, il motivo strutturale ricorrente è dato dalla sovrapposizione tettonica di **FYR** su **CVT₁**, con i depositi di **AL** a sutura del contatto. Inoltre, i terreni **FR** sono, insieme a **CVT** e **SI**, al letto del sovrascorrimento che ha traslato verso i quadranti tirrenici i terreni **FO**. Nel Foglio non è evidente la sovrapposizione tettonica di **FR** su **FO**, visibile nel contiguo Foglio N. 450 Sant'Angelo dei Lombardi, dove risulta suturata dai depositi del *membro arenaceo-conglomeratico* (**CVT₁**) di **CVT**.

L'Unità del Fortore Groppa d'Anzi (**FO**) è rappresentata dalla *formazione di Corleto Perticara* (**CPA**). Tali depositi affiorano in corrispondenza dei rilievi collinari nella porzione centrale del Foglio in aderenza geometrica ai rilievi carbonatici. I terreni di **FO** sono tettonicamente sovrapposti ai terreni **FR**, **TP₂**, **SI**, **CVT₁**, con verso tirrenico del trasporto tettonico. Il contatto tettonico di **FO** su **FR** potrebbe essere interpretato come il rovesciamento dell'originario contatto di **FR** su **FO**; allo stato attuale non sono stati rinvenuti sufficienti elementi per confermare tale ipotesi. La sovrapposizione su **CVT₁** si osserva sia al Poggio Carbonato (poco a SE dell'abitato di Contrada), sia a nord-est dell'abitato di Sant'Angelo a Scala. A sutura della sovrapposizione si osservano, nell'area tra Altavilla, Grottolella e Summonte, in *angular unconformity*, i terreni **AL** (**UTA_a** e **UTA_b**). Questi ultimi terreni rappresentano l'indicatore stratigrafico di una fase tettonica alla quale può essere assegnata una età compresa tra la fine della sedimentazione di **CVT** e l'inizio della sedimentazione di **UTA**, nell'intervallo Messiniano inferiore *p.p.* - Messiniano superiore *p.p.*

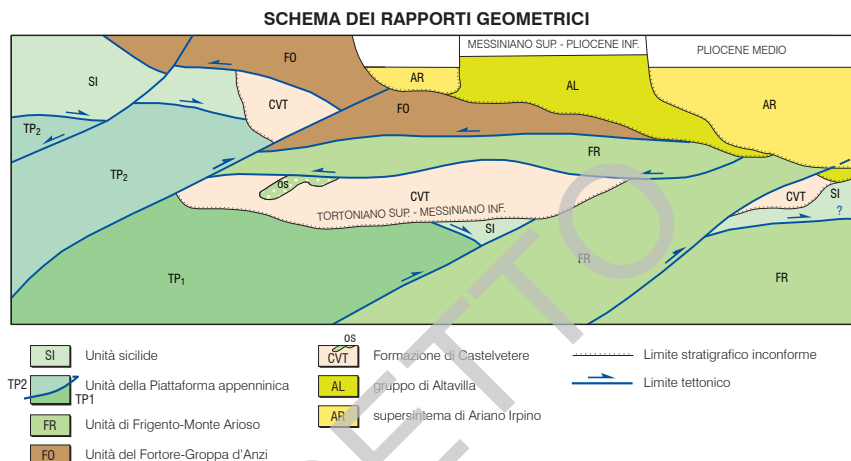


Fig. 31a - Schema dei rapporti geometrici. Unità Sicilide (SI); Unità della Piattaforma appenninica (TP e sub-unità TP₁ e TP₂); Unità di Frigento - Monte Arioso (FR); Unità del Fortore - Groppa d'Anzi (FO); Formazione di Castelvetere (CVT); gruppo di Altavilla (AL); supersintema di Ariano Irpino (AR).

Di seguito viene schematicamente descritto il *timing* deformativo, ricostruito anche in base ai dati presenti in DI NOCERA *et alii* (2006) e nel contiguo Foglio N. 450 Sant'Angelo dei Lombardi. La schematizzazione dei rapporti tettonici esposta nelle figure 28 e 31a,b aiuta a discernere le differenti generazioni di fasi e gli effetti cartografati nel Foglio, a meno degli effetti legati alla tettonica distensiva. È doveroso premettere che i limiti cronologici legati ai depositi coinvolti o meno nella deformazione non vengono considerati come elemento ubiquitario nel definire il *timing* deformativo; nel senso che, sebbene i depositi coinvolti abbiano una età definita in un determinato intervallo cronologico, non è detto che la deformazione interessi in maniera ubiquitaria tutto il bacino di sedimentazione, ossia in alcune zone la sedimentazione può proseguire in maniera più o meno indisturbata, ammettendo quindi una diacronia tettono-sedimentaria nel bacino di sedimentazione.

Una prima strutturazione (F1) è deducibile dalla sovrapposizione di SI su TP (Foglio n. 449) e su FR (Foglio n. 450, sulle facies di transizione tra TP e FR in DI NOCERA *et alii*, 2006); tale strutturazione è suturata dai depositi CVT nel Foglio n. 449, e dai depositi UPB nel Foglio n. 450 (Fig. 31b 1a,b). Considerando i depositi suturanti più antichi, tale fase è ipotizzata come pre-serravalliana e suturata dall'evento deposizionale di UPB.

La successiva strutturazione (F2) vede l'accavallamento tettonico di TP su FR (non visibile in superficie ma ipotizzato in sottosuolo) e di FR su FO (visibile

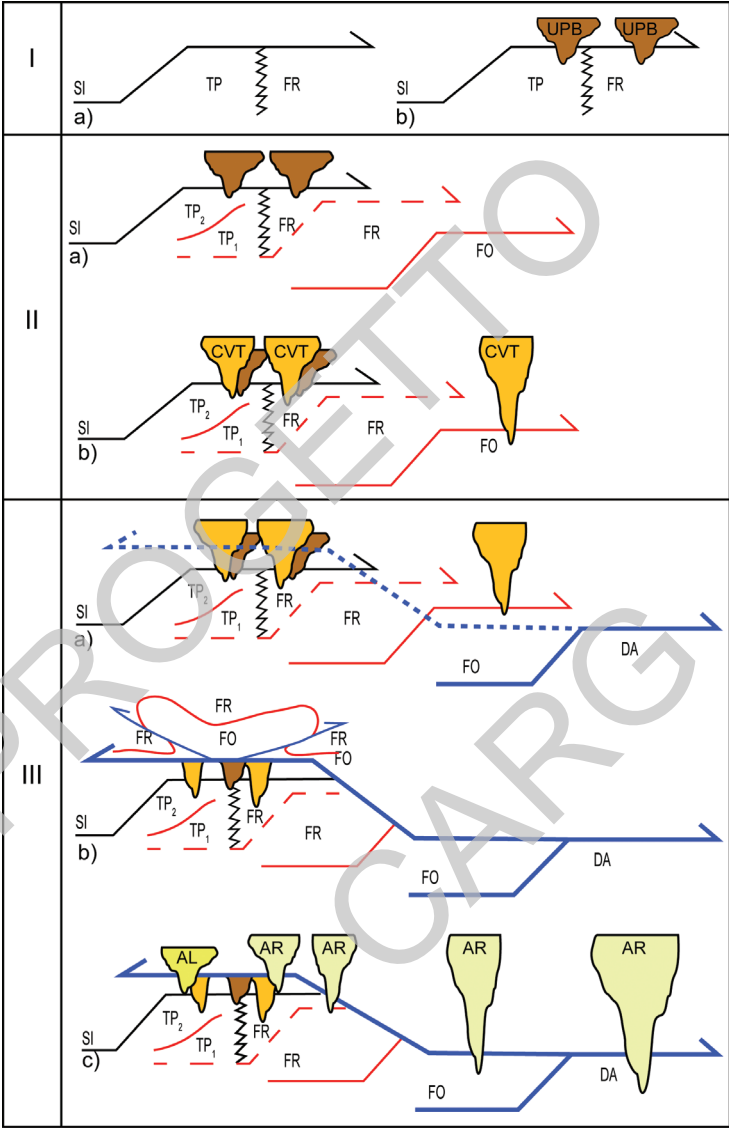
nel Foglio n. 450) suturato dai depositi dell'evento deposizionale di **CVT** del Tortoniano superiore - Messiniano inferiore (Fig. 31b IIa,b). Ciò implicherebbe per questa strutturazione una datazione precedente al Tortoniano superiore. La strutturazione di **TP** in **TP₁** e **TP₂** può essere contemporanea o precedente a questa fase, per motivi grafici viene riportata in questa fase.

Segue la ristrutturazione (F3) di **FO** e **FR** con il loro conseguente accavallamento retrovergente su **CVT**, **SI** e **TP** (Foglio 449); tale ristrutturazione può essere contemporanea o conseguente all'accavallamento, visibile nel Foglio n. 450, di **FO** su **DA** (*Unità tettonica della Daunia* - PESCATORE & SENATORE, 1986; SENATORE, 1988; PESCATORE *et alii*, 1996a,b) (Fig. 31b IIIa,b). La ristrutturazione, e sovrapposizione, di **FO** e **FR** è suturata nel Foglio dai depositi di **AL** (**UTA_b** del Messiniano superiore), fornendo una ipotetica età pre Messiniano superiore; successivamente a questi si osserva la deposizione dei depositi di **AR** (Pliocene inferiore - Pliocene superiore; **RVM** nel Foglio n. 449; **SAD** e **RVM** nel Foglio n. 450). I depositi di **AL** e **AR** si depongono entrambi su di un substrato precedentemente strutturato ed eroso (Fig. 31b IIIc).

Successive associazioni strutturali prevalentemente di taglio ad alto angolo (F4) determinano la frammentazione delle precedenti unità tettoniche e generano nuovi rapporti geometrici (Fig. 31b IVa,b,c). Le strutture conseguenti a questa fase sono individuate in tutto il tratto compreso tra Campitello di Sant'Angelo, Monte Vallatrone e Sant'Angelo a Scala (sezione geologica A-A'), nelle porzioni del Cretacico superiore dell'Unità della Piattaforma appenninica **TP₂**, al Monte Cerreto e in corrispondenza del versante settentrionale del Monte Tuoro (sezione geologica B-B'). In tale settore sono presenti al muro delle faglie i terreni di **CVT** e i sottostanti terreni di **SI** a loro volta poggianti tettonicamente sui calcari di **RDT** dell'Unità **TP₂**.

L'attività tettonica tardo pliocenica determina successivamente, con i suoi effetti quasi esclusivamente tensili, lo sviluppo di alti e bassi morfostrutturali limitati da grandi faglie bordiere. Tali lineamenti limitano i massicci carbonatici dei Monti di Avella - Monti del Partenio e dei Monti Terminio - Tuoro nei Picentini, e li configurano quali principali morfostrutture positive (cfr. Cap. VII) in contrasto con le aree depresse di Avellino e dell'alta valle del Fiume Sabato e del Fiume Calore che caratterizzano le relative morfostrutture negative. L'attività quaternaria ha generato l'avvio della produzione di materiale detritico lungo strette fasce pedemontane con il conseguente mascheramento delle strutture distensive più antiche.

Nei settori orientali dell'Irpinia DI NOCERA *et alii* (2006) segnalano evidenze di ulteriori fasi deformative di età compresa tra la parte bassa del Pliocene inferiore ed il Pliocene superiore. Ad una fase deformativa avvenuta durante la parte bassa del Pliocene inferiore (F4 in DI NOCERA *et alii*, 2006) sarebbe da imputare la sovrapposizione di **DA** sulla Unità del Vallone del Toro del Tortoniano medio superiore Messiniano superiore (BASSO *et alii*, 2001, 2002; MATANO *et*



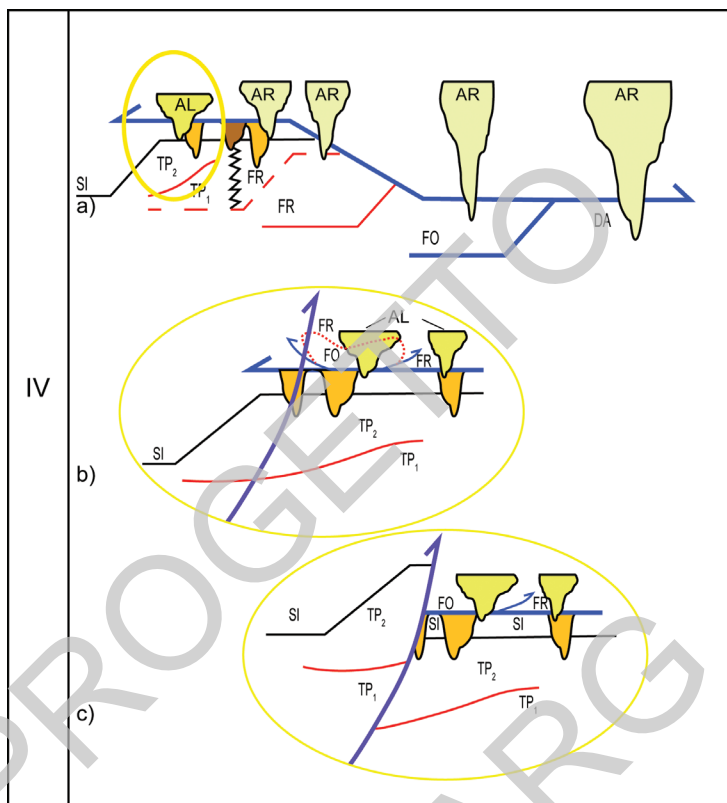


Fig. 31b - *Rappresentazione schematica delle principali fasi deformative. Legenda: SI* Unità tettonica Sicilide; *TP* unità tettonica della Piattaforma Appenninica; *FR* Unità tettonica di Frigento – Monte Arioso; *FO* Unità tettonica del Fortore; *DA* Unità tettonica della Daunia; *UPB* unità di Pietra Boiara; *CVT* formazione di Castelvetere; *AL* Gruppo di Altavilla; *AR* Supersintema di Ariano. In giallo è evidenziata l'area rappresentativa di una porzione del Foglio n. 449 Avellino.

alii, 2005) e la deformazione di **AL** (Messiniano superiore - Pliocene inferiore); questa fase sarebbe suturata dai depositi del Sintema della Baronina del Pliocene inferiore, parte alta (CIARCIA *et alii*, 2003). Ad un fase deformativa pre- Pliocene medio, caratterizzata da *out-of-sequence thrust* e *fault cut-off*, sarebbe da attribuire la ristrutturazione dei depositi di **DA**, **FO** e del Sintema di Villamaina di età Tortoniano medio-superiore Messiniano inferiore (cfr. Flysch di San Bartolomeo CROSTELLA & VEZZANI, 1964; PESCATORE *et alii*, 2000) (F5 in DI NOCERA *et alii*, 2006), con geometrie retrovergenti simili a quelle che hanno interessato **FR** e

FO. Infine, successivamente, durante una fase deformativa che avviene in corrispondenza della parte alta del Pliocene medio (i depositi più giovani coinvolti nella deformazione appartengono al Sintema di Sfferracavallo del Pliocene medio CIARCIA *et alii*, 2003), si sviluppano ulteriori piani ad alto angolo che tagliano tutte le strutture precedenti (F6 in DI NOCERA *et alii*, 2006).

Nell'area del Foglio non sono presenti indicatori stratigrafici che consentano di discriminare l'effetto di queste ulteriori fasi, che presumibilmente possono aver prodotto una ripresa di elementi strutturali preesistenti e/o la genesi di nuovi ulteriori elementi. Nel caso della strutturazione avvenuta durante la parte bassa del Pliocene inferiore, la deposizione di **AR** potrebbe essere collocata successivamente a tale fase, conferendo ai depositi di **AR** lo stesso significato deposizionale di quelli del Sintema della Baronina, confermandone quindi la correlazione. Infine la genesi degli elementi ad alto angolo (F4 presenti note) può essere correlata alla fase deformativa pre- Pliocene medio o alla fase deformativa successiva, relativa alla parte alta del Pliocene medio; in alternativa è possibile anche ipotizzare una genesi pre- Pliocene medio ripresa durante la parte alta del Pliocene medio.

La sintesi su esposta evidenzia diversi eventi di ristrutturazione delle unità tettoniche che possono trovarsi, a luoghi, collocate in livelli strutturali diversi, come ipotizzato anche da SGROSSO (1988). È il caso di **SI** che, pur appartenendo al livello strutturale più elevato, si trova ad un livello strutturale inferiore, al di sotto di **FO** e **FR**. Si evidenzia altresì la presenza di strutture a vergenza opposta, adriatica e tirrenica, legate a diverse fasi di strutturazione. Complessivamente si osserva la sovrapposizione di diversi stili deformativi; ad un generale modello di propagazione della tettonica compressiva essenzialmente con caratteri sequenziali secondo un modello di *piggy-back thrust sequence* si sovrappongono quindi gli effetti legati allo sviluppo di *out of sequence thrust* e dal *cut-off* delle precedenti sovrapposizioni.

In un'ampia fascia della Catena appenninica esterna, dall'Irpinia al Sannio, DI NOCERA *et alii* (2006) e PESCATORE *et alii* (2008) riferiscono tali caratteri ad un modello evolutivo cinematico del tipo *hybrid piggy-back thrust sequence*. Questo modello prevede, nello sviluppo di una progressione sequenziale dei *thrusts*, modificazioni degli assetti tettonici compressivi e tensili associati, a tergo del margine della catena mediante *fault cut-off* (BUTLER, 1983, 1987) in grado di rigettare dal profondo l'assemblaggio sequenziale superficiale dei *thrusts* precedentemente formati. L'*uplift* conseguente potrebbe aver indotto la genesi e lo sviluppo penecontemporaneo di aggiustamenti della massa crostale presente in Catena e lo sviluppo delle LANFs.

Alcune delle relazioni geometriche descritte sono leggibili nella geotraversa n°. 7 di MOSTARDINI & MERLINI (1986) o in quella di CASERO *et alii* (1988) (Figg. 29 e 30). Il confronto effettuato con la geotraversa di MOSTARDINI & MERLINI (1986) permette di fare alcune considerazioni:

- la posizione dei terreni di **CVT** al letto delle faglie inverse di ultima generazione non individua l'età della fase tettonica F4 in quanto gli stessi si trovano anche al letto del retroscorrimento di **FO**;
- è possibile seguire la soluzione di continuità ipogea delle sub-unità **TP₂** e **TP₁** oltre il Monte Tuoro (Sezione A-A') e il Monte Vallatrone (Sezione B-B'), entro gli areali della conca di Avellino;
- l'isopaca di tetto di **TP₁** è individuabile nei profili sismici alla profondità di circa 1700 m.

Nell'area del Foglio sono evidenziati due sostanziali sistemi di faglie: un sistema di faglie coniugato NO-SE e SO-NE e un sistema ad orientazione N110°-130° con inclinazione dei piani che variano da 60° a 90° e che si esprime con la maggiore continuità longitudinale (ampio sviluppo lungo la direzione del piano meccanico). Il sistema N110°-130° è il più recente, in quanto causa della dissezione di tutte le discontinuità tettoniche precedenti. I lineamenti a questo associati sono ben evidenti sia nel gruppo montuoso dei Monti di Avella - Monte Partenio, sia in corrispondenza dei versanti settentrionali del Monte Terminio e del Monte Faggeto - Monte Costa. Il più importante è rappresentato dalla faglia lungo l'allineamento Piano di Verteglia-Punte Lagarello-Monte Terminio-Serino-M.te Faliesi-M. La Spina-Selva di Lauro. Questo lineamento è parte di una banda di taglio tensile trasversalmente ampia dalla latitudine di Siano a quella di Mercogliano che ha avuto attività certa nel Pleistocene medio (CINQUE *et alii*, 2000) con uno *slip rate* di 0.2 - 0.5 mm/a. Con quest'assetto si è generata la nascita e la successiva evoluzione delle conche tettono-carsiche quali quelle dell'area nei Monti Picentini: Piano di Verteglia, Campolaspierto, Piana del Dragone; e quelle nel Gruppo del Monte Partenio - Monti di Avella: Campo Maggiore. Il sistema coniugato (NO-SE e SO-NE) è responsabile invece dei maggiori dislivelli morfostrutturali dell'area e corrisponde, in parte, ai gradini morfologici dei bordi dei massicci carbonatici.

Tra le faglie più estese, con direzione NO-SE, si evidenziano:

la faglia dell'alta valle del Fiume Sabato che prosegue a settentrione lungo l'allineamento Avellino -Grottolella - Pietrastornina); essa, in associazione con faglie antitetiche, sviluppa il *graben* di Serino; verso nord la stessa limita ad oriente la distribuzione dei depositi di **AL** ed in parte di **RVM_b**;

la faglia Pizzo San Michele-Banzano-Contrada-Mercogliano-Ospedaletto d'Alpinolo-Sant'Angelo a Scala; essa con traccia del piano in gran parte articolata limita ad oriente i terreni di **AV**;

la faglia San Mango sul Calore-Lapio;

la faglia Malvito-Luogosano-Pesano che limita a N-E i depositi di **RVM_b**;

la faglia M.te La Vignola-Chiusano San Domenico-Montefalcione-Pratola Serra- Fiume Sabato;

la faglia Vallone Sorbitello-Vallone Oscuro-Torrente Salzola-Salza Irpina.

Tra le maggiori ad orientazione SO-NE si segnalano:

la faglia alquanto sezionata dai lineamenti NO-SE (*e.g. off-set* nell'area di Cesinali Villa San Nicola) che corre lungo l'allineamento Montoro-Costa Corona-Bosco della Signora-Aiello del Sabato-Cesinali-Vallone dei Cerri-Parolise-Vallone Campore-Vallone dell'Uccello-Carazita;

la faglia Toppolocozzetto- Castelvetere sul Calore-M.te La Vignola (Piana del Dragone).

VI - SINTESI DELLE CONOSCENZE ACQUISITE ED EVOLUZIONE GEOLOGICA

Nel Foglio sono state cartografate successioni riconducibili a differenti patrie deposizionali, delle quali si elencano in sintesi le caratteristiche e le reciproche relazioni geometriche.

Unità sicilide **SI**, di area paleogeografica interna, rappresentata da terreni prevalentemente calcareo marnoso-argillosi di ambiente pelagico, riferiti alla formazione delle *Argille Varicolori Superiori* (**ALV**) di età Oligocene - Miocene inferiore. Lo spessore in affioramento è 450 m. Il limite inferiore è tettonico su **TP₂**. Il limite superiore è stratigrafico con i terreni di **CVT**, tettonico con **FO**.

Unità della Piattaforma appenninica **TP**, di area paleogeografica esterna, suddivisa in una sub-unità tettonica superiore **TP₂** ed una inferiore ipogea **TP₁** in coerenza con i dati di interpretazione di sottosuolo (geotraversa n.7 di MOSTARDINI & MERLINI, 1986). L'unità è costituita da depositi dolomitici e calcarei carbonatici, compresi tra il Norico superiore e il Maastrichtiano. Le unità litostratigrafiche di rango formazionale e di membro rilevate sono in successione dal basso verso l'alto: *dolomia superiore* (**DBS**), *membro delle dolomie a bande* (**DBS₁**), *membro delle dolomie bioclastiche laminate* (**DBS₃**); *Calcarei a Palaeodasycladus* (**CPL**), *membro a Lithiotis* (**CPL₁**); *calcarei oolitici e oncolitici* (**CDO**); *calcarei con Cladocoropsis e Clypeina* (**CCM**); *calcarei con requienie e gasteropodi* (**CRQ**), *calcarei e marne a Orbitolina* (**CRQ₂**), *calcarei ad alveolinidi e dolomie laminate* (**CRQ₄**); *calcarei a radiolitidi* (**RDT**). La successione **TP₂** corrisponde alla *successione dei Monti Lattari - Monti Picentini* con un carattere paleo-ambientale locale diversificato che esprime due distinte evoluzioni. Al Monte Salto, nella porzione sud-occidentale del Foglio, i calcarei dell'Albiano e del Senoniano testimoniano il perdurare delle condizioni di ambiente peritidale, come riscontrato al Monte Tobenna nel Foglio n. 467 Salerno; in corrispondenza dei Monti del Partenio e al Monte Tuoro con l'Albiano si riscontra invece un continuo e

graduale passaggio da ambiente peritidale a scarpata o rampa carbonatica. Lo spessore totale è stimato in circa 1700 m. Limite inferiore tettonico su **TP₁**, **CVT**, **FO**. Il limite superiore è stratigrafico con **CVT** (*unconformity*), tettonico con **SI** e **FO** Unità di Frigento-Monte Arioso, (**FR**) e Unità del Fortore-Groppa d'Anzi, **FO** di area paleogeografica ancora più esterna (Bacino lagonegrese-molisano). Nel Foglio **FR** è presente con la porzione stratigrafica superiore del Cretacico superiore-Miocene inferiore, riferibile ai terreni multistratificati calcareo-clastici e marnoso argillosi del “*Flysch Rosso*” (**FYR**) e ai depositi ortoquarzitici del *flysch numidico* (**FYN**). Lo spessore è stimato in circa 200 m. Il limite inferiore è tettonico su **CVT**. Il limite superiore è stratigrafico (*unconformity*) con **CVT** e **AL**, tettonico con **FO**. Nel Foglio **FO** è rappresentata dalla *formazione di Corleto Perticara CPA*. Limite inferiore tettonico su **SI**, **TP₂**, **FR** e **CVT**. Limite superiore stratigrafico (*unconformity*) con **AL**.

Al di sopra di queste, discordanti, sono presenti i depositi silicoclastici sinorogenici di età compresa tra il Miocene superiore ed il Pliocene medio, di seguito descritti.

La *Formazione di Castelvete* (**CVT**, Tortoniano superiore - Messiniano inferiore), caratterizzata da un membro **CVT₁**, ed una coeva litofacies **CVT_{1a}**, ed un membro **CVT₂**, rappresenta una porzione (circa 350 m) del sistema deposizionale di *wedge top* dove **CVT₁** e **CVT_{1a}** corrispondono ad uno stadio di crescita composto in prevalenza da *facies* canalizzate e relative ad un depocentro strutturalmente confinato posto su un substrato in deformazione e strutturazione. Il substrato doveva essere costituito da uno *slope-apron* carbonatico (porzione peritidale di alta energia di **TP₂**) e da terreni dell'Unità sicilide (**SI**) che hanno alimentato il depocentro anche tramite depositi detritici e con associazioni ad olistoliti ed olistostromi. **CVT₂** è espressione invece di uno stadio di crescita di un sistema torbiditico formato in prevalenza da lobi deposizionali e depositi di *over-bank* relativi ad una probabile fase di *widening* del sistema deposizionale. Limite inferiore stratigrafico (*unconformity*) con **TP₂**, **SI**, **FR**; limite superiore tettonico con **FO** e **FR**, stratigrafico(*unconformity*) con **AL**, **AR**. Nel Foglio **CVT** sutura il contatto tettonico tra **SI** e **TP₂**.

Il gruppo di *Altavilla* (**AL**) del Messiniano superiore - Pliocene inferiore *p.p.*, è rappresentato da due successioni, la successione di Manocalzati (alla base) e la successione di San Barbato (alla sommità); le successioni poggiano in discordanza angolare sui **FO**, **FR** e **CVT**, mentre a tetto sono ricoperti stratigraficamente, mediante un limite non conforme, da **AR**. Lo spessore complessivo è valutabile in circa 750 m con variazioni laterali anche importanti.

Il *supersintema di Ariano Irpino* (**AR**), del Pliocene inferiore *p.p.* - Pliocene superiore *p.p.*, è rappresentato dalla sola litofacies sabbioso-conglomeratica del *sintema di Ruvo del Monte* (**RVM_b**) di età Pliocene medio che si compone di depositi clastici prevalentemente arenitico-sabbioso-conglomeratici di ambiente

da paralico a continentale. Il limite inferiore è netto e discordante su varie unità tettoniche (**FR**, **SI**) e su **CVT** e **AL**. Lo spessore affiorante è di circa 150 - 200 m.

Dal lavoro svolto per la redazione del presente Foglio si ricostruisce un assetto tettonico caratterizzato da associazioni strutturali di natura compressiva alla megascale e con chiare relazioni di sovrapposizione (Fig. 28); le relazioni sono esemplificate nello schema delle geometrie di Fig. 31a. Per semplicità espositiva, gli effetti possono essere ricondotti a diverse fasi tettoniche.

La fase F1, con età iniziale pre-serravalliana, in base ai dati del contiguo Foglio n. 450 Sant'Angelo dei Lombardi, e con direzione di trasporto tettonico verso i quadranti nord-orientali, si caratterizza con la sovrapposizione dell'Unità sicilide (**SI**) sull'Unità della Piattaforma appenninica (**TP**) e presumibilmente anche sull'Unità di Frigento-Monte Arioso (**FR**). I depositi di sutura dei contatti tettonici sono ascritti alla unità di *Pietra Boiara* (**UPB**) del Serravalliano.

La fase F2, con età iniziale pre-tortoniana, vede la sovrapposizione di **TP** su **FR** e di questi su **FO**, con i depositi **CVT** a sutura di quest'ultima.

La fase F3, pre Messiniano superiore, rappresenta l'inizio della tettonica fuori sequenza (*out of sequence thrust*) ed è caratterizzata da una direzione di trasporto tettonico verso i quadranti occidentali. Le unità assemblate esprimono nuovi rapporti geometrici e strutture, tipiche di *backthrust* fuori sequenza, con la sovrapposizione di **FO** e **FR** su **SI**, **TP₂** e **CVT**. Tale sovrapposizione risulta suturata dai terreni del gruppo di Altavilla (**AL**) del Messiniano superiore - Pliocene inferiore.

A partire dal Pliocene inferiore ulteriori fasi interessano il cuneo tettonico e durante fasi presumibilmente pre- e post- Pliocene medio si sviluppano *fault cut-off* entro il cuneo già strutturato che generano ricomposizioni geometriche, rigettando i precedenti piani tettonici (F4).

Il confronto con i settori esterni e longitudinali, contigui all'area del Foglio, evidenzia una buona correlazione con simili strutture e sovrapposizioni di eventi, che hanno determinato effetti già prima del Serravalliano (Di NOCERA *et alii*, 2006). Nell'intervallo temporale Messiniano inferiore - Pliocene medio si configurerebbe a tutti gli effetti uno stadio della tettonica con effetti non sequenziali del tipo *break-back-thrust sequence*; tali effetti possono essere attribuiti, verosimilmente, ai processi di enucleazione e strutturazione dell'unità apula ipogea come registrato nei settori più esterni all'area in oggetto (area del bacino del Fiume Ofanto e della Baronìa) (Di NOCERA *et alii*, 2006). L'*up-lift* generato dalla strutturazione ipogea della crosta continentale apula insieme alla riduzione della velocità di flessurazione del dominio di avampaese, per l'incontro di crosta continentale a spessore normale (fase ensialica), avrebbe generato una massa di confinamento rispetto alla progressione della cinematica verso i quadranti adriatici. L'arresto forzato della progressione, nella fase franca di convergenza sialica, avrebbe generato accumulo di massa nella direzione tirrenica associato a processi dislocativi con motore della gravità e riaggiustamenti per taglio del cuneo tettoni-

co nelle porzioni di tergo rispetto al margine esterno.

I risultati relativi alla produzione di questo Foglio ed il confronto con i fogli limitrofi, soprattutto con i Fogli n. 450 e n. 433, permettono alcune considerazioni: a) la deformazione e strutturazione delle coperture sedimentarie non è proceduta sempre dall'interno verso l'esterno in modo progressivo e sequenziale; b) la *hybrid piggy back thrust sequence* può aver generato un diacronismo dei processi deformativi (con *fault cut-off* e strutture associate) dall'esterno verso l'interno della Catena e/o, nel tempo (Messiniano superiore - Pliocene medio), aver interessato differenti settori trasversali della Catena.

VII - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

(a cura di Salvatore Ivo Giano)

I caratteri orografici del Foglio N. 449 Avellino mostrano un paesaggio prevalentemente montano in buona parte dell'area ed uno caratterizzato da morfologie più dolci, collinari, nella porzione centro-settentrionale. Il settore montano, ad oriente, è rappresentato dalle propaggini più occidentali dei Monti Picentini che culminano con i 1806 m di altezza s.l.m. del massiccio del Monte Terminio. I rilievi della porzione occidentale sono, invece, rappresentati dal gruppo dei Monti di Avella - Monte Partenio, segnato da numerose cime che superano i 1300 m di altezza s.l.m., e dai lembi più meridionali dei Monti di Sarno. La vetta di Pizzo S. Michele a 1567 m s.l.m. compresa all'estremo settentrionale dei Monti di Solofra chiude, infine, a sud il settore montano del Foglio. L'area centro-settentrionale entro cui sorge, tra l'altro, il centro abitato di Avellino rappresenta una porzione di territorio omogeneo con pendenze dolci e morfologie collinari. L'area è drenata dal Fiume Sabato che incide anche i carbonati di piattaforma del Monte Terminio nel suo tratto più prossimale.

Le forme del paesaggio che caratterizzano il Foglio rappresentano il risultato delle continue interazioni tra attività tettonica e climatica che hanno condizionato i processi erosivo/deposizionali in questo settore della Catena sud appenninica. La distribuzione delle forme è regolata dall'assetto geologico-strutturale delle successioni meso-cenozoiche che ha controllato la formazione delle morfostrutture positive e negative del territorio. Il forte contrasto di erodibilità tra le successioni calcareo-dolomitiche, che formano il nucleo roccioso dell'area, e quelle silico-clastiche del paesaggio a morfologia dolce ha influenzato l'evoluzione delle forme, determinando paesaggi più aspri e con pendenze maggiori nei litotipi più conservativi, in netto contrasto con quelli più dolci, blandamente ondulati o subpianeggianti generati laddove prevalgono i terreni più erodibili. L'articolazione delle forme rappresenta dunque il risultato dei vari fattori, agenti e processi che

sono intervenuti nel modellamento del rilievo, alternandosi e/o sovrapponendosi in modo vario e complesso nel tempo.

Le morfostrutture positive sono rappresentate interamente dai massicci carbonatici ed appaiono perimetrate da faglie ad alto angolo con direzione appenninica (in questo *trend* sono compresi gli andamenti tettonici distribuiti intorno alle direzioni N110°-120° e N150°-160°) ed antiappenninica - localmente interrotti da *set* di faglie orientate E-O e N-S - che hanno prodotto scarpate con rigetti morfologici dell'ordine delle centinaia di metri e che si raccordano, verso il basso, al paesaggio circostante tramite rotture di pendio concave impostate su depositi detritici o detritico-colluviali. Grandi morfostrutture - anche se ulteriormente frammentate in blocchi tettonici di entità minore - sono quella dei Monti Terminio-Tuoro, nel settore orientale, quella dei Monti di Avella-Monte Partenio e dei Monti di Sarno a occidente e quella dei Monti di Solofra a sud, di cui Pizzo S. Michele rappresenta la cima più elevata. La parte centro-settentrionale del Foglio mostra inoltre un ampio basso morfologico (denominato depressione di Avellino) impostato sui terreni altamente erodibili delle unità del Fortore - Groppa d'Anzi e di Frigento-Monte Arioso e sui depositi silico-elastici miocenici e pliocenici.

Versanti di faglia orientati NO-SE in destra orografica dell'alta valle del Fiume Sabato, distribuiti da S. Stefano del Sole fino al bordo meridionale del Foglio, perimetrano la morfostruttura del Monte Terminio-Tuoro e la separano da quella dei Monti di Solofra a sud-est. Altri versanti di faglia con orientazione NE-SO, localmente interrotti da elementi tettonici con direzione NO-SE, si sviluppano da Atripalda fino a S. Mango sul Calore e perimetrano a nord la morfostruttura carbonatica del Monte Terminio separandola dalla depressione di Avellino. Nel settore occidentale i rilievi carbonatici dei Monti di Avella-Monte Partenio a nord e l'appendice orientale dei Monti di Sarno più a sud sono separati da un profondo solco vallivo con profilo trasversale a V che segue un andamento appenninico all'incirca lungo la direttrice Baiano-Monteforte Irpino. Entrambe le morfostrutture sono delimitate sul lato orientale da piccoli versanti di faglia, con orientazione NO-SE e NE-SO, che le separano dalla depressione di Avellino e dai Monti di Solofra. I rilievi dei Monti di Solofra, presenti solo nella parte centro-meridionale del Foglio, costituiscono l'apice settentrionale della omonima morfostruttura ben più estesa verso sud; essi sono delimitati, ad ovest, da un versante di faglia orientato in direzione NE-SO i cui lembi relitti sono visibili in prossimità degli abitati di Piazza di Pandola e di Borgo, ad est, dal versante di faglia che da Ferrari si estende in direzione NO-SE fino a Fontana del Carpine.

Nel perimetro delle morfostrutture carbonatiche appena descritte sono presenti numerosi versanti a profilo trasversale quasi rettilineo - a meno di processi erosivi più recenti che ne hanno modificato l'originaria configurazione planimetrica - e con pendenze che si attestano intorno ai 30°-35°; simili versanti rappresentano il prodotto dell'evoluzione morfologica di un'originaria scarpata sub-ver-

ticale evoluta con un meccanismo di arretramento parallelo (*slope replacement* di YOUNG, 1972 o *cliff recession* di LEHMANN, 1933) che in alcuni casi ha prodotto considerevoli spessori di materiale detritico al piede dei versanti. Il versante di faglia che tronca a sud-ovest la morfostruttura del Monte Terminio rappresenta un caso tipico di “versante di Richter” che si attesta su pendenze prossime a quelle di equilibrio (35°), con una caratteristica cornice sommitale che costituisce il relitto dell’originaria scarpata evoluta per distacchi e crolli successivi (BRANCACCIO, 1971). L’incisione lineare ha successivamente prodotto faccette triangolari così da modificare l’originaria planimetria del versante regolarizzato. I pendii di molte incisioni vallive che si attestano su pendenze prossime a quelle dei versanti di *replacement* in rocce calcaree presentano in taluni luoghi, a diversa altezza lungo il loro profilo trasversale, “cornici litologiche” (*sensu* BRANCACCIO *et alii*, 2000) che ne interrompono la continuità planimetrica. E’ il caso del versante di Campo S. Giovanni nei Monti di Avella o del versante di Monte Salto situato a monte dell’abitato di Montoro inferiore. Simili tipologie di versanti sono state descritte dettagliatamente da BRANCACCIO *et alii* (2000) nello studio geomorfologico sul Gruppo montuoso di Pizzo d’Alvano posto poco a ovest di Bracigliano e compreso nei Monti di Sarno. I versanti sono morfoscopiti in sistemi morfogenetici di ambiente periglaciale secondo un modello frequentemente diffuso nei rilievi carbonatici dell’Appennino meridionale (BRANCACCIO *et alii*, 1979; ASCIONE & CINQUE, 1997; GIANO & SCHIATTARELLA, 2008).

Antiche superfici di spianamento poligeniche modellate in diversi regimi morfogenetici sono presenti a varie altezze e in lembi più o meno continui sulla sommità dei rilievi carbonatici. Queste morfosculture formano il paesaggio a paleosuperfici *sensu* BRANCACCIO *et alii* (2000) dell’area del Foglio e sono ben evidenti sia nell’area del Monte Terminio - Monte Tuoro sia nelle spianate sommitali dei Monti di Sarno e di Avella-Partenio. Le diverse generazioni di paesaggi erosionali relitti sono distribuite in un intervallo di quote molto ampio che oscilla tra 500 e 1700 m di altezza s.l.m., ma quelle più rappresentative sono comprese tra 1000 e 1300 m di quota. L’assenza di depositi clastici pliocenici sulla sommità dei rilievi carbonatici e considerazioni geomorfologiche regionali (AMATO & CINQUE, 1999; SCHIATTARELLA *et alii*, 2003) hanno consentito di assegnare l’età del modellamento delle paleosuperfici poste a quote più elevate ad un periodo compreso tra il Messiniano ed il Pliocene superiore, in accordo con BRANCACCIO *et alii* (2000).

Nel paesaggio a paleosuperfici dell’altopiano carbonatico del Monte Terminio, dei Monti di Avella-Partenio e dei Monti di Sarno sono abbastanza diffuse ed identificabili forme carsiche sia micro- sia macroscopiche. *Karren* e docce di erosione sono visibili laddove i carbonati sono privi di coperture detritico-colluviali e/o di vegetazione. Doline, uvala o veri e propri campi carsici sono variamente distribuiti soprattutto nell’area delle superfici di spianamento comprese tra 1000-

1300 m di quota, come il campo carsico tra Campolaspierto e Piano di Verteglia a sud-est del Monte Terminio, o quello poco a sud-ovest del Monte Tuoro, oppure quello di Campo Maggiore, poco ad ovest di Monte Vergine. Più in generale, nel paesaggio carsico dei rilievi calcarei dei M.ti Picentini-M.ti del Matese SANTANGELO & SANTO (1991) hanno riconosciuto un paesaggio policiclico caratterizzato da almeno due episodi di modellamento carsico. Le forme carsiche più antiche sono state correlate agli episodi di modellamento del paesaggio maturo della Paleosuperficie *Auctt.* (Pliocene superiore - Pleistocene inferiore); le successive sono state prodotte dalla riattivazione della carsogenesi nelle vecchie cavità a causa dell'abbassamento del livello di base locale dell'erosione in seguito ai sollevamenti tettonici del Pleistocene medio.

Tra le forme a scala chilometrica quelle tettono-carsiche sono ben rappresentate nell'area: si tratta di bacini chiusi a drenaggio endoreico, caratterizzati da bordi più o meno rettilinei lungo i quali sono presenti grotte e inghiottitoi entro cui confluiscono le acque del ruscellamento superficiale. Il campo carsico di Somma rappresenta un esempio in tal senso anche se l'erosione regressiva al suo apice meridionale ne ha catturato la porzione di soglia determinando il deflusso delle acque di ruscellamento superficiale. Significativa in termini geomorfologici è la conca tettono-carsica della Piana del Dragone posta all'interno della morfostruttura carbonatica del Monte Terminio-Tuoro, ai bordi della quale sorge l'abitato di Volturara Irpina. Colmata da un deposito lacuo-palustre del Pleistocene superiore *p.p.* - Attuale, la conca endoreica della Piana del Dragone presenta un bacino imbrifero pari a circa 60 km² e drena le acque di ruscellamento superficiale nell'inghiottitoio della Bocca del Dragone, posto 1 km circa ad est di Volturara Irpina. Una probabile genesi tettono-carsica può essere attribuita alle piccole depressioni con forma planimetrica di tipo ovoidale di Bracigliano, Siano e Montoro inferiore e a quella con forma complessa di Solofra, aggradate da sedimenti pleistocenico-olocenici. La presenza di stretti corridoi morfologici a sud di tali conche induce a pensare ad una loro cattura, per erosione regressiva del Torrente Solofrana e di alcuni suoi affluenti di basso rango gerarchico, generata dall'incisione verticale delle soglie morfologiche in seguito ad un abbassamento del livello di base dell'erosione. Analogamente, la stretta morfologica compresa tra i monti Faliesi e Bufoni rappresenta una antica zona di sbarramento al deflusso esoreico delle acque di ruscellamento superficiale che è stata successivamente incisa dalla rete idrografica con conseguente svuotamento della conca tettono-carsica rettangolare di Forino, posta immediatamente a monte dell'area di soglia.

Il *pattern* idrografico mostra un differente grado di evoluzione in relazione alle diverse litologie su cui è impostato: una bassa gerarchizzazione nei litotipi carbonatici e una migliore organizzazione laddove gli impluvi interessano litologie argilloso-marnose. Una buona densità di drenaggio, contraddistinta da numerosi corsi d'acqua a carattere susseguente, è presente sui litotipi carbonatici

interessati dalla presenza di una estesa coltre piroclastica; questa determina la creazione di un *pattern* fluviale poco gerarchizzato che favorisce il drenaggio superficiale delle acque rispetto all'infiltrazione nei carbonati fratturati e carsificati.

Il basso morfologico di Avellino è caratterizzato da una migliore densità di drenaggio rispetto ai rilievi carbonatici circostanti, con corsi d'acqua più sviluppati che drenano verso il Fiume Sabato, un affluente di sinistra orografica del Fiume Calore visibile per pochi km lungo il vertice nord-orientale del Foglio. Il tratto iniziale del Fiume Sabato si sviluppa in susseguenza da sud-est verso nord-ovest e incide una profonda valle, attualmente alluvionata, fino all'altezza dei piccoli rilievi collinari compresi tra Atripalda e Cesinali, dove taglia per oltre un centinaio di metri in discordanza oro-idrografica i depositi calcareo-clastici del Flysch Rosso *Auctt.* Superata la soglia morfologica di Atripalda-Cesinali il Fiume Sabato drena in direzione NNE nel fondovalle largo alcune centinaia di metri, fino al margine settentrionale del Foglio. Già riconosciuta da SACCO (1945) in un lavoro sugli aspetti geoidrologici del Serino, la zona di soglia di Atripalda-Cesinali sarebbe stata responsabile, secondo l'Autore, della creazione del "lago pleistocenico di Serino" aggredito da sedimenti alluvionali attribuiti da BRANCACCIO (1971) all'ultimo interstadio glaciale wurmiano. L'approfondimento verticale del Fiume Sabato nella zona di soglia, in chiara discordanza oro-idrografica, avrebbe prodotto il successivo svuotamento del bacino e il terrazzamento della successione alluvionale depositata in precedenza. Risalendo l'alto corso del Fiume Sabato, a monte dell'abitato di Serino e poco prima di giungere al Vallone Matruncolo, si osserva un restringimento della valle fluviale che verso monte si allarga ad ospitare una valle più ampia e alluvionata, attualmente incisa dalla rete idrografica.

Il controllo della struttura geologica sulla rete idrografica è messo in luce dal carattere di susseguenza di numerosi corsi d'acqua soprattutto di basso ordine gerarchico che scorrono nelle successioni carbonatiche, da deviazioni ad angolo retto dei tracciati fluviali e da confluenze con angolo anomalo. Un fenomeno di cattura incipiente e dunque non ancora realizzata è ad esempio quello del Vallone delle Coppole, a NO di Avellino, che ha quasi raggiunto l'area di Campo di Summonte, posta oltre la sella tra Monte Vallatrone e Toppa Cesina che drena in direzione opposta verso NE.

La dinamica attuale del paesaggio si sviluppa con movimenti di massa che si attivano lungo i versanti che bordano le morfostrutture carbonatiche e si incanalano negli impluvi preesistenti. La cinematica di questi processi è condizionata dalla presenza di una coltre di depositi piroclastici più o meno spessa, messa in posto durante le attività parossistiche quaternarie dei vulcani dell'area campano-flegrea. Analogamente a quanto riconosciuto nel gruppo montuoso di Pizzo d'Alvano da BRANCACCIO *et alii* (2000), l'avvio dei movimenti in massa, in prossimità dei rilievi carbonatici, avviene con crolli e scorrimenti della coltre piroclastica presente ai bordi del paesaggio a paleosuperfici; questa si incanalava negli impluvi

già presenti lungo i versanti e genera grandi colate fangose ad elevata velocità di scorrimento. Tale processo determina l'asportazione del materiale detritico presente nell'impluvio principale e l'innescò per erosione al piede di altre frane lungo eventuali impluvi laterali. Le due diverse tipologie di sviluppo delle colate fangose identificate da BRANCACCIO *et alii* (2000) in aree limitrofe sono state riscontrate anche ai margini dei rilievi carbonatici del Foglio: la propagazione del dissesto verso valle che produce una caratteristica forma a triangolo isoscele nell'area di distacco, le cui dimensioni sono controllate, a parità di altre condizioni, dallo spessore della coltre piroclastica e dalle condizioni della copertura arborea; la propagazione dei dissesti verso monte che si differenzia in termini morfologici dalla precedente per la forma planimetrica più tozza, con rapporto lunghezza/larghezza prossimo all'unità e con coronamenti che assumono una tipica forma arcuata.

In corrispondenza della Piana di Forino sono segnalate e censite forme di sprofondamento tipo *sinkhole*, legate a fenomeni di erosione sotterranea che interessano sabbie fluviali e depositi piroclastici al tetto dell'Ignimbrite Campana (DEL PRETE *et alii*, 2008; cfr. ISPRA Progetto Sinkhole <http://sgi.isprambiente.it/sinkhole>).

VIII - GEOLOGIA APPLICATA

(a cura di Francesco M. Guadagno e Guido Lupo)

Il territorio compreso nel Foglio comprende 67 comuni, 57 dei quali rientrano nella provincia di Avellino mentre gli altri fanno parte delle province di Salerno (Fisciano, Bracigliano, Sarno, Siano, Castel San Giorgio, Mercato San Severino, Galvanico e Giffoni Valle Piana), di Napoli (Visciano) e di Benevento (Pannarano). Dal punto di vista fisiografico (Fig. 32) l'area è dominata dalla presenza dei massicci calcarei del Terminio-Tuoro (Monte Terminio 1806 m s.l.m. e Monte Tuoro 1432 m s.l.m.) nella zona sud orientale, e di quello del Avella-Partenio-Pizzo d'Alvano (Montagna di Montevergine 1448 m s.l.m.) in quella occidentale. La piana del fiume Sabato, del Torrente Solofrana e la conca di Forino, ove si riscontrano le quote meno elevate (200 - 400 m s.l.m.), caratterizzano la parte centrale del Foglio costituendo una separazione geografica tra i rilievi montuosi. Caratteristiche sono le valli intramontane e le piane tettono-carsiche quali il Piano del Dragone, entro il massiccio del Terminio-Tuoro e il Campo Maggiore entro i rilievi del Partenio-Avella. Tali ambiti costituiscono le maggiori risorse paesaggistiche dell'area. I rilievi collinari, costituiti in prevalenza da successioni multistratificate mesozoiche e cenozoiche, sono in parte elementi morfologici di raccordo ai maggiori rilievi. Anche i depositi di versante, poco sviluppati, riducono il raccordo alle valli nei settori pedemontani.

Proprio nelle aree ove sono sviluppati i maggiori gradini morfologici e dove sono distribuiti i depositi vulcanoclastici sono concentrati i maggiori fenomeni erosivi (pericolosità idrogeologica e vulcanica indotta). Infatti, i rilievi montuosi calcarei costituiscono ambiti di maggiore vulnerabilità rispetto alle fenomenologie del dissesto, oltre che conservare un particolare significato ambientale e geologico. I rilievi carbonatici sono di particolare significato anche per gli aspetti relativi alle risorse idriche, costituendo acquiferi di grande significato socio-economico a scala regionale. Questa dicotomia (luogo al contempo di risorsa e di

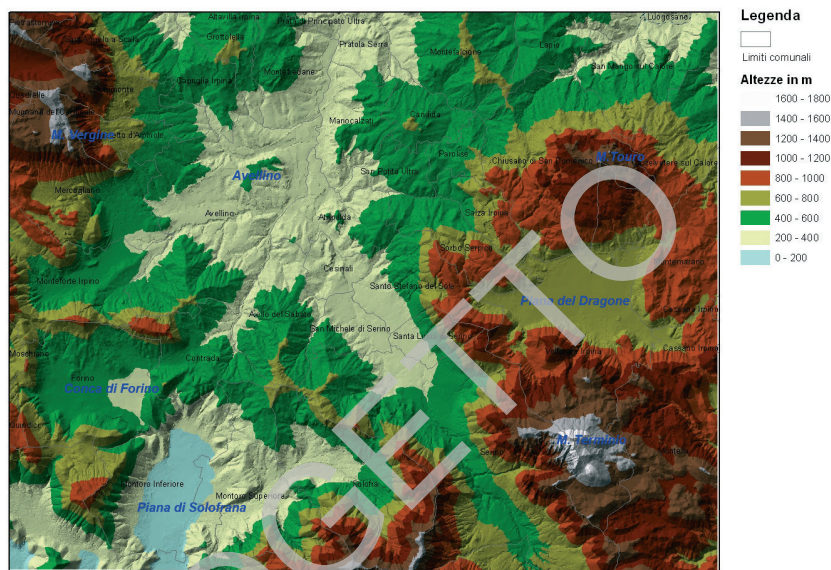


Fig. 32 - Modello D.E.M. del Foglio di Avellino.

rischio) impone di sviluppare studi ed interventi capaci di tutelare e salvaguardare la risorse naturali in armonia con le condizione di rischio geologico a beneficio della comunità.

Il quadro si completa con le notazioni relative alla pericolosità sismica, essendo il territorio compreso in un settore di Catena a medio alta sismicità.

Nei paragrafi successivi saranno discussi i differenti aspetti su anticipati, evidenziando i caratteri rilevanti dal punto di vista tecnico che possano essere di riferimento nelle elaborazioni dei dati geologici.

1. - INSTABILITÀ DEI VERSANTI

Le instabilità di versante, eventi ricorrenti nel tempo e nello spazio nell'area del Foglio, determinano situazioni di rischio per la diffusa presenza di abitati ed infrastrutture. La ricorrenza dei fenomeni sul territorio è evidenziata sia dall'analisi degli eventi franosi storici e recenti (cfr. Progetto AVI CNR, 1988; GUZZETTI *et alii*, 1996) sia dall'esame delle carte inventario delle frane e di valutazione dei rischi (AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI LIRI-GARIGLIANO E VOLTURNO, 2007; AUTORITÀ DI BACINO DEL SARNO, 2002; AUTORITÀ DI BACINO NORD OCCIDENTALE DELLA CAMPANIA, 2003; AUTORITÀ DI BACINO DESTRA SELE, 2007; Progetto IFFI-Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia, REGIONE CAMPANIA, 2006).

Le instabilità di versante dell'area del Foglio non sono solo connesse a condizioni pluviometriche particolari ma anche ad eventi sismici. Quanto detto, apre ambiti di problematicità con ricadute di particolare complessità nella gestione dell'emergenza in aree urbanizzate ove la percentuale di superficie coinvolta da eventi di frana, attivi o quiescenti, è e può essere particolarmente elevata. Centri abitati, *life-lines*, reti stradali di attraversamento locale, provinciale, nazionale, ne risultano coinvolte.

Il regime delle piogge si è manifestamente modificato nelle ultime decadi. Studi su stazioni termo-pluviometriche realizzate dal Consorzio Interprovinciale Alto Calore (AQUINO, 2001) dimostrano come ad eventi piovosi ben distribuiti durante l'anno meteorologico si siano sostituiti eventi intensi spesso di brevissima durata. Queste modifiche, da connettersi a variazioni di tipo climatico hanno comunque una specifica incidenza locale poiché contribuiscono a destabilizzare quegli equilibri raggiunti nel sistema delle masse superficiali nonché nella circolazione delle acque.

Problematica significativa, per l'elevata presenza di zone suscettibili a franare e di aree già interessate da frane, è l'innescio sismoindotto di frane, sia di neoformazione sia di riattivazione. Queste ultime condizioni sono riferibili alle aree di affioramento di formazioni flyschoidi. Zone infatti coinvolte da colate a carattere traslativo possono essere riattivate in occasione di forti terremoti. Crolli, ma anche valanghe di roccia (GUADAGNO & REVELLINO, 2005), sono possibili lungo gli acclivi versanti delle dorsali carbonatiche.

È in ultimo da evidenziare che, in occasione del terremoto dell'Irpinia sono stati osservati fenomeni di liquefazione in varie zone, caratterizzate dalla presenza di depositi sabbiosi in falda. Queste condizioni idrogeologiche sono riscontrabili lungo le piane alluvionali ove la falda è prossima al piano campagna (es. San Michele di Serino).

E', inoltre, da sottolineare che anche le modifiche antropiche di realtà morfologicamente complesse, per le pratiche di tipo agricolo e forestale, appaiono avere influenze sulla franosità. In molte aree, variazioni delle tecniche di coltivazione e delle stesse coltivazioni (vigneti), di utilizzo delle risorse forestali, nonché, di utilizzo non regolato delle risorse idriche, superficiali e sotterranee, hanno determinato profonde modifiche della circolazione delle acque superficiali e di quelle circolanti nei primi metri del sottosuolo nelle coltri di alterazione e negli orizzonti dei suoli, modificando in alcuni casi delicati equilibri.

L'analisi della franosità rilevata in funzione dei peculiari caratteri dell'area in termini di assetti lito-strutturali e morfologici, caratterizza l'evoluzione dei versanti con eventi sia a cinematica veloce sia lenta. In riferimento ai criteri classificativi usuali (VARNES 1978; CRUDEN & VARNES 1996; HUNGR *et alii*, 2001), si evidenzia che nell'area del Foglio sono presenti crolli, colate detritiche, valanghe detritiche, scorrimenti traslativi, rotazionali e compositi e colate, sia a carattere

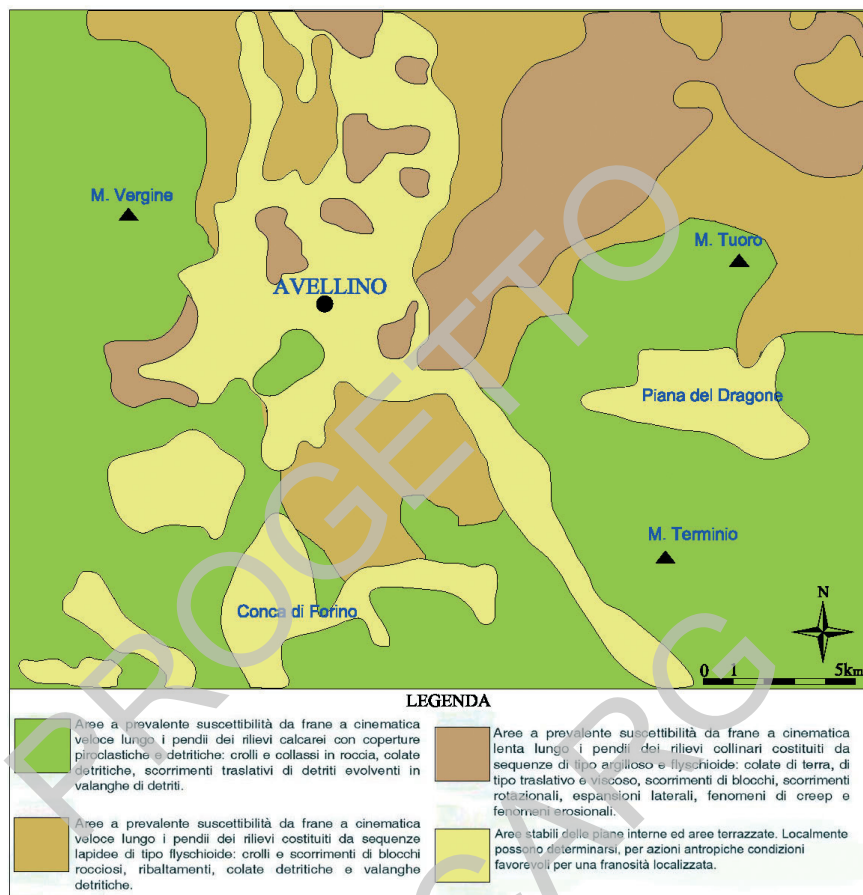


Fig.33 - Carta schematica della suscettibilità da frana (stralcio tratto da GUADAGNO et alii, 2006).

traslativo sia viscoso. Nella Fig. 33, sono state schematizzate le condizioni di possibile vulnerabilità dei versanti costituiti da caratteristiche litologiche differenziate. Come si può osservare, buona parte del territorio ricadente nel Foglio risulta ad elevata suscettibilità da frana a cinematica veloce. A rischio per colate e valanghe detritiche sono le aree pedemontane urbanizzate poste alla base dei versanti carbonatici ricoperti da piroclastiti sciolte rimaneggiate e non ed, in particolare, quelle di Mercogliano, Ospedaletto d'Alpinolo, Quindici, Bracigliano, Siano, Serino, Montoro e Volturara Irpina. Frane di crollo possono verificarsi lungo i versanti acclivi carbonatici interessati da diaclasi o da fasce cataclastiche

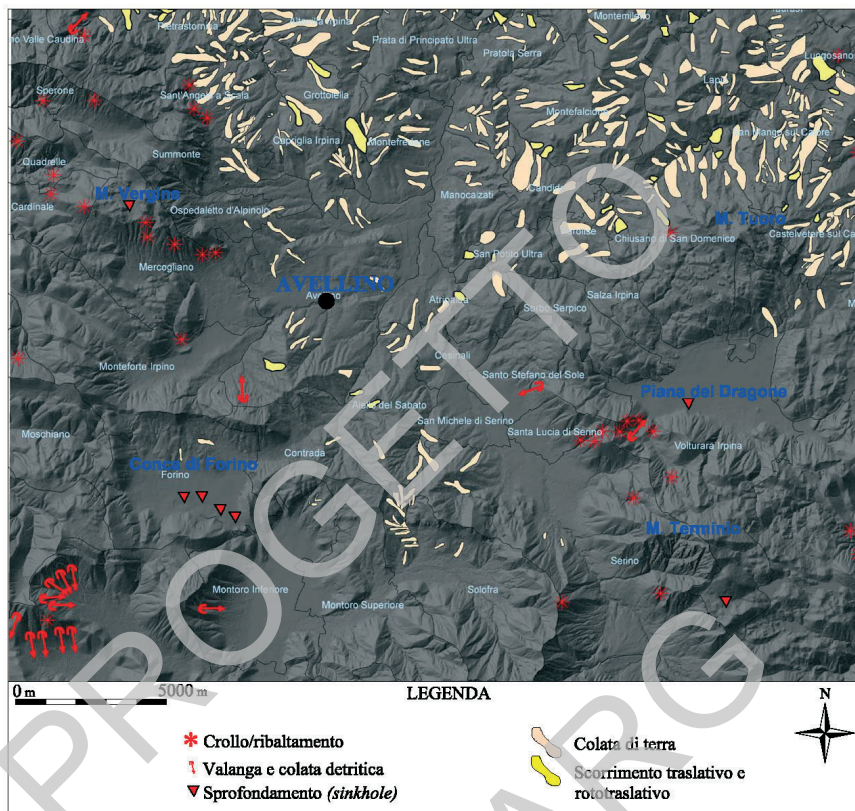


Fig. 34 - Carta schematica della distribuzione delle principali instabilità delle aree presenti nel Foglio Avellino.

e in quelli composti da depositi grossolani fratturati. Evidenze di crolli avvenuti nel passato sono presenti in alcune aree comunali di Mercogliano, Siano, Sorbo Serpico e Chiusano San Domenico. Le aree collinari, interessate dai terreni multistratificati e strutturalmente complessi a prevalente presenza di strati e banchi di argilla, sono interessate da frane per colata più o meno rapida e per scorrimenti roto-traslativi.

Specifiche concentrazioni degli eventi (Fig. 34) sono presenti in corrispondenza del settore centro-settentrionale (comuni di Candida, Parolise, Chiusano San Domenico, Lapio, San Mango sul Calore, Castelvete sul Calore). Buona parte degli eventi può considerarsi a riattivazione periodica. È da evidenziare, in aggiunta, che sono state osservate condizioni evolutive tendenti a coinvolgere porzioni più ampie di versante ove sono sviluppati fenomeni di primo atto.

Tutte le fenomenologie sono vincolate agli assetti strutturali spesso complessi, per cui sia i meccanismi di innesco sia l'evoluzione della fenomenologia, nel tempo e nello spazio, ne risultano condizionate (GUADAGNO *et alii*, 2008). Il controllo strutturale sull'evoluzione degli eventi in termini di stile e distribuzione dell'attività, nonché, sugli stessi cinematismi, si determina generalmente attraverso il *fabric* mesoscopico degli ammassi rocciosi (l'assetto giaciturale della stratificazione, i contatti stratigrafici o tettonici tra le successioni a competenza diversificata, le fasce di discontinuità pervasiva legate alla presenza di banda di taglio, assi di pieghe, ecc.)

Come già evidenziato, nel Foglio ricade in parte l'area coinvolta dai fenomeni del Maggio 1998. In particolare, i comuni di Bracigliano e Siano (Fig. 35) hanno subito gli effetti delle fenomenologie franose entro i terreni piroclastici che ammantano i rilievi carbonatici; esse possono essere classificate quali valanghe detritiche e colate detritiche (GUADAGNO *et alii*, 2005).

Gli eventi del Maggio 1998 oltre ad aver rappresentato rilevante importanza per le drammatiche conseguenze a persone e cose, hanno costituito un fonda-

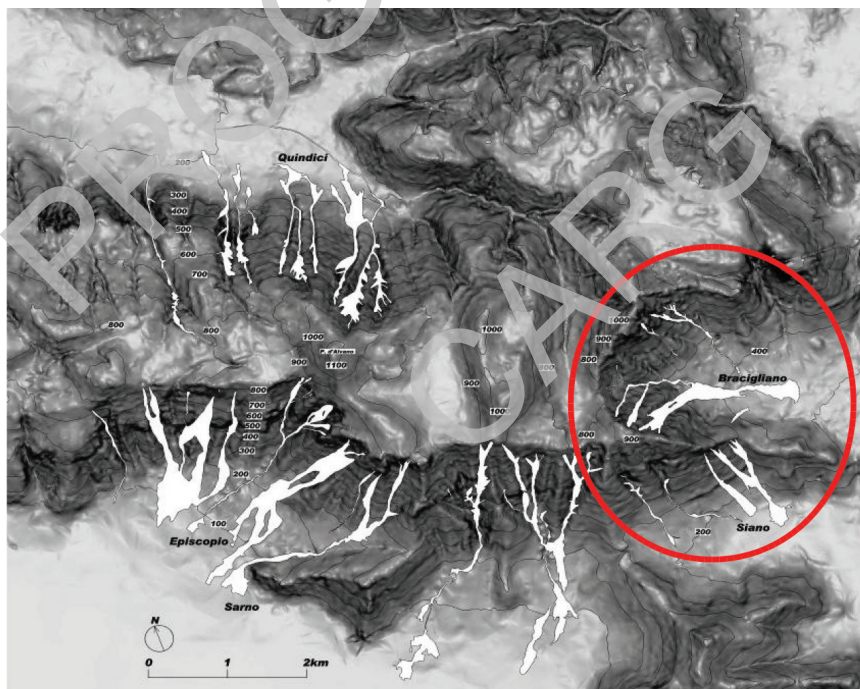


Fig. 35 - Eventi franosi del maggio 98 ricadenti nel Foglio Avellino sui versanti della dorsale di Pizzo d'Alvano; in rosso l'area dei comuni di Siano e Bracigliano (GUADAGNO *et alii*, 2000).

mentale *case history* studiato da ricercatori di differenti ambiti scientifici e con diversi approcci. Considerata la particolare estensione delle coperture piroclastiche (PNV, b_2 , a, VEF_{2b2} , ecc.) sui rilievi dell'area del Foglio e la loro potenziale mobilitazione, nel seguito si evidenziano alcune specifiche caratteristiche degli eventi franosi coinvolgenti le predette coperture.

Come noto, si tratta di fenomeni caratterizzati dalla mobilitazione improvvisa di materiali di origine piroclastica in posizione primaria o secondaria poggianti su un substrato carbonatico o multistratificato. Il denudamento dei rilievi dalla copertura detritico-piroclastica si sviluppa con il distacco e lo scorrimento traslativo di ampi volumi che avanzano repentinamente in fase tipicamente valanghiva; i materiali, ad elevato contenuto d'acqua, si spostano o lungo versanti aperti o incanalandosi lungo i fossi. Il movimento continua fino a quando il materiale di frana si deposita in corrispondenza delle aree a bassa acclività prima di raggiungere la base del pendio, dove si esaurisce l'energia di movimento (GUADAGNO *et alii*, 2005) e si determina la gran parte dell'accumulo.

Gli approfondimenti svolti evidenziano che uno dei punti per la valutazione della pericolosità delle aree campane potenzialmente soggette a rischio è relativo alla comprensione delle condizioni geologiche e morfologiche nelle zone di attivazione ed alla definizione dei meccanismi d'innescio e di propagazione delle masse in frana. Assetti geologici predisponenti queste fenomenologie possono ritrovarsi lungo i versanti dei rilievi dei monti del Partenio e dei monti del Terminio, come peraltro hanno evidenziato studi condotti dalle Autorità di Bacino



Fig. 36 - Eventi franosi del Maggio 1998 presso l'abitato di Siano.

(AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI LIRI-GARIGLIANO E VOLTURNO, 2007; AUTORITÀ DI BACINO DEL SARNO, 2002; AUTORITÀ DI BACINO NORD OCCIDENTALE DELLA CAMPANIA, 2003; AUTORITÀ DI BACINO DESTRA SELE, 2007).

Numerosi sono gli eventi che hanno colpito nel Maggio 1998 l'area di Siano e di Bracigliano, ove per ciascun singolo flusso sono state definite più cause innescanti (GUADAGNO *et alii*, 2005). Un tipico esempio è quello relativo al versante a monte dell'abitato di Siano rappresentato in Fig. 36.

I rilievi di dettaglio (REVELLINO *et alii*, 2006), per il complesso dell'area coinvolta dai fenomeni del Maggio 1998, evidenziano che le instabilità iniziali sono controllate dalla presenza di specifiche condizioni morfologiche costituite da scarpate e tagli artificiali che interrompono la continuità delle coltri piroclastiche. In Fig. 37 sono riportate, in modo schematico, le condizioni morfologiche caratterizzanti le zone di primo distacco. È evidente che di queste specifiche condizioni si deve tenere conto nelle valutazioni di suscettibilità.

Successivamente agli eventi catastrofici del Maggio 98, altre instabilità sono avvenute nell'area del Foglio. È il caso della frana del 2005 sul versante settentrionale del M.te Faliesi prospiciente il centro abitato di Avellino, che ha interes-

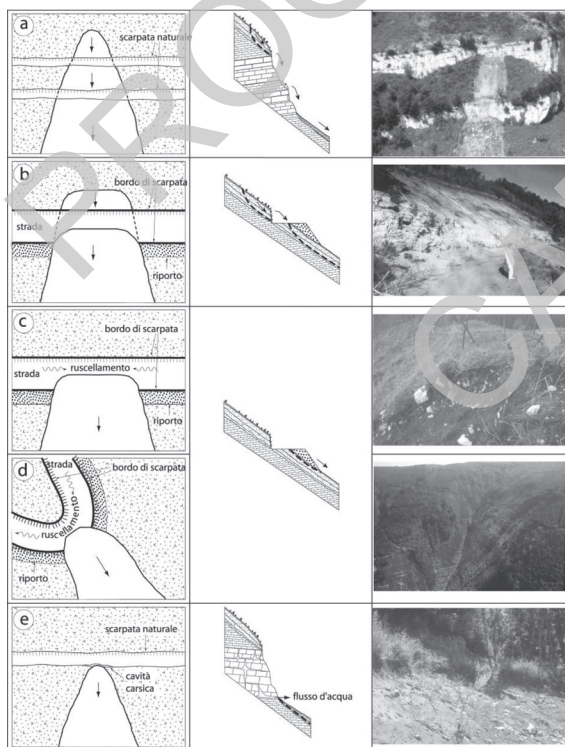


Fig. 37 - Condizioni morfologiche caratterizzanti le zone di primo distacco (GUADAGNO *et alii*, 2005).



Fig. 38 - Evento verificatosi a Volturara Irpina nel 2007 (foto fornite dall'Ing. M. Picariello).

sato alcune abitazioni e vie di comunicazione. Nel dicembre 2001, anche il comune di Pannarano è stato colpito da analoghi eventi che non hanno però coinvolto l'abitato urbano. Nei due casi sono evidenti le influenze delle attività antropiche nell'attivazione della fenomenologia individuate nei percorsi di risalita per gli esboschi del ceduo.

Eventi di tipologia simile si sono verificati a seguito delle eccezionali precipitazioni verificatesi nel Settembre 2007. Gli eventi franosi hanno interessato l'abitato di Volturara Irpina (Fig. 38) e i comuni di Montoro Superiore, Montoro Inferiore e Serino.

Altra tipologia di instabilità che può costituire significativa problematica, è il fenomeno di sprofondamento improvviso (*piping sinkhole*). Alcuni fenomeni di sprofondamento si sono verificati nel bacino alluvionale di Forino nel periodo marzo-giugno 2005 a seguito delle eccezionali precipitazioni invernali. In contrada Petrosa nel comune di Forino, si aprì una voragine del diametro di 12 metri e profonda circa 25 metri (DEL PRETE *et alii*, 2008). Anche nel bacino endoreico del Piana del Dragone sono stati segnalati analoghi fenomeni, così come nei bacini carsici di Campolasperto sul Terminio e Campomaggiore sul Partenio (Fig. 34).

2. - RISERVE IDRICHE SOTTERRANEE

La provincia di Avellino riveste un ruolo strategico nell'ambito della gestione e del coordinamento di diversi sistemi idrici dell'Italia meridionale. Infatti, gran parte delle risorse idriche, captate da alcuni tra i più importanti acquedotti italiani (Alto Calore Servizi S.p.A., Acquedotto Pugliese S.p.A., Azienda Risorse Idriche Napoli S.p.A.), vengono destinate all'approvvigionamento potabile delle regioni Campania, Puglia e Basilicata.

Come osservabile dalla Fig. 39, le risorse idriche sotterranee sono per lo più concentrate in due ambiti idrogeologici principali. Questi sono costituiti dai massicci carbonatici del Terminio-Tuoro e del Partenio nonché dalle piane alluvionali

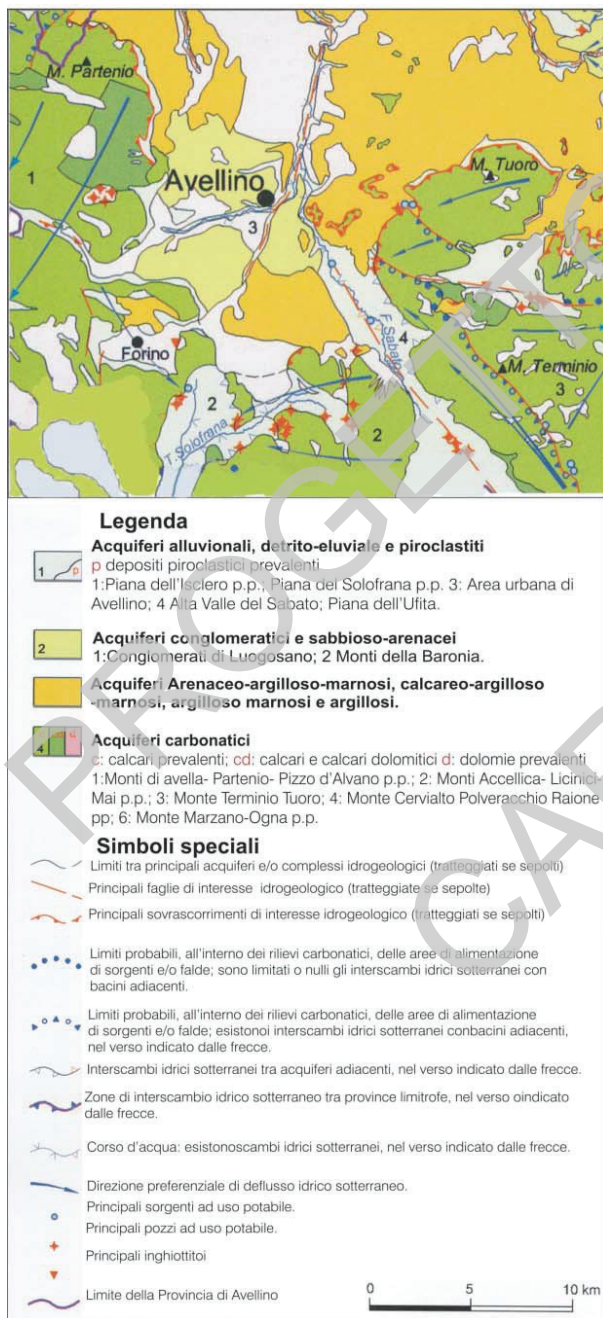


Fig. 39 - Schema idrogeologico e risorse idriche del Foglio Avellino (AQUINO, 2006).

intramontane dei fiumi Sabato e Solofrana. Nell'area ricadono alcuni importanti gruppi sorgivi per lo più captati (Tab.1).

Tab. 1 - *Principali sorgenti ricadenti nel Foglio Avellino.*

Denominazione	Comune	Quota (m s.l.m.)	Q (m ³ /s)			Note
			max	med	min	
Acquaro÷Pelosi	Serino	376÷380	1,60	1,00	0,10	Acquifero del Terminio
Urciuoli	S. Stefano del Sole	330	1,70	1,30	1,00	Acquifero del Terminio + alimentazione anche da parte della falda circolante nei depositi alluvionali del fiume Sabato.
Gruppo Sauceto÷Lagno	Sorbo Serpico÷Salza Irpina	462÷486	–	0,14, 0,20	–	Acquifero Terminio-Tuoro
Barardo	Montemarano	446	0,48	0,25	–	Acquifero Terminio-Tuoro
Laura	Montoro Inferiore	185	0,20	0,14	0,04	Acquifero Monte Faggeto-Monte dell'Uovo-Monte Romola
Labso	Montoro Inferiore	199	0,12			Acquifero Monte Faggeto-Monte dell'Uovo-Monte Romola
Bocca dell'Acqua	Montoro Superiore	930		0,040		Acquifero Monte Faggeto-Monte Dell'Uovo-Monte Romola

2.1. - I MONTI DI AVELLA-PARTENIO-PIZZO D'ALVANO *p.p.*

Dell'intero massiccio carbonatico dei Monti di Avella-Partenio-Pizzo d'Alvano (circa 360 km²) solo il settore orientale ricade nel Foglio.

Come è evidente dalla Fig. 39, ove è riportato lo schema di circolazione idrica sotterranea ricostruita sulla base di vari lavori (AQUINO *et alii*, 2006; CIVITA *et*

alii, 1970; CELICO & DE RISO, 1978; CELICO, 1978, 1983), è possibile affermare che le acque di infiltrazione circolanti nel massiccio concorrono ad alimentare una unica falda di base, avente quale recapito principale zone poste al di fuori del Foglio. Nello specifico è individuabile un deflusso preferenziale nel complesso montuoso del Monte Salto, Monte La Foresta, Monte Faitaldo, (tra Montoro e Bracigliano), Monte Faito (ad ovest di Monteforte) Monte Pietrantuono, Montevergine (ad ovest e a nord di Mercogliano) e Tuppo del Monaco (ad ovest di Pietrastornina), orientato preferenzialmente verso il settore occidentale del Foglio. Tale deflusso idrico sotterraneo alimenta il gruppo sorgivo di Sarno (CELICO, 1983) che ricade fuori dell'area del Foglio.

Un secondo deflusso è individuabile nel settore centro meridionale del Foglio, all'interno dell'apparato montuoso dei Monti di Solofra e secondo le direttrici Monti Garofalo-Monte dell'Uovo-Monte Palazzolo (posti a sud e sud-est di Solofra), e Monte Faggeto-Monte Velizzano-S.Eustacchio (tra Solofra e Montoro inferiore). In tale settore il deflusso idrico sotterraneo è indirizzato preferenzialmente verso la piana di Solofrana e Montoro inferiore, dove sono presenti le sorgenti di Laura (tra Preturo e Borgo) e Labso (nei pressi di San Bartolomeo a sud di Montoro inferiore). Queste sorgenti, ubicate ai margini del rilievo carbonatico, nell'alta valle del Solofrana, sono alimentate, oltre che dalla falda in rete, anche da un complesso sistema di canalizzazioni carsiche posto in diretta comunicazione con l'inghiottitoio della conca di Forino (CELICO, 1983; SANTO *et alii*, 1998).

Le captazioni di acque sotterranee, nell'ambito del massiccio, sono in gran parte costituite da campi pozzi, concentrati prevalentemente nella zona dell'alto Solofrana e del Vallo lauro-baianese. Solo alcune delle principali sorgenti quali Bocca dell'Acqua (circa 700 m di quota, presso Pizzo S. Michele a sud di Montoro superiore) sono captate tramite opere di presa.

2.2. - I MONTI DEL TERMINIO -TUORO E LA PIANA DEL DRAGONE

L'apparato montuoso del Terminio-Tuoro ricade quasi interamente nel Foglio ad eccezione di zone marginali del settore sud orientale. La circolazione idrica sotterranea del massiccio carbonatico è condizionata, oltre che dall'andamento plano-altimetrico della cintura impermeabile, dalla presenza di discontinuità tettoniche, sia di natura distensive sia compressive, nonché da fenomeni carsici particolarmente sviluppati. I recapiti principali della falda di base sono ubicati lungo il margine nord-orientale (sorgenti di Cassano Irpino e Baiardo), settentrionale (sorgenti di Sorbo Serpico-Salza Irpina) e occidentale (sorgenti di Acquaro-Pelosi ed Urcioli) del massiccio carbonatico. Inoltre, all'interno del rilievo sono presenti numerosi recapiti sorgivi posti ad alta quota, la cui portata risulta di importanza non trascurabile. Tali risorse sono particolarmente concentrate nel settore meri-

dionale della piana del Dragone (CELICO, 1988) e nell'area tettono-carsica dei piani di Verteglia, d'Ischia, Campolaspierto, Acquenere (CALCATERRA *et alii*, 1994; ALLOCCA *et alii*, 2005).

In riferimento alla circolazione idrica sotterranea basale, sono stati definiti più bacini sotterranei (CIVITA, 1969; CELICO, 1983) i cui limiti, sebbene non univocamente identificati, corrispondono a specifiche strutture idrogeologiche.

La faglia Volturara Irpina-Monti Accellica che borda il settore meridionale della conca endoreica del Piana del Dragone costituisce un elemento strutturale di separazione del massiccio carbonatico in due domini idrogeologici distinti (CELICO, 1983). Nella porzione settentrionale, corrispondente al massiccio del Monte Tuoro, la falda di base alimenta le sorgenti di Sorbo Serpico-Salza Irpina e la Sorgente Baiardo. In corrispondenza dei rilievi contigui al Monte Terminio, il complesso sistema di discontinuità tettoniche determina acquiferi con due direttrici di flusso. Una direttrice è individuata al bordo occidentale del Monte Terminio; essa è sviluppata parallelamente all'asta del Fiume Sabato tra i rilievi Forcella-Vernacolo-Sambuco fino alle sorgenti Acquaro-Pelosi (Serino) ed Urcioli (Santo Stefano del Sole); le sorgenti sono anche alimentate dalle acque di circolazione dei depositi alluvionali della piana di Serino. Una seconda direttrice si articola dal Monte Calcare di Alessio (poco ad est del Monte Terminio) fino all'area pedemontana del bacino del Fiume Calore (oltre il bordo orientale del Foglio). Nella stessa direzione si dirigono le acque della conca tettono-carsica della Piana del Dragone (CELICO & RUSSO, 1981; CELICO *et alii*, 1982a) ad alimentare le sorgenti di Cassano Irpino, ricadenti fuori del Foglio.

La Piana del Dragone rappresenta una delle più ampie aree a deflusso endoreico in ambiente carbonatico dell'Appennino meridionale. Le sue acque di ruscellamento superficiale vengono smaltite da un unico inghiottitoio, ubicato lungo il margine meridionale della stessa Piana, noto come Bocca del Dragone. Esso assume un ruolo di estremo interesse nelle problematiche relative alla definizione della vulnerabilità all'inquinamento delle falde. L'inghiottitoio, è da considerarsi in comunicazione idraulica diretta con la falda in rete che defluisce nel massiccio carbonatico del Terminio-Tuoro. È da evidenziare, che prove eseguite con l'immissione di coloranti nell'inghiottitoio della bocca del Dragone (CELICO *et alii*, 1982b), hanno dimostrato il collegamento con le sorgenti di Cassano Irpino e di Acquaro-Pelosi nel comune di Serino.

Al margine occidentale del massiccio carbonatico del Terminio-Tuoro si rinvenivano numerosi campi-pozzi che captano la falda basale. Nello specifico si evidenziano le captazioni di Chiusano San Domenico, Santo Stefano del Sole, Salza Irpina, Santa Lucia di Serino e Serino.

2.3. - LA CONCA DI FORINO

La conca di Forino, come la piana di Volturara, costituisce un'ampia zona a deflusso endoreico. Ad eccezione delle piccole sorgenti, in parte captate, di ridotta portata (max 2,0 l/s) presenti lungo il margine settentrionale della piana, tutte le acque di ruscellamento e di infiltrazione vengono drenate da un inghiottitoio ubicato nel settore sud-orientale (località Celzi) e da un complesso sistema di canalizzazioni carsiche posto in comunicazione con le sorgenti Laura e Labso (SANTO *et alii*, 1998). È da evidenziare che allo stato attuale defluiscono verso l'inghiottitoio anche le acque della rete fognaria del comune di Forino. Sulla base delle ricostruzioni piezometriche (SANTO *et alii*, 1998), l'acquifero piroclastico-alluvionale occupante la piana è sede di una falda idrica superficiale il cui deflusso è orientato da nord-ovest verso sud-est.

2.4. - LA PIANA DEL TORRENTE SOLOFRANA *p.p.*

La piana del Solofrana (di circa 55 km²), ricade nel margine meridionale del Foglio. Il prisma sedimentario risulta caratterizzato da depositi detritico-alluvionali (VEF_{2b}, VEF_{2b2}) e piroclastici incoerenti rimaneggiati (PNV, b₂), granulometricamente molto eterogenei (da limi a ghiaie), ad essi si intercalano accumuli tufacei ascrivibili al Tufo Grigio Campano *Auctt.* o Ignimbrite Campana *Auctt.* (TGC).

I principali limiti idrogeologici della piana sono rappresentati, ad ovest, dal contatto con i rilievi carbonatici dei Monti del Partenio-Pizzo d'Alvano, a settentrione dalla presenza di fasce detritiche che bordano le rocce calcaree dei Monti di Solofra e a sud-est dai rilievi calcarei dei Monti dell'Uovo e Monte Palazzolo. Nella porzione di territorio compresa tra gli abitati di Montoro e Solofra, la circolazione idrica sotterranea assume direzione di deflusso preferenzialmente verso sud (AQUINO *et alii*, 2006). Le principali opere di captazione sono rappresentate dai numerosi pozzi distribuiti in tutta la piana.

2.5. - L' AREA URBANA DI AVELLINO

L'area urbana di Avellino, con estensione di circa 10 km² ricade nella depressione morfostrutturale limitata a nord dal Torrente San Francesco e a sud dai Rio Fenestrella-Rigatore e Rio S. Oronzo. Ambedue i corsi d'acqua confluiscono nel Fiume Sabato nei pressi della stretta di Tufarole. La città si estende verso oriente lungo il medio corso del Fiume Sabato. A maggiore scala, la conca è delimitata ad ovest dai rilievi carbonatici dei Monti di Avella-Partenio-Pizzo d'Alvano, e a

sud dalle propaggini di questi e dai Monti di Solofra. Nei settori settentrionali ed orientali limitano la conca i rilievi collinari arenaceo-marnoso-argillosi (CVT, CPA e AV) e clastici, da fini a grossolani, (RVM_b, UTA) che insieme costituiscono il substrato pre-quadernario della città. In tale area la circolazione idrica sotterranea può essere considerata unica e generalmente di tipo freatico nei depositi quadernari di origine vulcanoclastica (TGC, PNV), sebbene possano evidenziarsi più falde che circolano nei livelli granulometricamente più grossolani. Le zone di recapito preferenziale sono coincidenti con il Fiume Sabato per cui le acque sotterranee convergono verso l'alveo principale o verso assi di drenaggio connessi con possibili paleo-alvei.

Le captazioni riguardanti la sola falda di piana sono rappresentate esclusivamente da pozzi utilizzati da piccole utenze locali a scopo prevalentemente agricolo e industriale.

3. - SISMICITÀ

I settori appenninici campani, tra i quali l'area dell'alta Irpinia in cui ricade il Foglio, rappresentano zone ad elevato rischio sismico nell'ambito delle quali, nel corso dei secoli, si sono risentiti gli effetti di numerosi terremoti anche di notevole intensità.

Come osservabile in Fig. 40, l'alta Irpinia è immediatamente ai margini di aree sismogeneticamente attive. In Fig. 41 sono indicate le intensità dei terremoti che hanno colpito la città di Avellino dal 1400, inducendo spesso significativi

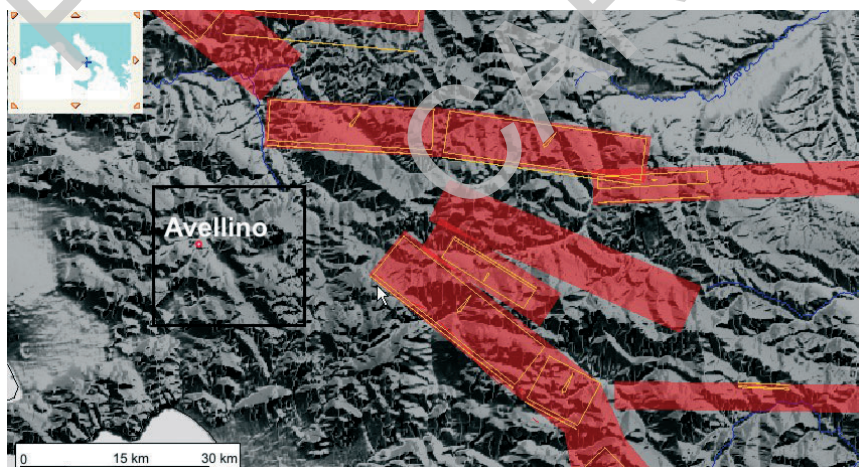


Fig. 40 - Sorgenti sismogenetiche di Magnitudo maggiore di 5.5 nell'area dell'Appennino Meridionale (www.ingv.it).

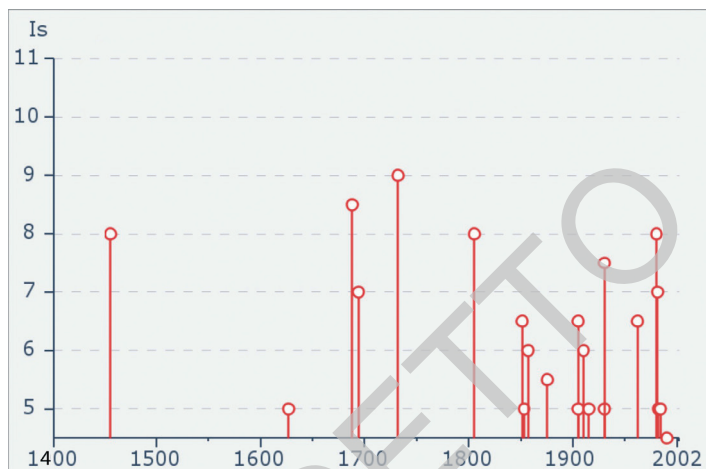


Fig. 41 - I terremoti che hanno colpito la città di Avellino dal 1400 (www.emidius.mi.ingv.it/CPTI04).

danneggiamenti (1456, 1688, 1732, 1805, 1930, 1962, 1980). La storia sismica dell'area, è rappresentabile da quanto ricostruito per la città di Avellino così come riportato nel catalogo parametrico dei terremoti italiani (POSTPISCHL, 1985; CPTI/99 e successive modifiche). Nella Tab. 2 sono indicati i terremoti che hanno avuto effetti significativi nell'area. Tali effetti sono principalmente riconducibili a situazioni locali inducenti amplificazioni del moto del suolo ed all'innescio di fenomeni di instabilità dei versanti.

La causa di tale attività sismica è da ricercare nell'evoluzione neotettonica che si manifesta con un generale sollevamento in corrispondenza delle aree ove sono presenti sistemi di faglie con direzione NO-SE, NE-SO, E-O, NNO-SSE (CIARANFI *et alii*, 1983). Gli studi svolti sui meccanismi focali (CIARANFI *et alii*, 1983; GASPARINI *et alii*, 1985) indicano una prevalenza dei movimenti lungo faglie normali, orientate parallelamente alla Catena appenninica, e lungo faglie trascorrenti con direzione antiappenninica (NE-SO). Nell'area irpina prevale un regime di sforzi normali. Dai dati disponibili risulta che l'attività sismica è connessa prevalentemente a strutture sismogenetiche con andamento appenninico (NO-SE) ubicate in una fascia larga diversi chilometri compresa tra la Baronìa e i Monti Picentini.

L'evento sismico che si è verificato in Irpinia nel novembre del 1980 (ALESSIO *et alii*, 1988), e gli eventi verificatisi successivamente (1982-1987), per i quali sono disponibili una grande quantità di dati geofisici e geologici, confermano tali assunzioni. L'epicentro dell'evento del 1980 ricade presso l'abitato di Laviano, poco ad est del margine orientale del Foglio. La principale struttura sismogenetica che lo ha prodotto è rappresentata da una faglia normale, orientata in direzione appenninica, che ha determinato come effetto l'ulteriore abbassamento relativo

Tab. 2.- *Eventi sismici inducenti effetti significativi ad Avellino*

Storia sismica di Avellino		
Intensità	Data	Epicentro
9	29/11/1732	Irpinia
8-9	05/06/1688	Sannio
8	12/05/1456	Molise
8	26/07/1805	Molise
8	23/11/1980	Irpinia-Basilicata
7-8	23/07/1930	Irpinia
7	08/09/1694	Irpinia-Basilicata
7	14/02/1981	Baiano
6-7	14/08/1851	Basilicata
6-7	14/03/1905	Beneventano
6-7	08/21/1962	Irpinia
6	16/12/1857	Basilicata
6	07/06/1910	Irpinia-Basilicata
5-6	06/12/1875	S.Marco in Lamis
5	30/07/1627	Gargano
5	09/04/1853	Irpinia
5	09/08/1905	Calabria
5	13/01/1915	Avezzano
5	27/04/1930	Salernitano
5	21/03/1982	Maratea
5	05/07/1984	Appennino abruzzese
5	05/05/1990	Potentino
4	09/05/1924	Solofra
4	26/11/1905	Irpinia

del blocco nord-orientale. La faglia, con direzione media 315° e inclinazione 60° - 70° verso nord-est, ha infatti provocato la formazione in superficie di una scarpata di faglia per una lunghezza complessiva di circa 35 chilometri ed un rigetto verticale variabile tra 0,40 e 1 metro. La scarpata, seppur in maniera discontinua, è stata seguita dalle pendici del Monte Caravella a NO fino alla Piana di San Gregorio Magno a SE (FUNICIELLO *et alii*, 1988).

In PORFIDO *et alii* (2007) sono riportati gli effetti indotti dai principali eventi sismici, quali fagliazione superficiale, frane, fenomeni di liquefazione e formazione di vulcanelli di fango, osservati anche nell'area del Foglio (cfr. ISPRA Progetto Sinkhole <http://sgi.isprambiente.it/sinkhole>).

Come detto l'area compresa nel Foglio (Fig. 42) ricade in una fascia ove prevalgono meccanismi di rottura attesi di tipo *dip-slip* e subordinatamente *strike-slip* (SCANDONE & STUCCHI, 2000). Nello specifico la zonazione sismogenetica (SCANDONE & STUCCHI, 2000) evidenzia che il settore appenninico d'interesse ricade nelle zone 57 e 63 comprendenti il settore assiale della Catena Appenninica. Questo settore è caratterizzato dal massimo rilascio di energia legata alla distensione che, da circa 0.7 ma, interessa l'Appennino meridionale. Il meccanismo

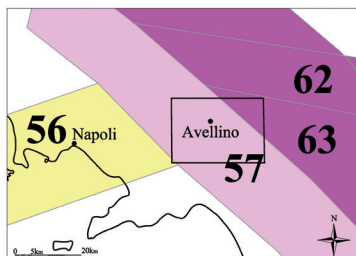


Fig. 42 - Stralcio della carta della zonazione sismomagnetica ZS4 (tratto da SCANDONE & STUCCHI 2000).

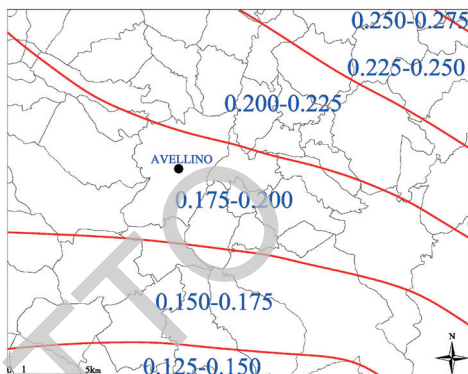


Fig. 43 - Distribuzione delle accelerazioni massime sul suolo (AA.VV., INGV, 2004 mod.).

di fagliazione individuato di tipo normale con profondità ipocentrali comprese tra gli 8 e 12 km (SCANDONE & STUCCHI, 2000).

La carta della pericolosità sismica, di cui si riporta uno stralcio in Fig. 43 (AA. VV., 2004), evidenzia che nell'area del Foglio sono state definite sei fasce caratterizzate da un'accelerazione massima variabile tra 0.125 g e 0.275 g.

Su tali basi di conoscenza, la classificazione sismica dei comuni della Regione Campania è stata aggiornata, con Delibera G.R. 7-11-2002 n.º 5447, come è indicato in Fig. 44.

Si osserva che i territori comunali del settore nord orientale (Tufo, Santa Paolina, Montemimuro, Lapio, Taurasi, Luogosano, Sant'Angelo dell'Esca, San Mango sul Calore e Paternopoli) sono classificati ad elevata sismicità mentre la restante parte a media sismicità.

Per quanto detto l'area ricadente nel Foglio è considerata, a rischio dal punto di vista sismico, con significative ricadute in termini di pianificazione e di progettazione delle opere di ingegneria.

L'analisi degli assetti geologici nelle aree urbanizzate evidenzia che, per i centri urbani ricadenti nel Foglio, sussistono diversificate condizioni dei terreni di fondazione nonché, in molti casi, articolate condizioni morfotopografiche.

La normativa sismica del territorio italiano (OPCM, n.º 3274/2003) sottolinea l'importanza della conoscenza delle condizioni geologiche del sito per adeguare le costruzioni. Nelle Tabb. 3 e 4 sono ricostruite, in modo schematico, le tipologie di sottosuolo e le morfologie definite nell'Ordinanza e nelle norme tecniche per le costruzioni (D.M. 14 gennaio 2008), che in effetti riprendono quanto definito nell'Eurocodice 8.

Sulla base degli specifici rilievi geologico-tecnici e dei dati disponibili, sono

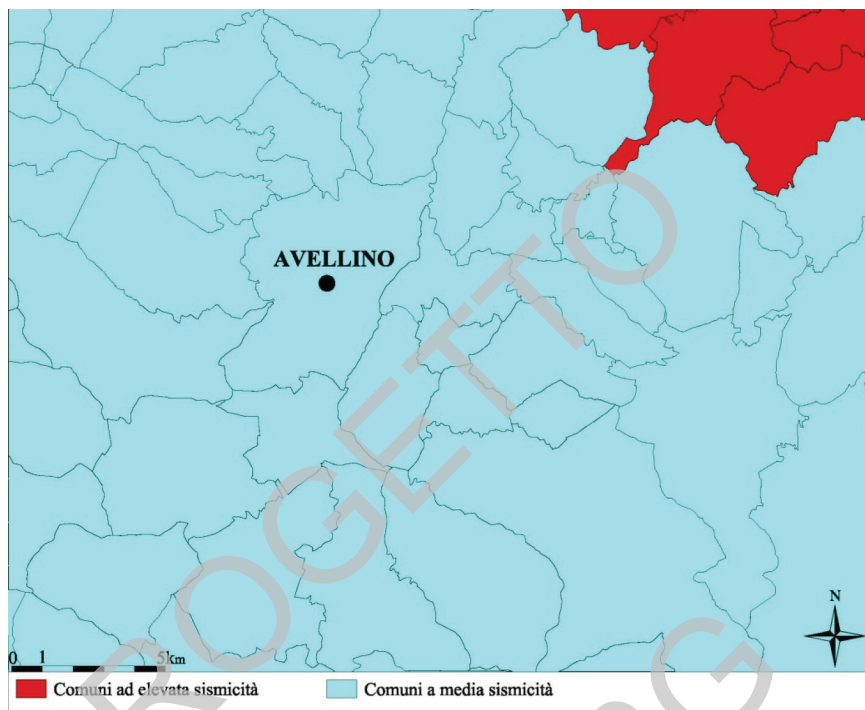


Fig. 44 - Aggiornamento della classificazione sismica dei Comuni della Campania dal sito <http://www.regione.campania.it/difesa-suolo/sismica/Sism/Sismap.htm>.

state ricavate nella Tab. 5 le categorie di sottosuolo e sono riportate le condizioni morfologiche prevalenti nell'area dei centri urbani dei comuni ricadenti nel Foglio.

Come si può osservare solo alcuni centri abitati, quali per esempio Summonte e Santangelo a Scala, ricadono in zone di affioramento di *bedrock* roccioso, costituito prevalentemente da depositi calcarei e successioni arenacee. Alla maggior parte dei centri abitati corrisponde la categoria sismica di tipo B con sottosuoli multistratificati a consistente componente argillosa. Sono tipici gli abitati di Capriglia Irpina, Grottolella, Montefalcione, Montefredane. Nelle zone descritte è però da sottolineare che la presenza di depositi detritici di copertura, e di alterazione, di spessore variabile, può indurre condizioni di amplificazione locale anche significativa. Ove sussistono significative coperture detritiche e piroclastiche che generano amplificazioni locali sono i centri urbani ricadenti in zone di pianie quali quelli di Avellino, Forino, San Michele di Serino, Atripalda, Siano, Solofra, Volturara Irpina, Montoro e Santa Lucia di Serino.

In effetti le categorie di sottosuolo e le condizioni morfologiche evidenziate sono da considerarsi solo una prima valutazione orientativa delle problematiche

Tab. 3 - *Categoria dei suoli di fondazione*

TIPO DI TERRENO	PROFILO STRATIGRAFICO	PARAMETRI		
		Vs30 m/s	NSPT	cu kPa
A	Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di Vs,30 superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie uno strato di alterazione, con spessore massimo pari a 3 m.	> 800		
B	Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di Vs,30 compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero NSPT,30 > 50 nei terreni a granagrossa e cu,30 > 250 kPa nei terreni a grana fina).	< 800 > 360	> 50	> 250
C	Terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di Vs,30 compresi tra 180 m/s e 360 m/s (ovvero 15 < NSPT,30 < 50 nei terreni a grana grossa e 70 < cu,30 < 250 kPa nei terreni a grana fina).	< 360 > 180	< 50 > 15	< 250 > 70
D	Terreni a grana grossa scarsamente addensati o terreni a grana fina scarsamente consistenti, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di Vs,30 inferiori a 180 m/s (ovvero NSPT,30 < 15 nei terreni a grana grossa e cu,30 < 70 kPa nei terreni a grana fina).	< 180	< 15	< 70
E	Terreni dei sottosuoli di tipo C o D per spessore non superiore a 20 m, posti sul substrato di riferimento (con Vs > 800 m/s).			
S1	Terreni caratterizzati da valori di Vs,30 inferiori a 100 m/s (ovvero 10 < cu,30 < 20 kPa), che includono uno strato di almeno 8 m di terreni a grana fina di bassa consistenza, oppure che includono almeno 3 m di torba o di argille altamente organiche.	< 100		< 20 > 10
S2	Terreni suscettibili di liquefazione, di argille sensitive o qualsiasi altra categoria di sottosuolo non classificabile nei tipi precedenti.			

Tab. 4 - *Categorie topografiche.*

T1	Superficie pianeggiante, pendii e rilievi isolati con inclinazione media $i \leq 15^\circ$
T2	Pendii con inclinazione media $i > 15^\circ$
T3	Rilievi con larghezza in cresta molto minore che alla base e inclinazione media $15^\circ \leq i \leq 30^\circ$
T4	Rilievi con larghezza in cresta molto minore che alla base e inclinazione media $i > 30^\circ$

Tab. 5 - *Tipologie di terreno di sottosuolo e condizioni morfologiche delle aree urbane dei comuni ricadenti nel Foglio Avellino.*

Comuni	Tipologia prevalente di terreno di fondazione	Tipologia secondaria di terreno di fondazione	Unità litostratigrafica o sintematica	Associazioni di litotipi	Condizione topografica prevalente
Aiello del Sabato	A	B	AV	Argilla, marna, calcarenite	T1-T2
Atripalda	B	C	TGC - SFL ₄	Vulcanoclastiti, limo, sabbia, conglomerato	T1-T2
Avellino	A-B	B-C	TGC-PNV-SFL ₄ - BNA ₁	Vulcanoclastiti, limo, sabbia, conglomerato	T1-T2
Bracigliano	B	C	VEF _{2b2}	Piroclastite, silt, sabbia	T1-T2
Candida	A-B	C	FYR- FYRa	Calcarenite, calcirudite, marne, argilla, sabbia, silt, pietrisco	T1-T2
Capriglia Irpina	B	C	UTA _a -UTA _{b-b2}	Silt, arenaria, conglomerato, piroclastite	T1-T2
Castelvetrore sul Calore	A	B	CVT ₁	Arenaria, conglomerato	T2-T3
Cesinali	A-B	C	FYR- FYR ₂ -PNV	Calcarenite, calcirudite, marne, argilla, piroclastite	T1-T2
Chiusano San Domenico	A	B-C	CVT ₁	Arenaria, conglomerato	T2-T3

Comuni	Tipologia prevalente di terreno di fondazione	Tipologia secondaria di terreno di fondazione	Unità litostratigrafica o sintematica	Associazioni di litotipi	Condizione topografica prevalente
Contrada	B	C	PNV	Piroclastite	T1-T2
Grottolella	B	C	UTA _b -b ₂	Silt, arenaria, argilla, sabbia	T1-T2
Lapio	A-B	C	FYR- PNV- b ₂	Calcarenite, calcirudite, marna, argilla, piroclastite	T2-T3
Luogosano	A	B-C	UTA _e -b ₂ - PNV	Sabbia, ghiaia, silt, piroclastite	T2-T3
Manocalzati	A	B	UTA _e	Arenaria, sabbia, ghiaia, silt	T2-T3
Mercogliano	B	A-C	CRQ-a-b _n	Calcari, pietrisco, sabbia	T1-T2
Montefalcione	B	A-C	CVT ₂ -FYR ₂ - b ₂	Arenaria, argilla, conglomerato, calcarenite, marna, silt, sabbia	T2-T3
Monteforte Irpino	A	B	RDT-b _n -a	Calcari, sabbie, silt, pietrisco	T1-T2
Montefredane	B	C	UTA _e -UTA _b -b ₂	Silt, arenaria, conglomerato, piroclastite	T1-T2
Montemarano	A	B	CVT ₁ -OI	Arenaria, conglomerato, calcari, breccie	T2-T3
Montoro Inferiore	B	C	VEF _{2b2}	Silt, argilla, sabbia, ghiaia	T1-T2
Montoro Superiore	B	C	VEF _{2b2}	Silt, argilla, sabbia, ghiaia	T1-T2
Ospedamuro d'Alpinolo	B	C	AV-a-b ₂	Argilla, marna, calcareniti, pietrisco, silt, sabbia	T1-T2
Parolise	B	C	CVT ₁ - PNV	Arenaria, conglomerato, piroclastite	T1-T2

Comuni	Tipologia prevalente di terreno di fondazione	Tipologia secondaria di terreno di fondazione	Unità litostratigrafica o sintematica	Associazioni di litotipi	Condizione topografica prevalente
Parolise	B	C	CVT ₁ -PNV	Arenaria, conglomerato, piroclastite	T1-T2
Pietrastornina	A	B	CVT _{1a} -AV	Arenaria, conglomerato, argille, marne e calcareniti	T1-T2
Prata di Principato Ultra	B	A	UTA _c -PNV	Silt, arenaria, conglomerato, piroclastite	T1-T2
Pratola Serra	A	B	UTA _b -PNV-b ₂	Arenaria, argilla, piroclastite, silt, sabbia	T1-T2
Salza irpina	A	B	CVT ₁ -PNV-a	Arenaria, conglomerato, piroclastite, pietrisco	T2-T3
San Manco sul Calore	A	B	CVT1- CVT _{1a} -os	Arenaria, conglomerato, argille, marne	T2-T3
San Michele di Serino	B	C	FSBb	Sabbia, silt, conglomerato	T1-T2
San Potito Ultra	A	B	FYR-FYR _a -PNV	Calcarenite, calcirudite, marne, argilla, piroclastite	T1-T2
Santa Lucia di Serino	B	C	FSB _b -PNV-a	Sabbia, silt, conglomerato, piroclastite, pietrisco	T1-T2
Santangelo a Scala	A	B	AV-CVT _{1a} -a-b ₂	Argilla, marna, calcarenite arenaria, conglomerato, pietrisco	T3-T4
Santo Stefano del Sole	A	B-C	CVT ₁ -PNV-SFB _{a3} -CRQ ₄ -	Arenaria, conglomerato, piroclastici, brecce, calcari	T3-T4
Serino	B	C	FSB _b	Sabbia, silt, conglomerato	T1-T2

Comuni	Tipologia prevalente di terreno di fondazione	Tipologia secondaria di terreno di fondazione	Unità litostratigrafica o sintematica	Associazioni di litotipi	Condizione topografica prevalente
Siano	B	C	VEF _{2b2}	Piroclastite, silt, sabbie	T1-T2
Solofra	B	A-C	VEF _{2b} -PNV-RDT-a	Sabbia, silt, piroclastite, calcari, pietrisco	T1-T2
Sorbo Serpico	A	B	AV- PNV	Argilla, marna, calcarenite, piroclastite	T1-T2
Summonte	A	B	CCM-CRQ-AV-a	Calcari, Argilla, marna, calcarenite, pietrisco	T2-T3
Vulturara Irpina	B	C	PDR _b	Sabbia, ghiaia, argilla	T1-T2

connesse alla caratterizzazione dei modelli geologico-tecnici. La realtà geologico-stratigrafica e strutturale, l'evoluzione morfologica locale e le alterazioni indotte sugli assetti dalle attività antropiche inducono specifiche condizioni locali non generalizzabili, che necessitano di ulteriori approfondimenti. È in particolare da sottolineare che masse detritiche di copertura, naturali o antropiche, sono presenti in molti dei centri abitati e possono generare, come evidenziato in recenti eventi sismici (GUADAGNO & MAGALDI, 2000), effetti di amplificazione e anche di compattazione in condizioni non sature che inducono fenomenologie di cedimento anche differenziale.

4. - ATTIVITÀ ESTRATTIVA

Molti siti, caratterizzati da litotipi calcarei, tufacei, argillosi e conglomeratici, sono stati oggetto di attività estrattiva. Allo stato attuale risultano attive le cave per inerti calcarei di Monte lo Monaco nel comune di Salza Irpina, di Monte Tuoro nel comune di Chiusano San Domenico, di Monte Serrapullo comune di Montella di Monte Pergola comune di Solofrana e di Monte Castello comune di Atripalda. Inoltre, rocce conglomeratiche vengono coltivate, nei pressi di Chiusano San Domenico. In Fig. 45 è rappresentata la zonazione del Piano Regionale Attività Estrattive della Regione Campania (PRAE, 2006), approvato dal Commissario ad Acta con Ordinanza n. 11 del 07 giugno 2006, che interessa l'area del Foglio Avellino. Il Piano prevede che nell'area possano essere esclusivamente coltivate rocce carbonatiche e limitati affioramenti di depositi ghiaiosi. È da evi-

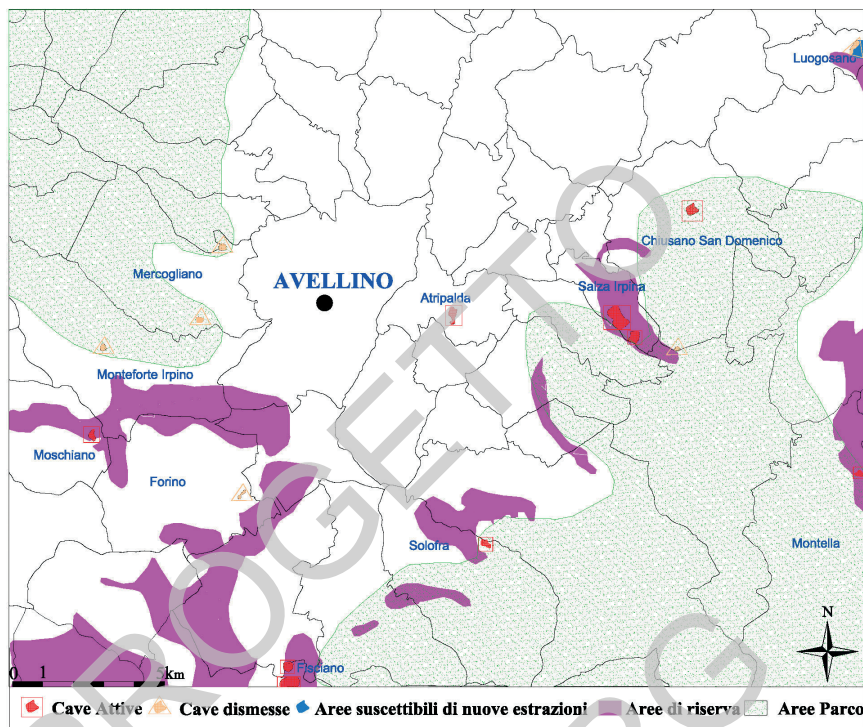


Fig. 45 - Cave attive e dismesse nel Foglio Avellino (PRAE 2006).

denziare che la gran parte dei massicci carbonatici potenzialmente oggetto di coltivazione ricadono in zone di parco ove l'attuale legislazione, impedisce di fatto, l'insediamento di nuove attività estrattive.

Le zone previste sono prevalentemente aree di riserva; l'unica zona suscettibile di nuove attività di coltivazione ricade nel settore orientale del Foglio ed, in particolare, interessa gli affioramenti di ghiaie e conglomerati presenti nel comune di Luogosano (UTA). In queste aree sussistono diverse evidenze di passate attività estrattive costituite da cave dismesse.

Potenziali località estrattive non comprese nelle zone del Piano sono quelle relative ai marmi ornamentali storici riferibili alla Pietra di Fontanarosa e alla Breccia Irpina di Gesualdo (FYR). Gli affioramenti, riferibili alla Pietra di Fontanarosa, sono costituiti da calcareniti e calcilutiti in banchi e strati (Fig. 46). Gli affioramenti della Breccia irpina sono costituiti da clasti poligenici soprattutto calcarenitici, marnosi e diasprigni a spigoli vivi e di dimensioni quasi esclusivamente centimetriche. Gli affioramenti attribuibili alle unità litostratigrafiche **FYR**, **FYR_a** e **FYR₂** ricadono, nell'area del Foglio, nel comune di Lapio, Mon-



Fig. 46 - **a)** Pietra di Fontanarosa; calcarenite con elevato contenuto in fossili (gastropodi e lamellibranchi); **b)** Breccia Irpina; breccia calcarea di natura elastica a cemento calcitico.

temarano, Montefalcione, Candida, San Potito Ultra, Atripalda e Cesinali (Fig. 47). È da tenere in considerazione, quindi, la possibilità di utilizzare l'estrazione della roccia calcareo-clastica e calcareo-marnosa del *Flysch Rosso* anche in queste zone per specifici utilizzi di ripristino urbano ed artistici.

5. - RISORSE PAESAGGISTICHE E GEOSITI

Nell'area del Foglio sono comprese le aree di due parchi regionali (Parco del Partenio e Parco dei Monti Picentini) ove sussistono condizioni di riserva integrale e generale. In tali aree sono infatti presenti le maggiori attrazioni paesaggistiche, geologiche e morfologiche. "Il Censimento Nazionale dei Geositi", avviato nell'anno 2002 da parte dell'ISPRA (ex APAT) ha promosso in sede di redazione del presente Foglio il censimento di alcuni siti di interesse geologico presenti nell'area del Foglio. Sono segnalati i paesaggi carsici del Monte Terminio e del Piano del Dragone, nonché, quello del Vallone Scorzella. A questi si aggiungono i siti connessi agli affioramenti del membro dei calcari e marne a *Orbitolina* (CRQ₂) e dell'unità della dolomia superiore (DBS) della successione carbonatica mesozoica in località Mescano, nonché, gli affioramenti tufacei di Avellino (TGC).

Per gli specifici aspetti connessi alla ricostruzione post terremoto è proposto quale geosito anche l'abitato di San Mango sul Calore. È infatti da evidenziare che il processo di ricostruzione oltre ad aver generato significative soluzioni tecniche in risposta agli specifici assetti geologici, ha seguito procedure amministrative specificamente definite. I significativi eventi di frana di Luogosano e Castelvete sono anch'essi considerati siti di interesse.

È comunque da sottolineare che le peculiarità generali del Foglio in termini

di condizione ed assetti geologici, oltre le predette località di interesse è possibile valorizzazione siti ove sussistono peculiarità geologico ambientali. Affioramenti di successioni litologiche, ambiti morfologici legati a processi morfogenetici quali frane, fenomeni erosivi, evidenze della tettonica recente e passata possono costituire elementi di attrazione locale al fine di programmi di educazione ambientale.

ABSTRACT

Various stages characterizing the tectono-sedimentary evolution and kinematics of the area of the Sheet were identified on the basis of the following criteria:

- the analysis of the sedimentary evolution of individual units;
- the study of pre-orogenic successions;
- the environment of deposition and the regional unconformities (depocenters wedge top basins type);
- the analysis of compressive and structural deformation (thrust tectonics).

The stratigraphic reconstruction of the outcropping succession allowed the identification and distinction of parts of Meso-Cenozoic sedimentary covers limited by thrust. The identified successions have been inserted in different palaeo-geographical areas:

- deposits of the Sicilide Unit, **SI**, deposited in an internal area on the Tethys oceanic crust;
- deposits of the Apennine Platform Unit, **TP**, deposited in an external area with respect to the Tethys domain on a normal continental crust (Southern Apennine Platform domain) broken as **TP₁** and **TP₂** minor units;
- deposits of the Frigento-Monte Arioso Unit, **FR** and the Fortore-Groppa d'Anzi Unit, **FO**, deposited in a more external area with respect to the Southern Apennine Platform domain which lies on a thinned continental crust (Lagonegro-Molise Basin).

A summary of the features of such units and their mutual geometric relationships are listed in the following section (Fig.31):

- Sicilide Unit (**SI**), composed by calcareous silty-clay succession mainly of pelagic environment, between late Cretaceous and early Miocene in age; the identified thickness is about 450 m. The upper limit is stratigraphic with **CVT**; lower limit is tectonic on **TP** and **FR**;
- Apennine Platform Unit (**TP**) given by carbonate and dolomite limestones, ranging between Noric and Late Maastrichtian; the detected lithostratigraphic units, are, from bottom to top: *dolomia superiore* (**DBS**), *dolomie a bande member* (**DBS₁**), *bioclasts laminated dolomie member* (**DBS₃**) *Palaeodasycladus Limestones* (**CPL**), *Lithiotis member* (**CPL₁**); *oolithic and oncolithic limestones* (**CDO**) *Cladocoropsis and Clypeina limestones* (**CCM**) *Requenie and gastropods limestones* (**CRQ**), *Orbitolina limestones and marls* (**CRQ₂**), *alveolinidae limestones and laminated dolomie* (**CRQ₄**) *radiolitidae limestones* (**GDR**). The succession of the dolomitic limestones corresponds to the "Lattari - Picentini Mountains succession" with a diversified local paleo-environment character showing two distinct developments. At Monte Salto, in the south-west portion of the Sheet, the Senonian and Albian limestones testify the continuing conditions

of peritidal environment, as found at Monte Tobenna in Sheet N. 467, Salerno; in correspondence to the Partenio Mountains and Monte Tuoro at the Albian age level, instead, there is a continuous and gradual transition from a peritidal environment to a carbonate slope or ramp; the estimated total thickness is about 1700 m; the upper limit of the Lattari - Picentini Mountains succession is stratigraphic with **CVT** (*unconformity*) or tectonic with **AV** of the Sicilide Unit (**SI**) and **CPA** of the Fortore-Groppo D'Anzi Unit (**FO**). The lower limit has not been observed. These relationships identify the **TP** tectonic unit. In particular, a geometric structure with two sub-units (**TP₁** and **TP₂**) was proposed, that is consistent with the interpretation of subsurface data (section 7 of MOSTARDINI & MERLINI, 1986) and with the identification of the interposition at the thrust wall of **CVT₁** deposits and probably of **AV** of the Sicilide Unit (**SI**);

- Frigento-Monte Arioso Unit (**FR**) is represented by the stratigraphic portion of the Late Cretaceous-Early Miocene; it is composed by the calcareous-clastic and silty clay multi-layered succession of the "Flysch Rosso" (**FYR**) and the orthoquartzitic numidian flysch (**FYN**). **FYR** consists of calcareous clastic and pelitic turbidite associations to which a debritic calcareous clastic lithofacies alternate (**FYR_a**) at different heights; a marly-calcareous member (**FYR₂**), mostly turbiditic, is also present in lateral and vertical passage with **FYR**; **FYN** is represented by an alternation of calcarenites, marls and mainly orthoquartzites, with emery and ruby quartz; the age of the succession is between Late Cretaceous and Early Miocene; the estimated thickness is about 200 m; the lower limit is tectonic on **CVT**; the upper limit is tectonic with **CPA** of the Fortore Groppo D'Anzi Unit (**FO**) but also stratigraphic (unconformity) with **UTA** of the Altavilla group (**AL**) and with **RVM_b** of the of Ariano Irpino supersynthem (**AR**);

- Fortore-Groppo d'Anzi Unit (**FO**) is represented mainly by the Corleto-Perticara formation (**CPA**) which deposited in the axial area of the Lagonegro - Molise Basin, a marine pelagic environment with very dilute turbidite inputs. The tectonic unit, in the area of the Sheet, is juxtaposed to **FR** and **TP** with **CVT** siliciclastics deposits interposed, Late Tortonian - Early Messinian in age. The structuring of this unit, to which gravity might have hypothetically contributed, is associated to tectonic transport with a Tyrrhenian trend; the composing successions are organized into marly-calcareous and marly-pelitic lithostratigraphic associations with rare radiolarites in the Cretaceous-Paleogene portion; in the Miocene portion, siliciclastic preorogenic sediments are interposed, first tuffitic then orthoquartzitic reworked deposits, while elsewhere (along the Calore River east of Tuoro Mount and in the upper valley of the Sele River) these arenites constitute the Tuffiti of Tusa Formation and the numidian flysch. In the whole area of the Sheet, both the upper and lower stratigraphic limits of **CPA** are not observed while a lower tectonic limit is identified determining the overlapping of **CPA** on the **RDT** and **CRQ** limestones and on **CVT_{1a}** and **FYR**. The unconformably

overlying deposits are represented by the Altavilla group (**AL**) ranging from Late Messinian to Early Pliocene in age.

Siliciclastic synorogenic successions are represented by Castelvetero Formation (**CVT**) ranging from Upper Tortonian to Lower Messinian. With respect to the literature coded succession, a basal member **CVT₁**, a coeval lithofacies **CVT_{1a}**, and an intermediate member **CVT₂** have been recognized. The succession represents a portion (approximately 350 m thick) of the depositional system of wedge top. **CVT₁** and **CVT_{1a}** correspond to a growth stage mainly composed of facies of channel linked to a structurally confined depocentre, placed on a substrate in deformation. The substrate must have consisted largely of a carbonate slope-apron (high-energy peritidal portion of **TP₂**) and of the Sicilide Unit (**SI**); this latter has also supplied the depocentre through detrital deposits in associations with olistolithes and olistostromes. **CVT₂** is instead linked to a growth stage of a predominantly turbidite system formed by depositional lobes and overbank deposits probably reaching the oceanic trench;

- Altavilla group (**AL**) of Late Messinian - Early Pliocene; it is represented by two successions: Manocalzati (at the base) and San Barbato (at the top); they lie with angular unconformity on **ALV** of the Sicilide tectonic units (**SI**), on **FYR** of the Frigento-Monte Arioso Unit (**FR**) and on deposits of **CVT**. At the top they are covered by Pliocene deposits of the Ariano Irpino supersynthem (**AR**) through a Stratigraphic unconformity. The estimated total thickness is approximately 750 m; lateral variations are also important;

- Ruvo del Monte synthem (**RVM**) of the Ariano Irpino supersynthem (**AR**), is represented by the sandy-conglomeratic lithofacies (**RVM_p**), Middle Pliocene in age; it consists mainly of arenitic-sandy-conglomeratic deposits from paralic to continental environment. The lower limit is sharp and discordant on different tectonic units (**FR** and **SI**). Outcropping thickness is about 150 - 200 m.

The Quaternary deposits are sedimentary bodies of continental environment and volcanoclastic lithosomes related to the paroxysmal activity of volcanic centers of the Campania area; in general they were differentiated in fully formed units and forming units, not distinguished according to the basin of deposition, and distinguished according to the basin of deposition; anthropogenic (**h**), landslide (**a_{1a}**), alluvial (**b**), slope (**a**), leaching-colluvial (**b₂**) and lake and marsh (**e**) deposits belong to the units forming; both ancient landslide deposit (**a_{1b}**), detritus (**a_{3a}**) and ancient detritus (**a_{3b}**), and Somma-Vesuvius volcanic products represented by Tufo Grigio Campano Auctt. (**TGC**) and Piano delle Selve (**PNV**) unit belong to the fully formed units; the latter coming from the fallout of Plinian eruptions of Somma-Vesuvius occurred around 8010 ± 50 years BP (Mercato or Ottaviano pyroclastic deposits), 3760 ± 70 years BP (Avellino pyroclastic deposits), 472 AD (Pollena pyroclastic deposits), and 1944 eruptive event (ROLANDI *et al.*, 1993a, b; LIRER *et al.*, 2001); several areas of distribution have been identified for the units

distinguished by the basin of deposition: the Piana del Dragone hydrographic basin (Piana del Dragone units **PDR**), the Calore River and its tributary, the Sabato River (Calore River synthem, **SFL**). Along the upper course of the Sabato River is present the Sabato River upper valley supersynthem (**FS**) formed by Serino (**ERI**) and Vallone Matrunolo (**FSB**) synthems. These consist of alluvial deposits forming terraces and talus bodies that are connected to the slopes. In the area next to the Campania plain, drained by the Solofrana stream, which also includes the small basins of Bracigliano and Siano and of the Clanio Stream upper valley, the Vesuvian-Flegrei (**VEF**) synthem was mapped. It is represented by alluvial and colluvial deposits of Agro-Nocerino-Sarnese (**VEF₂**) subsynthem. Small bodies of alluvial deposits and of slope mapped in the western and southern side of the Sheet, around 800 and 900 meters above sea level, constitute the Flegrei-Ischia supersynthem (**FI**). It is represented by the Pimonte synthem (**BPI**) that crops out with the **BPI_b** sandy-conglomeratic lithofacies. At various heights the Piano delle Selve (**PNV**) and Tufo Grigio Campano Auctt. (**TGC**) volcanoclastic deposits are present distinguished on the basis of the basin of deposition.

A structure characterized by tectonic compression with overlapping relations is reconstructed (see tectonic scheme in Fig. 28) with thrusts distinguished by different symbols. Tectonic effects of three thrusts are visible in progression toward N-E. The effects can be linked to tectonic phases. The **F₁** phase, younger than Late Tortonian, with a north-east direction of the tectonic transport; the **F₂** phase, not older than Early Messinian, probably between Early Messinian and Late Messinian, with predominant production of back-thrust; the **F₃** phase characterized by fault cut-off developed within the structuring wedge that has already generated geometric rearrangements until at least the Middle Pliocene.

The first phase (**F₁**) is characterized by the superimposition of the Sicilide Unit (**SI**) on the Apennine Platform unit (**TP**) and also probably on Frigento-Monte Arioso Unit (**FR**). The phase is sequential and produces geometric relationships of hangingwall - flat on footwall - flat type. Deposits covering the tectonic contacts are related to the Castelvetro Formation (**CVT**), Late Tortonian - Early Messinian in age. The second phase (**F₂**) represents the beginning of breaching through which new paroxysms occur between Early Messinian and Late Messinian. Its direction of tectonic transport is towards the west. The units assembled express new geometric relationships and the structures, typical of out of sequence backthrust, are sutured by the Altavilla group (**AL**) succession. Since Early Pliocene the breaching effects characterize the third phase **F₃** determining high angle faults, such as fault cut-off (structural association of Mount Vallatrone and Mount Tuoro), that within the tectonic wedge involve the **F₁** and **F₂** fault plans. The tectonics are definable in hybrid sequence (hybrid piggy back thrust sequence, BUTLER, 1983) that involve the tectonic wedge, since the Early Messinian. The comparison with the outer and longitudinal sectors, in the contiguous areas of the Sheet,

shows a good correlation with similar structures and similar overlapping events, however, they have determined effects also before the Early Messinian (DI NOCERA *et alii*, 2006). At regional level, we believe it more likely that a back-regressive evolution of the fault cut-off occurred, from the current marginal areas to that internal to the chain (from east to west). The fault cut-off of the Ofanto and Baronia are sutured by the Villamaina unit (Late Tortonian - Early Messinian) or from those of the San Bartolomeo flysch. In the interval between Early Messinian and Late Messinian, back-thrust and fault cut-off, in addition to affecting areas of the Baronia and Formicoso, develop even in the more inner areas of the Sabato River and support the development of translation with the contribution of gravity as source drive for Lagonegro-Molise units (**FO** and **FR**). In these areas, the tectonic contacts are sutured by the Altavilla group (**AL**) successions, Late Messinian - Early Pliocene *p.p.*, as noted in the Capriglia area. In the absence of stratigraphic markers the fault cut-off of Capriglia - Sant'Angelo a Scala - Pietrastornina, of Vallatrone Mount and Tuoro Mount, respectively in the area of the Partenio Grups - Avella Mountains and Terminio-Tuoro Mount, can be referred to the early Pliocene - Middle Pliocene. In the time interval Early Messinian - Middle Pliocene would appear a stage of collisional tectonics with sequential effects of break-back-thrust type. These latter can be attributed, probably, to the triggering and structuring processes of the buried Apulian Unit as recorded in the more external areas (basin of the Ofanto and Baronia area) (DI NOCERA *et alii*, 2006). The up-lift generated by the buried structuring of the Apulian continental crust and the flexure rate of the foreland would generate a constrained block with respect to the kinematics progression towards the Adriatic sectors. The resistance to progression, in the full stage of ensialic convergence, would generate surface accumulations towards the Tyrrhenian with associated dislocations due to gravity processes and readjustments in the tectonic wedge behind the outer edge. The results of the studies led for this Sheet and comparison with surrounding sheets, especially with the sheets n. 450 and n. 433, allow to outline: deformation and structuration of sedimentary covers in the chain did not always act from inner to outer in a gradual and sequential way; hybrid piggy back thrust sequence may have originated by diachronic deformation processes (fault cut-offs and associated structures) from outer to inner chain that, through time (Middle Tortonian - Middle Pliocene), could have affected different cross-sectional sectors of the chain.

LEGEND

**QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS
UNITS NOT DISTINGUISHED ON THE BASIS OF THE DEPOSITION-
AL BASIN**

FORMING UNITS**anthropic deposit (h)**

Detrital deposit deriving from both tunnel and slope digs composed of lithoid fragments sometimes embedded in clayey sandy matrix or uncompact detrital clasts. It is located near roads and hydraulic pipes; sometime it is made up of clasts coming from rocks not present in that place.

PRESENT

landslide deposit (a_{1a})

Heterogranular and heterometric deposit consisting of clay and clay-marly with calcilutites, calcarenites and sandstones fragments; silt and sandy silt, dark brown and dark gray in colour with volcanic and calcareous clasts are also present. The thickness ranges from a few decimetres to a few tens of meters.

PRESENT

alluvial deposit (b)

Polygenic and heterometric gravel with sandy-silty matrix, light gray and brown in colour, with lenses and/or decimetric layers of silty sand and clayey silt; it represents the recent river flood plain. The thickness ranges from about 1 m to 5 m.

PRESENT

slope deposit (a)

Heterometric and massive breccias, with calcareous clasts and arenitic and/or fine ash matrix, from light yellow-ochre to dark reddish in colour, to which are interbedded lenses or layers of sand and silt with dispersed polygenic clasts. The lower limit is given by the pre-Quaternary substrate and by **TGC**; the upper limit is the topographic surface. The thickness ranges from a few up to ten meters.

HOLOCENE p.p. - PRESENT

eluvial and colluvial blanket (b₂)

Detrital levels composed of sandy-arenaceous or pumice clasts in silty or fine ash matrix and lenses of reworked pyroclasts with fine ash texture and dark in

colour, containing isolated calcareous clasts and well-rounded pumice clasts; at different heights palaeosols are present. The thickness varies from about 2 m on high areas and along the slopes to over 8 m in morphologically low areas.

HOLOCENE p.p. - PRESENT

lacustrine and marsh deposit (e)

Silty clay and gray clayey silt with intercalations of silty sand, clayey sand and calcareous conglomerates with silty-sandy and pyroclastic matrix; the lacustrine and marsh clay of the Piana di Forino depocenter zone are hidden toward the foothills of the carbonate relieves by detrital slope deposits (**a**); the thickness in boreholes reaches about 20 m.

HOLOCENE p.p. - PRESENT

FULLY FORMED UNITS

Volcanic Unit of the Somma-Vesuvius Volcano and associated sedimentary units.

Piano delle Selve unit (PNV)

Conformable pyroclastic fall deposits lying on the pre-existing topographic surface, consisting of ash and pumice clasts; the ash is variable in colour from light yellow ochre to brown and reddish; in some cases it is partially pedogenized. The deposit is mainly due to the fall-out of Somma-Vesuvius plinian eruptions (Mercato, Avellino and Pollena pyroclastic deposits), and to the event of 1944. Detritic colluvial and ash lapilli deposits with level, constituted of altered carbonate clasts, are present. It is coeval to the synthematic **VEF**, **FS** and **SFL** units. These deposits lay on all pre-Quaternary units and on **TGC** and **a_{3b}** deposits. They almost cover the slopes and the palaeosurfaces of the Apenninic hilltops continuously. The thickness is greater than approximately 8 m in the valley floors and reaches 2-3 m on hills and mountains.

HOLOCENE

ancient landslide deposit (a_{1b})

Chaotic deposit constituted by heterometric lithoid clasts with clayey and claymarly matrix; the clasts comprise calcilutites, calcarenites and sandstone. The thickness varies locally from a few meters up to 20 m.

LATE PLEISTOCENE p.p. - HOLOCENE p.p.

slope detritus (a₃)

Deposit constituted by alternating levels of heterometric breccias with matrix supported structure and calcareous sand with isolated clasts and more rarely clayey ash; massive breccias cemented in places with calcareous clasts in silty sandy

or calcareous matrix are only present in the upper portions; they form detrital bodies connecting carbonate slopes to the alluvial valley floors. The deposit is locally covered by **VEF₂**, **PNV**, **a** and/or **b₂**; it is mainly formed by reworked, altered and sometimes pedogenized pyroclastic sediments. The deposit may exceed 20 m in thickness.

LATE PLEISTOCENE p.p. - HOLOCENE p.p.

Campanian Ignimbrite (Campanian Gray Tuff Aucutt.) (TGC)

Vesicular ash tuff dark gray in colour or yellowish due to alteration of zeolites processes; they generally are lithoid with varying degrees of welding and lithification and with typical columnar cracking, as well as chaotic texture, more rarely eutaxitic; coarse lava fragments, lapilli and dark scoria, and mineral crystals (sanidine and mica) are also present. The composition ranges from trachyte to fonolithic hyperalkaline trachyte. Pyroclastic flow deposit from the Campi Flegrei area resting on the sedimentary units of the chain. It is coeval with **FI**, **FS** and **SFL**. The upper limit is sometimes masked by **ERI**, **SFL_{4b}**, **PNV**, **VEF₂**, **b₂** and **a**. The deposit may exceed 10 m in the morphological low and is thinning laterally. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar radiometric age is about 39.28 ± 0.11 ka (DE VIVO *et alii*, 2001).

LATE PLEISTOCENE p.p.

slope detritus (a_{3a})

Massive and heterometric calcareous breccias, cemented in place, with open work and matrix-supported structure, alternating with sand and stratified calcareous sands containing isolated clasts; they form large depositional glaciais distributed at various heights along the carbonate sides; the deposit locally is cemented and karstified and sometimes appears to be masked by **a** and/or **b₂**; the lower erosional limit cover the pre-Quaternary substrate. The thickness reaches 10 m.

MIDDLE PLEISTOCENE p.p. - LATE PLEISTOCENE p.p.

Dragone Plain Basin

Dragone Plain unit (PDR)

Silty clay and clayey silt with intercalations of gray silty sand, clayey sand and gravel or rare calcareous conglomerates with ash matrix deposited in lacustrine and/ or marsh environment (**PDR_c**); they laterally pass to alluvial fan conglomerates facies with calcareous clasts, massive layers or immersed in sandy-silty brown in colour or mixed calcareous-pyroclastic matrix (**PDR_b**); the thickness ranges from a few meters in the areas close to the carbonate relieves up to about 90 m in the depocenter area of the plain.

LATE PLEISTOCENE p.p. - PRESENT

Calore River Basin

Calore River synthem (SFL)

The unit is formed by *Castello del Lago* (**SFL₁**) and *Capodimonte* (**SFL₂**) subsynthem not present in the sheet, and by those of *Benevento* (**SFL₃**) and *Ufita River* (**SFL₄**) located, respectively, in a small zone in the north-eastern and north central area of the sheet, and represented as **SFL_{3b}** and **SFL_{4b}**. **SFL_{3b}** and **SFL_{4b}** deposits form different orders of fluvial terraces of the *Calore* River and *Sabato* River at the end of *Atripalda-Cesinali* narrow valley. The synthem also encloses part of the deposits of the *Piano delle Selve* (**PNV**) and *Campanian Gray Tuff* (**TGC**) units. In the sheet area, the basal discontinuity is erosive and is modeled on the pre-Quaternary and **a_{3a}** substrate deposits, while the upper discontinuity is the topographic surface of the river terraces; it is locally covered by **b₂** and **b**. The estimated thickness can reach about 10 m.

LATE PLEISTOCENE p.p. - HOLOCENE p.p.

Ufita River sub-synthem (SFL_{4b})

Polygenic heterometric gravel in sandy-silty matrix, in banks and layers, alternating with lenses and decimetric layers of silty sand and clayey mud. The deposit constitutes several orders of terraces in the alluvial plain, no longer flooded, between 2 and 4 m in height with respect to that of the *Sabato* River channel, further than the *Atripalda Cesinali* narrow valley; the lower limit is erosive and is modeled on the pre-Quaternary units and **TGC** deposits, the upper limit is depositional, coinciding with the topographic surface; it is locally covered by **b₂**; the thickness is about 5 m.

HOLOCENE p.p.

Piano delle Selve unit (PNV)

Conformable pyroclastic fall deposits lying on the pre-existing topographic surface, consisting of ash and pumice clasts; the ash is variable in colour from light yellow ochre to brown and reddish; some are partially pedogenized. The deposit is mainly due to the fall-out of *Somma-Vesuvius* plinian eruptions (*Mercato*, *Avellino* and *Pollena* pyroclastic deposits), and to the event of 1944. Detritic colluvial and ash lapilli deposits with level constituted of altered carbonate clasts are present. It is coeval to the synthem **VEF**, **FS** and **SFL** units. These deposits lie on all pre-Quaternary units, and on **TGC** and **a_{3b}** deposits. They almost continuously cover the slopes and the palaeosurfaces of the Apenninic hilltops. The thickness is greater than 8 m in the valley floors and reaches 2-3 m on hills and mountains.

HOLOCENE

Benevento sub-synthem (SFL_{3b})

Heterometric massive conglomerates with sandy-silty matrix intercalating with decimetric lenses and levels of sand and silt. The basal surface is cut in the pre-Quaternary substrate deposits, while the upper one coincides with the topographic surface and it is sometimes covered by **b₂**. The outcropping deposit reaches the thickness of several meters.

LATE PLEISTOCENE p.p. - HOLOCENE p.p.

Campanian Ignimbrite (Campanian Gray Tuff Auctt.) (TGC)

Vesicular ash tuff dark gray in colour or yellowish due to alteration of zeolites processes; they generally are lithoid with varying degrees of welding and lithification and with typical columnar cracking, as well as chaotic texture, more rarely eutaxitic; coarse lava fragments, lapilli and dark scoria, and mineral crystals (sanidine and mica) are also present. The composition ranges from trachyte to fonolithic hyperalkaline trachyte. Pyroclastic flow deposit from the *Campi Flegrei* area resting on the sedimentary units of the chain. It is coeval with **FI**, **FS** and **SFL**. The upper limit is sometimes masked by **ERI**, **SFL_{4b}**, **PNV**, **VEF₂**, **b₂** and **a**. The deposit may exceed 10 m in the morphological low and is laterally thinning. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar radiometric age is about 39.28 ± 0.11 ka (DE VIVO *et alii*, 2001).

LATE PLEISTOCENE p.p.

High Valley of Fiume Sabato Basin.

Sabato River High Valley supersynthem (FS)

The deposits are distributed along the high valley of the Sabato River and foothill areas, before the *Atripalda-Cesinali* narrow valley. The supersynthem consists of two synthems, Vallone Matrunolo (**FSB**) and *Serino* (**ERI**) that are present in the south-eastern sector of the sheet and comprise the *Piano delle Selve* (**PNV**) and Campanian Ignimbrite lithostratigraphic units. The basal erosional surface cuts the pre-Quaternary substratum represented by Mesozoic limestone of the **RDT**, **CCM** and **CRQ**, by **CVT** arenaceous-pelitic and by **FYR** calcareous clastic successions; the top surface partially coincides with the topographic surface, locally covered by **PNV** deposits. The maximum estimated thickness is about 50 m.

LATE PLEISTOCENE p.p. and HOLOCENE p.p.

Serino synthem (ERI)

Gravel, sandy silt and silty clay in very thick layers; the pebbles are predominantly arenaceous and then marly calcareous **ERI_b** (alluvial plain and fan deposits); laterally along the slopes, the coarse clastic fraction tends to become predom-

inant with calcareous breccias with sandy silty matrix (**ERI_{a3}**) (slope detritus); in the foothill area, the upper part of synthem passes laterally to the **PNV** deposits; the erosional lower limit is modeled on the deposits of **CPA**, **RDT**, **FYR**, **FSB** and **TGC**; the top surface is depositional and coincides with the topographic surface of terraced areas and locally passes to the **PNV** upper surface. The deposit can reach 15-20 m of thickness.

LATE PLEISTOCENE p.p. - HOLOCENE p.p.

Piano delle Selve unit (PNV)

Conformable pyroclastic fall deposits lying on the pre-existing topographic surface, consisting of ash and pumice clasts; the ash is variable in colour from light yellow ochre to brown and reddish; some are partially pedogenized. The deposit is mainly due to the fall-out of Somma-Vesuvius plinian eruptions (*Mercato*, *Avellino* and *Pollena* pyroclastic deposits), and to the event of 1944. Detritic colluvial and ash-lapilli deposits with level constituted of altered carbonate clasts are present. It is coeval to the synthem **VEF**, **FS** and **SFL** units. These deposits lie on all pre-Quaternary units, and on **TGC** and **a_{3b}** deposits. They cover almost continuously the slopes and the palaeosurfaces of the Apenninic hilltops. The thickness is greater than about 8 m in the valley floors and reaches 2-3 m on hills and mountains.

HOLOCENE

Matrunolo Vallone subsynthem (FSB)

Heterometric well-rounded conglomerates in massive layers with calcareous clasts in abundant sandy matrix composed by mixed calcareous and pyroclastic clasts, intercalations of sandy or silty lenses; they laterally pass to massive conglomerates with large and well-rounded calcareous clasts, immersed in a calcareous and volcanoclastic matrix (**FSB_p**) (alluvial plain and alluvial fan deposits); lateral and vertical heteropic relation with slope detritus constituted of not rounded calcareous clasts in mixed calcareous and pyroclastic matrix (**FSB_{a3}**). The lower erosional limit rests on **CCM** and **CRQ** Mesozoic limestone; the upper erosional limit is represented by the topographic surface covered locally by the Serino synthem and by **b₂** deposits. The estimated thickness is 30 m.

LATE PLEISTOCENE p.p.

Campanian Ignimbrite (Campanian Gray Tuff Auctt.) (TGC)

Vesicular ash tuff dark gray in colour or yellowish due to alteration of zeolites processes generally lithoid with varying degrees of welding and lithification and with typical columnar cracking, chaotic texture, more rarely eutaxitic; coarse lava fragments, lapilli and dark scoria, and mineral crystals (sanidine and mica); the composition ranges from trachyte to fonolithic hyperalkaline trachyte. Py-

roclastic flow deposit from the *Campi Flegrei* area resting on the sedimentary units of the chain. It is coeval with **FI**, **FS** and **SFL**. The upper limit is sometimes masked by **ERI**, **SFL**_{4b}, **PNV**, **VEF**₂, **b**₂ and **a**. The deposit may exceed 10 m in the morphological low and is laterally thinning. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar radiometric age is about 39.28 ± 0.11 ka (DE VIVO *et alii*, 2001).

LATE PLEISTOCENE p.p.

Campanian Plain: perivolcanic area and relieves
High valley of the Torrente Solofrana sector

Vesuvian-phlegrean synthem (VEF)

The synthem comprises the deposits between the topographic surface and the discontinuity on top of the **TGC** interpreted in part as erosional surface and in part as non depositional surface; it is divided in two subsynthem and in the sheet area crops out only the *Agro Nocerino-Sarnese* (**VEF**₂) subsynthem; the **PNV** deposits are comprised.

LATE PLEISTOCENE - PRESENT

Agro Nocerino Sarnese subsynthem (VEF₂)

Silt and sandy silt, silty clay and gravel in very thick layers and layers intercalated with sandy-gravel levels (**VEF**_{2b}) (flooded plain deposits); there are detritic colluvial levels with calcareous-arenaceous and/or pumice clasts with pyroclastic silty matrix and lenses constituted by reworked gray fine ash containing scattered calcareous or pumice clasts (**VEF**_{2b2}) (colluvial deposits). It outcrops in the southern part of the sheet and fills alluvial valleys on orographic right of the Torrente Solofrana and on the flat valley bottoms of the *Bracigliano* and *Siano*. Erosional lower limit lies on the pre-Quaternary substrate and on **TGC** pyroclastic deposits, the upper limit is not depositional and coincides with the topographic surface and is locally covered by **a** and **a**_{1a}. The maximum estimated thickness is 10 m.

HOLOCENE p.p. - PRESENT

Piano delle Selve unit (PNV)

Pyroclastic fall deposits conformable lying on the pre-existing topographic surface, consisting of ash and pumice clasts; the ash is variable in colour from light yellow ochre to brown and reddish; some are partially pedogenized. The deposit is mainly due to the fall-out of Somma-Vesuvius plinian eruptions (*Mercato*, *Avellino* and *Pollena* pyroclastic deposits), and to the event of 1944. Detritic colluvial and ash-lapilli deposits with level constituted of altered carbonate clasts are present. It is coeval to the synthem **VEF**, **FS** and **SFL** units. These deposits lie on all pre- Quaternary units, and on **TGC** and **a**_{3b} deposits. They cover

almost continuously the slopes and the palaeosurfaces of the Apenninic hilltops. The thickness is greater than about 8 m in the valley floors and reaches 2-3 m on hills and mountains.

HOLOCENE

Flegrean-Ischitan supersynthem (FI)

It is formed by volcanic and sedimentary deposits that fill the graben of the Campanian Plain that are present between the top of the limestone substratum and the erosional and/or not depositional surface (palaeosol) observed at the top of **TGC**. It comprises two synthem the older of which corresponds to the Pimonte synthem (**BPI**) and crops out in small areas in the western and southern sectors of the sheet; locally **TGC** volcanoclastic deposits are even present. In the western sector the detritic lithofacies prevail correlating with **FI** of the *Ercolano* 448 Sheet; in the southern sector the conglomerate lithofacies (**BPI_b**) prevails (cfr. *Salerno* 467 Sheet). The thickness varies from 2 m to about 10 m.

EARLY PLEISTOCENE (?) p.p. - LATE PLEISTOCENE

Campanian Ignimbrite (Campanian Gray Tuff Auctt.) (TGC)

Vesicular ash tuff dark gray in colour or yellowish due to alteration of zeolites processes generally lithoid with varying degrees of welding and lithification and with typical columnar cracking, chaotic texture, more rarely eutaxitic; coarse lava fragments, lapilli and dark scoria, and mineral crystals (sanidine and mica); the composition ranges from trachyte to fonolithic hyperalkaline trachyte. Pyroclastic flow deposit from the Campi Flegrei area resting on the sedimentary units of the chain. It is coeval with **FI**, **FS** and **SFL**. The upper limit is sometimes masked by **ERI**, **SFL_{4b}**, **PNV**, **VEF₂**, **b₂** and **a**. The deposit may exceed 10 m in the morphological low and is laterally thinning. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric age is about 39.28 ± 0.11 ka (DE VIVO *et alii*, 2001).

LATE PLEISTOCENE p.p.

Pimonte synthem (BPI)

The unit is made up of heterometric breccias with calcareous sandy matrix (**BPI_{a3}**) (groundwater detritus) and conglomerates in layers with calcareous sub-rounded clasts cemented with yellowish and / or reddish fine ash matrix intercalating with sandy silt (**BPI_b**) (deposit of fan alluvial), the basal surface is erosive and is modeled on the pre-Quaternary substrate, the upper one is erosive and sometimes karstified. The thickness varies from 2 m to about 10 m.

EARLY PLEISTOCENE (?) p.p. - MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

MIOCENE-PLIOCENE SYN AND POST OROGENIC UNIT STRATIGRAPHIC UNITS WITH INCONFORM LIMITS PLIOCENE IN AGE

Ariano Irpino supersynthem (AR)

Clastic sediments succession deposited in Pliocene wedge-top type basins. Environment from alluvial to epibathyal marine. Lower limit is not conforming on several units. The **AR** deposits crop out in the Luogosano area along the *Calore* River in the north-eastern sector of the sheet. The supersynthem includes three synthem of which only the *Ruvo del Monte* (**RVM**) one is present in the sheet.

EARLY PLIOCENE p.p. - LATE PLIOCENE p.p.

Ruvo del Monte synthem (RVM)

It includes clastic successions limited at the top and bottom by not conforming erosional surfaces. The synthem is formed by conglomerates in layers, very thick layers and lenses with intercalations of lithic coarse sand, micro-conglomerates with sandy matrix reddish yellow in colour and rare lenses composed of silty clay green and dark brown in colour; sand and sandstones contain current structures and fragments of shells and valves of ostreids and pectinids (*Isognomon*) in sandy conglomerate lithofacies layers (**RVM_b**) (cfr. **STF₁** in 433 Sheet and **BNA₅** in 432 Sheet). *MIDDLE PLIOCENE p.p.*

SYN-OROGENIC STRATIGRAPHIC UNIT LATE MESSINIAN - EARLY PLIOCENE IN AGE

Altavilla group (AL) (cfr. *Gessoso-solfifera* Group *p.p.*)

Succession of predominantly clastic post-evaporitic deposits of informal Tufo-Altavilla Unit (**UTA**) comprised in the Altavilla Group in the close 432 and 433 sheets. These deposits lie on the Sicilide Unit, Frigento-Monte Arioso and **CVT** successions with an angular unconformity; they are covered by the Pliocene deposits of the Ariano Irpino supersynthem (**AR**) with an angular unconformity. They represent a variety of depositional systems, from *Lagomare* type basins to river-delta. Nannoplankton microfossil associations and reworked Miocene planktonic and benthic foraminifera are present; rare ostracofauna from high salty to brackish-fresh environment. The age refers to the post- Late Messinian evaporitic stage. In this sheet and in the adjacent ones F°432 and F°433 these units are included in the “Altavilla Group”, comparable only to a part of the Gessoso-solfifera group. The thickness can be evaluated as a whole at about 750 m. The age is referred to the post-evaporitic stage of the Late Messinian *p.p.*

LATE MESSINIAN p.p. - EARLY PLIOCENE p.p.

Tufo-Altavilla unit (UTA)

cfr. *Anzano* Molasses *p.p.* (**ANZ**) - *T. Fiumarella* Formation (**TFR**) in the 433 sheet; cfr. *Colombaci* Formation *p.p.*

Post-evaporitic deposits mainly clastics (conglomerates, arenites and pelites) with reworked gypsum and marly calcareous levels in which two successions have been individuated (*San Barbato* and *Manocalzati* successions) separated by an unconformity. **UTA** unit lies with an angular unconformity on **CVT**, **CPA** and **FYR**. The upper stratigraphic limit is with **AR**. The whole thickness is about 750 m. The age is referred to the post-evaporitic stage of the *LATE MESSINIANp.p - EARLY PLIOCENE p.p.*

San Barbato succession

Arenaceous-sandy succession with frequent heteropic passages to conglomerate lithofacies and local lenticular horizons of limestone and marl. Sandstones and yellowish gray sand, rich in matrix, from medium to thick layers with rare and thin intercalations of gray silty clay and lenticular levels, with thickness from metric to decametric, of polygenic heterometric conglomerates (sandy-arenaceous lithofacies **UTA_d**). Laterally clast-supported conglomerates with sandy matrix and calcareous cement are present; rounded and heterometric calcareous and arenaceous pebbles, with diameters up to 30 cm, in generally well-cemented layers with varying thickness from 0.5 to 1, 5 m, (conglomerate lithofacies **UTA_c**) is even found. Locally at the top of the **UTA_d**, sandstones and pebbly sand are frequent with thin laminated silty sand intercalated with varve, showing lenticular horizons of marly calcareous lithofacies (**UTA_p**) with thickness up to 20-30 m formed by whitish marls with irregular stratification, discontinuous levels of laminated gray silty clay, travertine, granular limestone, evaporitic limestone. The *San Barbato* succession lies by an unconformity on *Manocalzati* succession and with angular unconformity on **CVT** and **FYR**. The thickness of *San Barbato* succession is about 250 m. The depositional environment is alluvial (**UTA_d**) with sediments related even to alluvial cones (**UTA_c**) and lake basins (**UTA_p**), presumably with fresh or brackish (*Lagomare* type) water.

EARLY PLIOCENE p.p.

Manocalzati succession

Arenaceous- clay succession with heteropic and vertical passage to clay arenaceous lithofacies, and in upper part to arenaceous conglomerate lithofacies. Lithic and arcose sandstones, and then quartz-lithic, gray and yellowish in colour, rich in matrix, and in medium to thick layers with intercalations of silty and marly clay gray in colour and in thin to medium layers and euxinic black silty clay, with rare levels of clastic gypsum and reworked diatomitic and calcareous-marly intervals; arenaceous-pelitic turbidity layers in decametric layers are even present (arenaceous clayey gypsum lithofacies **UTA_p**). Laterally, in the middle-lower portion of the unit, massive yellowish silty clay is present in medium to thick layers alternating with yellowish-gray sandstones in thin to medium

layers with levels of reworked fine silty gypsum and fine sandy gypsum, euxinic marl and diatomite (pelitic arenaceous gypsum lithofacies, **UTA_a**). In **UTA_a** and **UTA_b**, lenticular levels (not mapped) of polygenic heterometric conglomerates can be found in metric to decametric thickness. In the middle-upper portion of the unit locally heterometric and polygenic conglomerates clast-supported in sandy matrix, sometimes prevailing, pale brown to reddish in colour and in thick to very thick layers are present (arenaceous-conglomerate lithofacies **UTA_c**). The succession is in regressive trend (coarsening upward). The whole thickness of the *Manocalzati* succession is of about 500 m. The depositional environment is a lake basin presumably with salinity from hyperhaline to freshwater or brackish (*Lagomare* type) and alluvial-delta (**UTA_c**). Reworked microfossils assemblages (planktonic foraminifera and nannoplankton) of Lower Messinian are present; between benthic forms are reported *Bolivina dentellata* TAVANI, *B. dilatata* REUSS, *B. spathulata* (WILLIAMSON), *Textularia variabilis* WILLIAMSON var. *spathulata* WILLIAMSON, *Bulimina aculeata* D'ORBIGNY, *B. echinata* D'ORBIGNY, *B. elongata* D'ORBIGNY and *Rectouvigerina tenuistriata siphogenerioides* (LIPPARINI).

LATE MESSINIAN p.p.

MIDDLE-LATE MIOCENE DEPOSITS

Castelvetro Formation (CVT)

Silty clay marly member with olistoliths (CVT₂)

Arenaceous silt and brown and gray-blue clay, conchoidal fracture, with a medium-thickness and whitish silty clays alternating with brown sandstones even finely laminated in thin to medium layers. The clays are intercalated to marl and then to feldspars-quartz, quartz-lithic and micaceous sandstones, medium grained and in coarse matrix mainly calcareous, in some cases abundant (greywackes), in thin to medium tabular layers. Layers of grayish calcarenites and calcirudites with bioclasts are intercalated. Overall, the member represents a stage of growth of a turbiditic system formed predominantly by depositional lobes and overbank deposits. The lower limit is given by a stratigraphic contact discordant on **CVT₁** of the same formation and on the **FYR** and **FMS** substrate units Meso-Cenozoic in age. The member is also followed with stratigraphic transgressive discordant contact by **UTA** and **BNA₁**. Nannofossils: *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY, *Discoaster icarus* STRADNER. The member reaches a thickness of about 150 m.

EARLY MESSINIAN

Clayey-arenaceous conglomerate member (CVT₁)

(with olistoliths and olistostromes).

Coarse to medium quartz-feldspars sandstones with calcareous lithic fragments from platform, medium to fine micaceous sandstones pale havana in colour. Quartz-lithic and then micaceous havana gray sandstone, medium-coarse grained and not mature, from massive to thin layers, intercalated with carbonate horizons generally discontinuous and consisting of grainstones with Alveolinidae and *Nummulites*, fractured and marly limestone. Massive or not well graded sandstones and amalgamated pebbly sandstone from medium to fine sandstones, in some places with wavy parallel lamination at the top; thin interlayers of laminated siltstones and pelites. Polygenic conglomerates and micro-conglomerates in thick layers, granulars with scattered pebbles and very poor clay matrix, debris flow deposits; the pebbles often have a calcareous or marly calcareous nature. Successions characterized by abundance of carbonate olistostromes (**os**) and olistoliths (**ol**) with various sizes and stratigraphic tectonized contact in respect to the surrounding terrigenous deposits. The lower limit of the member is stratigraphic discordant above carbonate deposits (**RDT** and **CRQ**) of the Apennine Platform (Lattari Mounts - Picentini Mounts succession) and above pelagic deposits of the Sicilide Unit (**AV**) and Frigento-Monte Arioso Unit (**FYR** and **FYR₂**). The upper limit is given by the **CVT₂** in angular unconformity with **UTA_d**, **UTA_b** and **RVM_b** and in tectonic contact with **AV** and **FRS**. The thickness is about 200 m. Planktonic forams: *Globorotalia ex gr. menardii* (PARKER, JONES, & BRADY) e *Orbulina* sp. Nannoplankton microfossils: *Amaurolithus* cf. *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY, *Reticulofenestra pseudumbilicus* (GARTNER) GARTNER, *Discoaster icarus* STRADNER, *Discoaster pentaradiatus* (TAN) BRAMLETTE & RIEDEL *Discoaster* cf. *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *Discoaster berggrenii* BUKRY, *Catinaster coalitus* MARTINI & BRAMLETTE and *Discoaster brouweri* TAN BRAMLETTE & RIEDEL. In this member the arenaceous-clayey conglomeratic lithofacies **CVT_{1a}** composed of arcose-lithic sandstones and feldspars-quartz (quartz glass) with mafic minerals, abundant lithic fragments; medium-grained and medium-low selection, massive or laminated in the upper part (Tb-c of Bouma, 1979) gray or havana gray and on surface alteration bluish-gray or yellowish-orange, and of granular and pebbly sandstones; the layering is of first order multiple as a result of amalgamation and of second order from wavy to sigmoidal. Gray clay and greenish, marly clay and then thick carbonate blocks are alternated to the sandstones. In the upper portion matrix supported conglomerates are alternated to disorganized conglomerates with large boulders and pelitic clasts (clay chips), or to sandstones with scattered pebbles or clouds of pebbles; the pebbles are subrounded and consist predominantly of gray havana grainstones and rudstones. The lithofacies is heteropic with **CVT₁**; the upper limit is stratigraphic

with CVT_2 and transgressive discordant with UTA and RVM_b and with PNV , TGC , b_2 , SFL_{4b} , ERI_b and a Quaternary deposits. It is even in tectonic contact with CPA , FYR and FYR_2 . The thickness of the lithofacies is about 200 m. The described deposits in the complex are derived predominantly by gravity flows with high sediment concentration (V.ne Pannarano succession). The deposition environment is marine basin. Overall, the member represents a stage of turbiditic growth consisting predominantly of channels and channel-lobe systems.

LATE TORTONIAN - EARLY MESSINIAN

Olistrostrome (os)

Body of kilometric extension of clay, polychrome red and green argillite, dark gray clay, brown limestone and marly limestone with conchoidal fracture, gray fine-grained sandstones, massive or planar laminated platform limestone, gray havana mudstones, altered greenish marly limestone and siliceous marls and then microconglomerates and medium to coarse, graded and laminated arenaceous levels. At *San Mango sul Calore* the olistrostrome is at the passage to CVT_{1a} lithofacies. The deposit was settled by mega massive flows triggered by seismotectonic phenomena (cohesive and not cohesive debris flows). The maximum thicknesses is 60 m.

Olistolith (ol)

At different stratigraphic heights large bodies of limestone of neritic carbonate platform and more rarely breccias and calcirudites of carbonate slope environment are present. They are immersed as very large clasts within terrigenous lithological associations of the CVT_1 member and CVT_{1a} lithofacies.

STRATIGRAPHIC STRUCTURAL UNITS OF INTERNAL ORIGIN SICILIDE UNIT

Various coloured clay Group (AV)

White calcarenites, calcilutites in medium to thick layers, in places laminated, grayish marly limestone in thick layers, marls and light gray or green calcareous marls in medium layers, reddish in colour, with conchoid fracture; gray havana calcarenites with Tb-c Bouma sequences (1979), in thin to medium layers; green and light brown calcilutites, even laminated, with intercalations of laminated green clays and marly clays; laminated clayey marls and silicized marls with prismatic fractures; radiolarites with typical prismatic fracture ("Pietra Paesina"). The depositional environment is marine with turbiditic distal inputs. The lower limit of formation is tectonic above the carbonate deposits (RDT and CRQ) of the Apennine Platform (Lattari Mounts - Picentini Mount succession) and on CVT_{1a} deposits; the upper limit is given by the CVT_1 , UTA_d , UTA_b and RVM_b

deposits laying with discordant stratigraphic contact. Plankton foraminifera: *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Praeorbulina* sp. Nannoplankton: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON, *Ericsonia formosa* (KAMPTNER) WISE, *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE, *Dictyococcites bisecta* (HAY, MOHLER & WADE) BUKRY & PERCIVAL. The estimated thickness is about 450 m.

LATE CRETACEOUS - EARLY MIOCENE

APENNINE PLATFORM UNIT

Lattari - Picentini Mounts succession

Lattari - Picentini Mounts deposits are referred to a chronostratigraphic interval between the Early Jurassic and Late Cretaceous. They are composed of facies associations related to a tidal environment extended to the margin (peritidal) of a carbonate platform relatively closed with negative typical sequences (shallowing upward).

radiolitidae limestones (RDT)

Gray, white or havana dolomitic limestone and limestone, in thick to medium layers constituting peritidal cycles with frequent intercalations of gray dolomite and clastic limestone rich in rudistae (Radiolitidae, Hippuritidae). In Partenio Mounts the succession even presents intercalations of rudites with intraclasts. Internal platform environment with tidal flat lagoonal facies. The lower limit is given by Limestone with Requiniae and Gastropods (CRQ). The upper limit, of tectonic nature, is given by the deposits of the Sicilide Unit (AV), while with the deposits of eluvial-colluvial cover (b₂) and pyroclastic PNV deposits is of stratigraphic nature. Microbiofacies: *Accordiella conica* FARINACCI, *Montcharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Scandonea samnitica* DE CASTRO, *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDROT, *Stensioina surrentina* TORRE, *Rotorbinella scarsellai* TORRE, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Aeolisaccus kotori* RADOICIC, *Sgrossoella parthenopeia* DE CASTRO, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RANIERI), Rotalidae, Miliolidae, Discorbidae, rare planktonic foraminifera. The estimated thickness is about 300 m.

TURONIAN-CAMPANIAN

requieniae and gastropods limestones (CRQ)

Gray crystalline dolomite, havana gray and brown micritic and biomicritic limestone, well-stratified light havana limestone in thick to medium layers and biomicritic limestone with abundant Miliolidae; they constitute peritidal cycles

with at the base characteristic levels of conglomerates with greenish marly matrix. In the limestone at the base of the succession, fibrous radiate oolites are present; from the lithostratigraphic point of view at the top of the same succession there are intercalations of layers rich in Caprinidae, Radiolitidae, while widespread throughout the succession Requienidae, gastropods (including Nerineidae) and even Ostreidae remains, echinoderms and intraclasts of calcirudites (Partenio Mounts) are present. This limestone is referred to an internal platform with tidal flat lagoon facies. The lower limit is tectonic in nature, and lies on **CPA** and **CVT_{1a}** deposits. The contact with *Limestone with Cladocoropsis and Clypeina* (**CCM**), is stratigraphic in nature. A spatial and vertical limit is identified in the Limestone and laminated dolomites with Alveonidae (**CRQ₄**) member; a further upper stratigraphic unconform limit is with **FSB_{a3}**, **ERI_{a3}**, **VEF_{2b2}**, **BPI** and **PRD_b**. Microbiofacies: in the upper part by *Cisalveolina fraasi* (GUMBEL), *Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO), *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Biconcava bentori* HAMAQUI & SAINT-MARC, *Biplanata peneropliformis* HAMAQUI & SAINT-MARC, *Nezzazata simplex* OMARA, *Sellialveolina viallii* COLALONGO, *Neoragia insolita* (DECROUEZ & MOULLADE), *Nummuloculina* sp., *Sabaudia* sp., Milolidae, Nezzazatidae, Rotalidae, *Archaealveolina reicheli* (DE CASTRO) (CENOMANIANO - APTIANO *p.p.*); in the middle part by *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (ROEMER), *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *parva* DOUGLAS, *Cuneolina camposauri* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO SINNI, *Salpingoporella dinarica* RADOICIC, ostracods, bivalves and gastropods (APTIANO *p.p.*); in the lower part by *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO SINNI, *Debarina hahounerensis* FOURCADE, RAOULT & VILA, *Cuneolina camposauri* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina scarsellai* DE CASTRO, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Triploporella marsicana* PRATURLON, Valvulinidae, and small dasycladacee algae among which *Actinoporella podolica* (ALTH), *Salpingoporella melitae* RADOICIC, *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Salpingoporella cemi* RADOICIC, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Clypeina solkani* CONRAD & RADOICIC. *Orbitolinopsis capuensis* (DE CASTRO), *Epimastopora cekici* RADOICIC, Valvulinidae, Textularidae, ostracods and small gastropods are even present. (APTIANO *p.p.* - BERRIASIANO *p.p.*). The estimated thickness of the succession is about 600 m.

NEOCOMIAN p.p. - CENOMANIAN

limestones and Orbitolinidae marls member (CRQ₂)

Gray limestone (mudstone and wackestone) with a thickness of less than one meter and dolomitic limestone and dolomite with miliolidae and textularidae. Upward marly limestone and yellow and green marl rich in Orbitolinidae prevail.

The member is heteropic to **CRQ** and is related to a lagoonal depositional environment. The estimated thickness is about 50 m.

BARREMIAN? - APTIAN

alveonidae limestones and laminated dolomites member (CRQ₄)

Micritic and biomicritic havana limestone, crystalline gray and brown dolomite, well-stratified with medium to thick layers, constituting peritidal cycles. The sedimentation environment is related to an internal platform with lagoonal facies. The succession is heteropic with **CRQ** and is covered by **RDT**, locally **CRQ** deposits are in stratigraphic inconform contact with **ERI_{a3}** Microbiofacies: *Cisalveolina fraasi* (GUMBEL), *Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO), *Biconcava bentori* HAMAOUÏ & SAINT-MARC, *Biplanata peneropliformis* HAMAOUÏ & SAINT-MARC, *Nezzazata simplex* OMARA, *Sellialveolina viallii* COLALONGO. The thickness is about 50 m.

CENOMANIAN

Cladocoropsis and Clypeina limestones (CCM)

Gray havana or white limestone and dolomitic limestone, in thick to medium layers with abundant remains of *Cladocoropsis mirabilis* FELIX; gray crystalline dolomite, often laminated, more frequent in the upper part. Overall, these deposits are peritidal cycles whose base, in some cases, is characterized by conglomerates with yellowish or greenish marly matrix; the thickness reaches a few decimetres. Internal platform environment with lagoon tidal flat facies. The lower limit is of stratigraphic nature with the oolitic and oncolithic limestone (**CDO**). The upper limit is of the same nature with Requieniae and gastropods limestone (**CRQ**). Microbiofacies: *Campbelliella striata* (CAROZZI), *Clypeina jurassica* FAVRE, *Clypeina parvula* (CAROZZI), *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Favreina salevensis* (PAREJAS) and, among macrofossils, sporadic remains of bivalves and gastropods (*Nerineidae*). The base and middle parts of the succession are characterized by the presence of *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Kurnubia wellingsi* (HENSON), *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Pfenderella arabica* REDMOND, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI-MORANO, *Salpingoporella sellii* (CRESCENTI). The estimated thickness is about 400 m.

OXFORDIAN - BERRIASIAN p.p.

oolithic and oncolithic limestones (CDO)

Gray rarely havana or light brown limestone and dolomitic limestone in medium layers; frequently they are oolitic in the lower and middle parts, with intercalations of gray crystalline dolomite. At the base thin marl intercalations of greenish-gray clay are present. This is an open platform environment with high

energy. The upper limit with *Cladocoropsis* and *Clypeina* Limestone (**CCM**) is stratigraphic in nature. The microfossils content is represented by benthic foraminifera and green algae, often associated with *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Cayeuxia* sp. and ostracods. Among the macrofossils the remains of small bivalves, gastropods and echinoderms are frequent. The upper part is characterized by the presence of *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI, *Satorina apuliensis* FOURCADE & CHOROWICS, *Kilianina blancheti* PFENDER, which are frequently associated with brachiopods, corals, molluscs and echinoderms remains. At the base and in the middle parts of the succession *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Pfenderella arabica* REDMOND, *Selliporella donzellii* SARTONI & CRESCENTI and only in the basal part, *Gutnicella cayeuxi* (LUCAS) are found. The estimated thickness is 200 m.

EARLY JURASSIC p.p. - MIDDLE JURASSIC

***Palaeodasycladus* Limestones (CPL)**

Biomicritic oncolithic limestone, often dolomite with *Palaeodasycladus mediterraneus*, in medium to thick layers, dark gray, more rarely havana or white in colour, crystalline gray dolomite intercalated with thin and greenish gray clayey marl and limestone with large molluscs remains ("Lithiotis Facies" auct.). At the base peritidal cycles prevail. The environment is of an internal platform with tidal flat lagoonal facies evolving towards an open platform environment. The lower limit is the stratigraphic contact with the deposits of the laminated dolomite with bioclasts member (**DBS₃**). The upper limit is stratigraphic with the Oolitic and oncolithic limestone (**CDO**). Microbiofacies: *Haurania deserta* HENSON, *Amijella amiji* (HENSON), *Aeolisaccus dunningtoni* (ELLIOTT), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Cayeuxia* sp., Valvulinidae Textularidae, Ammodiscidae, *Mayncina termieri* HOTTINGER, *Lituosepta recoarensis* CATI, *Lituosepta compressa* HOTTINGER, *Orbitopsella praecursor* (GUEMBEL). The last four species do not reach the top of the succession and terminate at the first layers of the Lithiotis Facies auct. The estimated thickness is about 100 m.

EARLY JURASSIC

***Lithiotis* member (CPL₁)**

Pale gray, yellowish calcarenites, calcirudites and micritic limestone. The lower limit is tectonic above **DBS₃**, the upper limit is stratigraphic with **CDO**. Microbiofacies: *Orbitopsella praecursor* (GUEMBEL) *Lituosepta* sp., valvulinidae, *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Thaumatoporella*, ostracods, mollusk shells, isolated corals and aptycha in fragments. The estimated thickness is about 50 m.

EARLY JURASSIC p.p.

Dolomia superiore (DBS)

Dolomite and dolomitic limestone of inner platform facies predominantly organized in peritidal shallowing-upward cycles with metric thickness. The unit is composed of **DBS₁** and **DBS₃** members. The thickness does not exceed 50 m. The lack of wide outcrops is probably due to the tectonic translation towards the Tyrrhenian area of sequence portions by means of LANF well observed in contiguous areas (Sheet No. 467).

laminated and bioclastics dolomites member (DBS₃)

Well stratified to massive light gray dolomite with gastropods, oncoliths and bivalves of various sizes remains; sponge and bioclasts and intraclasts; megalodontidae and serpulidae light dolomite; laminated dolomite and dolomitic breccias levels with subangular elements, several centimeters in size. Probable carbonate margin platform environment. The upper limit with the *Palaeodasycladus* Limestones (**CPL**) is stratigraphic in nature. The estimated thickness is about 30 m.

RETICO p.p. - EARLY JURASSIC p.p.

Dolomie a bande member (DBS₁)

Light gray and dark gray dolomites and dolomite limestone in thin to medium layers with stromatolithic laminae and drying structures; megalodontidae, bivalves imprint, gastropods and echinoderms are recognizable; intercalations of calcarenites and calcirudites (grain-wackestone) light gray in colour and in medium layers. The lower limit is not observed while the upper limit with **CDO** is tectonic in nature. The environment of sedimentation is from peritidal to lagoonal. The outcropping thickness does not exceed 50 m.

NORIC - EARLY JURASSIC p.p.

LAGONEGRESE MOLISE BASIN UNITS

FRIGENTO - ARIOSO MOUNT UNIT

Frigento - Arioso Mount Unit is constituted of a lithostratigraphic succession in which a Triassic middle Cretaceous lower part and a Late Cretaceous Caenozoic upper part can be distinguished, the latter passing to the Numidian Flysch sandstones. Both parts are related, in continuity of sedimentation, to the palaeo-internal / western setting of the *Lagonegrese-Molise* Basin. In the sheet only the upper incomplete part is exposed on the right side of the Sabato river, and is represented by the *Flysch Rosso*.

numidian flysch (FYN)

Grayish, yellowish quartz sandstones in medium layers with siliceous cement

intercalated to thin silty and marly clay layers pale gray in colour and to silty marl in medium layers. The lower limit is not exposed. The upper limit with **CVT₂** and **b₂** is stratigraphic. The thickness is about 10 m.

LATE BURDIGALIAN - LATE LANGHIAN

Flysch Rosso (FYR)

Limestone, green and red marl and clay alternated with greenish-gray calcarenites with Alveolinidae, *Nummulites* and *Orbitoides*, lithoclastic calcirudites and breccias with rudistae fragments. The layers of calcirudites and calcarenites are rarely more than one meter thick and are commonly graded; they even show a not well defined and irregular stratification, and lie with erosive channeled contact on often load deformed claystones horizons, passing upward to thin gray-green laminated calcarenites (Tb-c Bouma sequences), calcareous marl, marl, marly and silty clay, red-brown and greenish-gray claystones, with plane-parallel and wavy lamination and Bouma sequences related to turbiditic low density currents. Spatial and vertical limits occur with **FYR₂**; tectonic contact with **CVT₁**. The upper stratigraphic limit (angular unconformity) is with **CVT₁**. The environment of deposition is pelagic, but not far from a carbonate margin providing reworked calcareous sediments. Nannoplankton: *Triquetrorhabdulus carinatus* MARTINI, *Chiasmolithus oamaruensis* (DEFLANDRE) HAY, MOHLER & WIDE, *Dictyococcites bisecta* (HAY, MOHLER & WADE) BUKRY & PERCIVAL, *Nannotetrina cristata* (MARTINI) PERCH-NIELSEN, *Sphenolithus distentus* (MARTINI) BRAMLETTE & WILCOXON, *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER) ROTH, *Discoaster barbadiensis* TAN, emend. BRAMLETTE & RIEDEL, associated with *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL) BRAMLETTE & SULLIVAN, *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE that indicate an age not older than the Late Burdigalian MNN4a zone. Planktonic forams *Globigerinoides trilobus* (REUSS). The outcropping thickness is approximately 200 meters.

LATE CRETACEOUS p.p. EARLY MIOCENE p.p.

Limestone member (FYR₂)

Grayish and white clastic limestone in thick and very thick massive layers, with irregular stratification and cleavage fractures; rudstone in matrix constituted of biolithoclastic packstone and grainstone with molluscs, and typical wavy lenticular lamination (flaser lamination); crystalline white and gray havana limestone with sparitic veins in places intensely fractured (breccias); calcirudites with rudists fragments and irregular stratification, gray havana pack-grainstones with intraclasts and peloids, with macroforaminifers Orbitoidae type, fragments of calcareous reef; in the middle upper part, intercalation of thin bluish-gray calcarenites and then dark gray compact marly limestone. The layers of metric mas-

sive limestone and calcareous breccias show internal amalgamation and rest with erosive contact on grayish clayey-marly horizons; in the upper part pelitic intercalations of reddish marls and claystone prevail. In the upper part of the succession, calcarenites with macroforams (mainly Alveolinidae and *Nummulites*) were observed. The environment of deposition is related to a carbonate continental slope passing to a pelagic basin. The lower limit is stratigraphic and heteropic with **FYR** and is tectonic on **CVT**. Foraminifera: *Globotruncana* sp., *Orbitoides media* D'ARCHIAC, *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK. Nannoplankton: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Discoaster barbadiensis* TAN, emend. BRAMLETTE & RIEDEL. The thickness is between 100 m and 200 m. **LATE CRETACEOUS - LATE EOCENE**

Calcareous clastic lithofacies (FYR_a)

Bioclastic calcirudites with erosive basal contact, alternated to calcarenites and white calcilutites, followed by calcarenites, marly limestone and more rarely whitish marly clay. The calcirudites are constituted by rounded to sharp edges clasts, with micritic cement, prevalent matrix and reworked macroforams (Alveolinidae, *Nummulites*) bryozoans, rudistae fragments, corals and sponges. The estimated outcropping thickness is about 30 m.

LATE CRETACEOUS p.p. - EARLY MIOCENE

FORTORE - GROPPA D'ANZI UNIT

External tectonic units occurring in the most internal sectors of the sheet. The direction of the structural transport is toward the Tyrrhenian area, due to the structuring of Miocene tectonic wedge. This unit is evenly composed by the Mesozoic portions with Miocene arenaceous-pelitic marly lithofacies showing the beginning of preorogenic siliciclastic sedimentation that, at a regional scale, is pointed out by the tuffitic (*Tufiti di Tusa*) and then quartz-arenitic sandstones (Numidian Flysch). The lithostratigraphic representative unit is the *Corleto Perticara* (CPA) formation of Caenozoic meso-pelagic basin successions (axial sector of *Lagonegrese-Molise* Basin).

Corleto Perticara formation (CPA)

Marly and/or white limestone and medium thick, yellowish or gray and light green calcareous marl, with bioturbation traces and minerals concentrations; thin, white turbidites (T_{b-c} sequences of Bouma, 1979), medium thick calcilutites alternating with thick layers of dark green, light brown and yellowish clay; thin layers of whitish calcilutites alternating with thick layers of white or pink marl with plane-parallel lamination of *marna fogliarina* type, medium layers of green, gray and dark brown clay, marly laminated clay and white and gray marl with conchoidal fracture. Silicized white or yellowish calcilutites with prismatic fracture

(cleavage) such as *pietra paesina* and radiolarites. Thick lenticular litho-bioclasts layers type mud/wackestone with algae, molluscs, rudistae and miliolidae and type pack/grainstone with fragments of rudistae, molluscs, rodoliths and orbiculoidae constituting discrete intervals (channel facies associations) in the marly pelitic layers. In the upper portions (Miocene) the marly limestone and clay are alternated with arkosic sandstone gradually passing to orthoquartzitic sandstone. The thickness is about 400 m. The sedimentation environment is bathyal with several terrigenous inputs (calcareous and siliciclastics). Both lower and upper limits are not observed. A tectonic contact is on **AV**, **FYR** and **RDT**. Planktonic foraminifera microbiofacies: *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Praeorbulina* sp. Nannoplankton microbiofacies: *Coccolithus formosus* (KAMPTNER) WISE, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON, *Ericsonia formosa* (KAMPTNER) HAQ, *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE) BUKRY & PERCIVAL.

EOCENE - EARLY MIOCENE

SYMBOLS

Normal layers

Overtured layers

Conform layers

Conform stratigraphic limit and its probable extension

Non-conform stratigraphic limit and its probable extension

Tectonic limit and its probable extension

Normal fault and its probable extension

Reverse fault and its probable extension

Fault with predominantly horizontal components with hypothetical movement if determined and its probable extension.

Cataclastic Zone

Joint

Overthrust and its probable extension

Trace of axial plane of antiformal anticline

Trace of axial plane of synform syncline

Mesofold

Alluvial fan

Detrital fan

Fossil Location

Waste

Spring

Active quarry

Inactive quarry

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. INGV (2004) - *Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola italiana*. Atti del Convegno Annuale del Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, vol.1: 119-135.
- ALDINUCCI M., BOSSIO A., CONTI L., DONIA F., FORESI L. M., MAZZEI R., RIFORGIATO F., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (2006) - *The pre-evaporitic Messinian in Tuscany (Italy) as recorded in the Gello section (Volterra Basin, Tuscany - Italy)*. Acta Naturalia de "L'Ateneo Parmense", **42**, 2.
- ALESSIO G., FERRI M., GORINI A. & LUONGO G. (1988) - *Sismicità dell'Appennino meridionale nel periodo 1982-1987*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 1129-1137.
- ALLOCCA V., CELICO F., PETRELLA E., MARZULLO G. & NACLERIO G. (2005) - *Influenza dei cicli gelo/disgelo sull'inquinamento microbiologico delle acque sotterranee nei massicci carbonatici dell'Italia meridionale*. Giornale di Geologia Applicata, **2**, 2005: 125-129.
- AMATO A. & CINQUE A. (1999) - *Erosional landscapes of the Campano-Lucano Apennines (S. Italy): genesis, evolution, and tectonic implication*. Tectonophysics, **315**: 251-267.
- AMODIO-MORELLI M., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60, 5 figg., 5 tabb., 1 carta geol., Roma.
- AMORE O. (1992) - *Studi biostratigrafici dei sedimenti miocenici del bacino molisano: nannoplankton calcareo*. Tesi di Dottorato in Geologia del sedimentario, Università "Federico II" di Napoli.
- AMORE F. O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1988a) - *Relazioni tra "Flysch interni" e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, S. Mauro e Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 285-297.
- AMORE F.O., BONARDI G., DI STASO A., CIAMPO G., DE CAPOA P., MORABITO S., RUGGIERO E. & SGROSSO I. (2005) - *The progress of knowledge about the miocene successions of the southern Apennines following Selli's papers of 1957 and 1962*. Boll. Soc. Geol. It., **4**: 37-44.
- AMORE O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & RUGGIERO E. (1988b) - *Problemi biostratigrafici dei sedimenti terrigeni nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 621-625.
- AMORE F. O., CIAMPO G., MORABITO S., RUGGIERO E., SANTINI U. & SGROSSO I. (2003) - *Datazione biostratigrafica ed inquadramento regionale di alcuni depositi miocenici discordanti dell'Appennino campano-lucano*. FIST - Geoitalia 2003, Riassunti: 286-288.
- ANELLI M. (1939) - *Sulla presenza di falde di ricoprimento nell'Italia meridionale*. Atti Soc. Sc. Nat. Mat., **69**: pp. 13
- APAT (2005) - Comitato di coordinamento per l'Appennino meridionale, Verbale del 13-14 Ottobre 2005. <http://www.isprambiente.gov.it/files/carg/app-merid-verbale13-14-ott-05.pdf>
- APAT (2006a) - Comitato di coordinamento per l'Appennino meridionale, Verbale del 16-17 Marzo 2006. <http://www.isprambiente.gov.it/files/carg/app-merid-verbale16-mar-06.pdf>
- APAT (2006b) - *Nuova Carta Geologica d'Italia - scala 1:50.000*. Catalogo delle Formazioni. Unità tradizionali. QUADERNI serie III Volume 7 - Fascicolo VII.
- APAT (2007a) - *Foglio n°432 "Benevento"*. ISPRA-APAT Cartografia geologica on-line alla scala 1:50.000. (http://www.apat.gov.it/Media/carg/Allestimento/432_/432.htm).
- APAT (2007b) - *Foglio n°433 "Ariano Irpino"*. ISPRA-APAT Cartografia geologica on-line alla scala 1:50.000. (http://www.apat.gov.it/Media/carg/Allestimento/433_/433.htm)
- AQUINO S. (2001) - *Protezione e gestione delle risorse idriche del massiccio carbonatico del Terminio-Tuoro mediante l'analisi dei dati meteorologici acquisiti da rete di monitoraggio*. Atti della Tavola Rotonda "Acque del Terzo Millennio" - Castellana Grotte (BA), 31 Marzo 2001.
- AQUINO S., ALLOCCA V., ESPOSITO L., CELICO P., (2006) - *Risorse idriche della provincia di Avellino*

(*Appennino Meridionale*). Arti Grafiche Cinque s.r.l. Avellino, pp.121.

- ARDIGÒ G. (1958) - *Osservazioni geologiche sulle alte valli del Calore e dell'Ofanto (Appennino meridionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **79** (1957) (1-2): 67-100.
- ARDIGÒ G. (1959) - *Osservazioni geologiche sull'alta valle del Tusciano e sulla media valle del Sele. Considerazioni generali sull'evoluzione geologica dei Monti Picentini (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **77** (1958) (1): 253-290.
- ARDIGÒ G. (1964a) - *Alcune osservazioni sulla lacuna liassica nei Monti Picentini (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (1): 143-150.
- ARDIGÒ G. (1964b) - *Nuove vedute su alcuni problemi sedimentologici, morfologici e strutturali dell'Appennino meridionale, con particolare riguardo al gruppo dei Monti Picentini (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (1): 239-271.
- ARDITO M.C., COLALUCE G., DAZZARO L., DEL GAUDIO V., LOPS B., MORESI M., PICCARRETA G. & RAPISARDI L. (1985) - *Le arenarie dell'Appennino Dauno. Osservazioni geologiche, mineralogiche e petrografiche*. In: Atti III Conv. Naz. "Attività estrattiva dei minerali di seconda categoria", Bari, 17-19 Gennaio 1985, 50-53.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1997) - *Le scarpe su faglia dell'Appennino meridionale: genesi, età e significato tettonico*. Il Quaternario, **10**: 285-292.
- AUTORITÀ DI BACINO DEI FIUMI LIRI - GARIGLIANO E VOLTURNO (2007) - *Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico*. http://www2.autoritadibacino.it/index.php?d=1_1_0
- AUTORITÀ DI BACINO DEL SARNO (2002) - *Piano Stralcio di bacino per l'Assetto Idrogeologico*. <http://www.autoritabacinosarno.it/homepianostralcio.asp>
- AUTORITÀ DI BACINO NORD OCCIDENTALE DELLA CAMPANIA (2003) - *Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico*. http://www.autoritabacिनonordoccidentale.campania.it/pianificazione_di_bacino/pianificazione.asp
- AUTORITÀ DI BACINO REGIONALE DESTRA SELE (2007) - *Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico*. <http://www.autoritabacिनodestrasele.it/dati.asp>
- BARBERI F., INNOCENTI F., LIRER L., MUNNO R., PESCATORE T. & SANTACROCE R., (1978) - *The Campanian Igimbrite: a Major Prehistoric Eruption in the Neapolitan Area (Italy)*. Bull. Volcanol., **41** (1): 1-22.
- BASSANI F. (1892) - *Sui fossili e sull'età degli schisti bituminosi di Monte Pettine presso Giffoni Vallepiana in prov. di Salerno*. Mem. Soc. It. di Sc., **IX**, Ser. 3 N. 3. Napoli 1892.
- BASSANI F. (1896) - *La ittiofauna della dolomia principale di Giffoni (prov. di Salerno)*. Palaeontogr. Ital., **I**: 169-210.
- BASSO C., CIAMPO G., CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F., STAITI D. & TORRE M. (2002) - *Geologia del settore irpino-dauno dell'Appennino meridionale: implicazioni sui domini paleogeografici delle unità bacinali meso-cenozoiche e nuovi vincoli stratigrafici nell'evoluzione tettonica miopliocenica del settore esterno della catena*. Studi Geol. Camerti, nuova serie, **1** (2): 7-26.
- 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** (2-3): 211-231.
- BEHRMANN R. B. (1936) - *Die Faltenbogen des Apennins und ihre palaogeographische Entwicklung*. Abhandl. Ges. Wiss. Gottingen, Mat. Phys. Kl., ser. 3, **15**, pp.125.
- BERNOULLI D. (2001) - *Mesozoic-Tertiary carbonate platforms, slopes and basins of the external Apennines and Sicily*. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. "Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent mediterranean basins", 307-326, Kluwer.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992) - *Structural Model of Italy, scale 1:500,000*. P.F. Geodinamica, C.N.R. (1985).
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, **77**, 41-50.

- BOCCALETTI M., CONEDERA C., DAINELLI P. & GOCEV P. (1982) – *The recent (Miocene-Quaternary) regmatic system of the western Mediterranean region. A new model of ensialic geodynamic evolution in a context of plastic/rigid deformation*. Journal of Petroleum Geology, 5, 31-49.
- BOIANO U. (2000) - *La Formazione torbiditica di S. Bartolomeo (Appennino meridionale): revisione litostratigrafica, analisi sedimentologica ed implicazioni sui caratteri dei bacini legati a prismi di accrezione*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 39-62.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1992) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sull'evoluzione della catena appenninica ed i suoi rapporti con l'arco calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988): 17-35.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, Tav. all. in scala 1: 250.000.
- BÖSE F. & DE LORENZO G. (1896) - *Zur Geologie der Monti Picentini bei Neapel*. Zeitschr. deuts. Geol. Gesells., **48**: 205-215.
- BOSSIO A., GUELFI F., MAZZEI R., MONTEFORTI B. & SALVATORINI G. (1988) - *Studi sul Neogene della Penisola Salentina. III - Stratigrafia del Pozzo Poggiardo*. Atti del Convegno sulle Conoscenze Geologiche del Territorio Salentino, Lecce (12 dicembre 1987), Quaderni di Ricerche del Centro Studi Geotecnici e d'Ingegneria, **11** (1987): 55-87, 3 figg., 3 tavv., Lecce.
- BOUMA H. A. (1979) - *Methods for the study of edimentary structures*. R. E. Krieger Pub. Co. (Huntington, N. Y.).
- BOWN P.R. (1999) - *Calcareous nanofossil biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, Cambridge Univ. Press, 1 - 314.
- BRANCACCIO L. (1971) - *Osservazioni geomorfologiche sull'alta valle del Sabato presso Serino (prov. Avellino)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **80**: 489-498.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F. & SGAMBATI D. (2000) - *Le frane del 5-6 maggio 1998 sul gruppo montuoso Pizzo d'Aviano (Campania): osservazioni geomorfologiche sulla loro distribuzione e sulla dinamica delle connesse colate*. Quaderni di Geologia Applicata, **7**: 5-36.
- BRANCACCIO L., CINQUE A. & SGROSSO I. (1979) - *Forma e genesi di alcuni versanti di faglia in rocce carbonatiche: il riscontro naturale di un modello teorico*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., serie IV, **46**: 1-21.
- BRANCACCIO L., CINQUE A. & SGROSSO I. (1986) - *Elementi morfostrutturali ereditati nel paesaggio dell'Appennino centro meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 869-874.
- BRANCACCIO L., PESCATORE T., SGROSSO I. & SCARPA R. (1984) - *Geologia regionale*. In: T. PESCATORE (a cura di): «Lineamenti di geologia regionale e tecnica». Formez, Ricerche e studi, **37**: 1-47, 9 figg., Napoli.
- BUKRY D. (1973) - *Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Initial Rep. Deep Sea drill. Proj., **15**: 685-703. BUKRY D. (1975) - *Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 32*. Initial Rep. Deep Sea drill. Proj., **32**: 677-701.
- BUTLER R.W. (1983) - *Balanced cross-sections and their implication for the deep structure of the NW Alps*. Journal of Structural Geology, **5**: 125-138.
- BUTLER R.W. (1987) - *Thrust sequences*. Journal of Geological Society, London, **144**: 619-634.
- CALAMITA F., PALTRINIERI W., PELOROSSO M., SCISCIANI V. & TAVARNELLI E. (2003) - *Inherited mesozoic architecture of the Adria continental paleomargin in the Neogene Central Apennines orogenic system, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **122**, 307-318.
- CALAMITA F., PATRINI S., POMPOSO G. & TAVARNELLI E. (2007) – *Geometria e cinematica delle antichinali dell'Appennino centrale-esterno: il ruolo delle faglie dirette giurassiche*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, Nuova Serie, 167-169.
- CALCATERRA D., DE RISO R., DUCCI D., SANTO A. & AQUINO S. (1994) - *Analisi dell'idrodinamica di mezzi carsici mediante uso integrato di dati: un esempio nel settore SE del Monte Terminio (Appennino meridionale)*. Atti del IV Convegno Internazionale di Geoingegneria "Difesa e Valorizzazione del suolo e degli Acquiferi", Torino, 10-11 marzo 1994, 1-10.
- CARANNANTE G., D'ARGENIO B., DELLO IACOVO B., FERRERI V., MINDSZENTY A. & SIMONE L. (1988) -

- Studi sul carsismo cretaceo dell'Appennino Campano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 733-759.
- CARANNANTE G., PUGLIESE A., RUBERTI D., SIMONE L., VIGLIOTTI M. & VIGORITO M. (2009) – *Evoluzione cretacea di un settore della piattaforma apula da dati di sottosuolo e di affioramento (Appennino campano-molisano)*. Boll. Soc. Geol. It., **128**, 1, 3-31.
- CARANNANTE G., SEVERI C. & SIMONE L. (1994) – *Off-shelf carbonate transport along foramol (temperate-type) open shelf margins: an example from the Miocene of the central-southern Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. France, **169**: 277-288.
- CARBONE S., CATALANO S., LAZZARI S., LENTINI F. & MONACO C. (1991) – *Presentazione della Carta Geologica del Bacino del Fiume Agri (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 129-143.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & MONACO C. (1988) – *Le unità stratigrafico-strutturali dell'alta Val d'Agri (Appennino Lucano) nel quadro dell'evoluzione catena-avampessa*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 331-341, Roma.
- CARBONE S. & LENTINI F. (1990) – *Migrazione neogenica del sistema catena-avampessa nell'Appennino meridionale: problematiche paleogeografiche e strutturali*. Riv. It. Paleontol. Stratigr., **96** (2-3): 271-296, 3 figg., Milano.
- CARRARA S. & SERVA L. (1982) – *I ciottoli contenuti nei flysch cretaceo-paleogenici e miocenici e nei depositi post-tortoniani dell'Appennino meridionale. Loro significato paleotettonico*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 441-496.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) – *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 109-120, 3 ff., 3 tavv.
- CASERO P., ROURE F. & VIALLY R. (1991) – *Tectonic framework and petroleum potential of the Southern Apennine*. Sp. Pubbl. EAPG, **1**, 381-387-Berlin 89.
- CASSETTI M. (1918) – *Cerni geologici su alcuni monti della Campania e della Basilicata*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **46** (1916-18): 79-88.
- CASTELLANO M. & SGROSSO I. (2002) – *Complesso Sicilide, Unità Sannitiche e Argille Varicolori molisane nell'Appennino meridionale*. In: CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (eds.), *Riassunti e Guida all'escursione*. Convegno -escursione COFIN 1999 “Evoluzione cinematica del sistema orogeoico dell'Appennino centro-meridionale: caratterizzazione stratigrafico-strutturale dei bacini sintettonici”, Roma 17-20 aprile 2002, 7-8.
- CELICO P. (1978) – *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Napoli, **14**: 1-97.
- CELICO P. (1983) – *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionale, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quaderni CASMEZ, **4** (2): 1-203, Roma.
- CELICO P. (1988) – *Falda in rete sospese nel massiccio carbonatico del monte Terminio (Campania) ed implicazioni idrogeologiche*. L'Appennino Meridionale, **1**: 99-112, 1988 Napoli.
- CELICO P., DE GENNARO, GHIARA M. R., NUNZIATA C., RAPOCCA A., STANZIONE D. (1982a) – *Lineamenti geologici, idrogeologici e termici della Campania*. In Contributo alla conoscenza delle risorse geotermiche del territorio italiano. Progetto Finalizzato “Energetica” - Sottoprogetto “Energia Geotermica”, CNR-PFE-RF13, Roma, 99-109.
- CELICO P. & DE RISO R. (1978) – *Il Ruolo della Valle Caudina nella Idrogeologia del Casertano e del Sarnese (Campania)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Napoli, **14**: 1-24.
- CELICO P., MANGANO F. & MONACO L. (1982b) – *Prove di colorazione nel massiccio Carbonatico del Monte Terminio - Monte Tuoro (Avellino)*. Notiziario Club Alpino Italiano, Napoli, anno XXXVI, N.1, 73-79.
- CELICO P. & RUSSO D. (1981) – *Studi idrogeologici sulla piana del Dragone (Avellino)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, Vol. **XC**: 37-50.
- CELLO G., LENTINI F. & TORTORICI L. (1990) – *La struttura del settore calabro-lucano e suo significato nel quadro dell'evoluzione tettonica del sistema a thrust sudappenninico*. Studi Geologici Camerti, vol. spec., 1990/1, 27-34.
- CELLO G., PALTRINIERI W. & TORTORICI L. (1987) – *Caratterizzazione strutturale delle zone esterne*

- dell'Appennino Molisano. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 155-161.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., JACOBACCI A., LANARI G. & SANTAGATI G. (1970) - *Geologia della zona nord - occidentale del F° 187 "Melfi"*. Boll. Serv. Geol. It., **91**: 113-148.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MORETTI A. (1971) - *Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano (Prov. di Potenza)*. Studi Geol. Camerti, **1**: 97-122.
- CHIOCCHINI U. (1969) - *Flysch oligo-miocenico e sedimenti pliocenici tra S. Angelo dei Lombardi e Luogosano*. Boll. Serv. Geol. It., **90**: 3-37.
- CHIOCCHINI U. & CHIOCCHINI F. (1997) - *I conglomerati messiniani dell'area tra Benevento e il Fiume Sabato (Appennino meridionale)*. Studi Geol. Camerti, **14**: 255-278.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasycladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1994: 9-128.
- CHIOCCHINI U., MADONNA S., BARBIERI M., DI STEFANO A., LE PERA E. & POTETTI M. (2003) - *Le unità tardo-orogene dell'area tra Benevento ed Avellino (Appennino campano)*. Studi Geol. Camerti, nuova serie, vol. spec. 2003: 49-61.
- CIAMPO G., SGROSSO I. & RUGGIERO TADDEI E. (1986) - *Il limite Miocene-Pliocene nella sezione di Torrente Braneta*. 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.
- CIARANFI N., GHISETTI F., GUIDA M., IACCARINO G., LAMBIASE S., TORRE M., TORTRICI L. & MEZZANI L. (1983) - *Carta neotettonica dell'Italia meridionale*. Publ. N. 515 Prog. Fin. Geodinamica.
- 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., ASCIONE A. & CAIAZZO C. (2000) - *Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della faghiazione quaternaria in Appennino meridionale*. In Galadini F., Meletti C. & Rebez A. (eds) - *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*. CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti - Roma, 2000, pp.397.
- CNR - GNDCT (1998) - *Progetto AVI - Volume I - Frane*. Pubbl. GNDCT n°1799.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1995) - *Miocene unconformities in the central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution*. Tectonophysics, **252**: 375-389.
- CITA M.B. (1972) - *The Pliocene deep-sea record of the Mediterranean. 1. Biostratigraphy and chronostratigraphy*. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al., Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, **13**, Part 2: 1343-1379.
- CITA M.B. (1975) - *Planktonic foraminiferal biozonation of the mediterranean Pliocene deep sea record. A revision*. Riv. Ital. Paleont., **81**: 527-544.
- CIVITA M. (1967) - *Alcune osservazioni preliminari sulla tettonica del Massiccio del Terminio-Tuoro (Irpina)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **75**.
- CIVITA M. (1969) - *Idrogeologia del Massiccio del Terminio-Tuoro (Campania)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Napoli, **11**: 1-92.
- CIVITA M., DE RISO R. & NICOTERA P. (1970) - *Sulle strutture alimentanti le sorgenti del Fiume Sarno e le falde pedemontane nella parte sud-orientale della Conca Campana*. Atti 1° Conv. Intern. Acque Sotterranee, Palermo, 166- 189.
- COCCO E. (1972) - *Torbidity calcaree ed arenacee nelle Argille Variegate dei Monti del Sannio*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 145-159.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., TORRE M. & COPPOLA L. (1974) - *Le unità irpine nell'area a Nord di Monte Marzano, Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 607-654.
- COLALONGO M.L., PASINI G. & CAROBENE L. (1973) - *Su alcune sezioni neogeniche presso la costa tirrenica tra Salerno e Livorno*. Giornale di Geologia, serie 2, **39**.
- CRESCENTI U. (1966) - *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle*

recenti ricerche micropaleontologiche. Boll. Soc. Geol. It., **85** (2): 541-579.

- CRITELLI S. & LE PERA E. (1995a) - *Tectonic evolution of the Southern Apennines Thrust-Belt (Italy) as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone*. J. Geol., **103** (1): 95-105, 4 figg., 1 tab., Chicago.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1995b) - *La formazione di Castelvetro nell'evoluzione petrografica dell'avanfossa del Tortoniano-Messiniano dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 615-634.
- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 121-142.
- CRUDEN D. M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslide Types and Processes*. In *Landslide: Investigation and Mitigation* (Ak Turner and R.L. Schuster, Eds) Transp. Res. Board Spec. Rep. 247, National Research Council, National Academy Press, Washington D.C. Usa.
- DAHLSTROM C.D.A. (1970) - *Structural geology in the western margin of the Canadian Rocky Mountains*: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **18**: 332-406.
- D'ARGENIO B. (1963) - *Linee isopiche e strutturali cretatiche persistenti nell'Appennino campano*. Rend. Acc. Sc. Fis. Nat., **30**, 4.
- D'ARGENIO B. (1966) - *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4**: 279-299.
- D'ARGENIO B. (1974) - *Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 137-160.
- D'ARGENIO B., IETTO A. & OLDOW J.S. (1987) - *Low angle normal faults in the Picentini Mountains (Southern Italy)*. Rend. Soc. Geol. It., **9**, 113-125.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1995) - *Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities*. Eclogae Geol. Helv., **88** (3), 453-499.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti del Conv. Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Nazion. Lincei, **182**: 49-72.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - *Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines*. In: OGIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (Ed.), *Structural model of Italy*, Quaderni de "La ricerca scientifica", **90**: 313-327, C.N.R. Roma.
- D'ARGENIO B. & SCANDONE P. (1970) - *Jurassic facies pattern in the Southern (Campania Lucania) Apennines*. Coll. on Mediterr. Jurassic. Hungarian Geol. Inst. Budapest 1969, pp. 27.
- 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.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1984) - *Nuovi dati stratigrafici, tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino Dauno*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 51-58.
- DE CAPOA P., DI DONATO V., DI STASO A., GIARDINO S. & RINALDI S. (2003) - *Preparation techniques and methodological approach to calcareous nanofossil analysis in silico-and calciclastic turbidites*. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **244**: 105-127.
- DE CASTRO P. (1962) - *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest dell'Irno e della Piana di Montoro*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **71**: 3-34.
- DE CASTRO P. (1991) - *Mesozoic*. In: F. BARATTOLO, P. DE CASTRO & M. PARENTE (EDS.): «*Field Trip Guide-book. 5th International Symposium on Fossil algae: Capri, 7-12 april 1991*»: 21-44, Giannini, Napoli.
- DE CASTRO COPPA M. G., MONCHARMONT ZEI M., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1969) - *Depositi miocenici e pliocenici ad est del Partendo e del Taburno (Campania)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **1**: 479-512.
- DE LORENZO G. (1894a) - *Osservazioni geologiche sul tronco ferroviario Casalbuono-Lagonegro della linea Sicignano-Castrocucco*. Atti Ist. Incoraggiamento, s. 4, vol. **7** (5): 1-5.
- DE LORENZO G. (1894b) - *Sulla geologia dei dintorni di Lagonegro*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., s. 2, vol. **6** (15): 1-124.

- DE LORENZO G. (1894c) - *Le montagne mesozoiche di Lagonegro*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, s. 2, vol. **6** (15): 1-125.
- DE LORENZO G. (1897) - *Studi di geologia nell'Appennino meridionale*. Atti R. Acc. SC. Fis. Mat. Napoli, s. 2, vol. **8** (7): 1-128.
- DE LORENZO G. (1898) - *Reliquie di grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, s. 2, vol. **17** (11).
- DE LORENZO G. (1900) - *Studio geologico del Monte Vulture*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, s. 2, vol. **10** (1): 1-208.
- DE LORENZO G. (1904) - *Geologia e Geografia Fisica dell'Italia meridionale*. Ed. Laterza Bari,, vol. **16**: pp. 241.
- DE LORENZO G. (1937) - *Geologia dell'Italia meridionale*. Editrice Politecnica, S. A., Napoli, pp. 326.
- DEL PRETE S., GIULIVO I., SANTO A., (2008) - *Nuove ipotesi sulla formazione dei piping sinkhole in aree alluvionali: il caso della piana di Forino (Avellino, Campania)*. Il Quaternario, **21**(2): 395-408.
- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., BOHRSON W.A., SPERA F.J. & BELKIN H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy)*, Min. Petr. **73**: 47-65.
- DI BUCCI D., CORRADO S., NASO G., PAROTTO M. & PRATURLON A. (1999) - *Evoluzione tettonica neogenico-quadernaria dell'area molisana*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 13-30.
- DI GIROLAMO P. (1968) - *Petrografia dei Tufi Campani: Il Processo di Pipernizzazione (tufo-> tufo pipernoide-> piperno)*, Rend. Acc. Sci. Fis. Mat. Napoli, **5**: 4-25.
- DI GIROLAMO P. (1970) - *Differenziazione Gravitativa e Curve Isochimiche nell'Ignimbrite Campana*. Rend. Soc. It. Mineral. Petr. **26** (2): 547-588.
- DI GIROLAMO, P., GHARA, M. R., LIRER, L., MUNNO, R., ROLANDI, G. & STANZIONE, D. (1984) - *Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 349-413.
- DI LUZIO E., PANICIA D., PITZANTI P., SANSONNE & P.TOZZI M. (1999) - *Evoluzione tettonica dell'Alto Molise*. Boll. Soc. Geol. It., **118** (2): 287-315.
- DI NOCERA S., MATANO F., PESCATORE T., PINTO F., QUARANTIello R., SENATORE M.R. & TORRE M. (2006) - *Schema geologico del transetto Monti Picentini orientali - Monti della Daunia meridionali: unità stratigrafiche ed evoluzione tettonica del settore esterno dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **125**: 39-58, 2 ff., 5 tavv., f.t.
- 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 Geol. Camerti, nuova serie, **1** (1): 87-102.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F., TORRE M. & RUSSO B. (1981) - *Evoluzione sedimentaria e cenni di paleogeografia del Tortoniano- Messiniano dell'Irpinia occidentale*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **90**: 131-166.
- DI STEFANO G. (1893) - *Sulla estensione del Trias nella provincia di Salerno*. Boll. Soc. Geol. It., **11**: 229-233.
- DI STEFANO A., FORESI L.M., AMORE F.O., DI STEFANO E., IACCARINO S., LIRER F., MAZZEI R., MORABITO S., SALVATORINI G., TURCO E., ABDUL AZIZ H., KRUGSMAN W. & HILGEN F. (2008) - *Calcareous plankton high resolution biostratigraphy for the Langhian of the Mediterranean*. Riv. It. Pal. e Strat., **114**: 56-72.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions - possible applications to the Tyrrhenian - Apennines system*. Terra Nova, **3**: 423-434.
- DUNHAM R. J. (1962) - *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: W.E. Ham (Ed.): «Classification of carbonate rocks». Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **1**: 108-121, Tulsa.
- EMBRY A.F. & KLOVAN J.E. (1971) - *A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Islands, N.W.T.* Bull. Can. Soc. Pet. Geol., **19**: 730-781, 3 figg., 19 tavv., Calgary.
- FERRANTI L. & OLDOW J.S. (2006) - *Tassi di dislocazione orizzontali e verticali tardo-neogenici*

- durante compressione ed estensione simultanee in Appennino meridionale. Rend. Soc. Geol. It., **2**, Nuova Serie, 142-143
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il sistema Appennino Meridionale - Arco Calabro - Sicilia nel Mediterraneo Centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115** (3): 529-559, 12 ff.
- FINETTI I.R. (2005) - "CROP PROJECT", *Deep exploration of the Central Mediterranean and Italy*. Elsevier B.V.
- FORESI L.M., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO E., SALVATORINI G. & SPROVIERI R. (2002) - *Calcareous plankton high-resolution biostratigraphy (foraminifera and nannofossils) of the uppermost Langhian - lower Serravallian Ras Il-Pellegrin section (Malta)*. Riv. It. Paleont. e Strat., **108** (2): 195-210.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1998) - *New data on the middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area*. Riv. It. Paleont. e Strat., **104** (1): 95-114.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R., SALVATORINI G. & BAMBINI A.M. (2001) - *Il plancton calcareo (Foraminiferi e nannofossili) del Miocene delle Isole Tremiti*. Paleont. Italica, **88**: 1-64.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1): 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 1-36.
- FUNICIELLO R., PANTOSTI D. & VALENSISE G. (1988) - *Fagliazione superficiale associata al terremoto irpino del 23 Novembre 1980*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 1139-1144.
- GALDI B. (1914) - *Sul calcare di Cresta del Gallo nell'Avellinese*. Mem. R. Acc. Sc. dell'Ist. Bologna, ser. VII, **1** (1913-14): 1-5.
- GALDIERI A. (1905) - *La malacofauna triassica di Giffoni nel salernitano*. Atti Acc. Ris. Mat. in Napoli. Vol. XII ser. II n. 17. Napoli 1905.
- GALDIERI A. (1907) - *Osservazioni geologiche sui monti Picentini nel Salernitano*. Rend. R. Acc. Lincei, ser. V, **16** (8): 529-534.
- GALDIERI A. (1908) - *Sul Trias dei dintorni di Giffoni. Contributo alla conoscenza del terreno triassico del Salernitano*. Atti Acc. Pontaniana **38**, Serie II, 13: 1-124.
- GALLICCHIO S., MARCUCCI M., PIERI P., PREMOLI SILVA I., SABATO L. & SALVINI G. (1996) - *Stratigraphical data from a Cretaceous claystones sequence of the "Argille Varicolori" in the southern Apennines (Basilicata, Italy)*. Paleopelagos, **6**: 261-272.
- GASPARINI C., IANNACCONE G. & SCARPA R. (1985) - *Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula*. Tectonophysics, **117**: 59-78.
- GIANO S.I. & SCHIATTARELLA M. (2008) - *Evoluzione geomorfologica polifasica di un versante di faglia traspressiva: un esempio dall'Appennino lucano*. In: "Studi di base sull'interazione tra clima, tettonica e morfoevoluzione in Italia meridionale durante il Quaternario", a cura di F. BOENZI, D. CAPOLOGO, S.I. GIANO e M. SCHIATTARELLA. Dibuono Edizioni. Villa d'Agri (PZ), 37-46.
- GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978) - *The structure of the Ionian Sea, Sicily and Calabria-Lucania*. In "The Ocean basins and margins", NAIRN A.E.M., KANES W.H. & STEHLI F.G. eds., Plenum Press, New York & London, **4B**, The Western Mediterranean, 257-329.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (1999). - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. ING, GNDT, SGA, SSN, Bologna, pp. 92. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI99/>
- GRZYBOWSKY J. (1921) - *Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **40**: 85-97.
- GUADAGNO F.M., FORTE R., REVELLINO P., FIORILLO F. & FOCARETA M. (2005) - *Some aspects of the initiation of debris avalanches in the Campania Region: the role of morphological slope discontinuities and the development of failure*. Geomorphology, **66**: 237-254.
- GUADAGNO F.M. & MAGALDI S. (2000) - *Sellano: the complex subsoil beneath an old hill town in Umbria*. Quaderni di Geologia Applicata, **4** (1): pp. 53.

- GUADAGNO F.M. & REVELLINO P. (2005) - *Debris avalanches and debris flows of the campania region (southern Italy)*. In: *debris-flow hazards and related phenomena* MATTHIAS JAKOB & OLDRICH HUNGR (Eds.), Springer and Praxis editorials.
- GUADAGNO F.M., REVELLINO P., FOCARETA M., BENCARDINO M., GRELE G., LUPO G. & RIVELLINI G. (2006) - *La carta delle frane della Provincia di Benevento*. Stampa a cura dell'Università del Sannio.
- GUADAGNO F.M., REVELLINO P., GRELE G., LUPO G. & BENCARDINO M. (2008) - *Structurally-controlled earth flows in the Campania Apennines (Southern Italy)*. 10th International Symposium On Landslides And Engineered Slopes.
- GUZZETTI F., CARDINALI M. & REICHENBACH P. (1996) - *The influence of structural setting and lithology on landslide type and pattern*. Environmental and Engineering Geosciences, Vol. 2 (4), Winter 1996, 531-555.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennines (de la Ligurie à la Calabrie)*. Mem. Soc. Geol. It., 11: 309-341.
- HILGEN F.J., IACCARINO S., KRIGSMAN W., VILLA G., LANGERIS C.G. & ZACHARIASSE W.J. (2000) - *The Global Boundary Stratotype Section and Point of the Messinian stage (uppermost Miocene)*. Episodes, 23: 172-178.
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J., ROURE F. & CASERO P. (1994) - *Piggyback basin development and thrust-belt evolution: structural and palaeostress analyses of Plio-Quaternary basins in the Southern Apennines*. Journ. Struct. Geol., 16: 159-173.
- HUNGR O., EVANS S.G., BOVIS M., HUTCHINSON J.N. (2001) - *Review of the classification of landslides of the flow type*. Envir. And Engineering Geoscience, 7(3): 1-18.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: *Plankton stratigraphy* (Eds. COOK, A.H. et alii), Cambridge University Press., 283-314.
- IACCARINO S., FORESI L.M., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2001) - *Calcareous plankton biostratigraphy of the Miocene sediments of the Tremiti Islands (Southern Italy)*. Rev.Espan. Micropal., 33 (2): 237-248.
- IACCARINO S., LIRER F., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L. M., MAZZEI R., SALVATORINI G., SPROVIERI M., SPROVIERI R. & TURCO E. (2004) - *Astrochronology of late Middle Mediterranean sections*. In: *Ciclostratigraphy: An Essay of Approaches and Case Histories* (B. D'Argenio et alii, eds). SEPM Spec. Publ., 81: 25-42.
- IACCARINO S. M., PREMOLI SILVA I., BIOLZI M., FORESI L.M., LIRER F., TURCO E. & PETRIZZO M.R. (2007) - *Practical Manual of Neogene Planktonic Foraminifera*. Perugia 19-23 February.
- IACCARINO S. & SALVATORINI G. (1982) - *A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area*. Paleont. Statigr. ed Evoluz., Quad. 2: 115-125.
- ILETTO A. (1963a) - *Nuovi aspetti della tettonica della serie calcareo-dolomitica mesozoica nel salernitano*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 72: 31-44.
- ILETTO A. (1963b) - *I rapporti tettonici tra "Scisti silicei" e Dolomia nei dintorni di Giffoni Valle Piana (Salerno)*. Mem. Soc. Geol. It., 4: 15-30.
- ILETTO A. (1965) - *Su alcune particolari strutture connesse alla tettonica di sovrascorrimento dei Monti Picentini (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 74: 65-85.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973a) - *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. 15, Napoli.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & DI NOCERA S. (1974) - *Alcune considerazioni sulla struttura profonda dell'Appennino irpino: Reinterpretazione di ricerche di idrocarburi*. Boll. Soc. Geol. It., 93: 861 - 881.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973b) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. It., 12.
- ISPRA (2009) - *Foglio n°432 "Benevento"*. ISPRA Cartografia geologica on-line alla scala 1:50.000.

- (http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/432_BENEVENTO/Foglio.html)
- ISPRA (2016a - in corso di stampa) - *Foglio n°433 "Ariano Irpino"*. ISPRA-APAT Cartografia geologica on-line alla scala 1:50.000.
(http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/433_ARIANO_IRPINO/Foglio.html)
- ISPRA (2016b - in corso di stampa) - *Foglio n°450 "Sant'Angelo dei Lombardi"*. ISPRA-APAT Cartografia geologica on-line alla scala 1:50.000.
(http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/450_SANTANGELOLOMBARDI/Foglio.html)
- JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1967) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000* - Foglio 174 "Ariano Irpino". Serv. Geol. It.
- LEHMANN O. (1933) - *Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden*. Viertel. der Naturforsch. Ges. Zurich: 83-236.
- 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. spec. 1990: 19-26.
- LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A. & GUARNIERI P. (2002) - *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution*. Journal of Geodynamics, **34**: 141-158.
- LIRER L. & PESCATORE T. (1968) - *Studio sedimentologico delle piroclastiti del Somma - Vesuvio*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., s. 3, vol. VII, n. 4: 139-187.
- LIRER L., PESCATORE T., BOOTH B. & WALKER G. P. L. (1973) - *Two Plinian Pumice-Fall Deposits from Somma-Vesuvius, Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., **84**: 759-772.
- LIRER L., PETROSINO P., ALBERICO I. & POSTIGLIONE I. (2001) - *Long-term volcanic hazard forecast based on Somma-Vesuvius past eruptive activity*. Bull. Volcan., **63**: 45-60.
- MANFREDINI M. (1963) - *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica (Italia meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (2): 15.
- MARCHESINI E. (1940) - *Sulle trasgressioni posteoceeniche nella regione compresa fra le sorgenti del Sele, dell'Ofanto e del Calore (Prov. Avellino)*. Boll. Soc. Geol. It., **59** (2): 302-308.
- MARCHESINI E. (1941) - *Trasgressioni e discordanze nella regione dell'alto corso dei fiumi Fortore e Miscano (Benevento)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Processi Verbali, **50** (4), Pisa.
- MARINI M. (1967) - *Affioramenti paleogenici ed eocenici a Nord di Monte Marzano (Appennino meridionale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **5** (1), 1-18.
- MARSELLA E. (1988) - *I terreni lagonegresi tra San Felé e la Val d'Agri. Evoluzione tettonico-sedimentaria (Trias superiore - Giurassico)*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia del Sedimentario, Consorzio tra le Università degli Studi di Napoli e Palermo, 1988.
- MARSELLA E. & PAPPONE G. (1987) - *Sediment gravity flows on a Mesozoic carbonate slope. Monti della Maddalena (Southern Apennines)*. Rend. Soc. Geol. It., **9** (1986) (2): 219-224, 2 figg., Roma.
- MARSELLA E., PAPPONE G., D'ARGENIO B., CIPPITELLI G. & BALLY A. W. (1992) - *L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale*. Rend. Acc. Sc. Fis. Matem., **59**: 73-101.
- MARTINI E. (1971a) - *Standard tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (ed.), Proc. II Planktonic Conf., Roma 1970, **2**: 739-785.
- MARTINI E. (1971b) - *Calcareous nannoplankton from the Type Tortonian*. In: SENES J. (ed.), Proc. VI Congress R.C.M.N.S., Bratislava: 53-56.
- 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., 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, Paleoecology, **217**, 87-114.
- MAURO A. & SCHIATTARELLA M. (1992) - *L'Unità Silentina di Base: assetto strutturale, metamorfismo*

- e significato tettonico nel quadro geologico dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988) (2): 1201-1213, 12 figg., 1 tab., Roma.
- MAZZEI R. (1985) - *The Miocene sequence of the Maltese islands: biostratigraphic and chronostratigraphic reference based on nannofossils*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Serie A, **92**: 165-197.
- MAZZOLI S., BARKHAM S., CELLO G., GAMBINI R., MATTIONI L., SHINER P. & TONDI E. (2001) - *Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy*. Journ. Geol. Soc. London, **158**: 309-319.
- MAZZOLI S., CORRADO S., DE DONATIS M., SCROCCA D., BUTLER R. W.H., DI BUCCI D., NASO G., NICOLAI C. & ZUCCONI V. (2000) - *Time and space variability of "thin skinned" and "thick skinned" thrust tectonics in the Apennines (Italy)*. Rend. Fis. Acc. Lincei, ser. 9, **11**: 5-39.
- MENARDI NOGUERA A. & REA G. (2000) - *Deep structure of the Campanian- LucanianArc (southern Apennine, Italy)*. Tectonophysics, **324**: 239-265.
- MICONNET P. (1987) - *Stratigraphie et évolution anté-tectonique de la région de Lagonegro (Bassin lucanien, Italie méridionale)*. Ann. Soc. Géol. Nord, **105**: 221-231.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*, Special Volume AGIP S.p.A., pp. 275 - University of Parma, S. Donato Milanese.
- MUTTI E. & NORMARK W.R. (1987) - *Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts*. Leggett J.K., Zuffa G.G. (Eds), Marine clastic sedimentology, Graham and Trotman.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale. Introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 161-199.
- OGNIBEN L. (1957) - *Flysch miocenico autoctono e parautoctono ed argille scagliose alloctone nella zona di Catazzo (Caserta)*. Boll. Soc. Geol. It., **75** (3): 169-179.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-occidentale*. Rivista Mineraria Siciliana, **64-65**: 183-212.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code number to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Mar. Micropal., **5** (3): 321-325.
- OLDOW J.S., D'ARGENIO B., FERRANTI L., PAPPONE G., MARSELLA E. & SACCHI M. (1993) - *Large-scale longitudinal extension in the Southern Apennines contractional belt. Italy*. Geology, **21**, 1123-1126.
- ORTOLANI F., NARCISO G. & SANZÒ A. (1975) - *Prime considerazioni sulla presenza del flysch numidico nell'Appennino Sannita*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **84**: 31-44.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1990) - *Carta geologica della comunità montana "Fortore Beneventano". Note illustrative ed inquadramento regionale*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **98-99**: 23-25.
- ORTOLANI F. & TORRE M. (1981) - *Guida all'escursione nell'area interessata dal terremoto del 23.11.1980*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 173-214.
- PAGLIARO S., CASCELLA A. & LIRER F. (1999) - *Stratigrafia dell'Unità Sannio*. Vol. Abstract "Geoitalia 1999, 2° Forum FIST", **1**: 90-92.
- PAGLIARO S., CASCELLA A. & LIRER F. (2000) - *The sannitic succession in the Sannio Mountains (Southern Apennines)*. Vol. Abstracts Conv. in mem prof. G. Piali "Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino": 242-243.
- PAPPONE G. (1990) - *Facies di piattaforma carbonatica mesozoico-paleogene al confine campano-lucano*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia del Sedimentario, Consorzio tra le Università degli Studi di Napoli e Palermo, pp. 112, Tip. De Frede, Napoli.
- PAPPONE G. & FERRANTI L. (1995) - *Thrust tectonics in the Picentini Mountains, Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, **252**: 331- 348.

- PAPPONE G., CASCIELLO E., CESARANO M., D'ARGENIO B. & CONFORTI A. (2009) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 467 Salerno*. ISPRA Servizio Geologico d'Italia, ATI: SELCA srl, LAC srl, SystemCart srl, 129 pp.
- PARONA C.F. (1905) - *Nuove osservazioni sulle faune dei calcari con Ellipsactinidi dell'isola di Capri*. Rend. Acc. Lincei., ser. 5, **14**: 56-89.
- 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. (1989a) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo & G.B. Vai (Eds.): «*The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research*». It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. (Roma 5-6 Maggio 1987), Atti Conv. dei Lincei, **80**: 157-176, 4 figg., Roma.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989b) - *Tectonic evolution of the outer margin of the Apennines and related foredeep system*. In A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo and G.B. Vai (Eds.): «*The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research*». It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. (Roma 5-6 Maggio 1987), Atti Conv. dei Lincei, **80**: 139-142.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2004) - *A geological transect across the Southern Apennines along the seismic line CROP 04*. 32nd Inter. Geol. Congr., Field Trip Guide Book - P20, pp. 25.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of southern Italy*. Boll. Soc. Geol. It., Spec. Issue No 7: 75-119, 14 figs., 1 pl.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992a) - *The Numidian-sand Event in the Southern Apennines*. Memorie di Scienze Geologiche, **43**: 297-337.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992b) - *La zona di giunzione tra l'Arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 11 (1991/92): 417-441.
- PATRONI C. (1893) - *Fossili miocenici di Baselice, in provincia di Benevento*. Atti Real Acc. Sc. Fis. e Mat., s. 2, vol. **5**, Napoli.
- PAVAN G. & PIRINI C. (1966) - *Stratigrafia del Foglio 157 "Monte S. Angelo"*. Boll. Serv. Geol. d'It. **86**: 123-189.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., **1**: 427-554.
- PERRONE V. & SGROSSO I. (1981). - *Il Bacino pre-Irpino: un nuovo dominio paleogeografico miocenico dell'Appennino meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 365-368.
- PESCATORE T. (1961) - *Una serie stratigrafica nel flysch a sud est del Matese (Sannio)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 39-44.
- PESCATORE T. (1962a) - *Confronto tra serie stratigrafiche a nord e a sud-est del Matese*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **71**: 61-65.
- PESCATORE T. (1962b) - *Ulteriori osservazioni sul flysch a sud-est del Matese*. Boll. Soc. Geol. It., **71**: 133-146.
- PESCATORE T. (1963) - *Rapporti tra Depressione molisano-sannitica e l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**: 213-227.
- PESCATORE T. (1965a) - *Ricerche geologiche sulla depressione molisano-sannitica*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., Napoli, ser. 3, **5**: 101-147.
- PESCATORE T. (1965b) - *Le facies di transizione del Monte Marzano*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**: 149-158.
- PESCATORE T. (1978) - *The Irpinids: A model of tectonically controlled fan and base-of-slope sedimentation in Southern Italy*. In STANLEY D.J. & KELLING G. (Eds): *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*. Dowen Hutchinson e Ros, Stroudsbourow, 325-333.
- PESCATORE T. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano*. Ren. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, **55**: 85-105.
- PESCATORE T., BOIANO U., ESPOSITO P., NARDO' S., PINTO F., RUSSO B., SENATORE M.R. & STAITI D.

- (1994) - *Carta geologica dei Monti del Sannio e della Daunia tra l'alta valle del F. Fortore e la valle del T. Cervaro (Appennino meridionale)*. Note illustrative. 77° Congresso Soc. Geol. It., Riassunti: 82-84.
- PESCATORE T., DI NOCERA S., MATANO F. & PINTO F. (2000) - *L'unità del Fortore nel quadro della geologia del settore orientale dei Monti del Sannio (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 587-601.
- PESCATORE T., DI NOCERA S., MATANO F., PINTO F., QUARANTIELLO R., AMORE O., BOIANO U., CIVILE D., FIORILLO L. & MARTINO C. (2008) - *Geologia del settore centrale dei Monti del Sannio: nuovi dati stratigrafici e strutturali*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., 77-94, fig. 4.
- PESCATORE T. & ORTOLANI F. (1973) - *Schema tettonico dell'Appennino campano-lucano*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 453-472.
- PESCATORE T., PINTO F., RENDA P., SENATORE M.R., TRAMUTOLI M. & VALENTE A. (1996a) - *Avanfosses mioceniche dell'Appennino meridionale (Italia)*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, **63**: 85-121.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999) - *Stratigraphic and structural relationship between Meso-cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern apennines, Italy*. Tectonophysics, **315**: 269-286.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - *Rapporti tra le Unità lagonegresi e l'Unità Sicilide nella media valle del Basento*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 353-361.
- PESCATORE T. S., 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**: 363-378.
- PESCATORE T. & SENATORE M.R. (1986) - *A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and Miocene (Irpinian basin) foredeep of the Southern Apennines (Italy)*. Spec. Publs Int. Ass. Sediment., **8**: 169-182.
- PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1971) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione del Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Nat. Napoli, **1** (2), suppl. al vol. 80 del Boll. Soc. Nat. Napoli: 337-408.
- PESCATORE T. & TRAMUTOLI (1980) - *I rapporti tra il bacino di lagonegro e il bacino irpino nella media valle del Basento (Lucania)*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., **47**: 19-41.
- PICKERING, T.T., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. (1989) - *Deep Marine Environments, Clastic Sedimentation and Tectonics*. p. 416, London (Unwin Hyman).
- 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.
- PLATT J. P. (1986) - *Dynamic of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. Geol. Soc. Am. Bull. **97**: 1037-1053.
- POSTPISCHL, D. (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Consiglio Nazionale delle Ricerche (Italy), Progetto finalizzato Geodinamica - Sottoprogetto Rischio sismico e ingegneria sismica. Quaderni della Ricerca scientifica. v. 2B, pp. 239.
- PRAE (2006) - *Piano Regionale delle Attività Estrattive della Regione Campania*. http://www.sito.regione.campania.it/lavoripubblici/Elaborati_PRAE_2006/indice_prae_2006.asp
- PRINCIPI P. (1940) - *Sulla estensione dell'Oligocene nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **59** (2), 167-204.
- PUGGAARD G. (1857) - *Description geologique de la peninsule de Sorrento*. Bull. Soc. geol. de Fr., ser. 2, **14**: 294-342.
- QUARANTIELLO R. (2003) - *Ricostruzione della successione stratigrafica e assetto strutturale dell'unità del Fortore (Monti del Sannio)* - Università degli Studi del Sannio, Tesi di Dottorato, Scienze della Terra e della Vita, XV ciclo, pp. 92, Benevento.
- QUITZOW H. W. (1935) - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Bandgebiete*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen - Math. Phys. Kl., **3**: 11-13.
- RADINA B. (1958) - *Sulla geologia dei dintorni di S. Fele*. Boll. Serv. Geol. d'It., **79** (3-4-5): 749-755.
- RADINA B. (1959a) - *Appunti preliminari al rilevamento geologico della zona compresa tra S. Fele, Bella e Muro Lucano* (tav. 187 - III NO). Boll. Soc. Geol. It., **76** (1957) (3): 60-62.

- RADINA B. (1959b) - *Rilievo geologico della zona compresa tra S. Fele, Bella e Muro Lucano*. Boll. Soc. Geol. It., **77** (1958) (3): 183-203.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49** (1): 1-26.
- RAFFI I., RIO D., D'ATRI A., FORNACIARI E. & ROCCHETTI S. (1995) - *Quantitative distribution patterns and biomagnetostratigraphy of middle and late miocene calcareous nannofossils from equatorial Indian and Pacific Oceans (Leg 115, 130, and 138)*. Proc. ODP Sci. Results, **138**: 479-502.
- REGIONE CAMPANIA (2006) - *Progetto IFFI - Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia*. http://www.sito.regione.campania.it/lavoripubblici/Geologia/iffi/iffi_index.htm
- REVELLINO P., GUADAGNO F.M., HUNGR O. (2006) - *Criteri morfologici e modellazione dinamica nella valutazione della suscettibilità da frana lungo versanti carbonatici dell'Appennino Campano*. Giornale di Geologia Applicata, **3** (2006): 159-166.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F. & PIERI P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 57-82.
- 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.
- ROBUSTINI P., CORRADO S., DI BUCCI D., CALBRÒ R.A. & TORNAGHI M. (2003) - *Comparison between contractional deformation styles in the Matese Mountain: implications for shortening rates in the Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **122**, 295-306.
- ROLANDI G., MARAFFI S., PETROSINO P. & LIRER L. (1993a) - *The Ottaviano eruption of Somma-Vesuvio (8000 y. B.P.): a magmatic alternating fall and flow-forming eruption*. Journ. Volcan. Geotherm. Res., **58**: 43-65.
- ROLANDI G., MASTROLORENZO G., BARRELLA A.M. & BORRELLI A. (1993b) - *The Avellino Plinian eruption of Somma-Vesuvius (3769 y. B.P.): the progressive evolution from magmatic to hydro-magmatic style*. Journ. Volcan. Geotherm. Res., **58**: 67-81.
- ROVERI M. & MANZI V. (2006) - *Gessoso-solfifera*. In: Carta Geologica d'Italia 1:50.000, *Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali*. APAT, Quaderni, serie III, Vol. 7, Fasc. 7: 303-309.
- 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.
- SACCO F. (1945) - *Geoidrologia del Serino (Acquedotto di Napoli)*. Geofisica pura ed applicata, **5**, fasc. 3-4, Milano.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**: 232-237.
- SALVADOR A. (1994) - *International stratigraphic guide*. The Geol. Soc. of Am., 2nd edition, pp. 214, Boulder (Colorado, USA).
- SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Endokarstic evolution of carbonatic massifs in Campania (southern Italy): geological and geomorphological implications*. Proceed. Intern. Conf. Environ. Changes in Karst Areas - I.G.U.- U.I.S.-Italy 15-27 Sept. 1991; Quad. Dip. Geogr., Padova, **13**: 83-93.
- SANTO A., LIGUORI M., AQUINO S. & GALASSO M. (1998) - *Problemi di geologia ambientale nei polyie appenninici: l'esempio della piana di Forino (Campania)*. Il Quaternario, **11**(2): 233-245.
- 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.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. Giorn. Geol., **29**: 161-304.
- SCANDONE P. (1963) - *Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta valle dell'Agri tra Paterno e Marsico Nuovo (Potenza)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **72**: 125-131, Napoli.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**: 1-175.
- SCANDONE P. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Fogli 199 e 210 Potenza e Lauria*. Servizio Geologico d'Italia, pp. 71.

- SCANDONE P. (1972) - *Studi di Geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **81**: 225-300.
- SCANDONE P. (1982) - *Structure and evolution of the Calabrian Arc*. Earth Ev. Sci., **3**: 172-180.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1962) - *Considerazioni su una presunta lacuna liassica nei monti Picentini (Salerno)*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., **101**: 101-105.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1963) - *Il Mesozoico nel gruppo montuoso dell'Accellica (Monti Picentini - Salerno)*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1962): pp. 8.
- SCANDONE P., SGROSSO I. & VALLARIO A. (1967) - *Finestra tettonica nella serie calcareo-silico-marnosa lucana presso Campagna (Monti Picentini, Salerno)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**: 247-254.
- SCANDONE P. & STUCCHI M. (2000) - *La zonazione sismogenetica ZS4 come strumento per la valutazione della pericolosità sismica*. In: «GALANDINI F., MELETTI C. E REBEZ A. (eds) - *Le ricerche del GNDT nel campo per la pericolosità sismica (1996-1999)*. Gruppo Nazionale per la Difesa dei Terremoti», Roma, 3-14.
- SCARSELLA F. (1959) - *Sulla posizione stratigrafica degli scisti silicei attribuiti al Trias medio nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **76** (1957) (3): 53-59.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDEUCE P. & GIANO S.I. (2003) - *Quaternary uplift vs tectonic loading: a case-study from the Lucanian Apennine, southern Italy*. Quaternary International, **101-102**: 239-251.
- SCROCCA D. & TOZZI M. (1999) - *Tettopogenesi mio-pliocenica dell'Appennino molisano*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 255-286.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Appennino meridionale*. Giorn. Geol., ser. 2, **24**: 1-54.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 737-790.
- SENATORE M.R. (1988) - *Comparazione tra i depositi plio-pleistocenici del Bacino di Gallipoli (Golfo di Taranto) e la successione miocenica del Flysch di Faeto (Unità Iripine, Monti della Daunia): confronto tra l'avanzata attuale e quella miocenica dell'Appennino Meridionale (Italia)*. Tesi di Dottorato, Università di Napoli, 317 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Foglio 185 "Salerno"*. Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Foglio 186 "S. Angelo dei Lombardi"*. Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.
- SGROSSO I. (1965) - *Variazioni di facies nel Lias dei Monti Mai (Salerno)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**: 403-419.
- SGROSSO I. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli 185 e 197 Salerno e Amalfi*. Serv. Geol. d'It., Roma.
- SGROSSO I. (1981) - *Fasi distensive durante la tettopogenesi miocenica nell'Appennino Meridionale: considerazioni preliminari*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 7-9.
- SGROSSO I. (1986) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 203-219.
- SGROSSO I. (1988) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 225-252.
- SGROSSO I. (1992) - *Il ruolo della tettonica distensiva durante la tettopogenesi nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 243-249, 3 figg., Roma.
- SGROSSO I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117** (3): 679-724.
- SORRENTINO S. (1934) - *Sulla presenza di un terreno oligocenico nei dintorni di Buonalbergo*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei. Ser. VI, **19**.
- SPROVIERI R. (1992) - *Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution*. Riv. It. Paleont. Strat., **98** (1): 61-100.

- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene - Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of the Mediterranean calcareous plankton bioevents*. Riv. It. Paleont. Strat., **99**: 371 - 414.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L.M., IACCARINO S., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene*. Riv. It. Paleont. Strat., **108** (2): 337-353.
- TACOLI M. L. & ZOJA L. (1957) - *L'età degli scisti silicei di S. Fele*. Boll. Soc. Geol. It., **76** (1): 36-45
- TAVARNELLI E., BUTLER R.W.H., DECANDIA F. A., CALAMITA F., GRASSO M., ALVAREZ W. RENDA P. (2004) - *Implications of fault reactivation and structural inheritance in the cenozoic tectonic evolution of Italy*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004, 209 - 222
- THEODORIDIS S. (1984) - *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helioliths and Discoasters*. Utrecht Micropaleontological Bulletin, **32**: 1-271.
- TORRE M. & ZAMPARELLI V. (1990) - *Terreni triassici lagonegresi in Irpinia*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 723-734.
- TURCO E. (1976) - *La finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini, Salerno)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli., **85**: 639 - 651.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., BRANCALONI G.P., CANTARELLA G., COSTA V., FRIXA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A. (2000a) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy)*. Tectonophysics, **324**: 267-320.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., TOSCANO C., BERSANI A. & NARDON S. (2000b) - *Tectonic model and three-dimensional fracture network analysis of M. Alpi (southern Italy)*. Tectonophysics, **324**: 203-237.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements, type and processes*. In: SCHUSTER R.L. & KRIZEK R.J. (Eds.) - *Landslides analysis and control*. Washington Transportation Research Board, Special Report **176**. National Academy of Sciences, WA : 11-33.
- WALKER R. G. & MUTTI E. (1973) - *Turbidite facies and facies associations*. In G. V. MIDDLETON AND A. H. BOUMA eds. *Turbidites and deep-water sedimentation*. SEPM Pacific Sec., 119-157.
- YOUNG A. (1972) - *Slopes*. Oliver & Boyds, Edimburgo, pp. 288
- TURCO E. (1976) - *La finestra tettonica di Campagna (M. Picentini, Salerno)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **85**: 639-665.
- ZAMPARELLI V. (1991) - *Sulla presenza di un'associazione a Involutinacea (foraminiferi) nella formazione di M. Facito Aucutt. (Trias) affiorante in Irpinia*. Paleopelagos, **1**: 113-119.
- ZAMPARELLI V. (1993) - *Sulla presenza di alcune demosponge e coralli nel Trias medio-superiore dell'Irpinia (Campania)*. Paleopelagos, **3**: 241-255.
- ZANZUCCHI G. (1959) - *Nota preliminare sui sedimenti miocenici delle alte valli dell'Ofanto e del Sele*. Boll. Serv. Geol. It., **80**: 97-123.
- ZOJA L. (1957) - *Il Flysch calcareo di Pescopagano (Avellino)*. Boll. Soc. Geol. It., **76**: 371-383.

PROGETTO
CARG