



ISPRA

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 522

SENISE

A cura di:

M. Schiattarella¹, P. Giannandrea², S. I. Giano¹, F. Pinto³

con i contributi di:

G. Ciampo⁴, V. Di Donato⁴, P. Esposito⁴ (biostratigrafia),

D. Grassi⁶ (geologia applicata)

G. Piccarreta⁵ (petrografia)

¹ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata.

² Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università di Bari.

³ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università del Sannio.

⁴ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli "Federico II".

⁵ Dipartimento Geomineralogico, Università di Bari.

⁶ Dipartimento di Strutture, Geotecnica e Geologia Applicata all'Ingegneria,
Università della Basilicata.

Ente realizzatore:



REGIONE BASILICATA

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 Basilicata: B. Anzidei

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), F. Pilato

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, F. Pilato

PER LA REGIONE BASILICATA:

Coordinamento informatizzazione:

B. Anzidei

Coordinamento scientifico ed editoriale:

T. S. Pescatore e M. Schiattarella

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa:
a cura di **SYSTEMCART** - ROMA*

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:

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

B. Anzidei - Regione Basilicata

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

Stampa: **SYSTEMCART** s.r.l. - ROMA

INDICE

I	- INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....	Pag 7
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE..... »	11
1.	- CARATTERI GEOLOGICI E GEOMORFOLOGICI DELL'APPENNINO MERIDIONALE..... »	11
2.	- LINEAMENTI GEOLOGICI GENERALI E PRECEDENTI CONOSCENZE..... »	15
2.1.	- LE UNITÀ INTERNE (LIGURIDI E SICILIDI) E LE UNITÀ CRISTALLINE..... »	16
2.2.	- LE SUCCESSIONI CARBONATICHE DI PIATTAFORMA DEL MONTE RAPARO E DEL MONTE ALPI..... »	20
2.3.	- LE UNITÀ LAGONEGRESI..... »	23
2.4.	- LE UNITÀ SINOROGENE MIOCENICHE..... »	23
2.5.	- LE UNITÀ PLIO-PLEISTOCENICHE DEL BACINO DI SANT'ARCAANGELO..... »	25
III	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA..... »	27
IV	- STRATIGRAFIA..... »	31
1.	- BIOSTRATIGRAFIA..... »	34
1.1.	- FORMAZIONE DI ALBIDONA..... »	37
1.2.	- FORMAZIONE DELLE CRETE NERE E FORMAZIONE DEL SARACENO..... »	37
1.3.	- FLYSCH DI GORGOGNONE..... »	37
1.4.	- UNITÀ PLIO-PLEISTOCENICHE DEL BACINO DI SANT'ARCAANGELO..... »	38
2.	- UNITÀ PREOROGENE MESO-CENOZOICHE E UNITÀ DI BASAMENTO CRISTALLINO..... »	39
2.1.	- UNITÀ CRISTALLINE..... »	39
2.1.1.	- <i>Unità tettonica di Timpa Rotalupo</i> »	40
2.1.1.1.	- gneiss di Croce La Serra..... »	40
2.1.1.2.	- granitoidi di Timpa del Castello..... »	42
2.2.	- UNITÀ DEL DOMINIO SICILIDE..... »	43
2.2.1.	- <i>Unità tettonica del Torrente Fiumitello</i> »	43
2.2.1.1.	- Gruppo delle Argille Variegate..... »	43
2.3.	- UNITÀ DEL DOMINIO LIGURIDE..... »	44
2.3.1.	- <i>Unità tettonica del Frido</i> »	44
2.3.1.1.	- metacalcari di Monte Caramola..... »	45

2.3.1.2.	- serpentiniti di San Severino Lucano e metabasiti de La Fagosa	» 46
2.3.1.3.	- metapeliti di Serra del Tuppo Gentile	» 48
2.3.2.	- <i>Unità tettonica Silentina</i>	» 50
2.3.2.1.	- formazione delle Crete Nere	» 50
2.3.2.2.	- formazione del Saraceno	» 51
2.3.2.3.	- formazione di Albidona	» 53
2.4.	- UNITÀ DEL DOMINIO DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA SUDAPPENNINICA	» 58
2.4.1.	- <i>Unità tettonica del Monte Raparo</i>	» 58
2.4.1.1.	- calcari a radiolitidi	» 59
2.5.	- UNITÀ DEL DOMINIO LAGONEGRESE	» 60
2.5.1.	- <i>Unità tettonica di Monte Arioso</i>	» 60
2.5.1.1.	- Formazione di Monte Facito	» 60
2.5.1.2.	- Calcari con Selce	» 61
2.5.1.3.	- Flysch Galestrino	» 61
2.6.	- UNITÀ DEL DOMINIO DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA APULA	» 62
2.6.1.	- <i>Unità tettonica del Monte Alpi</i>	» 62
2.6.1.1.	- calcari grigi di Monte Alpi	» 63
3.	- UNITÀ SINOROGENE MIOCENICHE	» 64
3.1.	- FORMAZIONE DI ORIOLO	» 64
3.2.	- FLYSCH DI GORGOGNONE	» 66
3.3.	- ARGILLE DI FOSCO CAPUTO	» 67
4.	- UNITÀ PLIO-PLEISTOCENICHE DEL BACINO DI SANT'ARCANGELO	» 68
4.1.	- SUPERSINTEMA DI MONTE COTUGNO	» 70
4.2.	- SUPERSINTEMA DI CALVERA	» 72
4.2.1.	- <i>sintema di Senise</i>	» 73
4.2.2.	- <i>sintema di Noepoli</i>	» 76
4.3.	- SUPERSINTEMA DI FARDELLA	» 78
4.3.1.	- <i>sintema di Francavilla</i>	» 79
4.3.2.	- <i>sintema di Chiaromonte</i>	» 80
5.	- UNITÀ QUATERNARIE	» 80
5.1.	- UNITÀ A LIMITI INCONFORMI NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA	» 81
5.1.1.	- <i>supersintema del Bosco di Farneta</i>	» 81
5.1.1.1.	- <i>sintema di Toppo del Taglio</i>	» 83
5.2.	- UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA	» 84
5.2.1.	- <i>Bacino del Fiume Agri</i>	» 85
5.2.1.1.	- <i>sintema di San Chirico Raparo</i>	» 85

5.2.1.1.1.	- subsintema di Torre di S. Vito.....	» 85
5.2.1.1.2.	- subsintema di Masseria Barletta	» 85
5.2.2.	- <i>Bacino del Fiume Sinni</i>	» 86
5.2.2.1.	- supersintema del Fosso Manga Ramelle	» 86
5.2.2.1.1.	- sintema del Fosso Acqua Salsa	» 87
5.2.2.1.2.	- sintema di Piano delle Manche	» 87
5.2.2.1.2.1.	- subsintema di San Costantino Albanese	» 88
5.2.2.1.2.2.	- subsintema di Cappella dei Cappuccini.....	» 88
5.2.2.1.2.3.	- subsintema di San Cataldo.....	» 89
5.3.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA.....	» 89
5.3.1.	- <i>Unità completamente formate</i>	» 89
5.3.1.1.	- Travertino.....	» 89
5.3.1.2.	- Deposito di frana antica	» 89
5.3.1.3.	- Depositi alluvionali terrazzati	» 90
5.3.2.	- <i>Unità in formazione</i>	» 90
5.3.2.1.	- Coltre eluvio-colluviale.....	» 90
5.3.2.2.	- Depositi alluvionali attuali.....	» 90
5.3.2.3.	- Detrito di falda	» 91
5.3.2.4.	- Deposito di frana	» 91
V	- TETTONICA	» 93
VI	- ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA	» 99
1.	- DISSESTO IDROGEOLOGICO.....	» 99
2.	- CAVE	» 101
3.	- IDROGEOLOGIA.....	» 102
BIBLIOGRAFIA.....		» 103

I - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio 522 “Senise” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 ricade nella porzione meridionale della Basilicata e racchiude un ampio e variegato settore dell’Appennino lucano (Fig. 1). I centri abitati compresi nell’area del foglio sono: San Chirico Raparo, Castronuovo di Sant’Andrea, Carbone, Calvera, Senise, Latronico, Episcopia, Teana, Fardella, Chiaromonte, San Severino Lucano, Francavilla in Sinni, San Costantino Albanese e Noepoli. Il foglio include parte della media valle del Fiume Sinni - che lo attraversa per tutta la sua lunghezza, dal bordo occidentale fino al margine orientale - e alcune valli dei suoi affluenti, tra cui quella del Torrente Serrapotamo in sinistra orografica ed un tratto della media valle del Fiume Sarmento in destra orografica, che proviene dalle pendici del massiccio calcareo del Pollino. Al margine nord-occidentale del foglio si segue per buona parte lo spartiacque idrografico del bacino del Fiume Sinni che lo separa da quello contiguo, a settentrione, del Fiume Agri in cui scorre il Torrente Racanello, uno dei più importanti affluenti di destra orografica. Nel settore nord-orientale del Foglio Senise è presente, inoltre, il tratto più alto dell’invaso artificiale di Monte Cotugno, il più grande bacino idrico realizzato in Italia meridionale. L’area della carta ricade in sedici tavole topografiche alla scala 1:25.000 della vecchia cartografia I.G.M.I. (211 IV SO “San Martino d’Agri” *p.p.*; 211 IV SE “Castronuovo di Sant’Andrea” *p.p.*; 211 I SO “Sant’Arcangelo” *p.p.*; 211 I SE “Colobrarò” *p.p.*; 211 III NO “Latronico” *p.p.*; 211 III NE “Fardella”; 211 II NO “Senise”; 211 II NE “San Giorgio Lucano” *p.p.*; 211 III SO “Castelluccio inferiore” *p.p.*; 211 III SE “San Severino Lucano”; 211 II SO “San Costantino Albanese”; 211 II SE “Oriolo” *p.p.*; 221 IV NO “Rotonda” *p.p.*; 221 IV NE “Viggianello” *p.p.*; 221 I NO “Terranova del Pollino” *p.p.*; 221 I NE “Alessandria del Carretto” *p.p.*). Ai

fini del rilevamento geologico sono state usate anche cartografie di base di varia provenienza alla scala 1:10.000 che ricadono nell'area del foglio e in possesso degli uffici tecnici comunali.

La carta geologica include sia unità del substrato meso-cenozoico che successioni plio-quadernarie marine e continentali (Fig. 1). In particolare, buona parte

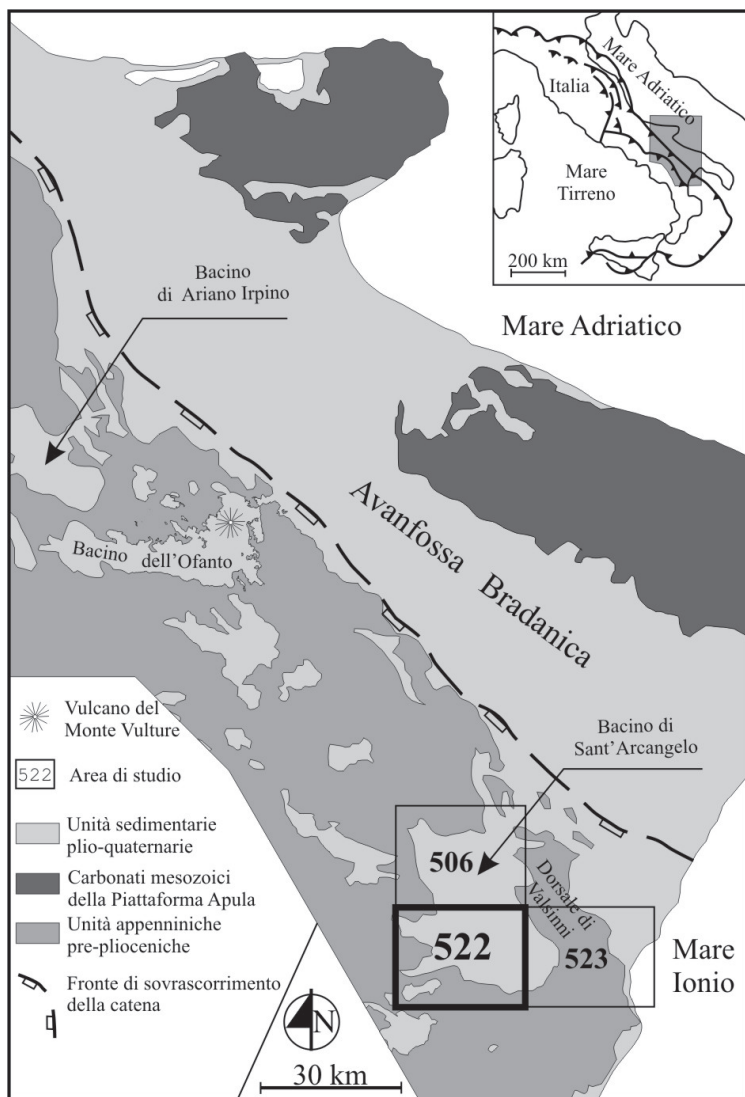


Fig. 1 – Ubicazione dell'area di studio nel contesto geologico dell'Appennino meridionale.

delle unità plio-pleistoceniche corrispondono alle successioni sedimentarie clastiche della catena sudappenninica affioranti nel settore meridionale del bacino di Sant'Arcangelo *Auctt.*, mentre più localizzate sono quelle continentali quaternarie rappresentate dai depositi terrazzati suddivisi per bacino di pertinenza e non.

Per l'attribuzione cronologica di tali unità è stata utilizzata la scala cronostratigrafica riportata nello specifico numero dei Quaderni del Servizio Geologico (CNR, 1992).

I depositi del substrato meso-cenozoico comprendono sia unità metamorfiche di basso grado, sia unità del basamento cristallino che successioni sedimentarie e sono stati differenziati in base alla loro posizione geometrica nell'ambito della catena in modo da differenziare unità tettoniche e stratigrafiche. Ogni successione sedimentaria caratterizza sia unità continue e concordanti che unità in cui il rapporto di sovrapposizione stratigrafico è di tipo discordante e discontinuo.

I lavori di rilevamento del Foglio 522 "Senise" sono stati coordinati da T. S. Pescatore dell'Università del Sannio e diretti da M. Schiattarella del Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università della Basilicata. Il rilevamento geologico è stato eseguito dallo stesso M. Schiattarella (per circa 200 km²) e da F. Pinto dell'Università del Sannio (per circa 200 km²), P. Giannandrea dell'Università di Bari (per circa 150 km²) e S.I. Giano dell'Università della Basilicata (per circa 40 km²). I rilievi effettuati da G. Tambone e N. Del Gaudio (per circa 70 km²) sono stati revisionati da P. Giannandrea, mentre S.I. Giano ha supervisionato quelli relativi ai depositi continentali ubiquitari del Quaternario. Giuliano Ciampo, Valentino Di Donato e Paola Esposito dell'Università di Napoli "Federico II" hanno curato le analisi biostratigrafiche di successioni terziarie e pleistoceniche, Giuseppe Piccarreta dell'Università di Bari è responsabile per le analisi petrografiche e Damiano Grassi dell'Università della Basilicata ha redatto la parte delle note illustrative relativa alla geologia applicata.

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

1. - CARATTERI GEOLOGICI E GEOMORFOLOGICI DELL'APPENNINO MERIDIONALE

La catena sudappenninica (Fig. 2) è costituita in gran parte da unità tettoniche derivate dalla deformazione del paleomargine mesozoico-terziario apulo-africano (D'ARGENIO *et alii*, 1973, 1975) i cui termini più antichi affiorano largamente in Campania ed in Basilicata occidentale (SCANDONE, 1972). In misura minore e soprattutto nella sua porzione più interna, il prisma orogenico è formato anche da coperture oceaniche tetidee giurassico-oligoceniche, localmente associate a rocce di basamento (gabbri, basalti, serpentiniti, gneiss), presenti in Cilento ed in Lucania meridionale (OGNIBEN, 1969; KNOTT, 1987; MAURO & SCHIATTARELLA, 1988; BONARDI *et alii*, 1988; MONACO & TORTORICI, 1995; MAZZOLI, 1998).

Le unità tettoniche sono state impilate con vergenza adriatica dall'Oligo-Miocene. La loro deformazione è stata accompagnata dalla sedimentazione di potenti cunei clastici miocenici e pliocenici (che affiorano diffusamente anche in alta Irpinia ed in Basilicata centro-orientale e settentrionale) a tetto di unità a dominante argillosa cretacio-oligoceniche di attribuzione tettonica e/o paleogeografica talora incerta (GALLICCHIO *et alii*, 1996). La porzione più orientale del territorio lucano è invece caratterizzata dalla estesa presenza dei sedimenti dell'avanfossa plio-pleistocenica ("Fossa bradanica", PIERI *et alii*, 1996, *cum bibl.*), non affioranti nell'area compresa nel Foglio (Fig. 2).

A scala regionale le differenti unità tettoniche che compongono l'Appennino campano-lucano (Fig. 3) sono costituite sia da successioni di piattaforma carbonatica ("Piattaforma Appenninica" in MOSTARDINI & MERLINI, 1986, o campano-

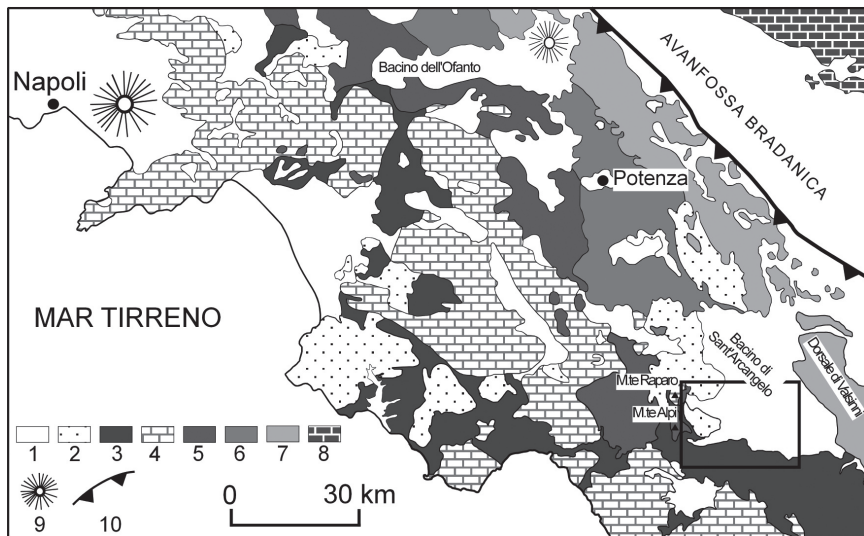


Fig. 2 - Schema geologico regionale. Legenda: 1) sedimenti plio-quaternari e vulcaniti quaternarie, 2) depositi sinorogeni miocenici, 3) unità interne ofiolitifere cretaceo-oligoceniche, 4) carbonati meso-cenozoici della piattaforma sudappenninica, 5) successioni triassico-mioceniche del Bacino di Lagonegro: unità di Monte Arioso, 6) successioni triassico-mioceniche del Bacino di Lagonegro: unità di Groppa d'Anzi, 7) successioni cretaceo-mioceniche del Bacino di Lagonegro: unità di Campomaggiore, 8) carbonati meso-cenozoici della Piattaforma Apula, 9) edifici vulcanici, 10) fronte di sovrascorrimento della catena. Nel riquadro in basso è indicata l'area in cui ricade il Foglio 522 "Senise".

lucana *sensu* D'ARGENIO *et alii*, 1973; *cfr.* anche SGROSSO, 1988, 1998, per una configurazione più complessa degli elementi paleogeografici) che di bacino pelagico ("Bacino di Lagonegro", SCANDONE, 1975a).

Lungo una geotraversa dalla costa tirrenica all'avampaese murgiano si riconoscono, da ovest verso est, le seguenti unità (*cfr.* PROSSER *et alii*, 1996; PESCATORE *et alii*, 1999, *cum bibl.*): a) le unità "interne", comprendenti le Unità Liguridi, che rappresentano un prisma di accrezione oligo-miocenico con blocchi di ofioliti, coperto da depositi sintettonici miocenici, e le Unità Sicilidi, costituite da successioni a dominanza argillosa evolventi verso l'alto a sedimenti silico-clastici; b) la piattaforma campano-lucana o "piattaforma appenninica", che separava l'oceano ligure dal bacino di Lagonegro, frammentata in diverse unità tettoniche; c) le unità del bacino lagonegrese, derivanti dalla deformazione del bacino omonimo; d) le unità del bacino irpino, depositatesi in bacini-satellite e di avanfossa nel Miocene medio-superiore al di sopra delle unità meso-cenozoiche deformate rappresentate in figura 3 dal ventaglio embricato frontale; e) le unità della Fossa bradanica, che rappresentano il riempimento clastico dell'avanfossa plio-pleistocenica; f) la piattaforma Apula.

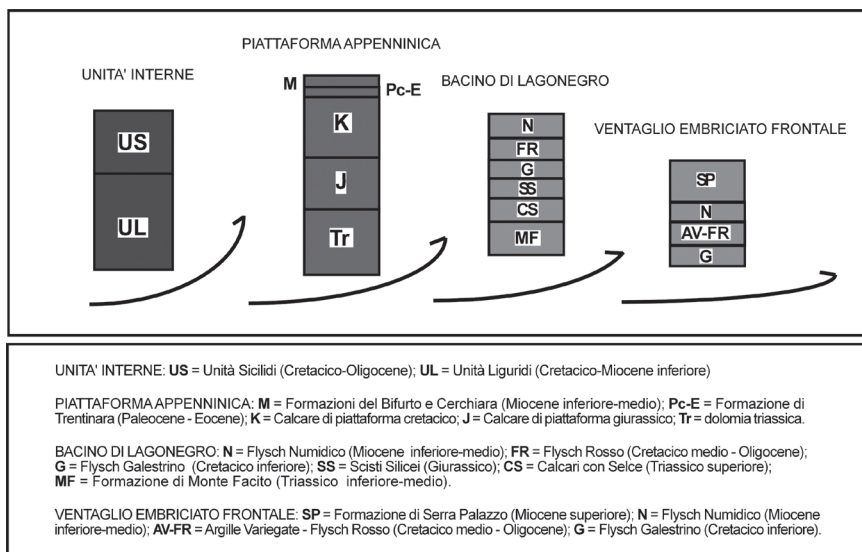


Fig. 3 - Schema tettono-stratigrafico regionale (modificato da SCHIATTARELLA, 1998).

Lungo il fronte orientale della catena nel tratto lucano sono state documentate evidenze di attività compressiva recente, come nella zona di Tricarico (PIERI *et alii*, 1997) e del Vulcano del Monte Vulture (BENEDUCE & SCHIATTARELLA, 1997). La porzione tirrenica ed assiale dell'orogene è invece interessata dalla tettonica estensionale plio-quadernaria, come documentato da evidenze geomorfologiche e strutturali (BRANCACCIO *et alii*, 1991; ORTOLANI *et alii*, 1992) e dalla sismicità (AMATO & SELVAGGI, 1993). L'Appennino campano-lucano - il cui andamento medio è all'incirca N150°, corrispondente alla direzione dei principali sovrascorimenti e delle faglie dirette recenti - è anche largamente interessato da faglie trascorrenti plio-quadernarie orientate secondo gli andamenti N120°±10° e N50°-60° (GHISETTI & VEZZANI, 1982; KNOTT & TURCO, 1991; ORTOLANI *et alii*, 1992; CAIAZZO *et alii*, 1992; RUSSO & SCHIATTARELLA, 1992; CINQUE *et alii*, 1993; CATALANO *et alii*, 1993; SCHIATTARELLA *et alii*, 1994; SCHIATTARELLA, 1996, 1998) e da faglie normali a basso angolo di incerta attribuzione cronologica (FERRANTI *et alii*, 1996).

Le strutture compressive della catena sono rappresentate da pieghe generate da sovrascorimenti sia nei massicci carbonatici silentino-lucani (SCHIATTARELLA, 1996; TOZZI *et alii*, 1996; CASTELLANO & SCHIATTARELLA, 1998) che nella zona frontale (RIVIELLO *et alii*, 1997), mentre nel settore assiale lagonegrese prevale uno stile plicativo a duomi e bacini (PESCATORE *et alii*, 1999). In quest'area le pieghe non sono sempre relazionabili alla cinematica dei sovrascorimenti e sono

anzi talvolta tagliate da questi (MAZZOLI, 1992; MAZZOLI *et alii*, 2001). Nella zona esterna della catena le pieghe si formano dal Tortoniano in poi, come evidenziato dalle geometrie a ventaglio dei sedimenti sintettonici che ricoprono in *onlap* i fianchi delle pieghe e/o dalle caratteristiche litologiche dei sedimenti sintettonici (flysch di Gorgoglione, Formazione di Castelvetro, formazione di Serra Palazzo, successioni plioceniche e quaternarie dei bacini satelliti dell'Ofanto, di Potenza, di Calvello, di Sant'Arcangelo e dell'avanfossa bradanica).

Sebbene la struttura a pieghe e sovrascorrimenti sia notevolmente smembrata da faglie quaternarie distensive e trascorrenti - come ad esempio in corrispondenza delle depressioni del Vallo di Diano e della Val d'Agri - appare possibile restaurare le geometrie delle strutture compressive mio-plioceniche al fine di ottenere una stima realistica del raccorciamento associato allo sviluppo della catena appenninica (PROSSER *et alii*, 1996). Una valutazione dello *shortening* neogenico basata sulla retrodeformazione di sezioni regionali - che non tenga peraltro conto della notevole deformazione interna delle Unità Liguridi (*cf.* p.es. MAURO & SCHIATTARELLA, 1988) - indica un valore minimo del 50% (equivalente a circa 100 km) rispetto all'originaria ampiezza dei domini paleogeografici. Tale valore raddoppia se viene considerata anche la traslazione del prisma appenninico sulla piattaforma Apula. Se si considera che l'orogenesi sudappenninica ha inizio intorno a 20 Ma, si può calcolare un tasso medio di raccorciamento di circa 1 cm/a, che appare assai elevato se confrontato con quelli relativi alle medie note per altre catene. Altri Autori, tuttavia (*cf.* MAZZOLI *et alii*, 2001), ritengono di minore entità il raccorciamento neogenico, almeno relativamente alle unità lagonegresi, il cui valore si attesterebbe intorno al 35%.

La caratteristica principale della catena appenninica rispetto ad altri orogeni resta tuttavia quella di essere ampiamente interessata da faglie plio-quaternarie ad alto angolo, con differenti cinematiche ed orientazioni, che hanno scomposto le strutture compressive derivanti dalla tetto-genesi neogenica (ORTOLANI *et alii*, 1992; SCHIATTARELLA, 1998 *cum bibl.*) e mostrano una diretta connessione con la sismicità dell'area (AMATO & MONTONE, 1997). I terremoti con maggiore rilascio di energia sono infatti ubicati lungo le faglie ad alto angolo con andamento appenninico ed antiappenninico. Alcuni paleosuoli ritrovati in alta Val d'Agri e coinvolti nel fagliamento quaternario hanno fornito età ^{14}C comprese tra 40 e 20 ka (GIANO *et alii*, 2000), a dimostrazione del carattere potenzialmente sismogenico delle faglie quaternarie bordiere delle depressioni intermontane ubicate lungo la zona assiale della catena. Nell'Appennino campano-lucano sono ben noti i lineamenti tettonici con orientazione intorno all'andamento medio N120°, spesso perimetrali rispetto alle grandi morfostrutture positive della catena, come le faglie parallele alla "Linea del Pollino", a nord dell'omonima dorsale carbonatica (SCHIATTARELLA, 1998, *cum bibl.*), o il sistema di faglie bordiere dell'alta Val d'Agri (GIANO *et alii*, 1997), o anche la "Faglia di Scorciabuoi", che borda a settentrione il bacino

di Sant’Arcangelo (PIERI *et alii*, 1997). Le faglie con direzione N120° rappresentano dunque elementi a diffusione regionale (SCHIATTARELLA, 1996, 1998) e risultano responsabili della strutturazione di molti bacini intermontani quaternari dell’Appennino meridionale (ASCIONE *et alii*, 1992; CAIAZZO *et alii*, 1992; RUSSO & SCHIATTARELLA, 1992; SCHIATTARELLA *et alii*, 1994; PERRI & SCHIATTARELLA, 1997; PIERI *et alii*, 1997), attivandosi con cinematiche differenti durante più stadi deformativi.

Dal punto di vista geomorfologico, la catena sudappenninica è caratterizzata da un profilo topografico fortemente asimmetrico. La linea di cresta della catena montuosa è infatti spostata verso il margine tirrenico dell’orogene, non coincidendo peraltro con lo spartiacque regionale. Per tal motivo il fianco orientale della catena ha una maggiore lunghezza ed una minore pendenza media di quello occidentale. Le cime più alte si attestano intorno ai 2000 m s.l.m., mentre l’elevazione media della catena è di circa 650 m s.l.m. (AMATO & CINQUE, 1999).

La sommità dei rilievi è spesso caratterizzata da una topografia blandamente mossa o sub-orizzontale attribuibile ai relitti di antiche superfici erosionali che tagliano successioni stratigrafiche e strutture tettoniche di vario genere (BRANCACCIO *et alii*, 1991; RUSSO & SCHIATTARELLA, 1992; AMATO & CINQUE, 1999, ASCIONE & ROMANO, 1999, SCHIATTARELLA *et alii*, 2003, BOENZI *et alii*, 2004, tra gli altri). Il sollevamento regionale plio-quaternario ha sospeso questi antichi paesaggi rispetto all’attuale livello di base ed ha ripetutamente innescato nuovi cicli morfogenetici. Le superfici di spianamento sono pertanto distribuite lungo l’intera fascia orogenica ed organizzate in più generazioni sovrapposte, comprese tra i 500 ed i 1500 m s.l.m., variamente dissecate dall’erosione lineare e dislocate da faglie ad alto angolo (AMATO & CINQUE, 1999). I tassi di sollevamento dell’Appennino campano-lucano si attestano mediamente intorno a valori di 1 mm/a (WESTAWAY, 1993; AMATO, 2000; SCHIATTARELLA *et alii*, 2003, 2006).

2. - LINEAMENTI GEOLOGICI GENERALI E PRECEDENTI CONOSCENZE

L’area del Foglio Senise occupa un settore di catena caratterizzato da tre elementi di primo ordine. Il primo è rappresentato dalle successioni meso-cenozoiche di bacino profondo - in parte affette da metamorfismo di grado molto basso - derivanti dalla deformazione di un dominio oceanico tetideo e che occupano buona parte della fascia meridionale dell’area del foglio. Queste successioni sono costituite in prevalenza da calcari pelagici, argilliti ed arenarie e dai loro equivalenti metamorfosati, che imballano tettonicamente rocce cristalline e metamorfiche di vario genere. Il secondo è costituito da limitati affioramenti di successioni di piattaforma carbonatica delle unità del Monte Alpi e del Monte Raparo, e di

unità bacinali di tipo lagonegrese (che compaiono solo al margine occidentale dell'area della carta), ricoperte in discordanza da formazioni clastiche sinorogene mioceniche presenti in un più vasto settore del foglio. Buona parte della restante area rilevata è occupata dalle successioni clastiche plio-pleistoceniche del bacino di Sant'Arcangelo, che rappresenta il terzo elemento dominante del Foglio Senise. Ciò comporta una marcata diversità geomorfologica e di assetto tettonico rispetto agli altri settori di affioramento delle successioni sedimentarie meso-cenozoiche e delle unità cristalline e metamorfiche. Peraltro, le morfostrutture positive costituite dai terreni più antichi della fascia meridionale e da quelli quaternari dell'antistante bacino di Sant'Arcangelo si dispongono con andamento da E-O a ONO-ESE, diversamente dai settori di affioramento delle unità esterne, che formano dorsali orientate in direzione NO-SE e N-S.

Oltre agli scritti di carattere regionale (*cfr.* PESCATORE *et alii*, 1999, *cum bibl.*, per una vasta sintesi bibliografica sull'Appennino campano-lucano, e OGNIBEN, 1969, BONARDI *et alii*, 1988, e MONACO *et alii*, 1995, per la geologia del confine calabro-lucano), diversi lavori di dettaglio riguardano l'area di rilevamento.

Le unità pelagiche meso-cenozoiche affioranti nei dintorni del Monte Alpi ("Serie calcareo-silico-marnosa"), al bordo occidentale dell'area del foglio, sono accuratamente descritte da SCANDONE (1967, 1972).

Per quanto concerne i depositi plio-quaternari, già studiati da VEZZANI (1967a), va segnalato il recente studio stratigrafico e sedimentologico di GIANNANDREA & LOIACONO (2003) sulla successione elastica della porzione meridionale del bacino di Sant'Arcangelo, in parte basato proprio sui nuovi rilievi del Foglio 522.

Per quanto riguarda gli aspetti tettonici, OGNIBEN (1969) illustra la struttura generale dell'area, mentre in anni più recenti HIPPOLYTE *et alii* (1991, 1992, 1994), PIERI *et alii* (1997), SCHIATTARELLA (1998), PATACCA & SCANDONE (2001) e MATTEI *et alii* (2004) si occupano più o meno direttamente della deformazione e del significato tettono-stratigrafico del bacino di Sant'Arcangelo.

2.1. - LE UNITÀ INTERNE (SICILIDI E LIGURIDI) E LE UNITÀ CRISTALLINE

Le successioni meso-cenozoiche raggruppate nelle "unità interne" (Fig. 4) rappresentano parte delle coperture dell'oceano mesozoico tetideo deformato dalla tetto-genesi neogenica. Tra queste unità le "Argille varicolori" *Auctt.*, già note come Complesso Sicilide (OGNIBEN, 1969) o Unità Sicilidi (D'ARGENIO *et alii*, 1973) di età Cretacico-Oligocene, corrispondenti almeno parzialmente al Gruppo delle Argille Variegate del Foglio Senise, sono state negli ultimi decenni oggetto di numerosi studi, soprattutto riguardo alla loro incerta collocazione paleogeografica. I depositi del Bacino Sicilide *Auctt.* studiati da OGNIBEN (1969) al confine calabro-lucano, distinti nelle falde di Rosito e di Rocca Imperiale, si

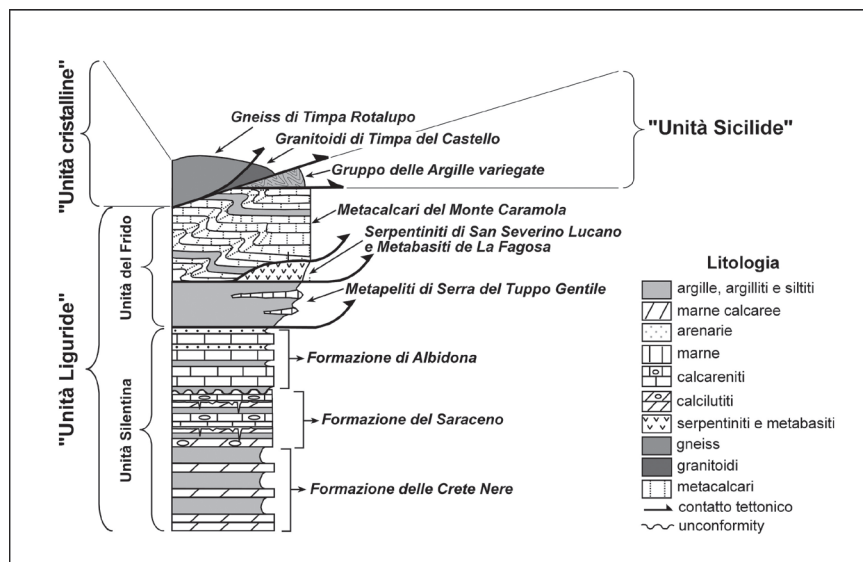


Fig. 4 - Schema tettono-stratigrafico delle Unità interne (modificato da DI LEO et alii, 2005).

sono sedimentati in un bacino pelagico posto ad ovest della piattaforma campano-lucana (D'ARGENIO *et alii*, 1973) che, secondo vari Autori (D'ARGENIO *et alii*, 1973; LENTINI, 1979; PATACCA & SCANDONE, 1989), risultava collegato all'oceano tetideo. Una diversa interpretazione viene data da altri Autori (MANFREDINI, 1986; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE, 1988; PESCATORE *et alii*, 1988; GALLICCHIO *et alii*, 1996; PESCATORE *et alii*, 1999), secondo cui le Unità Sicilidi si sarebbero deposte entro un bacino pelagico posto ad est della piattaforma carbonatica (campano-lucana *sensu* D'ARGENIO *et alii*, 1973, o appenninica *sensu* MOSTARDINI & MERLINI, 1986) e noto come Bacino Lagonegrese (SCANDONE, 1967). Secondo PESCATORE (1988) e PESCATORE *et alii* (1999) le Unità Sicilidi, attribuite all'intervallo Cretacico medio – Oligocene, rappresentano il prodotto della sedimentazione nella zona assiale del bacino lagonegrese, poggiano in contatto stratigrafico direttamente sul Flysch Galestrino e passano lateralmente, ai bordi del bacino, al "Flysch Rosso" Auctt.

Le successioni ofiolitiche dell'Appennino meridionale sono concentrate in Cilento (Campania), dove affiorano unicamente coperture sedimentarie polideformate (MAURO & SCHIATTARELLA, 1988) con sporadici corpi magmatici volumetricamente trascurabili ed al confine calabro-lucano, dove sono ben esposte anche sezioni di basamento oceanico (gabbri e basalti, metabasiti, etc.) e masse serpentinite (MONACO *et alii*, 1995). L'area di affioramento delle unità ofiolitiche nella Lucania meridionale è molto vasta e si estende da Latronico e Castelluccio

Inferiore (margine occidentale) fino a San Costantino Albanese e Terranova del Pollino (margine orientale). Costituisce gran parte del territorio submontano-collinare che si estende a settentrione della Catena del Pollino, a formare una fascia ampia in media 10 km e lunga circa 40 km parallela alla dorsale montuosa carbonatica (SCHIATTARELLA, 1996). All'interno di questa fascia predominano unità di copertura (Unità del Frido, Unità Nord-calabrese, *sensu* BONARDI *et alii*, 1988) in buona parte affette da metamorfismo di basso grado, a cui sono associate masse serpentinitiche.

Le unità ofiolitifere sono sovrascorse in tempi miocenici sulle unità di piattaforma carbonatica e costituiscono di norma i termini geometricamente più alti dell'edificio a falde sudappenninico (Fig. 3). Tuttavia, i carbonati mesozoici di mare basso sono localmente accavallati "fuori sequenza" sui terreni liguridi, come ad esempio lungo il fronte settentrionale della Catena del Pollino (SCHIATTARELLA, 1996, 1998). La tettonica fragile plio-quadernaria è responsabile, inoltre, dello smembramento delle diverse unità costituenti l'ossatura geologica del confine calabro-lucano (TURCO *et alii*, 1990; KNOTT & TURCO, 1991; RUSSO & SCHIATTARELLA, 1992; CATALANO *et alii*, 1993; SCHIATTARELLA, 1996; PERRI & SCHIATTARELLA, 1997), tra le quali quelle ofiolitifere, il cui assetto strutturale risulta così ulteriormente complicato.

Nell'area del Foglio 522 affiorano estesamente i terreni del "Complesso Ligure", illustrato da OGNIBEN (1969) e successivamente distinto in due unità tettoniche da AMODIO-MORELLI *et alii* (1976): l'Unità del Frido, in posizione geometrica inferiore, e l'Unità del Cilento (formazione delle Crete Nere, formazione del Saraceno e formazione di Albidona) in posizione superiore.

L'Unità del Frido poggia tettonicamente sulle unità carbonatiche ed è costituita da metamorfiti polideformate contenenti blocchi di dimensione variabile di rocce ofiolitiche e di rocce di crosta continentale. MONACO *et alii* (1991) riconoscono due subunità tettonicamente sovrapposte, l'una costituita da prevalenti argilloscisti e l'altra da prevalenti calcescisti. Dal punto di vista litologico, la subunità ad argilloscisti rappresenta la parte più abbondante dei terreni dell'Unità del Frido ed è formata da argilloscisti grigi e/o nerastrì contenenti intercalazioni di metareniti, metasiltiti, quarziti e più rari livelli di metacalcari; la sovrastante subunità a calcescisti è costituita da prevalenti calcescisti grigi, cui si intercalano rari livelli di marmi, quarziti verdine e argilloscisti. Per la composizione chimica e mineralogica e i caratteri del metamorfismo dei terreni di copertura dell'unità si rimanda al recente lavoro di DI LEO *et alii* (2005). Le rocce ofiolitiche associate si presentano in corpi di peridotiti serpentizzate e metabasiti verdi o azzurre di dimensioni variabili da qualche metro ad una decina di metri. Per i caratteri petrografici di queste rocce si rimanda ai lavori di MONACO *et alii* (1991) e SPADEA (1994). Le serpentiniti cataclastiche sono rappresentate per la massima parte da corpi lentiformi che marciano generalmente il contatto tra le due subunità, come

ampiamente rilevato nel foglio (Fig. 4) e riportato da DI LEO *et alii* (2005).

Nell'Unità del Frido sono inoltre inglobati, secondo LANZAFAME *et alii* (1979) e MONACO *et alii* (1995), blocchi di rocce cristalline che derivano da un'originario margine continentale, di metabasalti, di calcescisti e di marmi. Le rocce cristalline di margine continentale sono rappresentate soprattutto da granofels, gneiss granatiferi, gneiss biotitici e subordinatamente anfibolitici, scisti anfibolici, gneiss chiari a biotite talora attraversati da dicchi di metadiabasi e pegmatiti. Si presentano estremamente tettonizzate e in genere poggiano, con contatti marcati da lembi di serpentiniti, sulla subunità ad argilloscisti. A luoghi si rinvencono, in ammassi volumetricamente modesti, granitoidi ed altre rocce cristalline leucocratiche. Per i nuovi rilievi del Foglio Senise, gran parte di queste rocce cristalline (gneiss e granitoidi) sono state cartografate come unità a parte (Fig. 4).

L'Unità Silentina (*sensu* D'ARGENIO *et alii*, 1973) è costituita dal basso verso l'alto dalla formazione delle Crete Nere, del Saraceno e di Albidona (Fig. 4).

Un'alternanza di quarzareniti in strati e banchi e argilliti grigio scure, cui seguono *black shales* con intercalazioni di quarzareniti e subordinatamente litareniti e calcilutiti, costituisce la formazione delle Crete Nere. Nella parte alta, essa presenta intercalazioni di torbiditi calcaree a grana fine che segnano il passaggio, in continuità di sedimentazione alla sovrastante formazione del Saraceno. Quest'ultima è costituita da una fitta alternanza di prevalenti calcareniti e calcilutiti grigiastre con liste di selce nera e di sottili interstrati pelitici di colore grigio-scuro, talora rosso vinato e verdastro. Verso l'alto sono più frequenti le intercalazioni silicoclastiche arenitiche e microconglomeratiche nell'ambito di un'alternanza di calcareniti arenacee ed argille siltose grigio-avana. Raramente sono presenti alternanze di marne argillose ed argilliti marnose di colore grigio azzurro con intercalazioni di strati e banchi di arenarie giallastre e rari livelli calcarenitici. Talvolta, nei terreni di questa formazione sono imballate tettonicamente rocce verdi (LANZAFAME *et alii*, 1978) o suites ofiolitiche più o meno complete con i loro originari rapporti stratigrafici (BONARDI *et alii*, 1985; 1988; MONACO, 1993). Altri lembi basaltici marcano il contatto tettonico tra l'Unità del Frido e l'Unità Silentina nell'area del Foglio Senise. In quest'area i rapporti originari tra le formazioni sono stati spesso modificati dagli eventi tettonici neogenico-quaternari.

In contatto trasgressivo discordante si passa verso l'alto ai depositi della formazione di Albidona costituita da un'alternanza di arenarie gradate di colore grigio avana e di marne e marne argillose di colore grigio e biancastro. La parte basale della formazione è caratterizzata dalla presenza di megastrati di marne calcaree biancastre e di livelli canalizzati di conglomerati ricchi in matrice contenenti elementi provenienti dall'Unità del Frido (MONACO *et alii*, 1995).

La formazione di Albidona venne introdotta da SELLI (1957) nel lavoro sulla sintesi della trasgressione miocenica in Appennino meridionale ed era riferita ad un depocentro di sedimentazione mesoautoctono del Langhiano (definibile

come bacino di *piggy-back*, *sensu* ORI & FRIEND, 1984) discordante sulle coltri lagonegresi e nord-calabresi (ZUPPETTA *et alii*, 1984). In seguito VEZZANI (1966a, 1968a,b,c, 1970a) ed OGNIBEN (1969) attribuirono alla formazione di Albidona il significato di successione di chiusura del bacino eugeosinclinale in continuità di sedimentazione dal Cretacico inferiore all'Eocene medio. La ricostruzione effettuata da questi autori e da SCANDONE (1971) tendeva ad una correlazione diacrona con l'area del Cilento, in Campania meridionale, per l'intero intervallo Cretacico inferiore - Oligocene superiore - Aquitaniano. Successivamente BONARDI *et alii* (1985, 1988) attribuiscono la formazione di Albidona al Gruppo del Cilento, assegnandole un'età Burdigaliano superiore - Langhiano (?), già riconosciuta da SELLI (1962) e ZUPPETTA *et alii* (1984), e le formazioni del Saraceno e delle Crete Nere all'Unità Nord-calabrese.

2.2. - LE SUCCESSIONI CARBONATICHE DI PIATTAFORMA DEL MONTE RAPARO E DEL MONTE ALPI

I rilievi del Monte Alpi e del Monte Raparo rappresentano gli unici elementi carbonatici di mare basso di età mesozoica del settore di catena ricadente nell'area del Foglio Senise. Entro questo esiguo spazio, tali unità sono serrate insieme a quelle pelagiche interne ed esterne, conferendo all'area un significato geologico di respiro regionale.

I carbonati di piattaforma che affiorano al Monte Raparo sono stati attribuiti in letteratura a unità tettoniche diversamente denominate (Complesso Panormide di OGNIBEN, 1969; Alburno-Cervati di D'ARGENIO *et alii*, 1973; Unità del Pollino di AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; Piattaforma Appenninica di MOSTARDINI & MERLINI, 1986) ma interpretati, in ogni caso, come terreni derivanti dalla deformazione della Piattaforma campano-lucana o appenninica (Fig. 3). I carbonati di piattaforma del Monte Alpi, inizialmente interpretati come un klippe della piattaforma abruzzese-campana (Unità Matese - Monte Maggiore di D'ARGENIO *et alii*, 1973), sono stati solo successivamente considerati un'unità tettonica appartenente alla piattaforma carbonatica apula sepolta che avrebbe perforato l'intera coltre di unità sedimentarie più superficiali (Catena Apula sepolta di CARBONE *et alii*, 1988).

La differenza tra le due unità di piattaforma carbonatica risiede non solo nei diversi rapporti geometrici con le unità tettoniche a letto ed a tetto, ma soprattutto nell'evoluzione tettono-stratigrafica terziaria. Al Monte Alpi il primo ciclo trasgressivo concordante sui calcari titoniani della piattaforma carbonatica è datato al Messiniano inferiore, mentre il secondo al Messiniano superiore (SGROSSO, 1988); al Monte Raparo, invece, il primo ciclo è datato all'Aquitano-Langhiano mentre il secondo ciclo, discordante, è attribuito al Langhiano (SELLI, 1957).

Le ipotesi di ricostruzione paleogeografica proposte in letteratura indicano per i carbonati del Monte Raparo un'appartenenza alla Piattaforma campano-lucana, mentre per i carbonati del Monte Alpi, pur riferendosi univocamente ad un dominio più esterno rispetto alla suddetta piattaforma, non sono concordi sulla posizione paleogeografica nell'avampaese ionico-adriatico della successione costituente l'unità. D'ARGENIO & SCANDONE (1970) formulano diverse ipotesi sul dominio sedimentario di appartenenza della successione del Monte Alpi, in parziale aderenza con quanto già enunciato da GRANDJACQUET (1963). Negli anni successivi vengono illustrate ulteriori ipotesi sulla posizione paleogeografica del Monte Alpi relativamente alla presenza di un unico bacino esterno alla Piattaforma campano-lucana denominato Bacino Lagonegrese-Molisano (D'ARGENIO *et alii*, 1973). Viene infatti ipotizzato che il Monte Alpi: i) appartiene alla piattaforma carbonatica Apula intesa come avampaese (SELLI, 1957; SCANDONE, 1971; ii) rappresenta un horst di una piattaforma carbonatica entro il Bacino Lagonegrese (GRANDJACQUET, 1963; SCANDONE, 1967); iii) costituisce un prolungamento meridionale del dominio di Piattaforma carbonatica Campano-Abruzzese tra il Bacino Lagonegrese e il Bacino Molisano (D'ARGENIO *et alii*, 1971, 1973; ORTOLANI & TORRE, 1971; IPPOLITO *et alii*, 1975; BRANCACCIO *et alii*, 1984; D'ARGENIO *et alii*, 1986; SGROSSO, 1988); iv) si trova in una posizione marginale esterna della piattaforma carbonatica sudappenninica (GRANDJACQUET, 1963; OGNIBEN, 1986; MOSTARDINI & MERLINI, 1986); v) rappresenta una parte del margine interno della Piattaforma carbonatica Apula (GRANDJACQUET, 1963; SCANDONE, 1971) e segna-
tamente di quella incorporata nella catena (CARBONE *et alii*, 1988).

La successione stratigrafica carbonatica del Monte Alpi è costituita da poco più di 1000 metri di calcari e dolomie di ambiente neritico in facies di retroscogliera, di età compresa tra il Baiociano-Batoniano e il Titoniano superiore (SARTONI & CRESCENTI, 1962). Già DE LORENZO (1895) riconosce una successione continua dal Lias inferiore al Cretacico che in seguito GRANDJACQUET (1963) assegna ad un'intervallo compreso tra il Triassico e il Cretaceo superiore. Direttamente su tali depositi poggia in *unconformity* un ciclo sedimentario altomiocenico che segna l'esistenza di una vacuità erosivo-deposizionale dal Paleogene al Miocene pro-parte le cui caratteristiche non sono ancora del tutto chiarite. La lunga fase diastemica si arresta con la deposizione di un primo ciclo di sedimentazione definito da ORTOLANI & TORRE (1971) "Unità inferiore", che viene correlato a scala regionale al primo ciclo deposizionale riconosciuto da SELLI (1962) nella Piattaforma Abruzzese-Campana (formazioni di Cusano e Longano). La successione si compone di circa 15 metri di strati di biocalcareni e calcareniti dolomitizzate ad alghie melobesie (*Lithothamnium*), lamellibranchi (*Pecten*, *Ostrea*), echinodermi, briozoi e foraminiferi, e da circa 4 metri di calcareniti a grana fine, scure e silicifere, di calcilutiti e marne bituminose con abbondanti scheletri di pesci. Secondo ORTOLANI & TORRE (1971) l'età di tali depositi è del Serravalliano parte

bassa, mentre è dell'Aquitaniense-Burdigaliano secondo MÜLLER *et alii* (1988), in ogni caso già riferita al Miocene superiore (SCANDONE, 1971) e precisamente al Messiniano inferiore (SGROSSO, 1988). Un secondo ciclo di sedimentazione è esposto, in più punti del rilievo (Torrente Carlone, Monte Teduro e su tutto il versante sud-orientale a partire dalla Cima S. Croce), con appoggio trasgressivo discordante sia sui calcari giurassici, sia sui terreni miocenici del primo ciclo, ed è composto da conglomerati poligenici, arenarie ibride e siltiti argillose per uno spessore complessivo di circa 200 metri. L'età di questo ciclo è Tortonian secondo ORTOLANI & TORRE (1971), mentre arriva al Messiniano superiore secondo SGROSSO (1988, 1998). Già SELLI (1962) e GRANDJACQUET (1963) individuano nei depositi trasgressivi e concordanti con il Titoniano dei carbonati un'età Elveziano medio-superiore, mentre SCANDONE (1971) distingue una *unconformity* generata da una trasgressione dei depositi del Miocene superiore sui carbonati giurassici. Quest'ultima età non è confermata da MÜLLER *et alii* (1988) che data all'Aquitaniense-Burdigaliano i depositi della prima trasgressione. In definitiva, l'attribuzione di diverse età ai depositi che rappresentano l'inizio della sedimentazione silicoclastica al Monte Alpi, rende il quadro della ricostruzione paleogeografia dei domini neritici esterni ancora non definitivamente risolto.

I caratteri stratigrafici della successione carbonatica del Monte Raparo sono descritti da CIARANFI (1965) e da ORTOLANI & TORRE (1971) che riconoscono nella porzione basale un deposito carbonatico datato al Cretacico inferiore, formato da calcilutiti e calcareniti a grana fine di colore grigio ed avana, calciruditi intrabacinali alquanto dolomitizzate e mal stratificate per circa 80 metri (ORTOLANI & TORRE, 1971); verso l'alto si passa ad un livello di marne verdi ad orbitoline con intercalazioni di calcareniti e calcilutiti corrispondenti alla parte media e alta del Cretaceo inferiore a cui seguono calcari a rudiste dell'Albiano-Senoniano inferiore, ben affioranti presso le località Verro Croce e Monte Raparello; lo spessore stratigrafico complessivo secondo ORTOLANI & TORRE (1971) è pari a circa 700 metri. La successione continua per circa 100 metri con un'alternanza di calcilutiti, calcareniti e conglomerati intrabacinali a matrice marnoso argillosa policroma, marne rosse e verdi di età paleogenica (formazione di Trentinara di SELLI, 1962) su cui poggiano, con contatto disconforme, calciruditi bioclastiche e calcareniti reticolate glauconitiche attribuite da ORTOLANI & TORRE (1971) alla formazione di Cerchiara (SELLI, 1957) di età Aquitaniense-Langhiano. Il ciclo sedimentario discordante è chiuso da circa 20 metri di arenarie e siltiti quarzose rossastre e grigie, attribuite alla formazione del Bifurto e di età Langhiana (SELLI, 1957). La successione stratigrafica esposta da ORTOLANI & TORRE (1971) è interrotta dalla giustapposizione di terreni alloctoni rappresentati dalle successioni basali del Flysch del Cilento, dai terreni dell'Unità Sicilide e della serie calcareo-silico-marnosa del Bacino Lagonegrese (D'ARGENIO *et alii*, 1973). Quest'ultima è presente anche alla base della successione carbonatica e la sua posizione viene

interpretata diversamente dai vari Autori: OGNIBEN (1969) considera i terreni carbonatici in continuità di sedimentazione sui termini della serie calcareo-silico-marnosa (trasgressione sugli argilloscisti e diaspri del Carnico), diversamente CIARANFI (1965), ORTOLANI & TORRE (1971), SCANDONE (1967; 1972), MÜLLER *et alii* (1988) e MOSTARDINI & MERLINI (1986), interpretano il Monte Raparo come un *klippe* in contatto tettonico sui terreni lagonegresi.

2.3. - LE UNITÀ LAGONEGRESI

Le Unità lagonegresi (SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1975; PESCATORE *et alii*, 1999) già “Serie calcareo-silico-marnosa” di SCANDONE (1967) rappresentano una successione di bacino pelagico triassico-paleogenica sviluppata durante le fasi di *rifting* mesozoico che hanno portato all'apertura della Tetide. La sedimentazione ha inizio nell'Anisico-Ladinico con depositi terrigeni di mare basso a cui sono intercalate piccole scogliere carbonatiche (Formazione di Monte Facito). Un approfondimento del bacino nel Triassico superiore porta alla sedimentazione di calcari pelagici a cui si intercalano liste e noduli di selce (Calcari con selce); un progressivo approfondimento del bacino durante tutto il Giurassico porta alla deposizione di terreni a prevalente composizione silicea (formazione degli Scisti Silicei) per passare poi durante il Cretacico a depositi argillosi e marnosi (Flysch Galestrino). Per quanto attiene allo scenario paleogeografico, il bacino di sedimentazione di questa successione (Bacino lagonegrese) viene in genere collocato tra due piattaforme carbonatiche: la Piattaforma campano-lucana sul bordo occidentale e la Piattaforma apula su quello orientale (D'ARGENIO *et alii*, 1975; PESCATORE *et alii*, 1999; DI LEO *et alii*, 2002), sebbene alcuni Autori considerino possibile una posizione “interna” del dominio pelagico lagonegrese e dunque originariamente ad ovest della Piattaforma appenninica (MARSELLA *et alii*, 1995).

2.4. - LE UNITÀ SINOROGENE MIOCENICHE

Le successioni torbiditiche silicoclastiche dell'Appennino meridionale, deposte nell'avanfossa miocenica (Bacino Irpino di PESCATORE, 1978) e in bacini satellite (PESCATORE, 1988), nel senso di bacini di *piggy-back* di ORI & FRIEND (1984), nel corso della tetto-genesi appenninica, rappresentano il prodotto dello smantellamento delle coltri cristalline e delle unità tettoniche già strutturate dell'orogene in corso di formazione.

La formazione di Oriolo (VEZZANI, 1967b) è una successione silicoclastica torbiditica di età miocenica, trasgressiva e discordante sui termini delle unità mesozoiche di bacino pelagico dell'Unità Lagonegrese, Silentina e Liguride e sui

termini giurassici dell'Unità tettonica del Monte Alpi. Al tetto della formazione si rinvencono, in contatto stratigrafico discordante, le successioni plio-quadernarie del bacino di Sant'Arcangelo.

La formazione è stata introdotta in letteratura dall'edizione del Foglio 221 "Sant'Arcangelo", in scala 1:100.000, edito dal Servizio Geologico Nazionale nel 1969, come unità neoautoctona del Complesso ex post-orogeno, cioè collocata in un depocentro di sedimentazione estinto per il sopraggiungere dei ricoprimenti del Pliocene superiore. La successione si compone di marne argillose e argille marnose azzurre con intercalazioni di arenarie che divengono prevalenti a partire da un intervallo arenaceo-conglomeratico basale. L'età della formazione, attribuita inizialmente da VEZZANI (1967b) al Tortonianiano a causa della sua omologazione con i terreni affioranti tra Perosa e il Fosso Caputo (vedi oltre), è stata recentemente datata al Langhiano superiore – Serravalliano inferiore-medio (A. DI STEFANO, com. pers.). La successione litostratigrafica studiata da VEZZANI (1967b) in località Perosa (non lontano dall'abitato di Episcopia ma affiorante prevalentemente in destra orografica del Fiume Sinni), e da questi datata al Tortonianiano medio-superiore, deve allora essere necessariamente considerata una diversa unità litostratigrafica (argille di Fosso Caputo del Foglio 522 "Senise").

La formazione di Gorgoglione, istituita da SELLI (1962), rappresenta un deposito silicoclastico in facies torbidity che raggiunge i 1500 m di spessore ed è costituita da alternanze pelitico-arenacee ed arenaceo-conglomeratiche con un'evoluzione sedimentaria di tipo *fining upward*. Collocato cronologicamente dapprima nel Miocene inferiore-medio (OGNIBEN, 1969), il flysch di Gorgoglione è stato interpretato come un deposito sinorogeno deposto lungo il margine interno deformato dell'avanfossa miocenica, nota come Bacino Irpino (PESCATORE, 1978), originata in seguito alla deformazione del bordo interno del bacino lagonegrese nel corso della tettonogenesi miocenica (D'ARGENIO *et alii*, 1975). Studi successivi (BOENZI & CIARANFI, 1970) collocano al Langhiano medio - Tortonianiano inferiore la sua età, e recentemente PATACCA *et alii* (1990) gli attribuiscono un'età Tortonianiano inferiore-medio. Il flysch di Gorgoglione rappresenta, nel senso più classico del termine, un deposito legato ad un cuneo clastico sviluppato in un bacino di *piggy-back* allungato in senso meridiano e caratterizzato da alti e bassi strutturali che ne condizionavano la sedimentazione (PESCATORE & SENATORE, 1986), con una provenienza degli apporti torbidity da un'orogene in corso di costruzione (CRITELLI & LOIACONO, 1988). Recenti ricerche stratigrafico-sedimentologiche hanno consentito di riconoscere nelle facies prossimali e distali del deposito almeno tre sistemi torbidity distinti, caratterizzati al loro interno da sequenze deposizionali di minore rango gerarchico (BOIANO, 1997).

2.5. - LE UNITÀ PLIO-PLEISTOCENICHE DEL BACINO DI SANT'ARCANGELO

Il bacino di Sant'Arcangelo *Auctt.* (Figg. 1 e 2), e in particolare la sua porzione meridionale, occupa all'incirca la metà del foglio a settentrione della diagonale NO-SE dello stesso, mentre a sud di questa affiorano prevalentemente le unità del substrato pre-pliocenico. È colmato da depositi plio-quaternari che giacciono in discordanza sui terreni meso-cenozoici della catena appenninica (VEZZANI, 1967a). Il bacino viene interpretato, seppur con diverse accezioni (HIPPOLYTE *et alii*, 1991, 994; PIERI *et alii*, 1994, 1996; ZAVALA & MUTTI, 1996; PATACCA & SCANDONE, 2001), come un bacino di *piggy-back* (ORI & FRIEND, 1984), separato dall'avanfossa ("Fossa bradanica") dall'alto strutturale di Rotondella soltanto a partire dal Pleistocene inferiore-medio. Una diversa interpretazione è fornita da KNOTT & TURCO (1991) che considerano il bacino come un *pull-apart basin*. Studi paleomagnetici dei sedimenti quaternari del bacino si devono a SAGNOTTI (1992) e SAGNOTTI & SPERANZA (1993) e, recentemente, a MATTEI *et alii* (2004).

I depositi del bacino stratigraficamente più bassi sono costituiti da conglomerati, sabbie e peliti di età pliocenica con geometria deposizionale di crescita ben esposta lungo il versante sud-occidentale di Monte Cotugno e nei pressi dell'omonima diga. La successione sovrastante, caratterizzata da diverse associazioni di facies marine, transizionali e continentali raggruppate in unità deposizionali separate da discordanze, è riferita al Pliocene superiore - Pleistocene inferiore da PIERI *et alii* (1994, 1996), BELGIORNO *et alii* (1994) e GIANNANDREA & LOIACONO (2003). A tetto si ritrovano in discordanza angolare i terreni ascrivibili alla formazione mediopleistocenica delle "Sabbie e conglomerati di Serra Corneta" (VEZZANI, 1967a) che affiora alle quote più elevate dei rilievi con spessori che raggiungono centinaia di metri; tale successione poggia sui termini più alti del bacino di Sant'Arcangelo tramite contatti generalmente erosivi ed è costituita da conglomerati poligenici, a luoghi inglobati in una matrice sabbioso-siltosa rossastra, con paleosuoli intercalati a diverse altezze stratigrafiche.

Il bacino di Sant'Arcangelo è confinato ad est dall'alto strutturale della dorsale di Rotondella-Valsinni, formata dalle Unità Sicilidi *Auctt.* su cui poggiano i depositi plio-quaternari. Il substrato del bordo occidentale e di quello meridionale del bacino è invece costituito rispettivamente dai terreni sinorogeni silicoclastici miocenici del Flysch di Gorgoglione (PESCATORE, 1988; PESCATORE *et alii*, 1999) e da unità interne di derivazione oceanica riferibili all'Unità Liguride e Sicilide (D'ARGENIO *et alii*, 1975; BONARDI *et alii*, 1988; MAURO & SCHIATTARELLA, 1988; MONACO *et alii*, 1991).

Il bordo settentrionale del bacino è confinato da una linea tettonica con orientazione all'incirca N120°, nota in letteratura come "Faglia di Scorciabuoi" (LENTINI & VEZZANI, 1974), attiva in tempi quaternari prima come struttura trascorrente sinistra e poi come faglia estensionale, che mostra un cambiamento di

comportamento cinematico avvenuto in un periodo compreso tra 0.7 e 0.5 Ma (PIERI *et alii*, 1997).

Le prime ricostruzioni stratigrafiche (VEZZANI, 1966c, 1967a, 1968d; LENTINI, 1967) propongono la divisione della successione del bacino in un ciclo pliocenico (Calandro) e in uno suprapliocenico-infrapleistocenico, entrambi in discordanza sul substrato pre-pliocenico. I due cicli, separati tra loro da una superficie erosiva, sono costituiti da più litofacies di ambiente variabile dal marino al continentale. Studi condotti nel settore settentrionale del bacino da CALDARA *et alii* (1988) e PIERI *et alii* (1994) hanno fornito maggiori dettagli sulla successione sedimentaria del bacino di Sant'Arcangelo che viene divisa in unità stratigrafico-deposizionali (Ciclo di Calandro, Ciclo dell'Agri, Ciclo del Sauro e Ciclo di San Lorenzo) separate da superfici di discordanza sintettonica a scala di bacino. Alla fine degli anni '90, vari Autori, seppur con diverse interpretazioni, riconoscono la presenza di un numero maggiore di discontinuità fisiche nella successione sedimentaria del bacino, utilizzate per una suddivisione stratigrafica a limiti inconformi e separano l'unità sommitale ("Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta") dal ciclo deposizionale del bacino (ZAVALA & MUTTI, 1996; ZAVALA, 2000; PATACCA & SCANDONE, 2001; LOIACONO & GIANNANDREA, 2001; GIANNANDREA & LOIACONO, 2003).

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

La dinamica evolutiva delle forme del rilievo nell'area del Foglio 522 "Senise" appare principalmente condizionata dai litotipi affioranti e dalla loro distribuzione spaziale: litologie più resistenti ai processi erosivi, in coincidenza degli affioramenti di carbonati mesozoici di mare basso, delle successioni metasedimentarie ofiolitifere e delle rocce cristalline – peraltro molto alterate – a tetto di queste, danno luogo a morfologie accidentate e talvolta aspre, mentre i depositi del bacino di Sant'Arcangelo a dominante argillosa (prevalenti nel settore nord-orientale del foglio) generano paesaggi dolci ed ondulati con basse pendenze. In corrispondenza delle successioni clastiche plio-quaternarie sabbioso-conglomeratiche si osserva invece un tipico paesaggio a rilievi tabulari, talvolta con profili da erosione selettiva che configurano delle forme a *mesa*. Tale assetto geologico si riflette sui processi di modellamento attuale ad opera degli agenti esogeni che si concentrano, a parità di altre condizioni, con maggiore intensità nelle zone più vulnerabili all'erosione. In particolare, sui depositi argillosi si sviluppano con una certa frequenza forme calanchive. Oltre a queste, nell'area sono ampiamente rappresentate le forme fluviali sia attuali che relitte e quelle legate alla franosità. Queste ultime testimoniano una intensa instabilità del paesaggio, soprattutto nelle aree a maggiore mobilità tettonica, come nei dintorni di Latronico, o a più forte dinamica fluviale, come nel caso delle aree intorno a Francavilla in Sinni, o – ancora – in presenza di strutture che hanno fortemente condizionato i movimenti di massa, come nella fascia ad est del Monte Caramola, lungo l'alto corso del Torrente Rubbio. Superfici di spianamento relitte modellate in differenti contesti morfoclimatici sono, infine, ampiamente distribuite in tutta l'area ed organizzate prevalentemente in due ordini. Sono inoltre presenti più ordini di terrazzi fluviali, soprattutto lungo l'asta del Fiume Sinni, ben evidenti tra Timpa dei Mercanti e Piano della Difesa.

La dinamica fluviale della rete idrografica attuale si sviluppa in un regime pluviometrico di tipo torrentizio, tipico della fascia climatica che interessa queste latitudini. Il Fiume Sinni con i suoi affluenti di minore rango gerarchico rappresenta l'elemento di maggiore rilievo del paesaggio poiché attraversa l'area del foglio per tutta la sua lunghezza, da ovest verso est. La valle fluviale è ampia, a fondo piatto ed alluvionato ed ospita una fitta rete di canali intrecciati di tipo *braided*. Le superfici subpianeggianti dei vari ordini di terrazzi fluviali risultano attualmente inattive dal punto di vista erosionale con un regolare impianto della vegetazione naturale. Al contrario, le scarpate che li delimitano sono interessate da dinamiche erosionali piuttosto veloci, con un'azione di scalzamento al piede discontinua ma efficace ed una conseguente evoluzione per crolli che determinano un ampliamento del fondovalle. Gli affluenti di elevato rango gerarchico caratterizzati da valli a fondo piatto con alluvioni ciottolose in cui corrono canali *braided*, sono rappresentati dal Torrente Serrapotamo in sinistra orografica, dal Fiume Sarmento e dal Torrente Rubbio in destra, con quest'ultimo che scorre in una profonda valle a V nel tratto superiore. Il Torrente Frida (o Frido), in destra orografica, sviluppa invece quasi per intero il suo tracciato in una valle a V profondamente incisa in discordanza oro-idrografica negli gneiss di Croce la Serra (**TMT**) e nelle metapeliti di Serra del Tuppero Gentile (**FDR**), fino alla confluenza con il Fiume Sinni dove forma un ampio materasso alluvionale. Ampie nicchie di frane da crollo sono riconoscibili frequentemente lungo i versanti delle valli alluvionate. Numerosi sono, infine, i torrenti ed i fossi di minore rango gerarchico che per regolarizzare il loro profilo di equilibrio incidono profonde valli a V che superano talvolta il centinaio di metri di dislivello. I versanti con elevato gradiente di pendio che aggettano su queste valli sono caratterizzati da una dinamica morfoevolutiva legata a meccanismi di *slope retreat* che si attuano attraverso una sommatoria di episodi di crollo o scorrimenti roto-traslazionali. Non mancano fenomeni di *soil creep* e *soil slip* della copertura pedogenica.

Lo spartiacque idrografico con il contiguo bacino della valle del Fiume Agri si individua nel settore di nord-ovest del foglio con il Torrente Racanello, fortemente controllato dalla struttura geologica, che devia ad angolo retto la sua iniziale linea di impluvio, da ovest verso est, in direzione settentrionale.

Al modellamento fluviale si somma quello puntiforme legato ai movimenti in massa che tendono a scolpire i versanti vallivi. Nel tratto montano del bacino idrografico del Torrente Rubbio, alle pendici del Monte Caramola, l'alto grado di erodibilità delle successioni affioranti ha prodotto una intensa dinamica dei processi franosi che mostrano un'elevata frequenza areale. Un fattore predisponente all'innescio di estesi movimenti di versante è da attribuire alla giacitura a franapoggio delle successioni clastiche plio-pleistoceniche, come per esempio nei pressi dell'abitato di Senise.

Lungo i versanti mediamente acclivi dell'area compresa tra Castronuovo e

Senise, in cui affiorano litotipi argilloso-siltosi, sono diffuse le forme a calanchi a testimonianza di una morfogenesi attivata in un regime climatico di tipo arido.

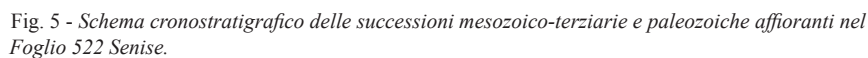
I diversi processi di modellamento del paesaggio che si sono avvicendati nel corso del Quaternario nell'area rilevata, legati alle interazioni tra variazioni climatiche ed eventi tettonici locali e regionali, hanno cancellato talvolta le tracce della morfogenesi più antica. Forme relitte sono tuttavia ancora riconoscibili e talvolta in buono stato di conservazione, come nel caso dei profondi carapaci di alterazione che hanno interessato i gneiss dell'Unità tettonica di Timpa Rotalupo (vedi § 2.1.1). Una simile alterazione chimico-fisica si è sviluppata attraverso il disfacimento delle rocce metamorfiche e cristalline, interessate da clivaggi e diaclasi che le dissezionano in blocchi da subangolari a subsferici, fino alla completa alterazione in sabbie incoerenti di colore rossastro. A luoghi, appaiono ben evidenti gli effetti di uno *spheroidal weathering* che, unitamente allo spessore delle alteriti, induce a ritenere queste forme come relitti morfoclimatici modellati sotto climi caldo umidi del passato.

Tra le forme relitte ancora conservate nel paesaggio attuale appaiono evidenti diverse generazioni di superfici di erosione. Notevole diffusione mostra la superficie al *top* delle "Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta" *Auctt.*, già ascritti al Siciliano da VEZZANI (1967a) e corrispondenti al sintema di Toppo del Taglio del Foglio 522 "Senise", attribuito al Pleistocene medio *p.p.* a causa dell'appoggio stratigrafico sui terreni infra-mediopleistocenici del supersintema di Fardella (cfr. § 4.3). L'attribuzione al Pleistocene inferiore di tale ordine di superficie (AMATO & CINQUE, 1999) sembra dunque non suffragata dai dati stratigrafici emersi dai rilievi del foglio. Altri ordini di superfici di spianamento, interpretabili come *glacis* di erosione in rocce tenere e forse correlabili alle superfici deposizionali dei terrazzi fluviali del supersintema del Fosso Manga Ramelle (cfr. § 5.2), sono distribuiti a quote inferiori nella porzione centrale del foglio. Nelle porzioni occidentale e meridionale dell'area rilevata sono presenti, infine, lembi relitti di superfici di spianamento più antiche modellate nel substrato pre-quaternario e attestata a quote superiori ai 1000 metri sul livello del mare.

IV - STRATIGRAFIA

Nell'area del Foglio 522 "Senise" affiorano successioni meso-cenozoiche che appartengono a diversi domini paleogeografici, costituite sia da rocce sedimentarie appartenenti alle coltri alloctone della catena, sia da metamorfiti di basso grado con associate rocce ofiolitiche legate alla deformazione dell'oceano tetideo, sia da rocce cristalline e cristallino-metamorfiche di derivazione eo-alpina (Fig. 5). Affiora inoltre la potente successione sedimentaria plio-pleistocenica del riempimento clastico del bacino di Sant'Arcangelo (Fig. 6) e chiudono la stratigrafia del foglio le coperture continentali pleistocenico-oloceniche.

La suddivisione stratigrafica operata segue i criteri definiti nel Quaderno n. 1 del Servizio Geologico Nazionale (SGN) e successive integrazioni. Il criterio di suddivisione stratigrafica adottato per i terreni plio-quadernari si basa sull'utilizzo delle Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU, *cfr.* SALVADOR, 1987, 1994) in cui si distinguono unità formazionali informali separate, alla base e a tetto, da superfici di discordanza angolare o di disconformità. I terreni coinvolti nelle coltri alloctone della catena appenninica sono stati raggruppati in unità tettoniche (Fig. 7) con limiti definiti a tetto ed a letto da discontinuità tettoniche di rango maggiore. Ciascuna unità distinta racchiude successioni sedimentarie concordanti in cui possono essere riconosciute più formazioni geologiche. La suddivisione in unità litostratigrafiche è stata usata sia per le successioni in contatto stratigrafico concordante comprese nelle unità tettoniche e sia per quelle mioceniche sedimentate in discordanza sulle unità tettoniche.



SCHEMA CRONOSTRATIGRAFICO PLIO-QUATERNARIO

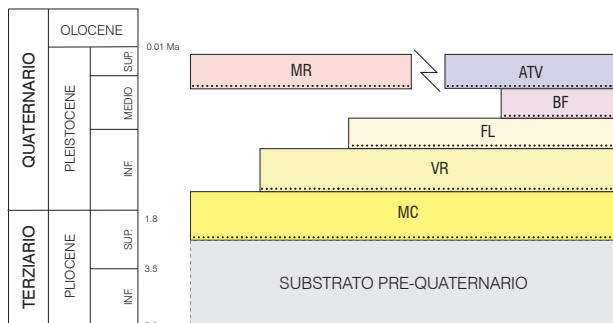
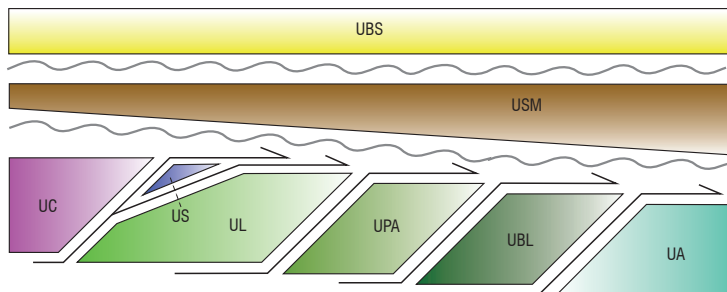


Fig. 6 - Schema cronostratigrafico delle unità plio-pleistoceniche affioranti nel Foglio 522 Senise.

SCHEMA TETTONO-STRATIGRAFICO



- UBS = Unità plio-pleistoceniche del Bacino di Sant'Arcangelo: Supersistema di Fardella, Calvera e Monte Cotugno
 USM = Unità sinorogene mioceniche: Argille di Fosso Caputo, Flysch di Gorgoglione e Formazione di Oriolo
 UC = Unità Cristalline: Unità tettonica di Timpa Rotalupo
 US = Unità del Dominio Sicilide: Unità tettonica del Torrente Fiumitello
 UL = Unità del Dominio Ligure: Unità tettonica del Frido, Unità tettonica silentina
 UPA = Unità del Dominio della Piattaforma Carbonatica Sudappenninica: Unità tettonica del Monte Raparo
 UBL = Unità del Dominio Lagonegrese: Unità tettonica di Monte Ariosio
 UA = Unità del Dominio della Piattaforma Carbonatica Apula: Unità tettonica del Monte Alpi
- ~~~~~ Unconformity
 ——— Contatto tettonico

Fig. 7 - Schema dei rapporti tettonici tra le unità preorogene meso-cenozoiche e di basamento cristallino, le unità sinorogene mioceniche e le unità plio-pleistoceniche del bacino di Sant'Arcangelo presenti nel Foglio 522 Senise.

1. - BIOSTRATIGRAFIA

L'attribuzione delle età alle diverse successioni litostratigrafiche che affiorano nel Foglio Senise è basata sull'analisi delle associazioni a foraminiferi planctonici e bentonici, nannofossili calcarei e ostracodi. I campioni prelevati nei depositi clastici paleogenici e miocenici sono risultati spesso poveri o sterili e per lo più caratterizzati da associazioni fossilifere con evidenti fenomeni di dissoluzione. In quest'intervallo temporale, le associazioni a nannofossili calcarei hanno fornito migliori risultati rispetto a quelle a foraminiferi planctonici che sono spesso risultate prive di utili *marker* biostratigrafici. Nei campioni provenienti dalla successione sedimentaria plio-pleistocenica del bacino di Sant'Arcangelo, l'integrazione dei dati forniti dalle associazioni a nannofossili calcarei, foraminiferi planctonici e bentonici e dalle ostracofaune, ha permesso di migliorare la risoluzione biostratigrafica consentendo una più precisa collocazione temporale delle unità sintematiche e dei terreni ad esse relativi. Infatti, sebbene non esistano scale biozonali basate sugli ostracodi, essi hanno fornito alcuni segnali biostratigrafici ormai consolidati insieme ad utili indicazioni paleoecologiche.

Gli schemi bio- e cronostratigrafici utilizzati sono quelli di CITA (1975, emend. SPROVIERI, 1992, 1993), RIO *et alii* (1994), RIO *et alii* (1990), per i foraminiferi ed i nannofossili calcarei pliocenici (Fig. 8) e quelli di IACCARINO (1985), FORESI *et alii* (1998), per i foraminiferi planctonici miocenici. Per i nannofossili calcarei paleogenici e neogenici (Fig. 9) si è fatto riferimento alle scale biostratigrafiche considerate standard di MARTINI (1971a,b) e OKADA & BUKRY (1980), integrate dai dati biostratigrafici forniti da PERCH-NIELSEN (1985), VAROL (1999) e YOUNG (1999), ed allo schema biozonale proposto da FORNACIARI *et alii* (1996). Va sottolineato che in questi intervalli temporali la presenza costante di forme rimaneggiate tra le nannoflore rende impossibile l'applicazione di metodiche di analisi quantitative, consentendo di utilizzare le sole comparse (FO) dei *marker*, essendo le scomparse (LO) e le zone di acme o paracme totalmente mascherate dai predominanti nannofossili più antichi. L'attribuzione delle età alle diverse unità litostratigrafiche è basata, quindi, su una valutazione qualitativa dell'età in termini di "non più antica di..." in cui si tiene conto della specie di più recente comparsa (AMORE *et alii*, 1988b; DE CAPOA *et alii*, 2003). Di conseguenza le scale biostratigrafiche di FORNACIARI *et alii* (1996) e FORNACIARI & RIO (1996), sono state utilizzate solo relativamente alle FO dei *markers* individuati. In questo caso solo un controllo a scala regionale e/o l'integrazione di dati provenienti da altre aree o da precedenti studi (AMORE *et alii*, 1988a,b; DI STASO & GIARDINO, 2002; ZUPPETTA *et alii*, 2004) può confermare l'attribuzione dell'età riconosciuta.

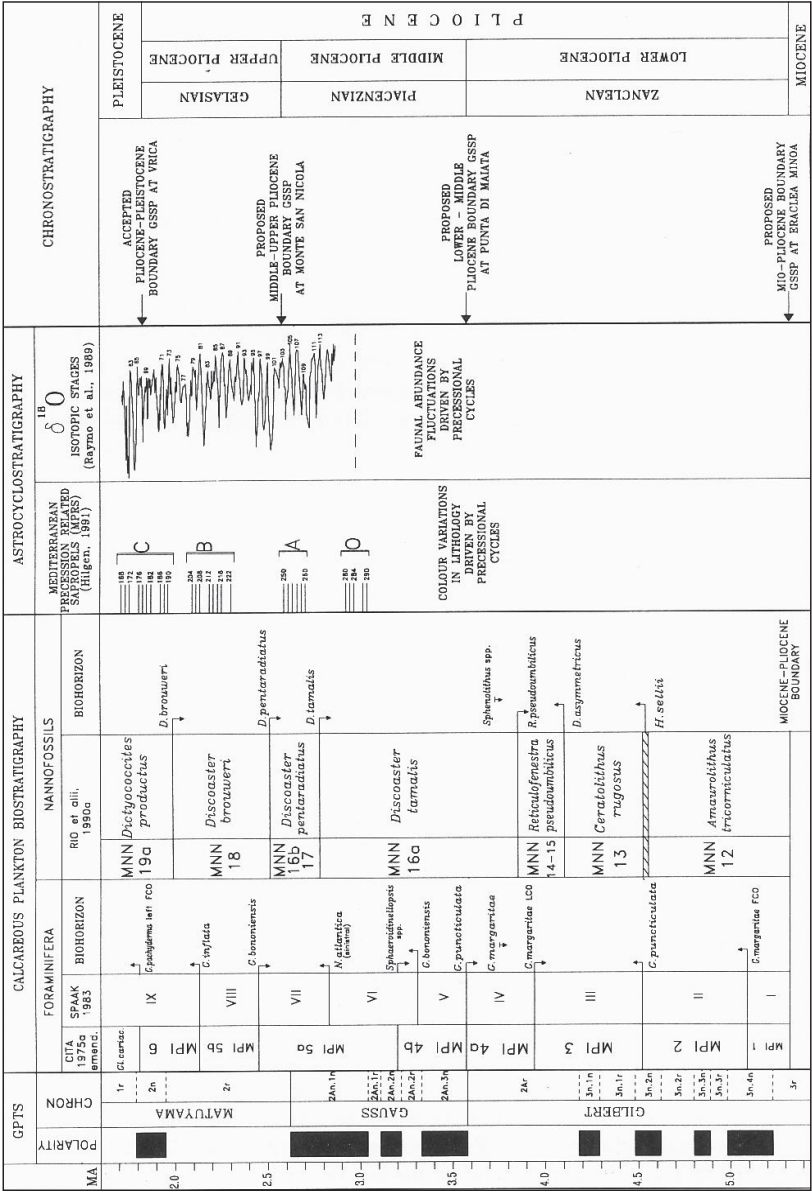


Fig. 8 - Schema cronostratigrafico per il Pliocene mediterraneo (da Rio et alii, 1994).

1.1. - FORMAZIONE DI ALBIDONA (**ABD**)

Le associazioni a nannofossili rinvenute nei depositi della formazione di Albidona (**ABD**) sono per lo più caratterizzate da stato di conservazione non ottimale e da marcati fenomeni di rimaneggiamento, in particolare di specie eoceniche. Va precisato che buona parte dei campioni è risultata sterile.

I campioni posti in posizione stratigrafica più bassa, prelevati in località Pallareta-Serra, presentano un'associazione a nannofossili calcarei costituita da *Sphenolithus conicus* BUKRY, 1971, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH 1877), *Pseudotriquetrorhabdulus inversus* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969), *Sphenolithus radians* DEFLANDRE, 1962, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960), *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE, 1954). Tale associazione è da riferire ad un'età non più antica dell'Aquitano (zona NN1 di MARTINI, 1971b). In località Serrapotamo la nannoflora rinvenuta è costituita da *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, comunemente associato con *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, 1967), *Sphenolithus disbelemnus* FORNACIARI & RIO, 1996. A tali terreni si può attribuire un'età non più antica del Burdigaliano medio (zona MNN3a di FORNACIARI *et alii*, 1996) per la presenza di *Sphenolithus belemnus*.

Le nannoflore rinvenute nella successione affiorante in località Timpa alta-Asprella consentono di riferirne la parte bassa al Burdigaliano medio (zona MN-N3a) per la presenza di *Sphenolithus belemnus* e la parte alta al Burdigaliano superiore (parte alta della zona NN4 di MARTINI, 1971b), per la presenza di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) (5-6µm).

1.2. - FORMAZIONE DELLE CRETE NERE (**CRN**) E FORMAZIONE DEL SARACENO (**SCE**)

I campioni prelevati nei livelli calcarei della formazione delle Crete Nere, non hanno fornito alcuna età poichè sono risultati sterili. Anche i campioni prelevati nei terreni della formazione del Saraceno sono risultati tutti sterili; solo un campione prelevato nella parte bassa della formazione, in località Pietrapica, ha fornito un'età attribuibile all'Eocene per la presenza, tra i nannofossili calcarei, di *Sphenolithus moriformis* e *Pseudotriquetrorhabdulus* cfr. *inversus*.

1.3. - FLYSCH DI GORGOGNONE (**FGO**)

I campioni prelevati nel Torrente Racanello appartenenti alla successione sedimentaria del flysch di Gorgognone sono risultati privi di nannofossili calcarei e di foraminiferi.

1.4. - UNITÀ PLIO-PLEISTOCENICHE DEL BACINO DI SANT'ARCANGELO

I campioni prelevati nei depositi pelitici delle unità del bacino di Sant'Arcangelo hanno fornito microfaune abbondanti e ben conservate. I campioni stratigraficamente più bassi della successione del supersintema di Monte Cotugno sono caratterizzati, per quanto riguarda i nannofossili calcarei, da una associazione riferibile al Pleistocene inferiore-medio per la presenza di *Gephyrocapsa caribbeanica* BOUDREAUX & HAY, 1969 in associazione con *Pseudoemiliana lacunosa* (KAMPTNER, 1963). Le ostracofaune sono riferibili al Pleistocene inferiore non più recente del Siciliano per la presenza di *Aurila punctata* (MUNSTER, 1830), *Leptocythere multipunctata* (SEQUENZA, 1884), *Leptocythere transiens* Pucci, 1955, *Loxoconcha bonaducei* CIAMPO, 1971. Tra i foraminiferi planctonici sono presenti *Globorotalia inflata* (d'ORBIGNY, 1839) e *Neoglobobulimina pachyderma* (Ehrenberg, 1861) ad avvolgimento sinistrorso. Nelle associazioni a foraminiferi bentonici, molto ricche e diversificate è comune *Bulimina elegans* d'Orbigny var. *marginata* FORNASINI, 1901. E' inoltre da segnalare l'assenza di *Hyalinea baltica* (SCHROETER, 1783). Nel complesso le associazioni consentono di considerare l'età della successione del supersintema di Monte Cotugno compresa tra il Santerniano e il Siciliano. L'assenza di *Hyalinea baltica*, presente nel Mediterraneo a partire dall'Emiliano, in facies compatibili con quelle esaminate, consente comunque di limitare al Santerniano l'età della parte bassa della successione. La parte medio-alta è ancora riferibile, per quanto riguarda gli ostracodi, al Pleistocene inferiore non più recente del Siciliano per la presenza delle specie su menzionate cui si aggiungono *Mutilus cymbaeformis* (SEQUENZA, 1883), *Cytheretta adriatica* Ruggieri, 1952, etc. Anche le associazioni a foraminiferi e quelle a nannofossili sono sostanzialmente compatibili con quelle della porzione inferiore. Sulla base dell'assenza di *Hyalinea baltica* si può dunque attribuire al Santerniano tutta la successione campionata del supersintema di Monte Cotugno. Va comunque tenuto in conto che l'assenza di questa specie potrebbe dipendere, per la parte alta della successione così come per i depositi trasgressivi successivi, da condizioni paleoecologiche non compatibili con questa specie di acque relativamente profonde (vedi oltre).

Nei depositi trasgressivi del sintema di Senise le associazioni ad ostracodi e foraminiferi bentonici, così come quelle planctoniche sono nel complesso analoghe a quelle della porzione sottostante. I dati disponibili portano ad attribuire anche a questo sintema un'età santerniana. Tale attribuzione è basata per buona parte sull'assenza di *Hyalinea baltica*, che potrebbe tuttavia dipendere anche dalla modesta paleobatimetria che caratterizza questi depositi (vedi oltre). Non si può dunque escludere in maniera inequivocabile la possibilità di una età emiliana per parte della successione, che non può tuttavia essere confermata né dagli ostracodi, che pur essendo compatibili non presentano *marker* specifici, né dalle associazioni planctoniche.

Per ciò che riguarda l'aspetto paleoecologico dei depositi delle unità del bacino di Sant'Arcangelo, le associazioni bentoniche indicano per il supersintema di Monte Cotugno un chiaro *trend* regressivo. La parte bassa è infatti riferibile ad un ambiente circalittorale per la presenza di *Cytheropteron alatum* SARS, 1886, *Cytheropteron sulcatum* Bonaduce, CIAMPO & MASOLI, 1975, *Loxoconchidea minima* Bonaduce, CIAMPO & MASOLI, 1975, *Pterygocythereis jonesi* (BAIRD, 1850) associati a *Leptocythere* spp. Le associazioni a foraminiferi bentonici, caratterizzate dall'abbondanza di *Bolivina catanensis* SEGUENZA, 1862, *Bolivina dilatata* Reuss, 1850, *Cassidulina carinata* SILVESTRI, 1896, *Textularia* spp., *Valvulineria bradyana* (FORNASINI, 1900) sono pure indicative di ambiente circalittorale.

Nella parte medio-alta della successione si osserva la scomparsa o riduzione delle specie ad habitat più profondo, sostituite da *taxa* più costieri quali *Callistocythere flavidofusca* (RUGGIERI, 1950), *Cytheridea neapolitana* KOLLMANN, 1960, *Leptocythere bacescoi* (ROME, 1942) e *Loxoconcha turbida* MUELLER, 1894 tra gli ostracodi e da *Ammonia beccarii* (Linneo, 1758), *Buccella granulata* (DI NAPOLI ALLIATA, 1952), *Elphidium* spp., *Quinqueloculina seminulum* (LINNEO, 1758) tra i foraminiferi bentonici. Le associazioni indicano dunque una progressiva riduzione della paleobatimetria che culmina con un lacustre subcontinentale caratterizzato dalla presenza di frammenti ed opercoli di gasteropodi lacustri e tra gli ostracodi, frammenti di *Candona* spp. nel sintema di Noepoli e, più in generale, nel supersintema di Calvera.

La associazioni dei depositi trasgressivi del sintema di Senise sono caratterizzate dall'abbondanza tra gli ostracodi di *Cytheridea neapolitana* KOLLMANN, 1960, *Leptocythere bacescoi*, *Leptocythere rara* (MUELLER, 1894), *Semicytherura incongruens* (MUELLER, 1894), *Loxoconcha turbida*. Tra i foraminiferi bentonici sono abbondanti *Ammonia beccarii*, *Elphidium* spp., *Triloculina* spp.; le associazioni sono ascrivibili nel complesso ad un ambiente infralittorale. L'abbondanza, in alcuni livelli, di *Fursenkoina acuta* (D'ORBIGNY, 1846) tra i foraminiferi bentonici potrebbe essere messa in relazione con fasi di sottossigenazione al fondo.

2. - UNITÀ PREOROGENE MESO-CENOZOICHE E UNITÀ DI BASAMENTO CRISTALLINO

2.1. - UNITÀ CRISTALLINE

Attribuite al Complesso Calabride di OGNIBEN (1960) ed in seguito alla Formazione dioritico-kinzigitica *Auctt.* che affiora estesamente in Calabria (OGNIBEN, 1969) le rocce di basamento cristallino - che LANZAFAME *et alii* (1979) e MONACO *et alii* (1995), attribuiscono ad un'originario margine continentale - sono in pre-

valenza formate da gneiss granatiferi e biotitici, granofels, scisti anfibolitici con dicchi di metadiabasi e pegmatiti. In Italia meridionale queste rocce affiorano al confine calabro-lucano e più diffusamente nell'arco calabro.

2.1.1. - *Unità tettonica di Timpa Rotalupo*

Le rocce cristalline dell'Unità tettonica di Timpa Rotalupo affiorano solo nella porzione meridionale del foglio a sud del Fiume Sinni e sono distribuite in lembi più o meno ampi posti in posizione geometrica sommitale rispetto ai depositi dell'Unità del Frido a cui sono geneticamente collegate. Le rocce che affiorano nell'area del foglio appartengono per la massima parte agli gneiss di Croce La Serra (TMT) e subordinatamente ai granitoidi di Timpa del Castello (TCL), questi ultimi localizzati in piccoli ed isolati affioramenti. I depositi si presentano, localmente, in condizioni di elevata fratturazione che identificano sottili fasce cataclastiche.

La posizione geometrica apicale di questi terreni nell'intero foglio suggerisce una possibile correlazione con l'Unità dioritico-kinzigitica *Auctt.* (corrispondente all'Unità di Polia-Copanello di AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976), che ha subito secondo gli autori citati e DIETRICH (1976) un metamorfismo pre-triassico. Su tale base, l'età dell'unità in oggetto è da assegnare genericamente al Paleozoico.

2.1.1.1. - gneiss di Croce La Serra (TMT)

Le rocce di basamento cristallino che affiorano a Timpa Rotalupo sono costituite da gneiss anfibolitici e granatiferi con un colore che tende al rossastro in superficie quando sono fortemente alterati e tettonizzati; a luoghi sono attraversate da dicchi di metabasiti di spessore metrico come al Bosco Magnano, nei pressi dell'abitato di Cropani. Le migliori e più ampie esposizioni si hanno tra Timpa Rotalupo, Croce La Serra e Timpa del Tufo, dove formano i rilievi omonimi, con spessori che superano il centinaio metri. Gneiss biotitici affiorano in condizioni di elevato stato di fratturazione fino ad essere ridotti localmente a cataclasiti con profondi orizzonti di alterazione che a luoghi superano tre metri di spessore, tali da trasformare i gneiss in sabbioni di colore rossastro.

Alcuni campioni prelevati a sud di Timpa del Tufo hanno evidenziato in sezione sottile la presenza di miloniti formate da gneiss migmatitici e fels quarzoso-granatiferi. Negli gneiss migmatitici è presente un *fabric* lenticolare generato da un adattamento della scistosità a corpi più resistenti come porfiroclasti di granato, di feldspato o di aggregati a prevalenti feldspati; i fillosilicati appaiono organizzati in lenti appiattite e sono rappresentati da clorite e più raramente da aggregati

microscagliosi di sericite e clorite. Le lenti di clorite derivano da originaria biotite, mentre quelle sericitico-cloritiche potrebbero derivare da cordierite completamente trasformata. Il granato si presenta cloritizzato ed è interessato da un reticolo di fratture spesso riempite da quarzo e albite. I fels quarzoso-granatiferi mostrano sia un *fabric* isotropo con tendenza, a luoghi, alla poligonazione dei granuli di quarzo che una anisotropia planare evidenziata dal moderato appiattimento dei cristalli di quarzo e dalla presenza di lenti appiattite di aggregati microscagliosi di sericite+clorite e, più raramente, di biotite ossidata o cloritizzata; molto abbondante è il quarzo con limiti intergranulari da suturati a sinuosi, talvolta con tendenza alla poligonazione. Il granato è fratturato, a volte sgranulato ed appare sempre intensamente cloritizzato, mentre le fratture possono essere sature da quarzo poligonale; i bordi di alcuni cristalli di granato presentano un feltro cloritico-sericitico derivante da una probabile cordierite; sono presenti infine sporadici ciuffi di sillimanite.

I campioni prelevati nei pressi di Timpa Rotalupo hanno permesso di riconoscere gneiss leucocratici a granato e biotite retrocessi. La roccia evidenzia una struttura anisotropa nodulare per adattamento della scistosità a numerosi fenocristalli di granato; sono presenti inoltre sottili fasce cataclastiche entro cui ricristallizzano cristalli di quarzo in forme allungate; le porzioni leucocratiche sono costituite da plagioclasio torbido per alterazione e, subordinatamente, da quarzo; il granato appare profondamente fratturato e cloritizzato, mentre i cristalli di biotite si presentano decolorati e/o cloritizzati e talvolta appaiono trasformati in ossidi e stilpnomelano. Appare ancora conservata una cristallizzazione di biotite, attualmente cloritizzata, in “ombra di pressione” determinata da fenocristalli di granato. Il campione è, inoltre, attraversato da vene di albite. In conclusione potrebbe trattarsi di migmatiti con porzioni leucosomatiche a composizione leucotonalitica.

I gneiss di Timpa Rotalupo sono distribuiti arealmente per oltre 5 km² e poggiano, con l'interposizione di scaglie tettoniche serpentinitiche, sulle metapeliti dell'Unità del Frido. Buone esposizioni si hanno a Timpa del Tufo, a sud di Francavilla in Sinni dove sono ricoperti dai depositi clastici pleistocenici del sintema di Francavilla. Anche in destra orografica del Fiume Sinni e fino all'altezza di Episcopia si possono osservare affioramenti di gneiss, ma comunque sempre in condizioni di elevata fratturazione ed alterazione. Piccoli lembi di questi depositi affiorano, infine, nei dintorni di Mileo e nella dorsale de La Fagosa. L'età da letteratura è paleozoica.

2.1.1.2 - granitoidi di Timpa del Castello (TCL)

I granitoidi di Timpa del Castello (TCL) affiorano in maniera sporadica nella omonima località in destra orografica del Fiume Sinni, a Piano della Difesa ed in prossimità del cimitero di Magnano. Le rocce di basamento cristallino appartenenti a questa unità sono costituite da granitoidi in associazione con altre rocce leucocratiche, talora interessate da zone di taglio duttili. A Magnano questa unità si ritrova associata, in contatto tettonico, con i gneiss di Timpa Rotalupo, mentre a Piano della Difesa affiora in una lente interposta tra le serpentiniti a tetto e le metapeliti dell'Unità del Frido a letto.

A Timpa del Castello si hanno le migliori esposizioni di queste rocce che raggiungono spessori decametrici; alcuni campioni, prelevati a tetto delle metapeliti di Serra del Tuppo Gentile (FDR), hanno consentito di riconoscere in sezione sottile leucosomi cataclastico-milonitici con una foliazione evidenziata da fasce di triturazione e da un addensamento di fillosilicati. La roccia originaria era formata da plagioclasio, quarzo, granato, K-feldspato e mica; i cristalli di biotite e di granato sono quasi totalmente trasformati in clorite, sono presenti strutture di eutettico quarzo-feldspati, numerose vene di albite e in misura minore di quarzo. La composizione ed i caratteri strutturali della roccia originaria sono riconducibili a quelli di leucosomi leucotonalitici-leucogranodioritici presenti negli gneiss migmatitici calabresi o ai corpi di "graniti" peralluminosi presenti all'interno delle plutoniti calcalcaline dell'Arco Calabro; in entrambi i casi i granati, la biotite e gli altri minerali possono essere presenti come fasi resistenti.

I granitoidi campionati a Timpa della Guardia, dove affiorano in "scaglie tettoniche" incluse tra le serpentiniti di San Severino Lucano (TNT) e i metacalcari del Monte Caramola (FDL), hanno messo in luce la presenza di tonaliti (?) milonitiche a lawsonite caratterizzate da una struttura anisotropa, evidenziata dall'addensamento di fillosilicati (clorite da originaria biotite) e dall'appiattimento di cristalli di quarzo; i plagioclasii sono trasformati in lawsonite con cristalli spesso orientati parallelamente alla sfaldatura. Si riconoscono, inoltre, miloniti a lawsonite con porzioni ricche di clorite (da originaria biotite), porzioni quarzoso-feldspatiche molto deformate e sgranulate e granati completamente cloritizzati. Il plagioclasio appare trasformato in epidoto e lawsonite; quest'ultima è distribuita sia entro cristalli di plagioclasio sia lungo superfici di foliazione e talvolta i prismi di lawsonite e gli aggregati di clorite abbozzano cerniere di pieghe intrafoliate. L'insieme dei caratteri mineralogico-petrografici osservati in questi campioni induce a ritenere che si tratti di un'originaria migmatite con abbondanti leucosomi leucotonalitici-leucogranodioritici. L'età da letteratura è paleozoica.

2.2. - UNITÀ DEL DOMINIO SICILIDE

Appartengono a questa Unità le successioni argillose e marnoso-argillose di provenienza “interna” note come “Argille varicolori *Auctt.*” o “Argille scagliose *Auctt.*” traslate tettonicamente in falda durante la strutturazione miocenica della catena sudappenninica e variamente distribuite al confine calabro-lucano.

2.2.1. - Unità tettonica del Torrente Fiumitello

L'Unità coincide in parte con il Complesso Sicilide di OGNIBEN (1969) e con le Unità Sicilidi di D'ARGENIO *et alii* (1973) e poggia in contatto tettonico sui depositi delle unità del dominio liguride, e sulle successioni di piattaforma carbonatica e bacino pelagico dei domini paleogeografici più esterni.

I depositi di questa unità affiorano in pochi chilometri quadrati ai margini occidentali del foglio, a nord-est dell'abitato di Latronico, e sono racchiusi entro l'intero bacino idrografico del Torrente Fiumitello. A causa dei numerosi movimenti di massa che interessano l'area, gli affioramenti di roccia in posto risultano alquanto rari e frammentati.

2.2.1.1. - Gruppo delle Argille Variegate (AV)

La successione litostratigrafica del Gruppo delle Argille Variegate (AV) che affiora lungo il Torrente Fiumitello ed i suoi affluenti raggiunge uno spessore di circa 150 metri: si tratta, in verità, solo di una stima relativa alla potenza dell'intero ammasso roccioso affiorante, dato l'assetto caotico e l'elevata tettonizzazione della successione. Questa è costituita da argille ed argilliti policrome rosse, verdi e violacee che si alternano ad argilliti e marne argillose grigio-azzurre in strati medi e piccoli, con intercalazioni di carbonati in strati discontinui, con spessori variabili (*pack-grainstones* grigio-scuri ad alveoline e nummuliti). I carbonati sono mediamente fratturati, ricristallizzati con a luoghi patine limonitiche. Sono presenti, inoltre, marne calcaree grigio-avane o grigio-azzurre, marne silicifere rossastre e giallastre, marne calcaree e calcari marnosi diasprigni, a luoghi con laminazioni piane e convolute; subordinatamente siltiti, arenarie quarzose, litareniti con minerali femici di presumibile origine vulcanica. L'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo, con apporti calcareo-clastici da una scarpata carbonatica. L'età della successione è compresa nell'intervallo Cretacico superiore – Miocene inferiore (?).

2.3. - UNITÀ DEL DOMINIO LIGURIDE

Tra le unità di pertinenza interna, oltre a quelle del dominio sicilide (cfr. § 2.2.), nell'area del Foglio Senise sono largamente presenti termini "Liguridi" s.l.; l'Unità tettonica del Frido e l'Unità tettonica Silentina costituiscono infatti i terreni dominanti nel settore meridionale e occidentale dell'area del foglio.

L'Unità del Frido, che coincide in parte con la formazione del Frido di VEZZANI (1969), con l'Unità del Frido di AMODIO-MORELLI et alii (1976) e di MONACO *et alii* (1991), deriva da coperture oceaniche contenenti relitti dell'originario basamento cristallino, appare scollata rispetto ai depositi adiacenti e presenta un metamorfismo di bassa temperatura ed alta pressione. Per quanto concerne l'età, la formazione del Frido è stata studiata da VEZZANI (1969), lungo l'omonimo torrente, che l'ascrive al Neocomiano-Albiano. Dati biostratigrafici più recenti (BONARDI *et alii*, 1993) consentono tuttavia di estendere fino all'Oligocene superiore l'età di tale formazione.

La citazione più antica reperibile in letteratura a cui è riferibile l'uso del nome "Unità Silentina" (l'unica comprendente la "triade" delle formazioni delle Crete Nere, del Saraceno e di Albidona) è relativa alla sintesi regionale di D'ARGENIO et alii (1973). A questi terreni vanno aggiunti quelli dell'Unità Silentina di Base (MAURO & SCHIATTARELLA, 1988), documentata in affioramento nel solo Cilento, che rappresenta un elemento tettonico differente posto a letto dell'Unità Silentina. Le altre denominazioni proposte per le unità tettoniche interne non metamorfiche (p.es. Unità Nord-calabrese di BONARDI *et alii*, 1988) non comprendono i termini dell'Albidona, e pertanto non si attagliano a quanto stabilito in sede di coordinamento dei fogli Senise e Rotondella.

2.3.1. - Unità tettonica del Frido

I terreni di questa unità poggiano in contatto tettonico su tutte le successioni sedimentarie meso-cenozoiche presenti nell'area del foglio e sono a loro volta ricoperti tettonicamente dall'Unità tettonica di Timpa Rotalupo. Le formazioni sedimentarie mioceniche e quelle plio-pleistoceniche del bacino di Sant'Arcangelo poggiano invece in contatto stratigrafico discordante su tutti i termini dell'Unità.

All'interno dell'Unità, il contatto tettonico tra le metapeliti di Serra del Tuppo Gentile e i metacalcari del Monte Caramola è localmente marcato da lenti sigmoidali più o meno continue di rocce ofiolitiche (serpentiniti di San Severino Lucano e metabasiti de La Fagosa). Questo rappresenta un dato diffuso sull'intera area del foglio ed è pertanto qui considerato come indicativo della geometria tettonica dell'unità. Frammenti isolati si rinvencono, inoltre, anche a letto ed a tetto dell'unità e marcano i contatti tettonici con le unità cristalline sovrastanti e con le unità interne non metamorfiche sottostanti (Unità Silentina).

2.3.1.1. - metacalcari di Monte Caramola (**FDL**)

I terreni di questa unità presentano una minore frequenza di affioramento rispetto alle metapeliti (**FDR**) e costituiscono l'elemento litologico geometricamente superiore dell'Unità tettonica del Frido. I depositi sono rappresentati da calcescisti grigi in grossi banchi o in livelli centimetrici a cui si alternano quarziti verdine ed argilloscisti di colore grigio; è presente, inoltre, una forte anisotropia planare con associazioni di pieghe intrafoliate legata a fenomeni di trasposizione.

Gli affioramenti più continui sono quelli lungo la fascia che si estende da Cozzo del Lupo a Timpa Tre Castelli fino alla parte alta della dorsale del Monte



Fig. 10 - Contatto tettonico sub-verticale tra le serpentiniti di San Severino Lucano (sulla sinistra) e i metacalcari di Monte Caramola (a destra), nel tratto compreso tra Timpa della Guardia e Timpa Tre Castelli.

Caramola. Lungo lo stesso allineamento un retroscorrimento determina la sovrapposizione della subunità inferiore sui metacalcari. Poco più a sud, a partire da Cozzo del Lupo per circa 3 km verso est, si osserva il contatto tettonico sub-verticale tra questa unità a tetto e le serpentiniti di San Severino Lucano a letto (Fig. 10). Lungo il fianco di una struttura antiforale, a Timpa Tre Castelli, affiora per almeno 50 metri una successione costituita da calcescisti prevalenti a cui si alternano raramente argilloscisti e quarziti. Anche il rilievo del Monte Gaido è interamente formato da calcescisti ben esposti sul lato meridionale; verso est, in località Biancofiore, è visibile il contatto tettonico basale dei metacalcari di **FDL** sulle

metapeliti di **FDR** con l'interposizione di una lente di metabasiti (**TBS**). Lungo la dorsale della Montagna di Basso isolati lembi di calcescisti massivi con rare intercalazioni di lenti centimetriche di quarziti verdine formano dei *klippe* relitti in contatto tettonico su rocce serpentinitiche (**TNT**). Affioramenti di diverse decine di metri di calcescisti grigi massivi sono visibili al Monte Brancato e si seguono sporadicamente fino a Magnano dove sono ricoperti dai depositi clastici quaternari del sintema di Francavilla. Nell'area del Foglio i metacalcari arrivano complessivamente a 150 m circa di spessore. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico profondo (su crosta oceanica). L'età Cretacico-Oligocene? proviene dalla letteratura.

2.3.1.2. - serpentiniti di San Severino Lucano (**TNT**) e metabasiti de La Fagosa (**TBS**)

Le rocce della serie ofiolitica affiorano esclusivamente nel settore meridionale dell'area rilevata dove si rinvencono in "scaglie tettoniche" geometricamente interposte alle metapeliti di Serra del Tuppo Gentile (**FDR**) a letto ed ai metacalcari di Monte Caramola (**FDL**) a tetto. Sono rappresentate da metabasiti foliate (metabasiti de La Fagosa indicate con l'acronimo **TBS**) e da serpentiniti cataclastiche (serpentiniti di San Severino Lucano indicate con l'acronimo **TNT**), caratterizzate da un metamorfismo di basso grado e che affiorano associate ma con una netta prevalenza delle prime rispetto alle seconde. Talora si ritrovano anche alla base di **FDR** e segnano il contatto tettonico con la sottostante Unità tettonica Silentina, oppure marcano il contatto tettonico con le sovrastanti rocce cristalline dell'Unità tettonica di Croce La Serra. Questi corpi ofiolitici - già studiati da VEZZANI (1970b) che ne illustra le relazioni con i depositi sedimentari e metamorfici associati - campionati a Timpa della Guardia (Fig. 11) e a Monte Caramola sono costituiti, in sezione sottile, da serpentiniti cataclastiche verdastre a luoghi fortemente clivate, con relitti di minerali di clinopirosseni, ortopirosseni, olivine e spinello cromifero immersi in pasta di fondo a trama serpentinitica con struttura a maglie; si osservano, inoltre, vari stadi di sostituzione pseudomorfa di serpentino su grandi cristalli di originario pirosseno e vene di clorite e serpentino che attraversano la struttura principale; l'analisi modale dei minerali relitti suggerisce un'originaria provenienza da rocce lherzolitiche. A queste rocce sono quasi sempre associate metabasiti con deformazione interna più o meno pervasiva e di cui alcuni campioni, prelevati a Timpa della Guardia e Cozzo del Lupo, hanno fornito in sezione sottile la loro composizione petrografica. Sono metabasiti foliate verdi o azzurre costituite in origine da orneblenda bruna, plagioclasio e granato; l'orneblenda bruna è trasformata in clorite+actinolite+pumpellyite e il granato in clorite+epidoto; la foliazione primaria è rappresentata da alternanze di letti a



Fig. 11 - Particolare delle serpentiniti affioranti a Timpa della Guardia.

plagioclasio e orneblenda bruna prevalenti a cui si sovrappone una foliazione pervasiva spesso segnata da clorite; sono presenti effetti di retrocessione dell'orneblenda in clorite+actinolite. La struttura è porfirica con relitti di fenocristalli di plagioclasio trasformato in un aggregato sericitico-epidotico e cristalli di medie dimensioni di pirosseno e anfibolo rossiccio, immersi in matrice microcristallina costituita da piccoli cristalli idiomorfi di plagioclasio e da un'associazione di sericite+epidoto+clorite. L'associazione mineralogica delle metabasiti, così come per le serpentiniti, denuncia condizioni di metamorfismo di alto grado legato alla *facies* lawsonite-albite nel campo di stabilità di pumpellyite-actinolite.

Gli affioramenti più significativi di serpentiniti sono quelli di San Severino Lucano e dintorni in cui si osserva a tratti il deposito per diverse decine di metri (Fig. 12). Complessivamente, lo spessore delle serpentiniti affioranti raggiunge circa 140 m. Al Monte Caramola le serpentiniti sono comprese tra i metacalcari **FDL** a tetto e le metapeliti **FDR** a letto con chiari contatti di tipo tettonico ed affiorano in lenti più o meno ampie. A Timpa della Guardia l'erosione superficiale ha isolato un *klippe* di metacalcari di **FDL** che poggia in contatto tettonico sulle serpentiniti. Buoni affioramenti anche se molto localizzati sono quelli a sud di Episcopia, in destra orografica del Fiume Sinni, e in un piccolo fronte di cava dopo il km 54 lungo la s.s. 104. Un'ampia distribuzione areale di questi terreni, ma con scarsi affioramenti, è presente tra la dorsale de La Fagosa e la località Serrapollo; queste rocce sono chiaramente visibili al contatto tettonico tra le me-



Fig. 12 - *Affioramento di serpentiniti in località Pietrapica, a nord di Timpa della Guardia.*

tapeliti (**FDR**) ed i metacalcari (**FDL**), con questi ultimi che per morfoselezione generano piccoli rilievi collinari. Significativo è l'affioramento di Madonna dell'Alto in cui le metabasiti raggiungono spessori considerevoli che arrivano a 100 metri circa. L'età attribuita a questi terreni è giurassica.

2.3.1.3. - metapeliti di Serra del Tuppo Gentile (**FDR**)

Questi terreni costituiscono la porzione inferiore sia in senso geometrico che tettonico dell'Unità tettonica del Frido ed affiorano con maggiore continuità nell'area meridionale del foglio, a partire dalla dorsale de La Fagosa ad ovest, fino al Monte Caramola ad est. Il corso del Fiume Sinni delimita, nella maggior parte dei casi, gli affioramenti verso nord tranne che in prossimità del Monte Alpi dove l'unità è presente alle sue pendici orientali. Le metapeliti di Serra del Tuppo Gentile sono formate da argilloscisti di colore nerastro o grigiastro con intercalazioni di metasiltiti, metareniti e metacalcari grigi e con quarziti di colore verdino. Le metasiltiti campionate a Serra dell'Abete sono costituite da quarzo, sericite e clorite con cristalli completamente sostituiti da idrossidi di ferro e con un'evidente foliazione in cui è ancora riconoscibile la struttura detritica. In accordo con MONACO *et alii* (1991) il grado metamorfico di queste rocce è molto basso ed è compreso tra l'anchizona e la facies a scisti verdi.



Fig. 13 - *Pieghe asimmetriche che deformano la scistosità di prima generazione nelle metapeliti di Serra del Tuppo Gentile.*

Gli affioramenti più significativi e continui sono quelli ubicati lungo il Torrente Frido, nei pressi di San Severino Lucano, già studiati da VEZZANI (1969) e lungo la dorsale di Serra del Tuppo Gentile formata da intervalli decimetrici di argilloscisti con intercalazioni di metareniti, metacalcari grigi spessi da 5 a 10 cm e quarziti verdine; sono frequenti inoltre strutture deformative da *boudinage*. La successione si segue per alcune centinaia di metri fino a scomparire sotto le coperture recenti. Anche nel tratto compreso tra le località Mancine e Villaneto (Fig. 13) si hanno affioramenti di argilloscisti continui per decine di metri che a tratti vengono mascherati da detrito di frana o da depositi colluviali. Buone esposizioni, ma poco continue a causa della fitta vegetazione, sono presenti al Monte Caramola lungo un sentiero che costeggia il versante orientale; qui affiorano le metapeliti intensamente deformate da diversi sistemi plicativi che verso l'alto passano a blocchi di metabasiti e serpentiniti in contatto tettonico. Lo spessore complessivo delle metapeliti affioranti è di 340 m circa. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico profondo (su crosta oceanica). L'età assegnata è Cretacico-Oligocene?

2.3.2. - *Unità tettonica Silentina*

I depositi di questa unità affiorano ampiamente nel settore nord-occidentale del foglio, tra Monte Pallareta, Monte Asprello e San Chirico Raparo, e in quello sud-orientale tra San Costantino Albanese, Serra di Manca e Masseria Bre-scia. La successione corrisponde all'Unità Silentina di D'ARGENIO *et alii* (1973) e all'Unità del Cilento di SCANDONE (1972) e AMODIO-MORELLI *et alii* (1976) e comprende l'Unità Nord-calabrese di SELLI (1962) e BONARDI *et alii* (1988), una parte del Complesso Liguride di OGNIBEN (1969) e il Gruppo del Cilento di BONARDI *et alii* (1988). L'Unità è limitata a tetto da una discontinuità tettonica di età miocenica che sovrappone i depositi dell'Unità del Frido e dell'Unità Sicilide sulle formazioni delle Crete Nere e del Saraceno. Deformazioni interne portano, inoltre, all'accavallamento dei depositi delle Crete Nere su quelli del Saraceno. La formazione di Albidona poggia in contatto stratigrafico discordante sulle Crete Nere, sul Saraceno e sulle unità interne mesozoico-terziarie (Frido e Sicilidi), e con contatti tettonici indifferenziati sulle unità più esterne (Unità del dominio Lagonegrese e della Piattaforma Carbonatica sudappenninica). Nell'area rilevata non affiora la superficie di appoggio stratigrafico di questa unità sui terreni geomericamente inferiori.

Tra le successioni che costituiscono l'Unità Silentina quella che mostra un maggiore areale di affioramento è la formazione di Albidona che è distribuita su buona parte del foglio. La formazione del Saraceno e quella delle Crete Nere affiorano, invece, in modo discontinuo lungo il fondovalle del Fiume Sinni tra gli abitati di Latronico e Francavilla in Sinni, ma appaiono arealmente ben distribuite nel settore compreso tra il Fiume Sarmiento ed il Torrente Rubbio. I terreni di questa unità si ritrovano tettonicamente sottoposti a quelli del Frido; sovrapposizioni tettoniche all'interno dell'Unità Silentina sono visibili in diverse località, ma soprattutto nel settore sud-orientale, dove si seguono per diversi chilometri fino ad essere mascherate dalle successioni clastiche plio-pleistoceniche del bacino di Sant'Arcangelo.

2.3.2.1. - *formazione delle Crete Nere (CRN)*

I terreni di questa formazione affiorano, in modo piuttosto discontinuo ed arealmente poco diffuso, nel settore occidentale del foglio tra gli abitati di Episcopia e Francavilla in Sinni, a sud del Monte Alpi ed in quello meridionale a Piano della Battaglia. La successione è formata da una alternanza irregolare di argilliti fogliettate di colore grigio-bruno a cui si intercalano a diverse altezze stratigrafiche quarzareniti fini di colore verde, calcilutiti con laminazione piano parallela e calcareniti grigiastre con presenza di gradazioni. Alle pendici del Monte Alpi,

le argilliti brune affiorano per alcune decine di metri in diversi tagli artificiali e poggiano in contatto tettonico sui carbonati meso-cenozoici dell'Unità tettonica del Monte Alpi. A poche decine di chilometri di distanza dal Torrente Fiumitello affiora per pochi metri la stessa successione, in contatto tettonico al di sotto dell'Unità del Frido; verso l'alto infine, in contatto stratigrafico discordante, la formazione di Albidona sutura entrambe. Analoga situazione si osserva nei pressi di Serra della Cappellina a sud di San Severino Lucano con le argilliti brune che affiorano in pochi chilometri quadrati. Rari affioramenti si hanno lungo il Fosso del Monaco, nei pressi di Episcopia, mentre ben evidenti sono quelli presenti alla confluenza del Torrente Frido con il Fiume Sinni, sia in destra che in sinistra orografica. In località le Quote la successione appare intensamente deformata e limitata da discontinuità tettoniche che ne interrompono la continuità stratigrafica con le metapeliti dell'Unità del Frido a tetto e la formazione del Saraceno a letto. Affioramenti continui sono quelli di Piano della Battaglia dove è presente il netto passaggio stratigrafico alla formazione sovrastante (formazione del Saraceno) e un piano di sovrascorrimento che ha determinato la sovrapposizione tettonica sulla formazione di Albidona, lungo la dorsale di Serra di Manca, e sui depositi clastici del Pleistocene inferiore del sintema di Noepoli. Lo spessore della successione misurato in diverse aree di affioramento non supera i 200 m nei pressi di Piano della Battaglia. I caratteri della successione evidenziano un deposito torbiditico messo in posto in un bacino profondo. L'età ottenuta da dati di letteratura è compresa nell'intervallo Cretaceo-Eocene *p.p.*

2.3.2.2. - formazione del Saraceno (SCE)

Intimamente collegati alla formazione precedente di cui rappresentano la netta prosecuzione stratigrafica verso l'alto, i depositi di questa formazione affiorano, anch'essi, in modo discontinuo ed arealmente poco diffuso negli stessi settori del foglio sopra descritti anche se in diverse località. La successione è costituita da una alternanza di calcilutiti e calcareniti gradate con liste di selce nera, marne grigie, argille grigio-verdi e da sottili intercalazioni di arenarie di colore verde chiaro. Negli affioramenti del Monte Tumbarino, inoltre, sono inglobate tettonicamente nella successione rocce eruttive basaltiche costituite da breccie vulcaniche, lave brecciate e *pillow-lava* (**B**). Questa località rappresenta l'area in cui si osservano più diffusamente i terreni di tale formazione. Affioramenti di pochi chilometri quadrati sono quelli ubicati a sud del Monte Pallareta in cui le alternanze calcareo-arenacee della formazione del Saraceno sono ricoperte in trasgressione dalle peliti della formazione di Albidona a nord e dai conglomerati continentali pleistocenici del sintema di Francavilla a sud, mentre le Unità del dominio Sicilide le ricoprono tettonicamente sul lato orientale. La porzione basa-



Fig. 14 - *Mesopiega nelle alternanze calcareo-pelitiche della formazione del Saraceno in località Fosso del Fico.*

le della formazione si osserva per alcune decine di metri nei pressi di Episcopia lungo il Fosso del Monaco; ottimi affioramenti sono, inoltre, quelli presenti alla confluenza del Torrente Frido con il Fiume Sinni e quelli lungo il Fosso del Fico (Figg. 14 e 15). In destra orografica del Sinni, in località le Quote, i depositi della formazione del Saraceno sono sottoposti tettonicamente a quelli della formazione delle Crete Nere con un sovrascorrimento la cui traccia planimetrica si segue per alcuni chilometri in direzione est-ovest. Nei pressi di Madonna di Pompei, a sud di Francavilla in Sinni, un successivo sovrascorrimento, che sovrappone l'Unità del Frido su quella Silentina, taglia il precedente e mette a contatto le metapeliti di Serra del Tuppo Gentile con la formazione del Saraceno. A Masseria Guardiola è visibile la sovrapposizione della formazione del Saraceno sulla formazione di Albidona, come ad esempio nei dintorni di Timpa S. Nicola. E' ben evidente, infine, come le rocce eruttive basaltiche del Monte Tumbarino siano "imballate" tettonicamente nelle alternanze pelitiche del Saraceno, soprattutto negli affioramenti meno ampi arealmente. In questa zona la distribuzione areale dei terreni raggiunge un'estensione di almeno quattro chilometri quadrati. L'elevato grado di deformazione tettonica ha permesso di stimare uno spessore della successione non superiore a 100 m. L'ambiente di sedimentazione è di tipo torbiditico a com-



Fig. 15 - *Struttura di interferenza nei terreni della formazione del Saraceno.*

posizione carbonatico-terrigena e di bacino pelagico. L'età ricavata dalla letteratura è compresa nell'intervallo Eocene *p.p.*-Oligocene *p.p.*

2.3.2.3. - formazione di Albidona (**ABD**)

La sezione tipo di questa formazione, descritta da VEZZANI (1970a) fuori dal perimetro del foglio, raggiunge secondo l'Autore uno spessore complessivo di circa 2300 metri e si compone di tre membri: uno inferiore con prevalenti grovacke e peliti, uno intermedio con marne bianche prevalenti sulle intercalazioni arenaceo-pelitiche ed uno superiore con alternanze di peliti e calcari marnosi che passano verso l'alto ad associazioni conglomeratico-arenacee. Nella stessa sezione tipo ZUPPETTA *et alii* (1984) distinguono invece due membri in base ai caratteri sedimentologici e composizionali della frazione arenacea: uno inferiore con arenarie a composizione litarenitico-feldspatica, spesso circa 900 metri, che si compone di alternanze arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee con megatorbiditi conglomeratico-arenacee alla base e al *top* dell'intervallo, ed uno superiore con arenarie a composizione arcossica, spesso circa 1900 metri, caratterizzato da torbiditi sottilmente stratificate che diventano conglomeratico-arenitiche verso l'alto.

La successione stratigrafica che affiora nell'area del foglio e che raggiunge 1200 metri circa di spessore, racchiude solo l'intervallo inferiore della sezione tipo di VEZZANI (1970a) e la parte bassa di quello superiore di ZUPPETTA *et alii* (1984). I terreni di questa formazione sono ampiamente diffusi ad est del Monte Alpi, in sinistra orografica del Torrente Fiumitello e nell'alto bacino idrografico del Torrente Serrapotamo e del Fiume Sarmento, con evidenti alternanze arenaceo-pelitiche e calcareo-marnose; lungo il versante meridionale del Monte Pallareta è presente il contatto stratigrafico discordante sui terreni della formazione del Saraceno e, alla base del versante occidentale di Timpa Alta, la sutura stratigrafica del contatto tettonico tra i terreni dell'Unità tettonica del Frido e quelli della formazione delle Crete Nere. Anche nei dintorni del Monte Raparo e ad ovest dell'abitato di San Chirico Raparo sono presenti alternanze arenaceo-argillose ascrivibili alla parte basale dell'intervallo superiore; in località S. Elia si osserva l'appoggio inconforme dei terreni miocenici silicoclastici torbiditici del flysch di Gorgoglione sui termini superiori della formazione di Albidona. La base della formazione poggia, inoltre, in contatto stratigrafico discordante sui terreni delle unità tettoniche dei domini liguride e lagonegrese.

La successione è costituita da arenarie arcosiche e arcosico litiche a grana medio fine, con granuli talvolta quarzosi immersi in matrice calcarea, gradate e con strutture sedimentarie transfacciali (T_{b-c} , sequenze incomplete di Bouma) e strutture di fondo (*groove* e *flute casts*) alternate ad argille e argille siltose laminate di colore grigio, marrone e verde. Negli intervalli pelitici campionati alla base della successione è stata riconosciuta la zona MN3a (FORNACIARI *et alii*, 1996) per la presenza di *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967 (cfr. § 1.1.). La parte marnoso-calcareo è formata da banchi di marne calcaree di colore bianco e grigio con rara laminazione, con un elevato stato di fratturazione e subordinatamente da alternanze di argille grigie e litareniti di colore marrone e grigio chiaro a grana fine e calcareniti a grana media, gradate, in strati di 30–40 cm.

Gli affioramenti più significativi ai fini della ricostruzione stratigrafica della successione (Fig. 16) sono risultati quelli compresi nelle località Serra Le Spine-Monte Asprello e Timpa Alta-Manca Grande-Pallareta-Serra di Bernardo.

La parte inferiore della successione affiora tra Timpa Alta, Serra Le Spine e Monte Asprello (Fig. 17) e raggiunge uno spessore di 300 metri circa (A-A in Fig. 16); è costituita da alternanze arenaceo-pelitiche ritmiche modali alle quali si intercala un megastrato (1 in Fig. 16) di marna calcarea fittamente laminata e fratturata (marna fogliarina) spesso circa 15 metri riferibile alla litofacies ABD_a . Le alternanze pelitico-arenacee, con rapporto A/P inferiore all'unità, caratterizzano la parte più bassa della successione; le arenarie sono arcosiche, di colore grigio chiaro, giallognolo, gradate, laminate (sequenza di Bouma T_{b-c} ricorrente); le peliti sono rappresentate da argille grigie e giallastre, argille siltose e talvolta marnose. Tuttavia nel tratto superiore della successione, che affiora nei dintorni

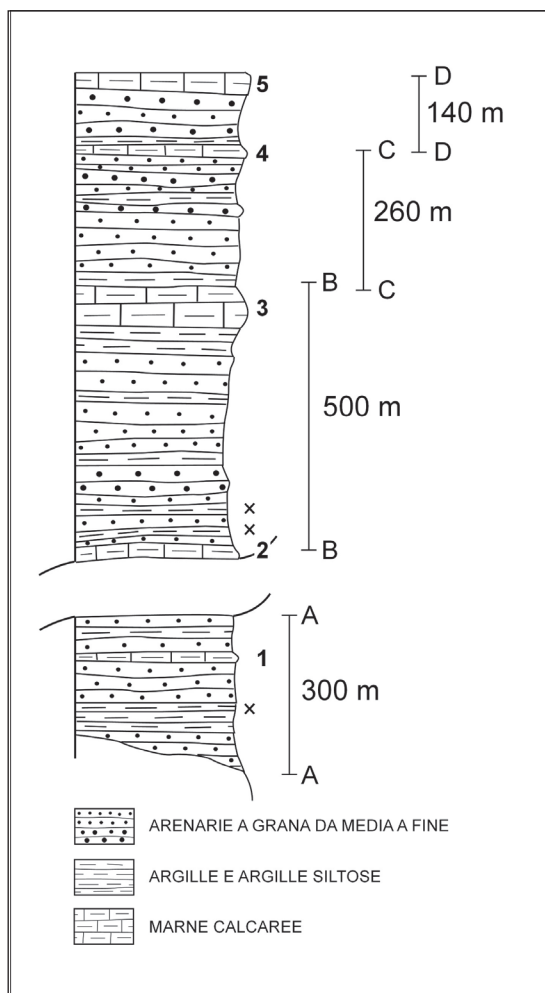


Fig. 16 - Successione stratigrafica della formazione di Albidona affiorante nell'area del foglio. I numeri 1, 2, 3, 4 e 5 indicano la posizione geometrica dei megastrati di marne calcaree tipo fogliarina nella successione; la lettera x segnala i punti di campionatura dei livelli pelitici utilizzati per le datazioni biostratigrafiche; la traccia delle sezioni litostratigrafiche ricostruite in campagna ed i relativi spessori sono indicati al margine destro della figura.

di Monte Asprello, grazie ad un graduale aumento dello spessore e della granulometria delle arenarie e ad una riduzione della frazione pelitica il rapporto A/P torna a favore delle arenarie.

Il deposito appare, inoltre, interessato da faglie inverse orientate NE-SO con associate pieghe asimmetriche vergenti a SE. Nel Vallone Vaccarizzo la formazione di Albidona poggia in assetto discordante sui depositi della formazione delle Crete Nere, mentre l'appoggio stratigrafico inconforme sui termini giurassici e triassici dell'Unità Lagonegrese è coperto dalle alluvioni del Torrente Serrapotamo.

La parte superiore della successione (che raggruppa i tratti B-B, C-C e D-D



Fig. 17 - Località Serra Le Spine. Alternanze, pelitico-arenacee con rapporto A/P inferiore all'unità, caratterizzano questa porzione di successione. Le arenarie sono arcose, di colore grigio chiaro, giallognolo, gradate, laminate (sequenza di Bouma Tb-c ricorrente). Le peliti sono formate da argille grigie e giallastre, argille-siltose e in taluni casi marnose.

in Fig. 16) è stata realizzata nelle località Timpa Alta, Manca Grande, Pallareta e Serra di Bernardo e raggiunge uno spessore complessivo di circa 900 metri; si compone nella parte bassa di una monotona alternanza di arenarie e peliti torbiditiche, con rapporto arenaria/pelite da moderato ad alto ($A/P > 1$), a cui si



Fig. 18 - Sottili alternanze arenaceo-pelitiche della porzione superiore della formazione di Albidona. Versante orientale della Serra di Bernardo. L'orientazione degli strati è data da una immersione verso il quadrante nord-orientale.



Fig. 19 - Versante meridionale della Serra di Bernardo presso Coste Fasano. Alternanze ritmiche modali di arenarie e argille siltose della formazione di Albidona, parte inferiore della porzione superiore della successione.

intercalano verso l'alto megastrati torbiditici prevalentemente marnoso-calcarei (**ABD_a**). Le arenarie sono litiche e litico-arcosiche a grana media e fine, gradate, di colore grigio chiaro e giallognolo, in strati tabulari alla scala dell'affioramento, con spessore variabile da centrimetrico a metrico. Le strutture transfacciali sono rappresentate da laminazione piano-parallela e/o ondulata nella parte medio-alta degli strati (**T_b**, **T_{b-c}**).

Alla base degli strati non mancano strutture di fluidificazione e controimpronte da corrente (*tool marks*, *groove* e *flute casts*). Le peliti sono composte da alternanze millimetriche e centimetriche di argille e silt grigie laminate, torbiditiche e da argille non laminate, emipelagiche, di colore grigio da scuro a chiaro e raramente marrone. A luoghi gli intervalli pelitici sono caratterizzati da argille siltose, argille e argille marnose. Le migliori esposizioni si trovano sui versanti meridionali e settentrionali della Serra di Bernardo presso le località di Costa Fasano, (Figg. 18 e 19) il Fornello e il Cavaliere.

I livelli a marne calcaree di **ABD_a** - rappresentati da megastrati o banchi di marne calcaree o calcari marnosi laminati (lamine piano-parallele) - caratterizzano la porzione media e alta di questa porzione di successione. Si segnalano quattro megastrati torbiditici che si possono seguire per circa 4 chilometri lungo la direzione di strato (megastrato 2: spessore 25 m; megastrato 3: spessore 75 m; megastrato 4: spessore 20 m; megastrato 5: spessore 40 m; cfr. Fig. 16).

Le analisi biostratigrafiche effettuate su campioni prelevati dalla sezione stratigrafica di Vallone della Madonna, posta a Nord di Serra Bernardo, indicano un'età non più antica dell'Aquitaniense (zona NN1 di MARTINI 1971b; cfr. § 1.1.), mentre le analisi dei campioni tratti dalla sezione de Il Cavaliere hanno fornito un'età burdigaliana (zona MNN3a di FORNACIARI *et alii*, 1996; cfr. § 1.1.). L'età della successione è compresa nell'intervallo Oligocene superiore - Miocene inferiore anche se i depositi rilevati nell'area del foglio hanno fornito età riferibili al solo Miocene inferiore.

I caratteri stratigrafico-deposizionali consentono di riconoscere che la porzione del bacino silentino che affiora nel perimetro del foglio, esprime i caratteri di un depocentro posto sul fronte di una catena ove risultano assemblati i terreni dell'Unità Liguride, di quella Nord-calabrese (*sensu* BONARDI *et alii*, 1988) e - nelle aree più esterne - dell'Unità Lagonegrese, ma strettamente influenzato da apporti derivanti da settori di avampaese in flessurazione a prevalente alimentazione calcareo-clastica.

2.4. - UNITÀ DEL DOMINIO DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA SUDAPPENNINICA

I carbonati della piattaforma sudappenninica appartengono alle unità tettoniche Monte Marzano-Monti della Maddalena, Monte Foraporta e Alburno-Cervati-Pollino (BONARDI *et alii*, 1988) che caratterizzavano il dominio di sedimentazione mesozoico-terziario della Piattaforma Campano-Lucana (D'ARGENIO *et alii*, 1973) o Piattaforma Appenninica (MOSTARDINI & MERLINI, 1986), già Complesso Panormide di OGNIBEN (1969). Nell'area del Foglio affiora una successione carbonatica di ambiente neritico appartenente all'unità Alburno-Cervati-Pollino di BONARDI *et alii* (1988).

2.4.1 - Unità tettonica del Monte Raparo

I depositi di questa unità affiorano nel settore nord-occidentale ai margini del foglio, in pochi chilometri quadrati di estensione e corrispondono ad una parte della successione carbonatica descritta da CIARANFI (1965) e ORTOLANI & TORRE (1971) di età Cretacico inferiore - Miocene inferiore. Nell'area del foglio, i carbonati di ambiente neritico dell'Unità tettonica del Monte Raparo poggiano in contatto tettonico sui depositi pelagici dell'Unità tettonica di Monte Arioso lungo un piano a basso angolo che si segue anche nel foglio contiguo, e sono ricoperti tettonicamente dalle successioni del dominio liguride (Unità tettonica Silentina). Le migliori esposizioni dei rapporti tra queste unità tettoniche sono visibili al di fuori dell'area del foglio in località Tornatore (Fig. 20) ed alla base del versante orientale de La Bannera.



Fig. 20 - Versante sud-orientale del Monte Raparo poco ad est dell'abitato di Calstelsaraceno in località Tornatore. La parte bassa del versante è rappresentata dai termini basali dell'Unità lagonegrese. La porzione superiore è data dai calcari cretaci del Monte Raparo.

2.4.1.1. - calcari a radiolitidi (RDT)

La successione cretacea affiora a tetto del sovrascorrimento con le unità lagonegresi, si segue per circa 500 metri lungo il Vallone di Quattrocchi ed è costituita da un'alternanza di strati molto spessi di calcareniti oolitiche e detritiche di colore grigio-chiaro e tessitura deposizionale tipo *grainstone* e *packstone*, calcilutiti grigie spatizzate con fantasmi di gasteropodi e tessitura neomorfica da un originario *mudstone* e/o *wackestone*, calcareniti e calciruditi grigie dolomitizzate e dolomie grigie con nerinee, calcareniti e calcilutiti bianche e grigie con rari livelli a requie; sono presenti inoltre calcareniti fini bianche laminate e dolomie stromatolitiche grigie, calcareniti a laminazione incrociata ed *hummocky*, calciruditi grigie, e doloruditi, in strati molto spessi, calcilutiti con gasteropodi turriculati, *grainstone* oolitici, frammenti di lamine stromatolitiche, frammenti di laminiti; evidenti sono le strutture da essiccamento (*fenestrae*) ed i livelli detritici ossidati poggianti su superfici di erosione. I caratteri litologici del deposito riflettono un ambiente deposizionale ad elevata energia. La successione è organizzata in sequenze negative (*shallowing upward*) e rappresenta cicli tidali. Campioni prelevati a diverse altezze stratigrafiche hanno evidenziato la presenza di microforaminiferi bentonici tra cui sono stati riconosciuti *Cuneolina* sp., *Orbitolina* spp., *Trocholina* sp., *Hophthalmidium* sp., *Pianella annulata* (CAROZZI) e *Miliolidae*. L'età assegnata è Turoniano-Campaniano.

2.5. - UNITÀ DEL DOMINIO LAGONEGRESE

I depositi di quest'unità, ampiamente affioranti in tutto l'Appennino campano-lucano, sono costituiti da una potente successione pelagica mesozoico-terziaria che corrisponde ad una parte della serie calcareo-silico-marnosa di SCANDONE (1967, 1972) e ai depositi più occidentali che costituivano il dominio paleogeografico del Bacino Lagonegrese *Auctt.* (D'ARGENIO *et alii*, 1973; PESCATORE *et alii*, 1999). In Appennino meridionale la successione è composta da facies carbonatico-terrigene di mare basso che evolvono verso l'alto a facies calcaree, silicee e argilloso-marnose di mare profondo in un'intervallo cronologico che va dal Triassico medio fino all'Oligocene (cfr. Unità Lagonegro II di BONARDI *et alii*, 1988).

2.5.1. - Unità tettonica di Monte Arioso

I depositi rappresentati da quest'unità, sono visibili in aree molto limitate e confinate alle pendici orientali delle dorsali carbonatiche del Monte Raparo e del Monte Alpi. Nel primo caso si rinvencono alla base dei calcari a radiolitidi (**RDT**) lungo una superficie tettonica a basso angolo, mentre nel secondo caso fanno parte - assieme alle Unità del dominio Liguride e Sicilide - del gruppo di terreni che poggiano in contatto tettonico sui calcari grigi di Monte Alpi (**CGC**). L'Unità è confinata a tetto da un *thrust* a basso angolo che la sottopone all'Unità tettonica del Monte Raparo, mentre a letto poggia sull'Unità tettonica del Monte Alpi.

2.5.1.1. - Formazione di Monte Facito (**FAC**)

I terreni appartenenti a questa formazione sono distribuiti entro pochi chilometri quadrati in località Acqua Russo a NO di Tempa dei Monaci, lungo i sentieri che risalgono il pedemonte del Raparo e poco a sud di Scali di Campi, nei pressi del Torrente Racanello. Affioramenti limitati arealmente sono, inoltre, quelli a sud di La Guardiola alle pendici del Monte Alpi. In entrambe le località, i depositi fanno parte del membro terrigeno della formazione in oggetto (SCANDONE, 1967) e sono costituiti da una alternanza di argille e arenarie quarzose micacee a grana fine, laminate, di colore grigio e rossastro, siltiti, marne e argilliti rosso vinaccia e verdognole con fogliettatura orizzontale e clivaggio a matita (*pencil cleavage*), marne, calcilutiti rosso mattone e radiolariti fortemente tettonizzate. La successione, che in affioramento raggiunge circa 100 metri di spessore, riflette i caratteri deposizionali relativi ad un ambiente che passa dal neritico al batiale. E' ubicata, inoltre, a letto dei carbonati dell'Unità tettonica del Monte Raparo, lungo buona

parte del pedemonte dell'omonimo rilievo e, localmente, è ricoperta dai depositi detritico-alluvionali del sintema di Toppo del Taglio (**TGL**). In località Salicone, alle pendici meridionali del Monte Alpi, le argilliti rosse sono sovrascorse sui depositi miocenici della formazione di Oriolo (**ORI**) e su quelli dell'Unità Liguride, e sono in contatto tettonico con le dolomie cataclastiche del Monte Alpi lungo una faglia normale ad alto angolo a direzione appenninica. I depositi argillitici che affiorano in quest'ultima località contengono nella successione il livello a *Daonella lommeli* (Wissmann) e rappresentano la parte più alta del membro terrigeno la cui età è stata attribuita da SCANDONE (1967, 1972) all'Anisico-Ladinico.

2.5.1.2. - Calcarei con Selce (**SLC**)

I carbonati pelagici di questa unità affiorano esclusivamente in due piccoli settori lungo il margine nord-occidentale del foglio che nel complesso non raggiungono un chilometro quadrato di estensione; un'area è ubicata poco a sud di Scali di Campi e l'altra immediatamente a nord di Timpa dei Monaci. La successione raggiunge uno spessore di circa 200 metri ed è composta da calcari grigi con liste e noduli di selce epigenetica nera, grigia e bianca in strati di diverso spessore, con intercalazioni di marne e marne calcaree bianche in strati tabulari e spessore da medio a piccolo, calcari nodulari, calcilutiti ed argille marnose di colore grigio e marrone chiaro in strati e banchi che segnano il passaggio alla formazione sottostante, localmente affiorano calciruditi grigio chiare e calcareniti torbiditiche. Nella successione, attribuita al Carnico-Norico, sono stati segnalati i livelli ad *Halobia superba* Moisseiev e *Halobia austriaca* Moisseiev (SCANDONE, 1967, 1972).

2.5.1.3. - Flysch Galestrino (**FYG**)

I depositi di questa unità affiorano in poche centinaia di metri quadrati esclusivamente nel settore occidentale del foglio, nei pressi del Torrente Racanello, e sono formati da argilliti brune e verde oliva disposte in strati di spessore decimetrico, con intercalazioni di calcilutiti grigie, giallognole e brune aventi uno spessore compreso tra 5 e 20 cm e di calcari marnosi e marne di colore grigio scuro con spessore decimetrico ed una laminazione piano-parallela; sono presenti infine sistemi di fratture prismatiche. Le peliti a composizione calcarea e silicea sono legate ad un ambiente di sedimentazione di mare profondo. Lo spessore della successione non supera i 200 metri ed appare ubicata a letto dell'Unità tettonica del Monte Raparo, mentre ad est è limitata da una faglia diretta che la pone a contatto con i Calcarei con Selce; a sud, infine è ricoperta in discordanza

dai depositi miocenici della formazione di Albidona. Nell'area del foglio non è visibile in affioramento il passaggio stratigrafico alle formazioni a letto ed a tetto. L'età attribuita a questa formazione per posizione stratigrafica è Cretacico inferiore (SCANDONE, 1967, 1972).

2.6. - UNITÀ DEL DOMINIO DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA APULA

2.6.1. - *Unità tettonica del Monte Alpi*

I depositi di questa unità affiorano per poco meno di due chilometri quadrati al margine occidentale dell'area del Foglio 522, in località Coste le Ghiaie e rappresentano solo una parte dell'intera successione mesozoico-terziaria che affiora al Monte Alpi. I depositi di questa unità corrispondono in parte ai carbonati di piattaforma dell'Unità Matese-Monte Maggiore di D'ARGENIO *et alii* (1973), dell'Unità del M. Alpi di BONARDI *et alii* (1988) o della Catena Apula di CARBONE *et alii* (1988), diversamente interpretati nel corso degli anni in relazione alla loro originaria posizione paleogeografica (vedi § 2.2.). L'unità tettonica del Monte Alpi è costituita da una potente successione mesozoica di piattaforma carbonatica che raggiunge circa 1000 metri di spessore su cui poggiano in discordanza due cicli sedimentari altomiocenici che complessivamente superano i 200 metri di spessore (GRANDJACQUET, 1963; SCANDONE, 1971; ORTOLANI & TORRE, 1971). Nell'area rilevata non è stato osservato alcun passaggio dai calcari grigi del Titoniano alle biocalcareni e calcilutiti dolomitiche legate alla sedimentazione del primo ciclo miocenico concordante; solo in un piccolo affioramento posto alla base del versante meridionale del Monte Alpi sono presenti calcareniti intercalate a marne calcaree, che verso l'alto sono interrotte da una *unconformity* a cui segue un deposito costituito da arenarie torbiditiche che verso l'alto passa prima a conglomerati a supporto di matrice e poi a conglomerati a supporto clastico. L'intenso stato di deformazione di questi terreni e l'esiguità degli affioramenti non consentono di realizzare una sezione che rifletta i caratteri stratigrafici della successione. La porzione di successione silicoclastica a tetto della *unconformity* potrebbe rappresentare il secondo ciclo di sedimentazione miocenico, trasgressivo discordante sulle calcareniti e marne che affiorano alla base della discordanza e queste ultime potrebbero essere associate al primo ciclo miocenico, anche se per queste ultime, però, non è visibile il passaggio stratigrafico verso il basso ai calcari del Titoniano dell'Unità del Monte Alpi. Esiste inoltre una forte analogia tra i caratteri litostratigrafici e sedimentologici dell'intera successione e quelli della formazione di Oriolo che affiora nella vicina località di Timpa del Buongiorno, elementi questi che hanno permesso, in ultima analisi, di ascrivere il deposito a quest'ultima formazione.

2.6.1.1. - calcari grigi di Monte Alpi (CGC)

Nell'area del foglio affiorano esclusivamente i termini giurassici dell'Unità tettonica del Monte Alpi che sono distribuiti in pochi chilometri quadrati in località Coste le Ghiaie; la successione è formata da doloareniti e calcareniti dolomitiche bianche e grigie ad elementi oolitici, detritici e scheletrici, a grana medio-fine con tessitura deposizionale tipo *grainstone* (*grainstone* oolitici e pseudoolitici), *wackestone* e *packstone* in strati da spessi a molto spessi, con superficie di base piana; calcareniti a grana fine e laminate, ad elementi detritici (*packstone* e *grainstone*) e scheletrici (gasteropodi, spugne e briozoi) in strati tabulari da medi a spessi che mostrano, localmente, verso l'alto lamine stromatolitiche, strutture da essiccamento, micropaleocarsismo (*fenestrae*) e paleosuoli rossastri; calciruditi bianche, nodulari, ad oncoliti; calcilutiti bianche con nerinee, gasteropodi turriculati e frammenti di coralli (*wackestone*), lo spessore degli strati varia da pluridecimetrico a metrico. Nell'insieme questi litotipi si riferiscono ad ambienti intertidali e supratidali. Lo spessore in affioramento della successione varia da 600 a 700 m, con immersione generale verso sud.

In prossimità della propaggine sud-orientale del Monte Alpi, in località Salicone, affiora un corpo dolomitico cataclastico (Fig. 21) controllato da due faglie



Fig. 21 - Dolomia cataclastica affiorante in una cava lungo il versante meridionale del Monte Alpi.

normali all'incirca ortogonali tra loro, una orientata in direzione NNE-SSO e immersione a S, con a letto i calcari giurassici e l'altra orientata in direzione NO-SE che immerge a NE, con a tetto i terreni appartenenti all'Unità tettonica di Monte Arioso (**FAC**). Le dolomie cataclastiche possono rappresentare allora il relitto di una fascia di deformazione che ha interessato i calcari giurassici, legata all'attività tettonica sinsedimentaria delle faglie normali (VAN DIJK *et alii*, 2000). Diversamente alcuni Autori associano le dolomie cataclastiche all'Unità dei Monti della Maddalena di BONARDI *et alii* (1988) per analogia con le dolomie affioranti nei Monti di Lauria (SGROSSO, 1988 e bibliografia contenuta), mentre GRANDJACQUET (1963) e OGNIBEN (1969) considerano invece la cataclasite come una zona di deformazione collegata al sovrascorrimento dei calcari del Monte Alpi su depositi bacinali delle unità lagonegresi.

L'assetto strutturale di **CGC** viene fornito dalla sezione geologica D-D' che riporta un contatto tettonico dei calcari giurassici dell'Unità del Monte Alpi sui depositi miocenici della formazione di Albidona lungo una superficie con componente di movimento inversa, nonostante in superficie non sia cartografato alcun rapporto geometrico tra le due unità; ciò è dovuto alla presenza dei depositi silicoclastici altomiocenici (**ORI**) che "suturano" la struttura compressiva e ad una faglia diretta più recente, orientata NO-SE, che la disloca.

Sui terreni appartenenti a questa unità poggiano, dunque, lembi delle unità tettoniche riferibili all'Unità del Torrente Fiumitello (**AV**), all'Unità del Frido (**FDR**) e all'Unità Silentina (**SCE**). L'assemblaggio di queste ultime unità è, inoltre, suturato dai depositi della formazione di Oriolo (**ORI**), trasgressivi discordanti anche su **ABD**, che rappresentano i relitti dell'avanfossa miocenica più giovane. L'età attribuita alla successione è Giurassico *p.p.* – Cretacico inferiore *p.p.*

3. - UNITÀ SINOROGENE MIOCENICHE

3.1. - FORMAZIONE DI ORIOLO (**ORI**)

Nell'area del Foglio Senise il settore di affioramento di questa formazione è limitato al pedemonte orientale del versante carbonatico del Monte Alpi dove genera il piccolo rilievo di Timpa del Buongiorno. In questa zona la successione è costituita prevalentemente da arenarie di colore grigio-ferro o grigio-avana al taglio fresco e grigio-azzurrognolo o marrone chiaro per alterazione superficiale, a composizione quarzoso-feldspatica, quarzoso-litica e micacea, a grana media e con matrice per lo più calcarea localmente abbondante (grovacche); sono massive o laminate nella parte alta (laminazioni piane ed oblique), a luoghi sono associate ad arenarie granulari e ciottolose. Le arenarie sono intercalate a peliti e



Fig. 22 - *Affioramento alla base del versante meridionale del Monte Alpi, in località Le Nocelle. Sono presenti calcareniti interrotte verso l'alto, con discordanza angolare, da arenarie torbiditiche.*

marne argillose brunastre e grigio-azzurre, medio-spesse, a frattura concoide e ad argille siltose biancastre e areniti fini marroni, a luoghi finemente laminate (Fig. 22). Sono presenti, inoltre, intercalazioni di ortoconglomerati in strati e lenti di calciruditi e calcareniti grigiastre lito-bioclastiche. Nei depositi conglomeratici che affiorano nei pressi di Nocelle, si osservano picchi stilolitici legati a deformazione da pressione-soluzione, al contatto tra i clasti (Fig. 23). Nel complesso il deposito rappresenta uno stadio di crescita di un sistema torbiditico formato in prevalenza da lobi deposizionali e depositi di *overbank*. La successione descritta rappresenta la porzione basale dell'intera formazione e raggiunge uno spessore di circa 300 m. La formazione poggia in contatto trasgressivo discordante sui calcari giurassici del Monte Alpi (**CGC**), sui termini basali dell'Unità tettonica di Monte Arioso (**FAC**), sulle serpentiniti (**TNT**) e sulle metapeliti (**FDR**) dell'Unità del Frido, sulle argille dell'Unità del Torrente Fiumitello (**AV**) e sulla formazione di Albidona (**ABD**). I terreni della formazione di Oriolo sono quindi interpretati come il depocentro di sedimentazione di un *wedge-top basin* alto-miocenico che sigilla la fase di strutturazione in catena del Monte Alpi. L'età attribuita dalla letteratura a questa formazione è Miocene medio *p.p.*



Fig. 23 - Particolare dei conglomerati della formazione di Oriolo. Si nota la parziale compenetrazione tra i clasti con il bordo stilolitico tra il clasto e la matrice.

3.2. - FLYSCH DI GORGOGNONE (FGO)

I depositi appartenenti al flysch di Gorgoglione affiorano solamente nel settore centro-settentrionale del Foglio 522 e costituiscono l'estremo lembo meridionale dell'originario bacino di sedimentazione delle successioni arenaceo-pelitiche della formazione. Tali depositi costituiscono una successione silicoclastica torbiditica, sedimentata in un bacino di *piggy-back* lungo il cuneo clastico dell'avanfossa miocenica, nel corso della strutturazione dell'orogene sudappenninico (OGNIBEN, 1969; PESCATORE, 1978; D'ARGENIO *et alii*, 1975; PESCATORE & SENATORE, 1986) di età Tortoniano inferiore-medio (PATACCA *et alii*, 1990).

L'area di affioramento dei depositi appartenenti al flysch di Gorgoglione, ampia pochi chilometri quadrati, è compresa tra l'abitato di S. Chirico Raparo ad ovest ed il Torrente Racanello ad est e mostra le successioni arenaceo-pelitiche in appoggio stratigrafico discordante direttamente sui depositi della formazione di Albidona. Affioramenti limitati sono visibili nei pressi di località S. Elia e in alcuni piccoli fossi e valloni in sinistra orografica del Torrente Racanello. Il deposito si presenta fortemente tettonizzato ed è formato da arenarie grossolane

scarsamente gradate di colore grigio chiaro al taglio fresco e marrone chiaro per alterazione superficiale, quarzoso-feldspatiche e tessituralmente immature a grana media e fine in strati spessi da qualche decimetro fino ad alcuni metri; ad esse si intercalano peliti e marne argillose brunastre e grigio-azzurre, medio-spesse, a frattura concoide e ad argille siltose biancastre a luoghi finemente laminate. L'elevato grado di deformazione del deposito unitamente alla sua limitata estensione areale permette di valutare uno spessore non superiore al centinaio di metri. La successione poggia in contatto trasgressivo discordante sui termini meso-cenozoici dell'Unità del dominio Liguride e, fuori dall'area del Foglio, su quelli di bacino pelagico dell'Unità tettonica di Monte Arioso. Al tetto della formazione ed in contatto stratigrafico discordante poggiano le unità plio-pleistoceniche del bacino di Sant'Arcangelo. L'età attribuita dalla letteratura a questa formazione è Miocene medio *p.p.* - superiore *p.p.*

3.3. - ARGILLE DI FOSSO CAPUTO (**FFC**)

La successione delle argille di Fosso Caputo (**FFC**) affiora in un piccolo lembo di pochi chilometri quadrati lungo la valle del Fiume Sinni tra Magnano ed Episcopia. Il deposito corrisponde a quello studiato in località Perosa da VEZZANI (1966b), ascritto dall'autore, sulla base dei caratteri litologici e biostratigrafici, alla formazione di Oriolo e datato al Tortoniano medio-superiore. La successione affiora tra Perosa e Fosso Caputo e si compone di argille grigie e argille siltose di colore bianco e giallastro, laminate e compatte in strati tabulari non inferiori al metro, in alternanza con arenarie arcoseo-litiche, con granuli di quarzo di colore grigio o giallo per alterazione, a grana medio-fine, massive, gradate e laminate, in strati sottili e medi; sono presenti, inoltre, rare marne calcaree e calcareniti. Il livello basale a conglomerati di questa successione, così come descritto da VEZZANI (1966b), è presente nella sola località di Fosso Caputo ed è composto da ortoconglomerati eterometrici mal gradati, ovvero interessati da nuvole o letti di ciottoli (nuvole di LOWE, 1979), in taluni luoghi con base erosiva; essi sono in associazione con arenarie a grana media e medio-fine, siltose, alterate e degradate, raramente gradate, che presentano laminazione piano parallela. La successione ha uno spessore di circa 400 m e poggia in contatto trasgressivo discordante sulle metapeliti (**FDR**) dell'Unità del Frido e sui depositi della formazione del Saraceno (**SCE**). L'età attribuita dalla letteratura a questa formazione è Tortoniano medio-superiore.

4. - UNITÀ PLIO-PLEISTOCENICHE DEL BACINO DI SANT'ARCAANGELO

Nel settore esterno della catena sudappenninica sono presenti numerosi bacini di età plio-pleistocenica la cui genesi ed evoluzione è strettamente connessa alla storia deformativa dell'orogene sudappenninico (Figg. 1 e 2). L'età dei singoli bacini, distribuiti lungo la catena, varia da nord a sud a partire dal Pliocene inferiore - Pliocene medio per quello più settentrionale (bacino di Ariano Irpino; *cf.* BASSO *et alii*, 2002), per terminare al Pliocene medio parte alta - Pleistocene medio parte bassa per quello più meridionale (bacino di Sant'Arcangelo; *cf.* MARINO, 1992, 1994, 1996). In particolare, i depositi del bacino di Sant'Arcangelo affiorano, oltre che nel Foglio 522 "Senise" che comprende circa il 50% della superficie totale del bacino, anche nei Fogli 506 "Sant'Arcangelo" e 523 "Rotondella" (Fig. 1).

Le suddivisioni stratigrafiche adottate per differenziare i diversi corpi deposizionali, di natura essenzialmente clastica, utilizzano i criteri della stratigrafia a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*) così come proposta da SALVADOR (1987, 1994). Per ciascuna unità sono state ricostruite le architetture delle geometrie deposizionali e individuati più sistemi deposizionali, mentre per la descrizione delle litofacies degli ambienti continentali è stata adottata, con opportune modifiche, la suddivisione proposta da MIALL (1978, 1996).

Nel corso degli ultimi anni il bacino di Sant'Arcangelo è stato oggetto di numerosi studi che hanno variamente rappresentato e descritto le successioni stratigrafiche del riempimento clastico del bacino, e introdotto diverse unità stratigrafiche cartografabili a scala di bacino. L'elemento comune a tutte le suddivisioni stratigrafiche realizzate nella sequenza deposizionale plio-pleistocenica del bacino, così come proposto da diversi Autori e riportato nella Tabella 1, è rappresentato dalla presenza di superfici di discontinuità erosive che separano sia la base della successione s.s. del bacino di Sant'Arcangelo rispetto al substrato pre-pliocenico, sia il *top* deposizionale rispetto ai depositi continentali della formazione delle "Sabbie e conglomerati della Serra Corneta" (VEZZANI, 1967a). L'unità, inclusa nel ciclo del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore da VEZZANI (1967a, 1968d) e LENTINI (1967), è comunque separata a letto da una discontinuità di natura erosiva. Superfici di discontinuità di minore rango gerarchico sono, inoltre, riconosciute e posizionate in modo diverso dai vari Autori all'interno della successione clastica del bacino.

I lavori corredati da una cartografia geologica più o meno dettagliata del settore meridionale del bacino di Sant'Arcangelo sono quelli di VEZZANI (1967a,b, 1968a,c,d), LENTINI (1967), PATACCA & SCANDONE (2001) e GIANNANDREA & LOIACONO (2003), mentre ZAVALA & MUTTI (1996), ZAVALA (2000) e LOIACONO & GIANNANDREA (2001) riportano suddivisioni stratigrafiche per l'intero bacino sedimentario. Le informazioni scaturite dal rilevamento del Foglio 522 "Senise",

Tab. 1 - Suddivisioni stratigrafiche riportate in letteratura e loro correlazioni nel bacino di Sant'Arcangelo (da GIANNANDREA & LOIACONO, 2003, modificato). Le linee a tratto marcato indicano superfici di discontinuità principali.

VEZZANI, 1966, 1967, 1968; LENTINI, 1967	"Sabbie e Conglomerati della Serra Corneta"	CALDARA <i>et al.</i> , 1988; PIERI <i>et al.</i> , 1994	ZAVALA & MUTTI, 1996; ZAVALA, 2000	PATACCA & SCANDONE, 2001	LOIACONO & GIANNANDREA, 2001; GIANNANDREA & LOIACONO, 2003
	"Conglomerato di Castronuovo"				
"Ciclo Suprahiolocenico-Infrapleistocenico"	"Sabbie di Aliano"	Ciclo di San Lorenzo (<i>Pliocene inferiore-medio</i>)	Gruppo di Profico (<i>Pleistocene medio</i>)	Conglomerati di Castronuovo e Argille di San Lorenzo (<i>Pleistocene medio 0.70-0.66 Ma</i>)	Sintema di Serra Corneta (<i>Pleistocene medio</i>)
	"Sabbie di San Giorgio Lucano"	Ciclo del Sauro (<i>Pleistocene inferiore-medio</i>)	Gruppo di Tursi (<i>Pleistocene inferiore</i>)	Sintema del Simni (<i>Pleistocene inferiore-medio 0.92-0.70 Ma</i>)	Supersintema del Serapotano (<i>Pleistocene inferiore-medio</i>)
	"Argille marnose azzurre"	Ciclo dell'Agri (<i>Pliocene superiore-Pleistocene inferiore</i>)	Gruppo di Aliano (<i>Pliocene superiore - Pleistocene inferiore</i>)	Sintema del Sarmento (<i>Pleistocene inferiore 1.50-0.92 Ma</i>)	Supersintema del Simni (<i>Pliocene superiore - Pleistocene inferiore</i>)
Ciclo di Caliendo Infra-meso Pliocenico	"Unità dei conglomerati sommitali"	Ciclo di Caliendo (<i>Pliocene Superiore</i>)	Gruppo di Catarozzo (<i>Pliocene superiore</i>)	Argille di Craco (<i>Pleistocene inferiore 1.83-1.57 Ma</i>)	Supersintema di Monte Cotugno (<i>Pliocene superiore</i>)
	"Unità delle sabbie grigie"				
	"Unità delle argille marnose azzurre"				
	"Unità conlomeratico-sabbiosa basale"				

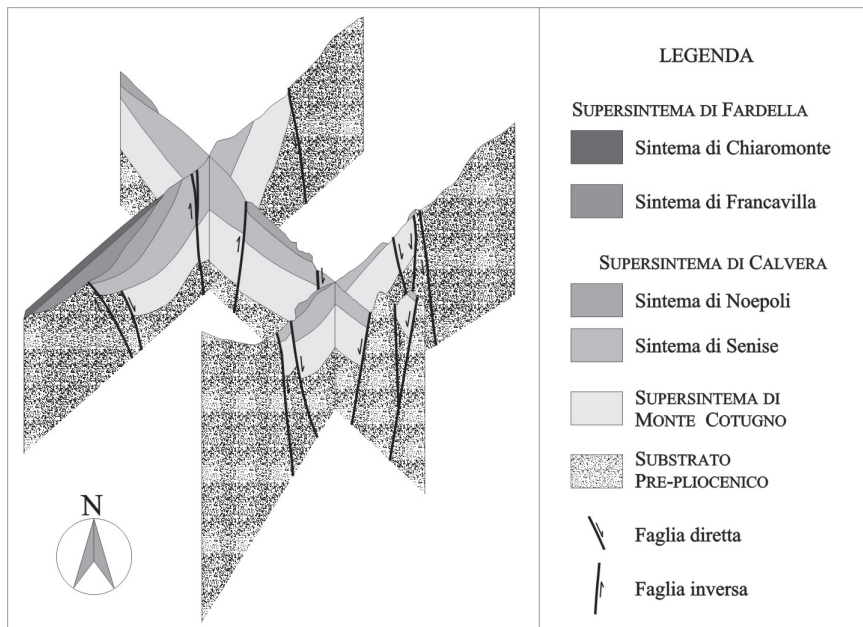


Fig. 24 - Schema dei rapporti stratigrafici delle successioni plio-pleistoceniche affioranti nel settore meridionale del bacino di Sant'Arcangelo.

integrate con i dati di letteratura, hanno permesso di differenziare il riempimento clastico plio-pleistocenico del bacino di Sant'Arcangelo (Fig. 24) in unità stratigrafiche a limiti inconformi ripartite nel supersintema indifferenziato di Monte Cotugno (**MC**), nel supersintema di Calvera (**VR**) - diviso a sua volta nei sintemi di Senise (**NIS**) e di Noepoli (**NOE**) - e nel supersintema di Fardella (**FL**), formato dai sintemi di Francavilla (**FNV**) e Chiaromonte (**ACH**). Tale suddivisione stratigrafica, ad eccezione di alcune denominazioni e di qualche età assegnate ad alcune unità, è in accordo con quanto proposto da LOIACONO & GIANNANDREA (2001) e GIANNANDREA & LOIACONO (2003) e coincide in parte con quanto proposto da ZAVALA & MUTTI (1996) e da ZAVALA (2000).

4.1. - SUPERSINTEMA DI MONTE COTUGNO (**MC**)

Il supersintema di Monte Cotugno (LOIACONO & GIANNANDREA, 2001) affiora estesamente in una fascia larga diversi chilometri lungo il settore nord-orientale del bacino di Sant'Arcangelo e si correla, per età (MARINO, 1994), con la parte alta della successione di Caliendo di VEZZANI (1966c) riconosciuta alla confluenza del Torrente Racanello con il Fiume Agri (Tab. 1) e la porzione inferiore delle argille

marnose azzurre del ciclo successivo. La base della successione del supersintema poggia, con un rapporto di discontinuità, sul substrato pre-pliocenico, mentre il tetto è suturato dalle sabbie di Sant'Arcangelo e di San Giorgio Lucano (PATACCA & SCANDONE, 2001). Le due successioni coincidono con il Gruppo di Catarozzo di ZAVALA (2000) e corrispondono alle unità di *thrust-top basin* ed alle *Argille di Craco* di PATACCA & SCANDONE (2001). Secondo gli autori, la base della successione delle unità di *thrust-top basin* è in contatto stratigrafico sul sottostante substrato pre-pliocenico, diversamente da quanto sostenuto da GIANNANDREA & LOIACONO (2003) secondo cui il contatto è di natura tettonica.

Le sabbie di Sant'Arcangelo e quelle di San Giorgio Lucano risultano entrambe prossime al limite Pliocene superiore - Pleistocene inferiore (MARINO, 1992). L'Autore descrive due sezioni misurate nella parte alta delle argille grigio-azzurre (riferite al supersintema di Monte Cotugno nel Foglio 522 "Senise") poste alcune decine di metri, l'una sotto le sabbie di San Giorgio Lucano in sinistra orografica del Torrente Fiumarella e l'altra a sud dell'abitato di Sant'Arcangelo al km 76,7 della S.P. Agri-Sinni sotto le sabbie di Sant'Arcangelo. La porzione sommitale di entrambe le sezioni è stata attribuita alla parte alta del Pliocene superiore (zona a *D. brouweri* ed a *D. productus*, per i nannofossili calcarei e zona a *G. inflata* per i foraminiferi planctonici) e quindi la base dei due corpi sabbiosi può rappresentare un limite stratigrafico ben identificabile nell'intero bacino che segnala, pertanto, una discontinuità di supersintema.

Il supersintema di Monte Cotugno è costituito da circa novecento metri di argille grigio-azzurre massive o talora finemente laminate con macrofossili isolati. Alle argille laminate si intercalano sabbie fini in straterelli di 1-2 cm spaziate di 30-40 cm, mentre a diverse altezze stratigrafiche si osservano strati sabbiosi con livelli che aumentano di spessore fino a raggiungere i 10 cm. Le sabbie hanno granulometria fine e presentano una laminazione interna piano parallela, nelle argille si distinguono, a luoghi, resti vegetali sparsi (foglie e rametti) e macrofossili (*Ditrupa* sp., scafopodi, piccoli bivalvi e gasteropodi), sia interi che in frammenti. Tale associazione di *facies* è indicativa di una sedimentazione sulla piattaforma, per decantazione in acque tranquille lontano dalle aree sorgenti (depositi di prodelta). L'età della porzione basale dell'unità, ottenuta attraverso una correlazione con i depositi del Ciclo di Calindro, non dovrebbe essere più vecchia della parte alta del Pliocene medio. Nelle argille marnose di questo ciclo sono state riconosciute (MARINO, 1996) le zone a *Discoaster tamalis*, *D. pentaradiatus* ed a *D. brouweri*, per quanto riguarda i nannofossili calcarei, la zona a *Globorotalia crassaformis* per quanto riguarda i foraminiferi planctonici. La parte alta dell'unità - campionata in località Masseria Fanoel al passaggio con il sovrastante supersintema di Calvera e in posizione stratigrafica più alta rispetto a quanto riportato da MARINO (1992) - viene riferita alla parte bassa del Pleistocene inferiore per la presenza, qualche metro sotto le sabbie di Sant'Arcangelo, della

zona CN13 di OKADA & BUKRY (1980) relativamente alle associazioni a nanno-fossili calcarei e della zona a *Globigerina cariacensis* (CITA, 1975) per quanto riguarda i foraminiferi planctonici.

4.2. - SUPERSINTEMA DI CALVERA (VR)

Questa unità comprende sedimenti di ambiente variabile dal continentale al marino deltizio ed è suddivisa nei sintemi di Senise (NIS) e di Noepoli (NOE) (Fig. 24), formati da associazioni di *facies* pressoché simili. Il limite inferiore è rappresentato dalla superficie di base delle sabbie di Sant'Arcangelo e di San

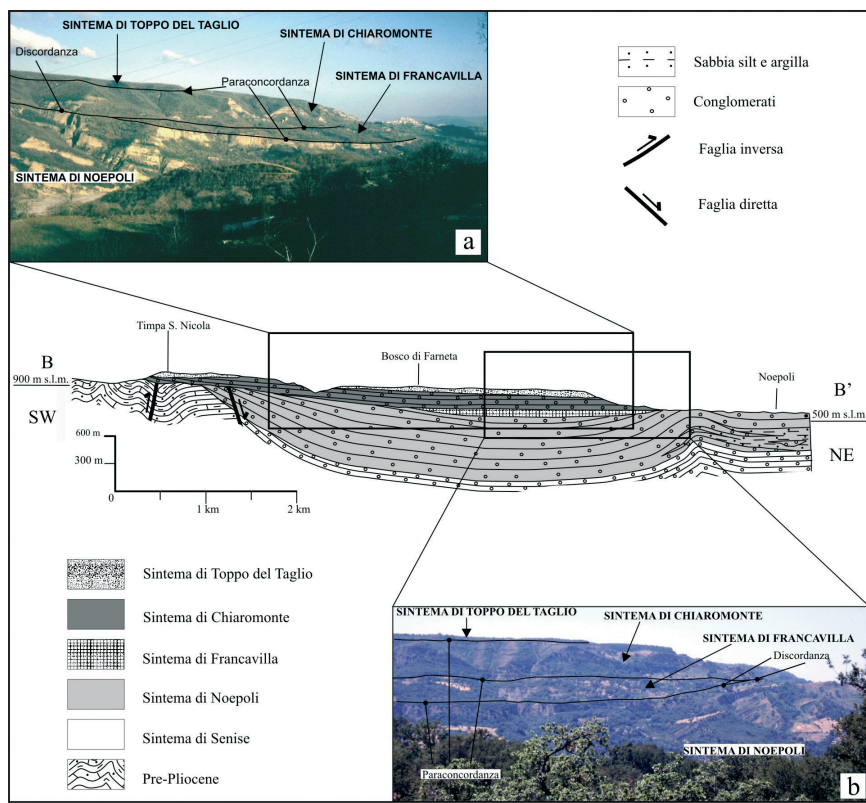


Fig. 25 - Sezione schematica lungo il Fiume Sarnento, fra gli abitati di Noepoli e San Costantino Albanese, e foto panoramiche del settore sud-occidentale del bacino di Sant'Arcangelo. Sono visibili i rapporti stratigrafici tra le unità più recenti del bacino e le discontinuità progressive nei depositi del sintema di Noepoli (da GIANNANDREA & LOIACONO, 2003).

Giorgio Lucano *Auctt.* e dalle argille del supersintema di Monte Cotugno nei pressi di Piano delle Manche. Le sabbie di Sant'Arcangelo affiorano con continuità a partire dall'abitato omonimo (compreso nel Foglio 506) fino a qualche chilometro dal Fiume Sinni, nella porzione nord-orientale del foglio e sono in rapporto di paraconcordanza con le sottostanti argille del supersintema di Monte Cotugno. Le Sabbie di San Giorgio Lucano affiorano, invece, verso oriente e al di fuori dell'area del foglio, in corrispondenza dell'abitato di San Giorgio Lucano e in località Santa Chiara (Foglio 523). In questa località, le sabbie sono in rapporto di discordanza angolare sia sul sottostante supersintema di Monte Cotugno che sul substrato pre-pliocenico (GIANNANDREA & LOIACONO, 2003). Il limite superiore è generalmente di tipo discordante ed erosivo (Fig. 25). Il supersintema di Calvera coincide con il supersintema del Sinni di LOIACONO & GIANNANDREA (2001) e comprende i gruppi di Tursi e di Aliano di ZAVALA & MUTTI (1996). L'età del supersintema ricavata da analisi biostratigrafiche è del Pleistocene inferiore *p.p.*

4.2.1. - *sintema di Senise (NIS)*

La successione, confinata lateralmente dal supersintema di Monte Cotugno, affiora in un'areale allungato in direzione NO-SE che include l'abitato di Senise. Il sintema comprende circa 600 m di depositi conglomeratici, sabbiosi e argillosi in eteropia di facies, distribuiti rispettivamente da SO verso NE e rappresentativi di quattro associazioni di *facies*. Una litofacies conglomeratica (**NIS_b**) affiora a sud di Senise ed è costituita da conglomerati sabbiosi, matrice e casto-sostenuti, con stratificazione incrociata concava (Gct), obliqua (Gcp) e piano parallela (Gch). I ciottoli, delle dimensioni massime di 15 cm, sono costituiti da calcari, arenarie e rocce cristalline. Gli strati di conglomerati clasto-sostenuti sono generalmente spessi pochi centimetri e disposti secondo piani sub-paralleli con ciottoli allineati e talora embriciati, a volte si presentano più spessi e massivi. Tra i conglomerati si interpongono sabbie medio-grossolane con stratificazione incrociata concava (St) e planare (Sp). I livelli sabbiosi e la matrice dei conglomerati spesso contengono frammenti di gusci di molluschi rimaneggiati (depositi alluvionali). Ai conglomerati si associano lenti di argilla, silt e sabbia sottilmente laminati (Fsl) con, a luoghi, abbondante contenuto di resti vegetali (in prevalenza foglie). Le sabbie talora si presentano in strati gradati spessi pochi centimetri, con la superficie di tetto modellata da *ripples* asimmetrici (piana di inondazione).

Dall'associazione di *facies* **NIS_b** si passa, in eteropia, alle litofacies arenacea, arenaceo-argillosa e argillosa (Figg. 26 e 27) - che caratterizzano un ambiente deposizionale deltizio - disposte in alternanza a formare più sequenze deposizionali di tipo *coarsening upward* (CU). La litofacies arenacea di **NIS_{g1}** è costituita da corpi arenacei con uno spessore variabile da 10 m a 50 m, organizzati internamen-

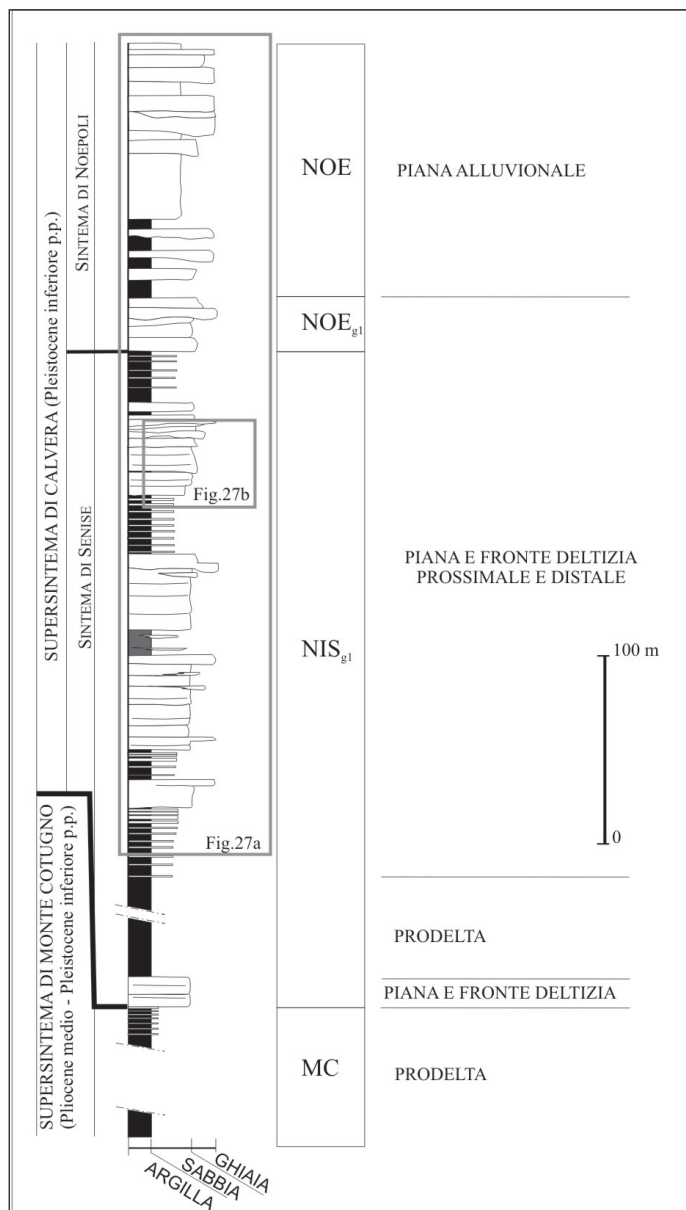


Fig. 26 - Sezione stratigrafica schematica della porzione sabbiosa del supersistema di Calvera e delle argille del sistema di Noepoli che affiora nei pressi di Manche di Marchione, a nord dell'abitato di Senise.



Fig. 27 - Sezioni naturali delle successioni sabbiose del supersistema di Calvera: a) panoramica di località Manche di Marchione in cui si osservano i depositi di fronte deltizia di NIS_{g1} ; b) sequenza coarsening upward caratteristica dei depositi di barra di foce prossimale.

te in strati amalgamati o separati da sottili intercalazioni argillose con spessore variabile da pochi centimetri a 5-6 m (Fig. 27a); le arenarie sono a granulometria media e grossolana con gradazione inversa, stratificazione piano parallela e incrociata concava. La base degli strati è spesso tappezzata da gusci isorientati di molluschi oppure da ciottoli allineati (*lag deposits*). Tra le arenarie si osservano a volte intervalli bioturbati e allineamenti di piccoli granuli siltosi a forma lenticolare (ciascun corpo arenaceo è riferibile a depositi di barra di foce prossimale). A tetto dei corpi sabbiosi sono talora presenti pochi metri di conglomerati clasto-sostenuti ben organizzati, con stratificazione incrociata concava (Gct) e piana (Gcp); i ciottoli, spesso embriciati, hanno dimensioni massime di 15 cm e sono costituiti da calcari, arenarie e rocce cristalline. I *foreset* presenti nei corpi conglomeratici e l'embriciatura dei ciottoli hanno consentito di determinare la provenienza degli apporti dai quadranti sud-occidentali (depositi di piana e fronte deltizia prossimale).

L'associazione di *facies* arenaceo-argillosa di **NIS_{g1}** si colloca sempre alla base della precedente (Fig. 26), raggiunge spessori variabili da 15 m a 40 m ed è costituita da un'alternanza di argille siltose e arenarie fini in strati dello spessore variabile da 10 a 40 cm con un rapporto arenaria/pelite che aumenta progressivamente verso l'alto per ciascun pacco di strati. Sia le arenarie che le argille siltose presentano una sottile laminazione orizzontale in strati lenticolari (depositi di fronte deltizia distale) e contengono in abbondanza macrofossili marini sia interi che in frammenti tra cui si distinguono pettinidi, natiche, gasteropodi (*Natica* sp.), ostreidi, *Dentalium* sp. e carapaci di piccoli granchi in frammenti associati a resti fossili vegetali. La litofacies argillosa di **NISg₁** è costituita (Fig. 26) da argille e silt argillosi di colore grigio-azzurro contenenti resti di macrofossili isolati (depositi di prodelta) e rappresenta quella prevalente del sintema. L'età è riferibile al Pleistocene inferiore, zona CN13 di OKADA & BUKRY (1980) per le associazioni a nannofossili calcarei e zona a *Globigerina cariacensis* (CITA, 1975) per i foraminiferi planctonici.

Età: Pleistocene inferiore *p.p.*

4.2.2. - sintema di Noepoli (NOE)

In questa unità, spessa circa 400 m e separata dalle unità a tetto e a letto da una marcata superficie erosiva, prevalgono le litofacies arenaceo-pelitiche con intercalazioni di lenti conglomeratiche di ambiente continentale (**NOE_p**). Le *facies* marine (**NOE_{g1}**) sono, invece, confinate in una stretta fascia nel settore nord del foglio (Tavoletta 211 I SO "Sant'Arcangelo").

La litofacies arenaceo-pelitica di **NOE_p** è quella prevalente del sintema e si presenta sottilmente laminata, con *ripples* e resti vegetali, con una stratificazione

piana ed incrociata con gradazione diretta e superfici di essiccamento che talora si presentano arrossate (depositi di tracimazione). I conglomerati appaiono massivi o gradati, isolati nella frazione pelitica e si dispongono in corpi nastriformi spessi 20-50 m e larghi 6-25 m; sono clasto-sostenuti con stratificazione incrociata concava (Gct) e obliqua (Gcp) e le dimensioni dei ciottoli non superano i 15 cm di diametro; i tipi litologici più frequenti sono rappresentati da arenarie, rocce cristalline e calcari (depositi alluvionali tipo *braided*). Misure di paleocorrente realizzate sui *foreset* indicano paleoapporti dal quadrante meridionale. L'intera associazione di *facies* può essere riferita ad un ambiente di piana costiera, attraversata da canali distributori stabili e dominata da eventi di tracimazione (depositi alluvionali di tracimazione e di canale).

Nei quadranti meridionali la litofacies arenaceo-pelitica passa in eteropia laterale alla litofacies conglomeratica di **NOE_b** formata da conglomerati di ambiente continentale, ben organizzati e/o massivi con rare lenti pelitiche e sabbiose ed una stratificazione piano-parallela, incrociata o concava. La successione conglomeratica è caratterizzata da due distinte associazioni di *facies* non differenziabili cartograficamente. La prima è composta esclusivamente da conglomerati ed affiora in corrispondenza dell'abitato di Chiaromonte e lungo il margine meridionale del bacino di Sant'Arcangelo ed è rappresentata da corpi conglomeratici debolmente stratificati e matrice-sostenuti con sottili intercalazioni di sabbie; i conglomerati, organizzati in strati e banchi amalgamati, sono massivi (Gmm, Gms) o con stratificazione incrociata planare (Gp) e concava (Gt) ed il diametro dei ciottoli varia da 5 cm a 1,20 m; i ciottoli sono sub-angolosi e la loro litologia (argillo-scisti, marne scistose nere, quarziti) indica una provenienza dai metasedimenti dell'Unità del Frido. I processi deposizionali dominanti (CELENTANO, 1998), sono quelli dei flussi in massa (*debris flow*) caratteristici delle aree prossimali di sistemi di conoide alluvionale. Nelle aree distali, verso nord, affiora la seconda litofacies composta da corpi conglomeratici spessi mediamente 15 m, associati a livelli sabbioso-siltosi sia massivi (Sm) che a laminazione orizzontale (Sh); i conglomerati sono clasto-sostenuti, massivi (Gcm) o a stratificazione incrociata obliqua (Gcp), con ciottoli il cui diametro non supera i 30-50 cm. Il deposito è organizzato in unità cicliche con sviluppo di corpi tabulari ed è interpretabile come il prodotto di flussi canalizzati riconducibili alla parte intermedia di conoidi alluvionali e/o a flussi incanalati in corsi d'acqua tipo *braided* (depositi di piana e conoide alluvionale).

Verso i quadranti settentrionali la litofacies arenaceo-pelitica passa in eteropia laterale alla litofacies arenacea di **NOE_{g1}** costituita da arenarie marine debolmente cementate, con una blanda stratificazione incrociata concava, organizzate in sequenze di strati e banchi amalgamati con spessore variabile da 20 a 40 metri e con macrofossili spesso concentrati alla base dei canali; localmente, a tetto delle arenarie, sono presenti conglomerati a matrice sabbiosa, con stratifi-

cazione piano-parallela e incrociata, spessi alcuni metri. La parte superiore della sequenza è rappresentata da corpi arenacei, spessi da 20 a 40 m, costituiti da strati amalgamati di arenarie medie e grosse contenenti macrofossili e con laminazione interna incrociata concava e piano parallela. A luoghi si osservano piccoli canali con “lag” costituito da bivalvi a guscio integro. A tetto dei corpi sabbiosi spesso sono presenti conglomerati clasto-sostenuti e ben organizzati, con stratificazione incrociata concava e spessore di alcuni metri. La dimensione massima dei ciottoli è di 7 cm e i tipi litologici presenti in ordine di abbondanza sono rappresentati da calcari, arenarie e rocce cristalline. Misure di paleocorrente rilevate sui *foreset* dei conglomerati hanno consentito di determinarne la provenienza dai quadranti nord-occidentali (depositi di piana e fronte deltizia prossimale).

Verso nord le arenarie passano in eteropia laterale alla litofacies arenaceo-argillosa di **NOE_{g1}** composta da una successione di arenarie e argille in strati di spessore variabile da alcuni centimetri al metro, con stratificazione piano-parallela e macrofossili isolati; a luoghi, sono presenti lenti di conglomerati massivi. La successione mostra sequenze CU in cui le arenarie della parte inferiore si alternano a depositi pelitici con un rapporto arenaria/pelite che aumenta verso l'alto. Internamente agli strati si osservano lamine piano-parallele e macrofossili marini isolati. A luoghi, sono presenti lenti di conglomerati massivi (depositi di fronte deltizia distale).

Età: Pleistocene inferiore *p.p.*

4.3. - SUPERSINTEMA DI FARDELLA (FL)

I depositi di questa unità, presenti anche nel contiguo Foglio 506 “Sant’Arcangelo”, sono ampiamente affioranti nelle aree interne del bacino di Sant’Arcangelo che ricadono nel Foglio 522 “Senise” e sono stati suddivisi nei sintemi di Francavilla (FNV) e di Chiaromonte (ACH). La discontinuità che limita alla base il supersintema di Fardella è ben osservabile lungo il Fiume Sinni (all'altezza dell'abitato di Chiaromonte), il Torrente Serrapotamo, il Fosso di Roccanova e il Fiume Sarmento (tra gli abitati di Noepoli e San Costantino Albanese). In quest'ultima località è possibile osservare la discontinuità stratigrafica a letto e quella che delimita a tetto il supersintema (Fig. 25), oltre ai rapporti stratigrafici fra i sintemi di Toppo del Taglio, Chiaromonte, Francavilla e Noepoli.

In figura 25 si riporta una sezione schematica dell'area, compresa fra gli abitati di S. Costantino Albanese e Noepoli, che a NE illustra una struttura sinclinale generata nei terreni dei sintemi di Senise e Noepoli. Nella parte superiore della successione, nel settore centrale della sezione, si osservano depositi lacustri ed alluvionali appartenenti al sintema di Francavilla, non coinvolti nel piegamento;

anche il corpo conglomeratico tabulare in assetto sub-orizzontale del sintema di Chiaromonte non è coinvolto dall'evento plicativo e "sutura", con un netto contatto di discordanza angolare, sia i depositi del sintema di Francavilla e di Noepoli che il substrato pre-pliocenico. I depositi che costituiscono il sintema di Chiaromonte corrispondono, in parte, alla successione dei Conglomerati di Castronuovo di VEZZANI (1967a), rilevati anche da PATACCA & SCANDONE (2001) nel settore nord del bacino di Sant'Arcangelo al di sotto delle argille lacustri del bacino di San Lorenzo (SABATO, 2000). Il *top* deposizionale dei conglomerati del sintema di Chiaromonte rappresenta secondo GIANNANDREA & LOIACONO, (2003) la superficie deposizionale di colmamento del bacino di Sant'Arcangelo. Verso l'alto, separato da un'evidente superficie di erosione, è presente il sintema di Toppo del Taglio.

Età: Pleistocene inferiore *p.p.* - medio?

4.3.1. - *sintema di Francavilla (FNV)*

La successione che caratterizza questa unità comprende depositi lacustri ed alluvionali che affiorano in tre aree distinte comprese nel bacino di Sant'Arcangelo, separate tra loro da alti morfologici. Una di queste aree non ricade nel foglio ma è presente a nord del Fiume Agri (fra gli abitati di Aliano, Alianello, Missanello e Guardia Perticara), nel Foglio 506 "Sant'Arcangelo", ed è caratterizzata dai depositi lacustri del Ciclo di San Lorenzo di PIERI *et alii* (1994). Le altre aree, comprese nel Foglio 522 "Senise", sono ubicate rispettivamente tra i Fiumi Sinni e Sarmiento e a nord del Torrente Serrapotamo, fra il Fosso Roccanova e il margine occidentale del bacino di Sant'Arcangelo. Tali aree sottendono bacini endoreici caratterizzati da una sedimentazione fine nella parte centrale ed una conglomeratica ai margini, per uno spessore complessivo di 300 m. Nel depocentro sedimentario dei due bacini è presente un'alternanza di sabbie, silt e argille sottilmente laminati (Fsl), con *ripples*, resti vegetali (frammenti di tronchi di alberi, impronte di vegetali e foglie), bioturbazioni da radici, superfici di indurimento e gasteropodi dulcacquicoli (*Hydrobiidae* e *Helicidae*). La frazione sabbiosa si presenta, a luoghi, in lenti metriche di sabbia da media a grossolana con gradazione inversa. A diverse altezze stratigrafiche sono presenti strati di torba (C) spessi 10-50 cm e conglomerati. Questi ultimi sono distribuiti in corpi tabulari metrici, sia matrice-sostenuti disorganizzati (Gmm), sia clasto-sostenuti a stratificazione incrociata concava (Gct), con superficie inferiore erosiva. I clasti sono caratterizzati da un diametro variabile da 10 cm a 40 cm e un grado di arrotondamento medio-basso; i tipi litologici presenti in ordine di abbondanza sono rappresentati da arenarie, calcari e rocce cristalline. A sud-est dell'abitato di Francavilla in Sinni si osservano, a luoghi, depositi metrici di argilla laminata

e massiva con un sottile strato di dolomia (di probabile genesi evaporitica) e due livelli vulcanoclastici che affiorano nei pressi di Masseria Sordilla, in successione stratigrafica. Il livello inferiore spesso 35 cm è formato da cenere fine biancastra sottilmente laminata, quello superiore spesso 13 cm è costituito da cenere grigio-rosa a granulometria medio-fine con gradazione e sottili laminazioni nella parte alta dello strato. Tale associazione di *facies* - indicata con l'acronimo **FNV_e** - riflette un ambiente a sedimentazione lacustre localizzato che passa lateralmente, con un rapporto di eteropia, ad un'associazione di *facies* di ambiente alluvionale. Quest'ultima rappresenta la litofacies prevalente ed è presente ai margini dei due sub-bacini; è costituita da conglomerati e in subordine da depositi fini (**FNV_b**). I conglomerati sono clasto e matrice-sostenuti e sono organizzati in strati e banchi massivi (Gcm e Gmm) o con debole stratificazione interna orizzontale (Gch) o incrociata concava. I ciottoli sono delle dimensioni massime di 50 cm e sono formati da calcari, arenarie, argilliti e rocce cristalline. Ai conglomerati sono intercalate lenti spesse fino a 11 m di argilla sabbiosa sottilmente laminata (Fsl) con presenza di gasteropodi di acque dolci. L'ambiente di sedimentazione è riferibile a conoidi alluvionali prossimali ed intermedie (CELENTANO, 1998) dominate da processi deposizionali riconducibili a *debris flow*.

Età: Pleistocene inferiore *p.p.*- medio?

4.3.2. - *sintema di Chiaromonte (ACH)*

L'unità è costituita in prevalenza da conglomerati disposti in corpi tabulari molto estesi lateralmente e che raggiungono mediamente uno spessore di 60 m. La successione affiora prevalentemente nel settore meridionale del bacino di Sant'Arcangelo, in località Serra Altosano, tra il Torrente Rubbio e il Fiume Samento e in corrispondenza dell'abitato di Chiaromonte. I conglomerati sono clasto sostenuti, massivi (Gcm) oppure con stratificazione interna incrociata concava (Gct) e obliqua (Gcp) e con diametro massimo dei ciottoli di 75 cm. A diverse altezze stratigrafiche sono presenti livelli sabbioso-siltosi a stratificazione piano-parallela (Sh) e incrociata concava (St) che non superano i 70 cm di spessore e numerose superfici di erosione (depositi di conoide e di piana alluvionale).

Età: Pleistocene medio?

5. - UNITÀ QUATERNARIE

In questo capitolo sono illustrate le unità quaternarie distinte in base al bacino di pertinenza e le unità non distinte in base al bacino di pertinenza. Queste ultime sono differenziate, con riferimento all'età dei sedimenti, in unità antiche e recenti,

ulteriormente suddivise in completamente formate o ancora in corso di formazione. Le unità recenti e completamente formate comprendono i depositi sedimentati nel corso del Pleistocene superiore – Olocene che affiorano a diverse quote rispetto ai fondovalle attuali, mentre quelle in formazione caratterizzano, invece, i depositi localizzati nei fondovalle attuali e nelle depressioni morfologiche ereditate dalla dinamica evolutiva del paesaggio nel Pleistocene e interessati da processi erosivo-deposizionali in atto. Le unità antiche non distinte in base al bacino di pertinenza sono rappresentate da depositi completamente formati raggruppati nel supersintema del Bosco di Farneta che comprende il sintema di Toppo del Taglio, in parte corrispondente con il sintema di Serra Corneta di GIANNANDREA & LOIACONO (2003) e il sintema di Piano delle Rose, quest'ultimo non affiorante nell'area del Foglio.

Le unità distinte in base al bacino di pertinenza comprendono i depositi legati al bacino idrografico del Fiume Sinni e dei suoi affluenti e quelli che ricadono in una parte del bacino del Fiume Agri. Tutte le unità terrazzate di pertinenza del Fiume Sinni e del Fiume Sarmento sono comprese nel supersintema del Fosso di Manga Ramelle, mentre quelle presenti nella valle del Torrente Racanello, un affluente di destra del Fiume Agri, sono state raggruppate nel sintema di San Chirico Raparo. Le successioni pleistoceniche continentali e marino-transizionali del riempimento clastico del bacino di Sant'Arcangelo sono state già trattate nel precedente capitolo.

5.1. - UNITÀ A LIMITI INCONFORMI NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

Appartengono a questa unità i depositi continentali completamente formati del Pleistocene medio, prodotti in diversi ambienti deposizionali e che risultano attualmente terrazzati e sospesi a diverse altezze s.l.m. rispetto agli alvei attuali; la presenza di discontinuità stratigrafiche a scala di bacino ha consentito la loro suddivisione in unità a limiti inconformi (UBSU).

5.1.1. - *supersintema del Bosco di Farneta (BF)*

L'unità comprende depositi terrazzati ubiquitari sedimentati nell'area del Foglio 522 "Senise", più estesamente nell'area di affioramento dei terreni del bacino di Sant'Arcangelo, a quote elevate rispetto ai fondovalle attuali.

I depositi di quest'unità sono correlabili a quelli noti come "Sabbie e conglomerati della Serra Corneta" di VEZZANI (1967a) e - da studi recenti estesi ad aree limitrofe - corrispondono ai depositi dell'omonimo supersintema del Bosco di Farneta di GIANNANDREA & LOIACONO (2003) formato dai sintemi di Serra Corneta e di Piano delle Rose. Sono, inoltre, parzialmente associabili ai "depositi

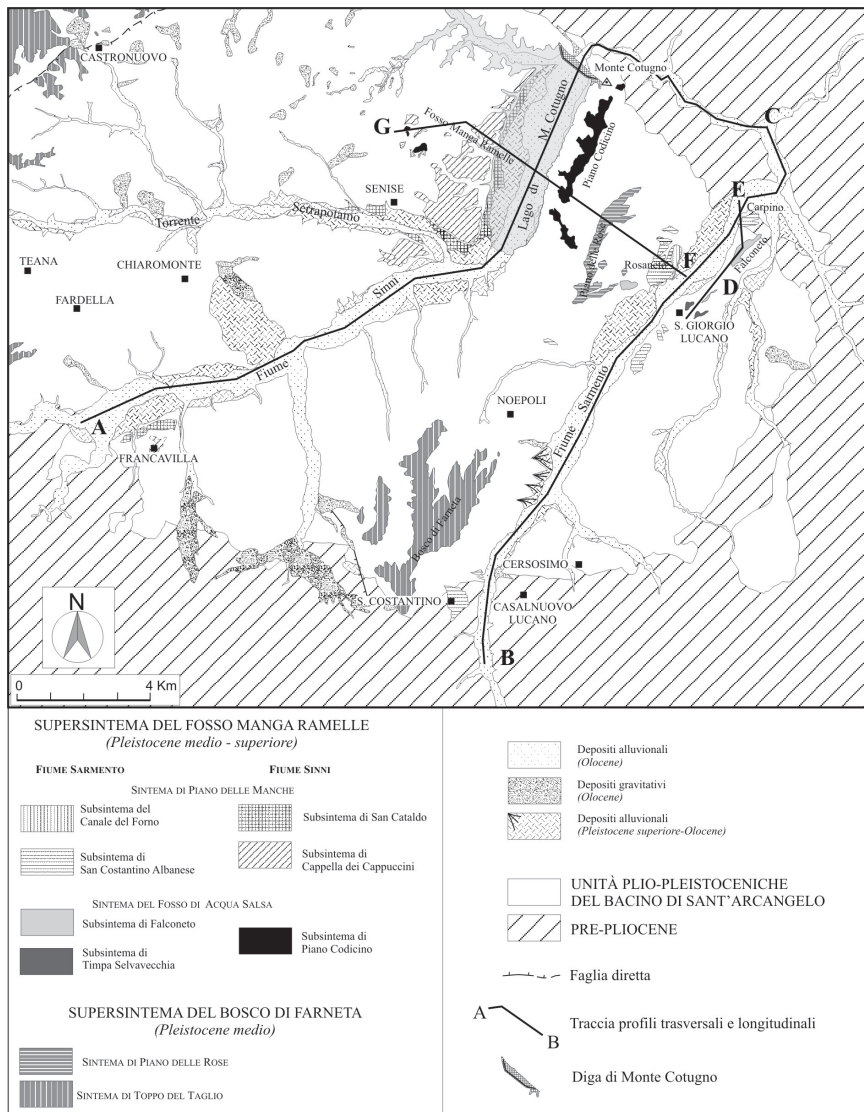


Fig. 28 - Carta geologica schematica delle unità terrazzate dei fiumi Sinni e Sarmiento (da GIANNARDREA & LOIACONO, 2003; modificata).

fluvio-lacustri”, alle “Sabbie e conglomerati di Serra Corneta *Auctt. p.p.*” e ai “Conglomerati e sabbie di Guardia Perticara” distribuiti nel contiguo Foglio 506 “Sant’Arcangelo”, CARBONE *et alii* (2005).

Il supersintema riconosciuto in questo foglio è costituito dal sistema di Toppo del Taglio (**TGL**) che coincide in parte con il sintema di Serra Corneta di GIANNANDREA & LOIACONO (2003) e dal sintema di Piano delle Rose di GIANNANDREA & LOIACONO (2003), riconosciuto in corrispondenza dello spartiacque idrografico tra i Fiumi Sinni e Sarmento, che non affiora nell'area del foglio (cfr. Fig. 28).

La base della successione poggia con un netto ed evidente contatto erosivo sulle unità plio-pleistoceniche del bacino di Sant'Arcangelo e sul substrato pre-pliocenico; la superficie di tetto coincide con la superficie topografica, spesso terrazzata e incisa dalla rete drenante, talvolta ricoperta dai depositi delle unità più recenti. Entrambe le superfici di erosione, quella a letto e quella a tetto, si seguono dal settore orientale del foglio, passando per il Bosco di Farneta a nord dell'abitato di San Costantino Albanese, fino a quello occidentale alle pendici del Monte Raparo. L'età, assegnata sia per la posizione stratigrafica dei depositi dell'unità rispetto alle successioni clastiche del bacino di Sant'Arcangelo (supersintema di Fardella), sia sulla base di considerazioni geomorfologiche, è Pleistocene medio *p.p.*

5.1.1.1. - sintema di Toppo del Taglio (**TGL**)

L'unità coincide in parte con le "Sabbie e conglomerati della Serra Corneta" attribuite alla parte alta del Pleistocene inferiore da VEZZANI (1967a), con una parte dei "depositi fluvio-lacustri", delle "Sabbie e conglomerati di Serra Corneta *Auctt. p.p.*" e dei "Conglomerati e sabbie di Guardia Perticara" del Pleistocene inferiore – medio che affiorano nel Foglio 506 "Sant'Arcangelo" e con una parte dei depositi del sintema di Serra Corneta di GIANNANDREA & LOIACONO (2003) del Pleistocene medio. Il sintema è separato dalle unità sottostanti da un limite inconforme che si segue in tutta l'area del foglio (Fig. 25). La successione affiora in maniera più o meno estesa nel settore occidentale del bacino di Sant'Arcangelo *Auctt.* e poggia con un chiaro contatto erosivo sulle successioni clastiche dei sintemi di Chiaromonte e di Francavilla e sulle unità pre-plioceniche. L'unità, costituita da conglomerati e sabbie siltose organizzate verticalmente in sequenze *fining upward*, affiora fra 720 m e 1000 m di quota s.l.m., raggiunge uno spessore massimo di 100 m e presenta internamente superfici di erosione e paleosuoli rossastri (**TGL_p**). La superficie sommitale del sintema appare interessata da episodi di erosione lineare che hanno determinato la formazione di diversi *plateaux* riconducibili ad una superficie di inviluppo sub-pianeggiante sospesa fino a 550 m di quota sui fondovalle attuali (AMATO & DIMASE, 1997). La sequenza sedimentaria è costituita da conglomerati a sostegno di matrice e disorganizzati (Gmm), oppure clasto-sostenuti con stratificazione incrociata obliqua (Gcp) e concava (Gct); il diametro dei ciottoli varia da 5 cm a 40 cm e normalmente decresce verso l'alto; la matrice è prevalentemente sabbiosa e sabbioso-siltosa, di colore rossastro. Alle

facies conglomeratiche seguono verso l'alto sabbie sottilmente stratificate a laminazione orizzontale (Sh) o con stratificazione incrociata concava (St) e piana (Sp). Le misure di paleocorrente, ricavate dai ciottoli embriciati e da piccole superfici canalizzate, indicano provenienze medie da sud e da ovest con una dispersione di circa 90°. Nel complesso l'unità si può riferire ad un ambiente alluvionale in cui si osservano *facies* di conoide alluvionale prossimale ed intermedia nei settori meridionali, che passano a depositi di piana alluvionale verso nord (CELENTANO, 1998). I paleosuoli di tipo *Alfisols* intercalati nella successione e quelli più recenti di tipo *Entisols* e *Inceptisols* presenti al *top* della successione sono stati generati, secondo AMATO & DIMASE (1997), in diversi momenti climatici con climi umidi a stagione secca alternati a stagioni aride e semiaride.

Nel settore nord-orientale del Foglio Senise, in località Piano dei Campi a quote comprese tra i 900 ed i 1100 metri s.l.m., i depositi fluviali passano in eteropia latero-verticale ad una successione detritico-alluvionale (**TGL_{3a}**) che forma un esteso conoide terrazzato e sospeso rispetto al fondovalle del Torrente Racanello. Il deposito è formato nella parte alta da clasti eterometrici a spigoli subarrotondati con clasti di natura prevalentemente calcarea - provenienti dallo smantellamento erosivo del rilievo del Monte Raparo a cui sono morfologicamente agganciati - e nella porzione basale da blocchi di dimensioni metriche che raggiungono uno spessore variabile da alcuni metri ad oltre 50 metri; i clasti sono a supporto di matrice sabbiosa ed argillosa di colore rosato con rare lenti esclusivamente clastiche; sono presenti intercalazioni di lenti sabbioso-argillose rosso-marrone con clasti poligenici (coni detritici e falde detritiche stratificate e/o massive). La successione corrisponde in parte ai depositi di versante e di conoide detritico-alluvionale generati durante episodi freddi del Pleistocene medio, descritta da BOENZI & CIARANFI (1974).

La discontinuità di natura erosiva che separa la base del sintema dai depositi sottostanti si segue in maniera chiara dal Bosco di Farneta, a nord dell'abitato di San Costantino Albanese, fino ai rilievi di Serra della Cerrosa e Serra di San Chirico verso ovest ed a Timpone Crocchiola, poco ad ovest di Castronuovo di Sant'Andrea, e lungo l'intera valle del Torrente Racanello. La superficie di tetto coincide con la superficie topografica, in genere terrazzata e sospesa oltre i 900 m di quota s.l.m. e localmente è ricoperta da spessi paleosuoli di tipo *Entisols* e *Inceptisols* (AMATO & DIMASE, 1997).

Età: Pleistocene medio *p.p.*

5.2 - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

In questo paragrafo sono raggruppate le successioni sedimentarie terrazzate che appartengono alla media valle del Fiume Sinni e piccoli corpi deposizionali

- legati al bacino idrografico del Fiume Agri - che affiorano nel settore settentrionale del foglio.

5.2.1. - *Bacino del Fiume Agri*

5.2.1.1. - sintema di San Chirico Raparo (**ATV**)

I depositi che formano questa unità affiorano esclusivamente nel settore nord-occidentale del foglio, in prossimità dell'abitato di San Chirico Raparo e del Torrente Racanello e sono rappresentati da due distinte successioni sedimentarie continentali riportate nei subsintemi di Torre di S. Vito (**ATV_{1fl}**) e di Masseria Barletta (**ATV₂**). Il sintema di San Chirico Raparo raggiunge in affioramento spessori variabili dai 10 ai 20 metri e poggia con evidente contatto discordante su una superficie di erosione modellata sia sul substrato pre-pliocenico che sulle unità plio-pleistoceniche del bacino di Sant'Arcangelo. Il *top* deposizionale coincide, generalmente, con superfici terrazzate sia erosionali che deposizionali sospese a diverse centinaia di metri rispetto all'alveo del Torrente Racanello. L'età è del Pleistocene medio?-superiore *p.p.*

5.2.1.1.1. - subsintema di Torre S. Vito (**ATV_{1fl}**)

L'unità affiora nei pressi di San Chirico Raparo e forma un esteso *plateau* poligenico posto in posizione topografica sommitale a circa 800 m di quota. L'intero corpo deposizionale è sospeso e terrazzato rispetto al fondovalle attuale del Torrente Racanello (FRANCIOSE *et alii*, 2003). Il deposito è costituito da un'associazione di travertino, che mostra diverse *litofacies* formate da calcareniti e calciruditi fitoclastiche con intercalazioni di travertini microermali e stromatolitici (**fl**); l'età assegnata a questi terreni da FRANCIOSE *et alii* (2003) è Pleistocene medio?-superiore *p.p.*

5.2.1.1.2. - subsintema di Masseria Barletta (**ATV₂**)

L'unità affiora in destra orografica del Torrente Racanello nei pressi di Masseria Barletta e forma diverse superfici terrazzate sospese rispetto all'alveo attuale del torrente e disposte a quote comprese tra i 520 ed i 600 metri s.l.m. La successione è costituita da una alternanza di sabbie e silt stratificati contenenti isolate lenti conglomeratiche in assetto massivo o ciottoli dispersi; a luoghi si osservano

lenti di fanglomerati (depositi alluvionali e di tracimazione). L’età è Pleistocene superiore *p.p.*

5.2.2. - Bacino del Fiume Sinni

5.2.2.1 - supersistema del Fosso Manga Ramelle (MR)

In quest’unità sono compresi i depositi terrazzati, legati allo sviluppo del reticolo idrografico dei Fiumi Sinni e Sarmento, raggruppati nei sintemi di Piano delle Manche (**RNT**) e del Fosso Acqua Salsa (**AQS**). Le successioni terrazzate sono distribuite in prevalenza nel settore nord-orientale del foglio in appoggio stratigrafico discordante sui terreni argilloso-sabbiosi delle unità plio-pleistoceniche del bacino di Sant’Arcangelo (Fig. 28).

I tre profili morfostratigrafici (Fig. 29) che hanno consentito a GIANNANDREA & LOIACONO (2003) di riconoscere più ordini di terrazzi fluviali, affioranti anche

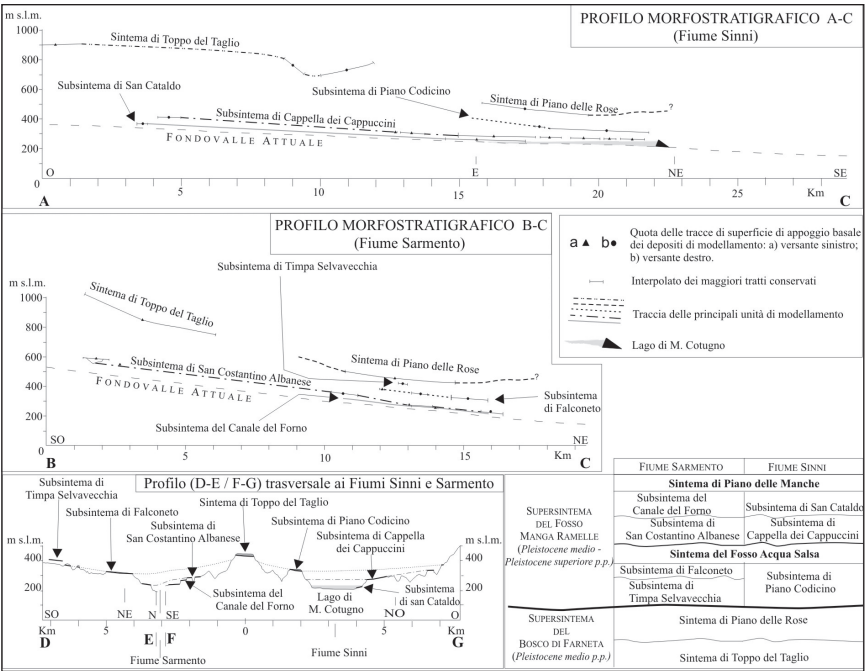


Fig. 29 - Profili morfostratigrafici longitudinali e trasversali delle valli dei fiumi Sinni e Sarmento (da GIANNANDREA & LOIACONO, 2003; modificato).

al di fuori dell'area del foglio, sono stati utilizzati per correlare i depositi dei sintemi di Rosaneto e di S. Giorgio Lucano di GIANNANDREA & LOIACONO (2003) con quelli di Piano delle Manche e di Fosso Acqua Salsa del Foglio Senise a cui viene assegnata la stessa età, corrispondente al Pleistocene medio *p.p.*- superiore *p.p.*

La superficie di erosione basale su cui poggiano i depositi di questa unità è ben evidente lungo la valle del Fiume Sarmento, in prossimità dell'abitato di San Costantino Albanese e del Fiume Sinni ed in località Timpa del Capraro nei pressi di Francavilla in Sinni; la superficie a tetto coincide con la superficie topografica dei diversi ordini di terrazzi fluviali.

5.2.2.1.1. - sintema del Fosso Acqua Salsa (AQS)

L'unità raggruppa le successioni terrazzate formate nel corso dell'evoluzione delle valli dei Fiumi Sinni e Sarmento, che affiorano nel settore nord-orientale del foglio, in appoggio stratigrafico discordante sui depositi del sintema di Senise. I depositi di questo sintema (Figg. 28 e 29) si correlano in senso morfostratigrafico con quelli del sintema di S. Giorgio Lucano (GIANNANDREA & LOIACONO, 2003) e formano i diversi terrazzi fluviali sospesi da quota 370 fino a circa quota 300 rispetto al fondovalle attuale.

I principali affioramenti si osservano a nord dell'abitato di Senise, nei pressi del Fosso Manga Ramelle, in località Timpa del Capraro e Magnano e sono costituiti da alcuni metri di conglomerati clasto-sostenuti massivi (Gcm) o a stratificazione incrociata (Gct), con matrice sabbiosa rossastra, in *facies* di conoide alluvionale. La discontinuità di letto è rappresentata da una superficie erosiva modellata nelle alternanze sabbioso-argillose del sintema di Senise, mentre quella di tetto coincide con la superficie topografica attuale dei terrazzi fluviali presenti nell'area. L'età è Pleistocene medio *p.p.*- superiore

5.2.2.1.2. - sintema di Piano delle Manche (RNT)

In questa unità sono compresi i depositi terrazzati che affiorano lungo l'intero tratto dei Fiumi Sinni e Sarmento compresi nel foglio. Il sintema è stato suddiviso nei subsintemi di San Costantino Albanese (RNT₁), di Cappella dei Cappuccini (RNT₂), di San Cataldo (RNT₃) e di Canale del Forno (RNT₄), quest'ultimo non affiorante nell'area del Foglio; il primo appartiene al sub-bacino del Fiume Sarmento, mentre gli altri due al bacino del Fiume Sinni. Esiste una chiara corrispondenza morfostratigrafica tra i depositi di questo sintema e quelli del sintema di Rosaneto di GIANNANDREA & LOIACONO (2003), così come tra i subsintemi di San Costantino Albanese, Cappella dei Cappuccini e San Cataldo e quelli del

Carpino, Galilea e San Filippo degli Autori citati (Figg. 28 e 29).

In corrispondenza del Lago di Monte Cotugno le litofacies del sintema di Piano delle Manche sono costituite in prevalenza da depositi pelitici di ambiente fluviale contenenti frammenti di molluschi marini. La predominanza delle *facies* sottili in questo tratto del fiume è legata alle litologie prevalentemente sabbiose e argillose dei supersinterni di Monte Cotugno e di Calvera che affiorano nell'area sorgente. La base del sintema poggia con un contatto erosivo sulle unità plio-pleistoceniche del bacino di Sant'Arcangelo e sul substrato pre-pliocenico, mentre il tetto coincide con la superficie topografica dei diversi ordini di terrazzi fluviali. L'età è Pleistocene superiore *p.p.*

SUB-BACINO DEL FIUME SARMENTO

5.2.2.1.2.1. - subsintema di San Costantino Albanese (**RNT₁**)

L'unità comprende i depositi terrazzati che affiorano nel sub-bacino del Fiume Sarmento, distribuiti dall'abitato di San Costantino Albanese fino in località Carpino ubicata nel limitrofo Foglio Rotondella (Fig. 28). La successione è caratterizzata da due litofacies conglomeratiche sovrapposte non differenziabili cartograficamente. Il deposito inferiore è spesso circa 15 m e presenta conglomerati clasto-sostenuti in assetto massivo (Gcm), con matrice sabbioso-argillosa di colore rossastro; quello superiore è spesso pochi metri ed è costituito da conglomerati clasto-sostenuti con stratificazione planare orizzontale (Gch) e con matrice sabbioso-argillosa rossastra. Entrambi i depositi sono riferibili ad un ambiente di conoide alluvionale. L'età è Pleistocene superiore *p.p.*

BACINO DEL FIUME SINNI

5.2.2.1.2.2. - subsintema di Cappella dei Cappuccini (**RNT₂**)

L'unità contiene depositi terrazzati sospesi rispetto al fondovalle attuale di circa 70 m, distribuiti in diverse località comprese nel Foglio 522 fino al lago artificiale di Monte Cotugno a 282 m s.l.m., a nord-est di Senise. Nei pressi dell'abitato di Francavilla in Sinni la successione è formata da circa 7 m di conglomerati clasto-sostenuti massivi (Gcm) e a stratificazione incrociata (Gct) con lenti di sabbie grossolane in *facies* di conoide alluvionale. I depositi terrazzati che affiorano nei dintorni del Lago di Monte Cotugno ed a Masseria Marconi sono prevalentemente rappresentati da litofacies sabbiose con sabbie medio-grossolane massive (Sm) e sabbie fini con una sottile laminazione orizzontale e superfici modellate

da *microripples* (Sh) (depositi di tracimazione). Lo spessore non supera i 6-7 m e l'ambiente deposizionale varia da quello di conoide a quello di piana alluvionale. L'età è Pleistocene superiore *p.p.*

5.2.2.1.2.3. - subsintema di San Cataldo (**RNT₃**)

I depositi terrazzati di questa unità, distribuiti ai margini del fondovalle attuale del Fiume Sinni, affiorano a partire dall'abitato di Francavilla in Sinni, a 385 m di quota s.l.m., fino al lago di Monte Cotugno a 235 m di quota s.l.m.; il subsintema è formato da un'alternanza di conglomerati e sabbie-limose di spessore metrico. I conglomerati sono clasto-sostenuti con stratificazione incrociata (Gct), mentre le sabbie ed i limi presentano sottili lamine piano parallele (Sh) e contengono frammenti di macrofossili rimaneggiati (depositi alluvionali). L'età è Pleistocene superiore *p.p.*

5.3 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

In questo paragrafo sono racchiusi i depositi compresi in modo più o meno uniforme in tutta l'area del foglio, legati alla dinamica evolutiva più recente del paesaggio.

5.3.1. - *Unità completamente formate*

5.3.1.1. - Travertino (**f₁**)

Il deposito è stato rilevato in prossimità dell'abitato di Magnano ed è costituito da pochi metri di travertino fitoclastico e fitoermale da poco coerente a sciolto e poroso. L'età ricavata in base ai rapporti stratigrafici con il sintema di Francavilla è Pleistocene superiore *p.p.* - Olocene *p.p.*

5.3.1.2. - Deposito di frana antica (**a_{1b}**)

Il deposito affiora in maniera ubiquitaria ed è rappresentato da un corpo eterogeneo ed eterometrico a struttura caotica e con litofacies variabili da argillosa ad ammassi di blocchi con matrice argilloso-sabbiosa; in corrispondenza di corsi d'acqua è terrazzato e ciò permette di inserirlo nelle unità completamente formate. L'età è Olocene.

5.3.1.3. - Depositi alluvionali terrazzati (**b_n**)

In questa unità sono stati raggruppati i depositi alluvionali collegati morfologicamente agli attuali fondovalle, delimitati a tetto ed a letto da superfici di erosione *sensu* CARRARO (1996) e non più inondabili che formano gli ordini di terrazzi fluviali più recenti che non sono stati suddivisi per bacino di pertinenza.

Le alluvioni (**b_n**) sono costituite da ghiaie clasto-sostenute, con matrice sabbiosa e intercalazioni di lenti sabbioso-argillose; in prossimità della Fiumarella di Sant’Arcangelo sono presenti sabbie da medie a grossolane con rari ciottoli e molluschi marini in frammenti provenienti essenzialmente dall’erosione delle arenarie del supersintema di Calvera; entrambi i depositi presentano stratificazione incrociata concava e obliqua con tipologie di *facies* variabili da quella di piana a quella di conoide alluvionale e sono completamente formati, non più inondabili ed attualmente in erosione. L’età è Olocene.

5.3.2. - Unità in formazione

L’insieme comprende i depositi caratterizzati da processi erosivo-deposizionali potenzialmente ancora attivi.

5.3.2.1. - Coltre eluvio-colluviale (**b₂**)

Il deposito è costituito da sedimenti sottili, con clasti di varie dimensioni e forme talvolta allineati e immersi in matrice argilloso-siltosa più o meno abbondante. Si è deposto prevalentemente per dilavamento areale nei bassi morfologici preesistenti ed è stato cartografato solamente quando supera il metro di spessore.

5.3.2.2.- Depositi alluvionali attuali (**b**)

Si tratta di depositi di golena rappresentati da una alternanza di ghiaie, sabbie e limi con stratificazione incrociata concava e obliqua attualmente in formazione in alveo; sono parzialmente osservabili per pochi metri nei letti di piena attuali ai margini dell’alveo di magra dei corsi d’acqua di più elevato rango gerarchico presenti nel foglio. La tipologia del letto fluviale varia da quello stretto ed allungato tipico degli impluvi di basso ordine gerarchico con corsi d’acqua rettilinei che scorrono in valli incassate, a quello a fondo piatto ed ampio con canali *braided* o anastomizzati come nel caso dei Fiumi Sinni e Sarmento o dei Torrenti Racanello, Serrapotamo e Rubbio. Sono presenti inoltre ghiaie a supporto clastico o con

matrice sabbiosa contenenti lenti sabbioso-argillose che denunciano un ambiente deposizionale in *facies* di conoide alluvionale.

5.3.2.3. - Detrito di falda (**a₃**)

Il deposito si presenta eterogeneo ed è costituito da brecce eterometriche, con clasti poligenici a spigoli vivi o sub-arrotondati, sedimentate per gravità al piede dei versanti; localmente alcuni corpi inglobano grossi blocchi, ad esempio di travertino nei pressi di San Chirico Raparo o carbonatici lungo il versante nord-orientale del Monte Alpi non differenziabili cartograficamente.

5.3.2.4. Deposito di frana (**a_{1a}**)

Il deposito di frana si presenta eterogeneo ed eterometrico a struttura caotica, con litofacies variabili da argillosa a lapidea e con ammassi di blocchi inglobati in una matrice argilloso-sabbiosa.

Sono corpi geologici la cui messa in posto è avvenuta esclusivamente attraverso processi di trasporto gravitativo e di cui attualmente si può riconoscere oltre al deposito anche la nicchia di distacco più o meno conservata e la eventuale superficie di scorrimento (nelle tipologie roto-traslazionali); i corpi di frana sono distribuiti in maniera più o meno uniforme su tutta l'area rilevata ma con una maggiore frequenza laddove prevalgono le litologie a componente argillosa o argillo-siltosa; particolarmente evidenti sono i movimenti di massa che interessano i versanti nella parte apicale del Torrente Rubbio e del Fiume Sinni e quelli nei pressi di Latronico.

V - TETTONICA

Nella porzione meridionale del Foglio Senise affiorano estesamente coperture sedimentarie meso-cenozoiche di fondo oceanico, in parte polideformate e accompagnate da metamorfismo di basso grado (DI LEO *et alii*, 2005), con relativi termini di basamento cristallino (SPADEA, 1994), di pertinenza “interna” (liguride). Nella porzione meridionale e in quella occidentale del Foglio sono state distinte unità tettoniche (cfr Figg. 7 e 30) appartenenti al dominio Liguride e precisamente l'Unità del Frido (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976) e l'Unità Silentina (D'ARGENIO *et alii*, 1973): quest'ultima è rappresentata, nell'area rilevata, dalla formazione delle Crete Nere (Cretacico-Eocene), dalla formazione del Saraceno (Eocene-Oligocene) e dalla formazione di Albidona (Oligocene superiore - Miocene inferiore). L'Unità del Frido copre un intervallo cronologico che va dubitativamente dal Giurassico dei termini di basamento all'Oligocene delle coperture (BONARDI *et alii*, 1993) ed è stata cartografata adottando la suddivisione di seguito riportata, che ricalca in parte lo schema proposto da MONACO *et alii* (1991, 1995); nell'Unità del Frido sono pertanto compresi i seguenti elementi tettonici (dall'alto): *i*) subunità dei calcescisti (metacalcari di Monte Caramola del Foglio 522 “Senise”); *ii*) serpentiniti (serpentiniti di San Severino Lucano del Foglio 522 “Senise”) e metabasiti (metabasiti de La Fagosa del Foglio 522 “Senise”), che costituiscono i corpi ofiolitici interposti; *iii*) subunità degli argilloscisti (metapeliti di Serra del Tuppo Gentile del Foglio 522 “Senise”).

Nell'intera area rilevata (Fig. 30), l'Unità del Frido è sempre sovrapposta tettonicamente all'Unità Silentina ed è sormontata dalle unità cristalline rappresentate dall'Unità tettonica di Timpa Rotalupo, costituita dagli gneiss di Timpa Rotalupo (gneiss granatiferi e biotitici, a luoghi attraversati da dicchi di metabasiti, ampiamente affioranti nella porzione settentrionale della Tav. 211 III SE - S. Severino

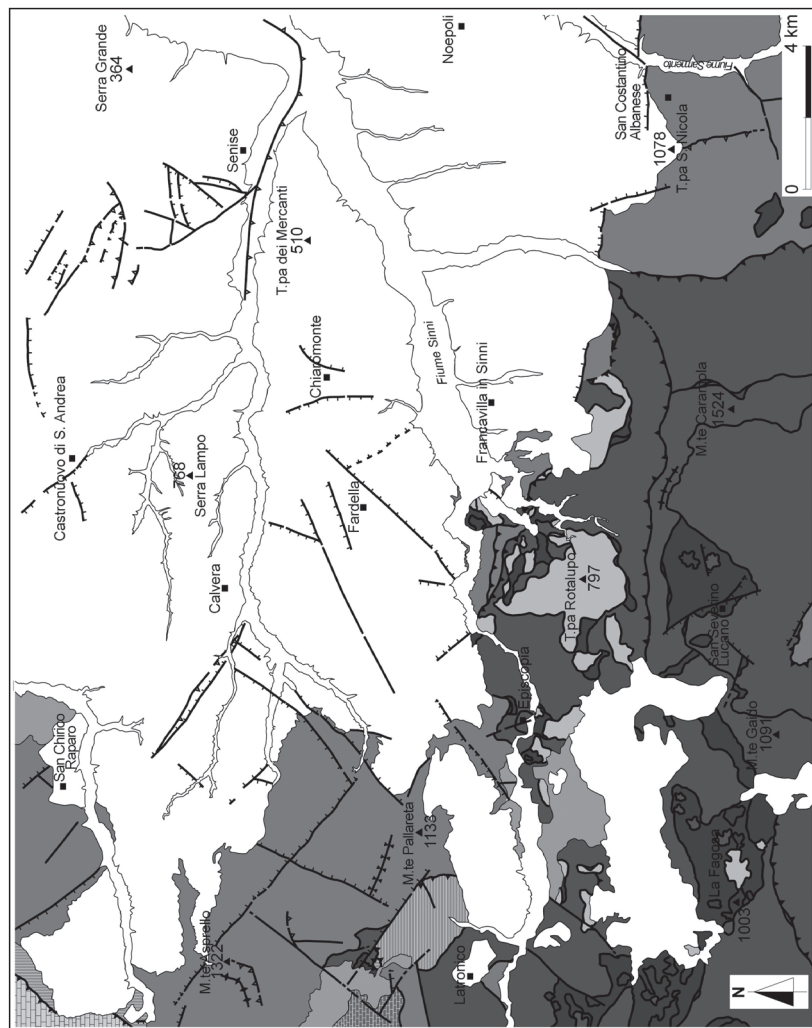


Fig. 30 - Schema tettonico del Foglio Senise.

Lucano) e dai granitoidi di Timpa del Castello (granitoidi ed altre rocce cristalline leucocratiche in ammassi volumetricamente modesti, talvolta interessati da zone di taglio duttili, come nel caso del margine settentrionale di Timpa della Guardia nella porzione meridionale della Tav. 211 III SE - S. Severino Lucano, dove tali rocce foliate sono tettonicamente interposte tra i calcescisti dell'Unità del Frido a tetto e le serpentiniti della stessa unità a letto).

Alla mesoscala, i metasedimenti dell'Unità del Frido sono affetti da pieghe sovrapposte, con andamenti assiali all'incirca N120° e N60°, clivaggi di scistosità e di crenulazione. Si osservano frequentemente fenomeni di trasposizione delle cerniere. Nell'Unità Silentina dominano mesopieghe ad andamento meridiano, talvolta accompagnate da sistemi di clivaggio di frattura con andamento assiale.

Sono state redatte diverse sezioni geologiche per evidenziare l'assetto stratigrafico e strutturale delle unità geologiche affioranti nell'area del Foglio Senise. La sezione A-A' interessa la tavoletta S. Severino Lucano ed attraversa i terreni relativi alle Unità Liguridi e quelle cristallino-metamorfiche, mentre le sezioni B-B' e C-C' ricadono rispettivamente nella tavoletta S. Costantino Albanese e nella tavoletta Senise ed evidenziano le geometrie delle unità plio-pleistoceniche del bacino di Sant'Arcangelo e dei rapporti di queste con i terreni del substrato pre-pliocenico. La sezione D-D', infine, illustra i rapporti tra i carbonati dell'Unità del Monte Alpi ed i terreni flyschoidi circostanti e ricade nelle tavolette Latronico e San Martino d'Agri.

In quest'ultima sezione, ad andamento all'incirca meridiano, si osservano i terreni dell'Unità tettonica del Monte Alpi sovrapposti tettonicamente ai depositi della formazione di Albidona. Il contatto è fossilizzato dai depositi miocenici della formazione di Oriolo. Faglie normali ad alto angolo tagliano, infine, le successioni descritte fino in superficie. Verso NNE la sezione mostra l'appoggio in *onlap* dei depositi infra-mesopleistocenici del sintema di Francavilla sul substrato prequaternario rappresentato dalla formazione di Albidona. Una evidente superficie di erosione separa, infine, i sovrastanti conglomerati del sintema di Toppo del Taglio dai depositi sottostanti.

La sezione A-A' è orientata SSO-NNE e passa, da sud verso nord, tra l'abitato di San Severino Lucano e Timpa della Guardia fino a raggiungere Timpa Rotalupo per attestarsi poco a sud del Fiume Sinni.

Nella porzione meridionale della sezione si osservano i rapporti tettonici tra le unità di copertura (Unità del Frido, metapeliti di Serra del Toppo Gentile) e quelle di basamento (serpentiniti di San Severino Lucano) affioranti nei dintorni di San Severino Lucano. Nella fattispecie, le serpentiniti sono tettonicamente sovrapposte agli argilloscisti e dislocate da faglie ad alto angolo. Poco più a nord, le serpentiniti risultano invece sottoposte tettonicamente ai calcescisti dell'Unità del Frido (metacalcari di Monte Caramola), con l'interposizione di un lembo di metabasiti (metabasiti de La Fagosa).

Nella porzione settentrionale si osserva il ricoprimento di un'unità gneissica sui terreni di copertura dell'Unità del Frido, con l'interposizione di lembi di serpentiniti. Infine, alla terminazione settentrionale della sezione sono riportati due sovrascorrimenti che coinvolgono a letto i terreni di copertura relativi all'Unità Silentina.

La sezione B-B' è orientata SO-NE e si estende da Timpa S. Nicola a Noepoli, attraverso il Bosco di Farneta.

All'estremo sud-occidentale della sezione sono presenti i terreni del substrato meso-cenozoico (formazioni di Albidona, Saraceno e Crete Nere) e sono mostrati i loro rapporti con le unità deposizionali plio-pleistoceniche del bacino di Sant'Arcangelo che costituiscono la restante porzione della sezione e sono separate da significative superfici di discontinuità stratigrafica. Nelle unità del bacino di Sant'Arcangelo si riconoscono i supersintemi di Fardella e di Calvera suddivisi a loro volta in unità sintematiche di rango inferiore. A tetto di tale successione, separati da una superficie erosiva talora marcata dalla presenza di paleosuoli, si osservano i terreni prevalentemente conglomeratici del sintema di Toppo del Taglio appartenente al supersintema del Bosco di Farneta.

La sezione C-C', realizzata nel settore centrale del bacino di Sant'Arcangelo, taglia con direzione NE-SO l'intera successione sedimentaria affiorante nel bacino. In essa sono ben visibili l'assetto strutturale, i rapporti tra le principali unità stratigrafiche riconosciute e l'architettura delle *litofacies*. La struttura dominante è quella di una monoclinale immergente mediamente di 15° in direzione SO, leggermente deformata da una faglia inversa, in corrispondenza del Torrente Serrapotamo, su cui poggiano in *onlap* i depositi del supersintema di Fardella.

La monoclinale è formata, con un rapporto di sovrapposizione stratigrafica localmente paraconcordante, nel settore nord-orientale dal supersintema di Monte Cotugno e nel settore sud-occidentale dal supersintema di Calvera. Il limite è rappresentato dalla base di un corpo sabbioso, sedimentato in *facies* deltizia nel settore depocentrale del bacino che va dall'abitato di Sant'Arcangelo fino a quello di San Giorgio Lucano. Tale limite secondo GIANNANDREA & LOIACONO (2003) è, invece, di tipo discordante ed erosivo ai margini del bacino. Nel supersintema di Calvera si osserva anche la complessa geometria dei corpi sedimentari e i loro rapporti latero-verticali, con una progradazione da SO verso NE. La discordanza osservata tra il supersintema di Fardella ed il supersintema di Calvera marca un intenso evento tettonico responsabile del sollevamento della Dorsale di Valsinni (presente fuori foglio) che deve aver determinato la completa separazione del bacino di Sant'Arcangelo dal bacino di avanfossa, il basculamento a SO dei depositi dei supersintemi di Monte Cotugno e di Calvera e la formazione di piccoli bacini lacustri a ridosso del margine occidentale. Il limite tra i supersintemi di Monte Cotugno e di Calvera rappresenta, invece, un momento di minimo eustatico del livello del mare associato all'attivazione di faglie bordiere disposte lungo i margini sud-orientali ed occidentali del bacino.

Nell'area del foglio sono presenti anche faglie ad alto angolo di età quaternaria e con diverse cinematiche che interessano sia i terreni plio-pleistocenici del bacino di Sant'Arcangelo che le unità del substrato pre-pliocenico. Tali faglie appartengono a famiglie con orientazione sia appenninica che antiappenninica (Fig. 30).

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - DISSESTO IDROGEOLOGICO

Nelle aree in cui affiorano le successioni argilloso-sabbiose plio-pleistoceniche del bacino di Sant'Arcangelo, la dinamica evolutiva dei versanti si manifesta in maniera complessa e non sempre consente un'agevole e immediata lettura dei movimenti di massa sia antichi che recenti a causa:

- 1) della scarsa persistenza dei corpi franosi dovuta alla intensità dei processi erosionali s.s. esaltati dall'alto grado di erodibilità dei terreni, e
- 2) della frequenza con cui le morfologie originarie sono sia mascherate e/o scompaginate da movimenti di massa attivi, epidermici e sovrapposti e sia frazionati e/o cancellati dal dilavamento superficiale.

L'attuale configurazione dei versanti è il risultato della sovrapposizione degli effetti promossi da numerosi fenomeni che interagiscono spesso fra loro come ad esempio le rotture e le dislocazioni correlabili a deformazioni gravitative profonde di versante, la decompressione dei versanti ed i sensibili incrementi dell'energia di rilievo promossi dal più o meno recente approfondimento dei solchi fluviali, i movimenti di massa sia quelli antichi che quelli ancora in atto, ed i processi erosivi s.l. ancor oggi intensi. Le caratteristiche litostratigrafiche, la giacitura a franapoggio e l'insieme degli effetti generati dai processi descritti sono stati nel recente passato geologico tra le principali cause di innesco dei primi movimenti di massa. Le frane recenti ed attuali sono state attivate anche grazie alle modificazioni del paesaggio causate dai movimenti di massa più antichi che, oltre al decadimento delle caratteristiche meccaniche dei terreni, hanno determinato un'esaltazione dell'erosione selettiva, la presenza di falde idriche poco profonde

e spesso confinate che hanno esercitato pressioni idrostatiche elevate in seno ai corpi detritici e la diversione delle linee di drenaggio superficiale. Anche l'intensa attività sismica (dell'ordine del VI° - VII° M.C.S. negli ultimi tre secoli) dell'area ha avuto e continua ad avere un ruolo non trascurabile sia come causa predisponente che scatenante. I meccanismi di innesco dei movimenti di massa sono stati pressoché sempre gli stessi, infatti le frane più significative sono rappresentate da scorrimenti sia rototraslazionali che traslazionali attivati con modalità retrogressive, mentre movimenti franosi più modesti e superficiali sono rappresentati da isolati scorrimenti rotazionali.

La dinamica evolutiva dei movimenti di massa è caratterizzata da un primo ed imponente movimento caratterizzato da superfici di scorrimento molto profonde che si attiva nelle parti più basse dei versanti a cui segue l'attivazione di altri movimenti, la cui età varia da quelli antichi fino a quelli attuali, che si sviluppano man mano a quote sempre più alte lungo i versanti, con superfici di scorrimento meno profonde e con zone di piede di frana che coincidono o tagliano le scarpate di frana preesistenti. Le frane antiche hanno la scarpata modellata nelle successioni pelitiche del supersintema di Calvera e la superficie di scorrimento si localizza al tetto o in seno ai depositi prevalentemente argillosi e/o sabbiosi. Molto spesso la parte alta delle superfici di scorrimento è posizionata in prossimità di un passaggio laterale di facies. Le frane con superficie di scorrimento poco profonda, che si genera in corrispondenza di sottili livelli argillosi, interessano unicamente la successione pelitica del supersintema di Calvera. Numerosi indizi geologici e geomorfologici tra cui posizione, geometria e spessore dei corpi di frana, strati o superfici ruotati contromonte, rigonfiamenti, aree a morfologia depressa, mostrano che gli eventi franosi si sono sviluppati secondo i meccanismi finora descritti.

L'area in cui si realizza il passaggio stratigrafico tra i depositi sabbiosi del supersintema di Calvera e le sottostanti argille del supersintema di Monte Cotugno rappresenta uno dei settori caratterizzati da movimenti franosi abbastanza numerosi come ad esempio il centro urbano e periurbano dell'abitato di Senise, in sinistra orografica del Torrente Serrapotamo dove i cospicui corpi di frana mostrano una parziale rimobilizzazione in tempi recenti. Le scarpate di alcune frane tagliano due *trench* relativamente piccoli, che appartengono ad una vasta area, sviluppata a NNO e immediatamente a ridosso dell'abitato.

Un altro movimento di massa, sviluppato anch'esso quasi interamente nelle sabbie del supersintema di Calvera, è presente in sinistra orografica del Fiume Sinni, immediatamente ad est dell'abitato di Chiaromonte sul Sinni. Si tratta di una frana antica caratterizzata da un movimento rototraslazionale. La superficie di taglio sembra essersi prodotta ad una profondità che raggiunge mediamente gli 80 metri. La zona di distacco è attualmente segnata da un *trench* largo circa 150-300 metri, lungo oltre 2 km ed alto all'incirca 40 metri.

In corrispondenza delle ripide scarpate modellate nelle successioni conglò-

meratiche, si producono spesso fenomeni di crollo e, subordinatamente, di ribaltamento di blocchi. Non mancano, infine, fenomeni calanchivi modellati nelle argille plio-pleistoceniche affioranti a nord ed a sud di Senise.

Anche nei settori meridionale e occidentale del foglio, contraddistinti dalla presenza di terreni appartenenti alle Unità Liguridi, si riscontra una vivace dinamica morfoevolutiva che si esplica mediante diffusi movimenti di massa e fenomeni erosivi spesso selettivi. Nelle aree di affioramento delle successioni prevalentemente argillose appartenenti alle Unità Liguridi (Unità del Frido) e Silentine (formazione delle Crete Nere), i fenomeni più diffusi sono rappresentati da scorrimenti traslativi e colate (VARNES, 1978). Lo spessore del materiale coinvolto è molto variabile e il movimento di norma avviene su una superficie di scorrimento ben definita. Tenuto conto della morfologia delle zone di accumulo, prevalentemente allungata in cui si innestano linee di impluvio, la maggior parte delle colate traslazionali può essere classificata come colamenti incalanati. Meno frequenti sono le colate di fango (VARNES, 1978), che si producono in materiale essenzialmente argilloso degradato e destrutturato. Esse sembrano avere spessore limitato, superfici di scorrimento non ben definite e dimensioni più contenute rispetto alle precedenti, tali da non essere cartografabili in modo agevole anche in virtù del fatto che a causa della loro elevata erodibilità le forme sono poco conservate nel paesaggio.

Tra i principali fattori predisponenti allo sviluppo dei suddetti fenomeni, in queste aree, un ruolo di primo piano è rappresentato dall'assetto morfostrutturale e dalle caratteristiche di resistenza meccanica dei terreni, spesso scadenti e contraddistinti da valori prossimi a quelli residui, a causa delle vicissitudini tettono-gravitative subite. I frequenti ed intensi scuotimenti sismici, gli eventi di pioggia critici, sono invece alcuni fattori che determinano l'insorgere dei processi erosivi. Esempi di colate di grandi dimensioni presenti su versanti argillosi delle Unità Liguridi si osservano ad esempio nei dintorni dell'abitato di Latronico, nel settore occidentale del foglio.

2. - CAVE

In tutta l'area del Foglio 522, fatta eccezione per alcune tipologie di depositi alluvionali, affiorano pochi litotipi adatti alla coltivazione come materiali da costruzione e pertanto l'attività estrattiva è limitata e di interesse locale. Buoni materiali da costruzione sono le calcareniti della formazione del Saraceno, le marne e le arenarie della formazione di Albidona; le grosse bancate calcareo-marnose della formazione di Albidona potrebbero essere, inoltre, localmente utilizzate come pietre da cemento.

Attualmente le cave attive sono poche ed in massima parte posizionate lungo

il Fiume Sinni ed i suoi principali affluenti. L'attività estrattiva riguarda quasi esclusivamente i sedimenti alluvionali ghiaiosi che forniscono alcuni modesti impianti di betonaggio. Questi sedimenti sono particolarmente adatti per la preparazione di sottofondi e massicciate stradali, nonché di impasti di calcestruzzo.

3. - IDROGEOLOGIA

La larga diffusione di terreni impermeabili e nel contempo la scarsa distribuzione areale e verticale di litotipi variamente permeabili fanno sì che l'intera area non sia caratterizzata da risorse idriche sotterranee di un certo rilievo. Sono presenti, tuttavia, alcuni acquiferi che ospitano risorse idriche di interesse locale.

Gli acquiferi di una certa valenza sono riconducibili ai depositi alluvionali di fondovalle, abbondantemente alimentati dai principali corsi d'acqua, nonché ai calcescisti dell'Unità del Frido (metacalcari di Monte Caramola) permeabili per fessurazione. Il grado di permeabilità di questi ultimi è generalmente alto, ma estremamente variabile da punto a punto. I calcescisti di norma sono, tettonicamente, limitati a letto dalla successione degli argilloscisti dell'Unità del Frido (metapeliti di Serra del Tuppo Gentile); tale motivo strutturale determina un meccanismo di venuta a giorno delle acque per soglia di permeabilità sovrimposta con le principali polle sorgentizie allineate lungo la superficie di contatto tettonico tra le due subunità. Simili sorgenti sono presenti al Monte Caramola ed a SO dell'abitato di San Severino Lucano.

Anche i depositi conglomeratico-sabbiosi plio-pleistocenici, nonostante presentino spessori modesti e di estensione areale limitata, possono essere sede di falde idriche ma di portata limitata. Apposite ricerche, condotte nella zona di Senise, hanno evidenziato che le successioni sabbiose pleistoceniche del sintema di Senise, non disturbate da movimenti franosi, non ospitano falde idriche sotterranee o quanto meno non sono interessate da una vera e propria circolazione idrica ipogea. Le acque sotterranee hanno sede negli accumuli di frana e nelle sabbie del supersintema di Monte Cotugno, dando luogo a falde idriche effimere e spesso in pressione, talvolta anche di un certo interesse. La falda circola di norma in pressione con carichi idraulici apprezzabili e talora anche maggiori della quota del piano campagna. Prove di portata hanno fatto registrare valori anche di 4 l/s. Il grado di permeabilità accertato è mediamente riconducibile ad un coefficiente $K=3 \times 10^{-4}$ cm/s.

BIBLIOGRAFIA

- AMATO A. (2000) - *Estimating Pleistocene Tectonic Uplift Rates in the Southeastern Apennines (Italy) from Erosional Land Surfaces and Marine Terraces*. In: SLAYMAKER O. (ed.), "Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change", Wiley, 67-87.
- AMATO A. & CINQUE A. (1999) - *Erosional landsurfaces of the Campano-Lucano Apennines (S. Italy): genesis, evolution, and tectonic implication*. Tectonophysics, **315**, 251-267.
- AMATO A. & DIMASE A.C., (1997) - *Caratteristiche paleoambientali ed evoluzione geomorfologica dei plateaux della media valle del Fiume Agri (Basilicata)*. Il Quaternario, **10**, 213-230.
- AMATO A. & MONTONE P. (1997) - *Present-day field and active tectonics in Southern peninsular Italy*. Geophys. Journ. Int., **130**, 519-534.
- AMATO A. & SELVAGGI G. (1993) - *Aftershock location and P-velocity structure in the epicentral region of the 1980 Irpinia earthquake*. Ann. Geofis., **36**, 3-15.
- AMODIO-MORELLI L., 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., vol. **17**, 1-60.
- 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, San Mauro e Albidona e il problema della evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 285-297.
- AMORE F.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.
- ASCIONE A., CINQUE A. & TOZZI M. (1992) - *La valle del Tanagro (Campania): una depressione strutturale ad evoluzione complessa*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1992/1**, 209-219.
- ASCIONE A. & ROMANO P. (1999) - *Vertical movements on the Eastern margin of the Tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria (Southern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **315**, 337-356.
- BASSO C., CIAMPO G., CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (2002) - *Geologia del settore irpino-dauno dell'appennino meridionale: unità meso-cenozoiche e vincoli stratigrafici nell'evoluzione tettonica mio-pliocenica*. Studi Geologici Camerti, Nuova Serie, **2**, 7-27.
- BELGIORNO A., CELENTANO A., GIANNANDREA P. & LOIACONO F. (1994) - *Le successioni alluvionali e deltizie della parte centro meridionale del bacino plio-pleistocenico di S. Arcangelo (Appennino meridionale)*. Riassunti 77° Congr. Soc. Geol. It., Bari, 186-188.
- BENEDUCE P. & SCHIATTARELLA M. (1997) - *Relazioni tra tettonica regionale quaternaria e deformazione vulcanogenica nelle aree dei Campi Flegrei, Isola di Ustica e Monte Vulture (Italia meridionale)*. Il Quaternario, **10**, 583-588.
- BOENZI F., CAPOLOGO D., CECARO G., D'ANDREA E., GIANO S.I., LAZZARI M. & SCHIATTARELLA M. (2004) - *Evoluzione geomorfologica polifasica e tassi di sollevamento del bordo sud-occidentale dell'alta Val d'Agri (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **123**, 357-372.
- BOENZI F. & CIARANFI N. (1970) - *Stratigrafia di dettaglio del Flysch di Gorgoglione (Lucania)*. Mem. Soc. Geol. It., **9**, 68-80.
- BOENZI F. & CIARANFI N. (1974) - *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sui depositi continentali pleistocenici del versante orientale del M. Raparo (Appennino Meridionale)*. Geogr. Fis. Din. Quat., **5**, 174-178.
- BOIANO U. (1997) - *Anatomy of a siliciclastic turbidite basin: the Gorgoglione Flysch, Upper Miocene, Southern Italy: physical stratigraphy, sedimentology and sequence-stratigraphic framework*. Sedimentary Geology, **107**, 231-262.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 17-35.

- BONARDI G., CIAMPO G., & PERRONE V. (1985) - *La formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano: ulteriori dati stratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 539-549.
- BONARDI G., DE CAPOA P., FIORETTI B. & PERRONE V. (1993) - *L'âge des métacalcaires de l'Unité du Frido (région calabro-lucanienne, Italie) et ses implications géodynamiques*. Com.Rend. Acad. Sci. Paris, **317**, 955-962.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the Southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. **82**, 47-58.
- BRANCACCIO L., PESCATORE T., SGROSSO I. & SCARPA R. (1984) - *Geologia regionale*. In: "Lineamenti di Geologia regionale e tecnica", Formez, Ricerche e Studi, **37**, 1-47.
- CAIAZZO C., GIOVINE G., ORTOLANI F., PAGLIUCA S., SCHIATTARELLA M. & VITALE C. (1992) - *Genesi ed evoluzione strutturale della depressione tettonica dell'alta valle del Fiume Sele (Appennino campano-lucano)*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., **1992/1**, 245-255.
- CALDARA M., LOIACONO F., MORLOTTI E., PIERI P. & SABATO L. (1988) - *I depositi plio-pleistocenici della parte nord del bacino di S. Arcangelo (Appennino lucano): caratteri geologici e paleoambientali*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 391-410.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & MONACO C. (1988) - *Le unità stratigrafico-strutturali dell'Alta Val d'Agri (Appennino lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema catena-avanzfossa*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 331-341.
- CARBONE S., DI STEFANO A. & LENTINI F. (A cura di) (2005) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 506 – Sant'Arcangelo*. APAT, Roma, 116 pp., S.E.L.CA., Firenze.
- CARRARO F. (1996) - *L'importanza dello studio delle superfici di erosione nell'approccio allostratigrafico alla Geologia del Quaternario*. Il Quaternario, **9**, 197-200.
- CASTELLANO M.C. & SCHIATTARELLA M. (1998) - *Tettonica contrazionale neogenica del settore nord-occidentale del monte Cervati (Cilento, Appennino campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 747-759.
- CATALANO S., MONACO C., TORTORICI L. & TANSI C. (1993) - *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy)*. Tectonics, **12**, 656-665.
- CELENTANO A.L. (1998) - *Evoluzione sedimentaria del bacino di Sant'Arcangelo, parte meridionale (Appennino meridionale)*. Tesi di Dottorato, Università Degli Studi Di Bari.
- CIARANFI N. (1965) - *Osservazioni geologiche sul Gruppo del M. Raparo (Lucania sud-occidentale)*. Ist. Geol. e Paleont. Univ. di Bari, 20 pp., Adriatica Editrice, Bari.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. Ann. Geof., **36**, 249-260.
- CITA M.B., (1975) - *Planktonic foraminiferal biozonation of the mediterranean Pliocene deep sea record. A revision*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **81**, 527-544.
- CNR - COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, **1**, 203 pp.
- CRITELLI S. & LOIACONO F. (1988) - *Provenienza e dispersione dei sedimenti nel flysch di Gorgoglione (Langhiano-Tortoniano, Appennino Lucano): implicazioni sull'evoluzione delle mode detritiche arenacee nell'orogene sudappenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 809-826.
- D'ARGENIO B., ORTOLANI F. & PESCATORE T. (1986) - *Geology of the southern Apennines. A brief outline*. Geol. Appl. Idrogeol., **21**, 135-160.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Acc. Naz. Lincei, Quad., **183**, 49-72.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - *Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines*. Quad. Ric. Sci., **90**, 313-327.
- D'ARGENIO B., RADOICIC R. & SGROSSO I. (1971) - *A paleogeographic section through the Italo-*

Dinaric external zones during Jurassic and Cretaceous times. Nafta, **22**, 195-207.

- D'ARGENIO B. & SCANDONE P. (1970) - *Jurassic facies pattern in the Southern Apennine (Campania-Lucania).* Coll. Mediterr. Jurassic, Hugarian Geol. Inst., 27 pp.
- DE CAPOA P., DI DONATO V., DI STASO A., GIARDINO S. & RINALDI S. (2003) - *Preparation Techniques And Methodological Approach To Calcareous Nannofossil Analysis In Silico-And Calcioclastic Turbidites.* Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **244**, 105-127.
- DE LORENZO G. (1895) - *Osservazioni geologiche nell'Appennino della Basilicata meridionale.* Atti Acc. Sc. Fis. Mat., **7**.
- DIETRICH D. (1976) - *La geologia della Catena Costiera Calabria tra Cetraro e Guardia Piemontese.* Mem. Soc. Geol. It., **17**, 61-121.
- DI LEO P., DINELLI E., MONGELLI G. & SCHIATTARELLA M. (2002) - *Geology and geochemistry of Jurassic pelagic sediments, Scisti silicei Formation, southern Apennines, Italy.* Sedimentary Geology, **150**, 229-246.
- DI LEO P., SCHIATTARELLA M., CUADROS J. & CULLERS R. (2005) - *Clay mineralogy, geochemistry and structural setting of the ophiolite-bearing units from southern Italy: a multidisciplinary approach to assess tectonic history and exhumation modalities.* Atti Ticin. Sc. Terra, Serie Spec., **10**, 87-93.
- DI STASO A. & GIARDINO S. (2002) - *New integrate biostratigraphic data about the Saraceno formation (North-Calabrian Unit; Southern Apennines).* Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **1**, 517-526.
- FERRANTI L., OLDOW J.S. & SACCHI M. (1996) - *Pre-Quaternary orogen-parallel extension in the Southern Apennine belt, Italy.* Tectonophysics, **260**, 325-347.
- 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. Strat., **104**(1), 95-114.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region.* Micropaleontology, **42**, 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.
- FRANCIOSO R., GIANO S.I., LAPENNA V., RIZZO E. & SCHIATTARELLA M. (2003) - *Caratteri morfologico-evolutivi e valutazione dei distacchi potenziali di un versante in roccia nei pressi di San Chirico Raparo (Basilicata): applicazione integrata di metodi geologici e geofisici.* Quad. Geol. Appl., **10**, 89-109.
- GALLICCHIO S., MARCUCCI M., PIERI P., PREMOLI SILVA I., SABATO L. & SALVINI G. (1996) - *Stratigraphical data from a Cretaceous claystones sequence of the "Argille Varicolori" in the Southern Apennines (Basilicata, Italy).* Palaeopelagos, **6**, 261-272.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1982) - *Strutture tensionali e compressive indotte da meccanismi profondi lungo la linea del Pollino (Appennino meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **101**, 385-440.
- GIANNANDREA P. & LOIACONO F. (2003) - *Le successioni alluvionali e lacustri quaternarie affioranti nella media valle del fiume Sinni (Appennino meridionale, Basilicata).* Il Quaternario, **16**, 257-267.
- GIANO S.I., LAPENNA V., PISCITELLI S. & SCHIATTARELLA M. (1997) - *Nuovi dati geologici e geofisici sull'assetto strutturale dei depositi continentali quaternari dell'alta Val d'Agri (Basilicata).* Il Quaternario, **10**, 589-594.
- GIANO S.I., MASCHIO L., ALESSIO M., FERRANTI L., IMPROTA S. & SCHIATTARELLA M. (2000) - *Radio-carbon dating of active faulting in the Agri high valley, Southern Italy.* Journ. Geodynamics, **29**, 371-386.
- GRANDJACQUET C. (1963) - *Schema structural de l'Apennin campano-lucanien (Italie).* Revue Geogr. Phys. Géol. Dyn., **5**, 185-202.
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J. & ROURE F. (1992) - *Paleostress analyses and fold-and-thrust belt kinematics in the Southern Apennines.* In: ROURE F., ELLOUZ N., SHEIN V.S. & SKVORTSOV I.I. (ed.), "Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins", International Symposium, 157-169.
- 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.
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J., ROURE F. & MÜLLER C. (1991) - *Géométrie et mécanisme de formation d'un bassin "piggyback": le bassin de Sant'Arcangelo (Italie méridionale)*. Com. Rend. Acad. Sci. Paris, **312**, 1373-1378.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (ed.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 283-314.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - *Structural-stratigraphic units and tectonic framework of Southern Apennines*. In: SQUYRES C. (ed.) "*Geology of Italy*", Earth Science Society, Libyan Arabic Republic, 317-328.
- KNOTT S.D. (1987) - *The Liguride Complex of Southern Italy - a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge*. Tectonophysics, **142**, 217-226.
- KNOTT S.D. & TURCO E. (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, Southern Italy*. Tectonics, **10**, 1164-1172.
- LANZAFAME G., SPADEA P. & TORTORICI L. (1978) - *Provenienza ed evoluzione dei flysch cretaceo-eocenici della regione calabro-lucana. II: relazione tra ofioliti e flysch calabro-lucani*. Ofioliti, **3**, 189-210.
- LANZAFAME G., SPADEA P. & TORTORICI L. (1979) - *Relazioni stratigrafiche tra ofioliti e formazione del Frido nella Calabria settentrionale e nell'Appennino lucano*. Ofioliti, **4**, 313-330.
- LENTINI F. (1967) - *Le successioni stratigrafiche plio-pleistoceniche sui due lati della dorsale Nocara-Colobraro (Matera)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, **18**, 181-206.
- LENTINI F. (1979) - *Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino lucano)*. Geol. Rom., **18**, 215-224.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1974) - *Note illustrative del Foglio 506 "S. Arcangelo"*. C.N.R., I.R.P.I., 46 pp.
- LOIACONO F. & GIANNANDREA P. (2001) - *Sedimentary evolution of a marginal plio-pleistocene basin along the Southern-Eastern Apennine sector*. Riassunti Convegno Progetto CROP – crosta profonda; sottoprogetto CROP 04 – Appennino meridionale; 18-20.
- LOWE D.R. (1979) - *Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits*. In: DOYLE L.J. & PILKEY O.H. (ed.) "*Geology of Continental Slopes*", S.E.P.M. spec. publ., **27**, 75-82.
- MANFREDINI M. (1986) - *Explanation notes for the geological map of Southern Italy between parallels 40 20*. Simp. Int. Engineering Geology Problems in seismic Areas, Bari.
- MARINO M. (1992) - *Biostratigrafia integrata a nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici di alcune successioni terrigene plio-pleistoceniche di avanfossa (Bacino di S. Arcangelo e margine appenninico della Fossa Bradanica-Italia meridionale)*. Tesi di dottorato, Università degli studi di Bari, 1992, 125 pp.
- MARINO M. (1994) - *Biostratigrafia integrata a nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici di alcune successioni terrigene plioceniche del Bacino di Sant'Arcangelo (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 329-354.
- MARINO M. (1996) - *Calcareous nannofossil and foraminifera biostratigraphy of Pleistocene terrigenous sediments from Southern Italy*. Riv. It. Paleot. e Strat., **102/1**, 119-130.
- MARSELLA E., BALLY A.W., D'ARGENIO B., CIPITELLI G. & PAPPONE G. (1995) - *The paleogeographic position of the Lagonegro domain, Southern Apennines*. Tectonophysics, **252**, 307-330.
- MARTINI E. (1971a) - *Calcareous nannoplankton from the Type Tortonian*. In: SENES J., Proc. VI Congress R.C.M.N.S., Bratislava, 53-56.
- MARTINI E. (1971b) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (ed.), Proc. II Planktonic Conf., Roma, 1970, **2**, 738-785.
- MATTEI M., PETROCELLI R., LACAVA D. & SCHIATTARELLA M. (2004) - *Paleomagnetic evidence for Pleistocene ultra-rapid vertical-axis rotations in the southern Apennines (Italy)*. Geology, **32**, 789-792.

- MAURO A. & SCHIATTARELLA M. (1988) - *L'Unità Silentina di Base: assetto strutturale, metamorfismo e significato tettonico nel quadro geologico dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It, **41**, 1201-1213.
- MAZZOLI S. (1992) - *Structural analysis of the Mesozoic Lagonegro Units in SW Lucania (Southern Italian Apennines)*. Studi Geologici Camerti, **12**, 117-146.
- MAZZOLI S. (1998) - *The Liguride Units of Southern Lucania (Italy): structural evolution and exhumation of high-pressure metamorphic rocks*. Rend. Fis. Acc. Lincei, **9**: 271-291.
- 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. of Geol. Soc., **158**, 309-319.
- MIALL A. D. (1978) - *Litofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary*. In: MIAL A.D. (ed.): "fluvial sedimentology". Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **5**, 597-604.
- MIALL A.D. (1996) - *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer Verlag, 502 pp.
- MONACO C. (1993) - *Assetto geologico-strutturale dell'area di Timpa delle Murge (Appennino calabro-lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 551-556.
- MONACO C., TANSI C., TORTORICI L., DE FRANCESCO A.M. & MORTEN L. (1991) - *Analisi geologico-strutturale dell'Unità del Frido al confine calabro-lucano (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 341-353.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1995) - *Tectonic role of ophiolite-bearing terranes in the development of the Southern Apennines orogenic belt*. Terra Nova, **7**, 153-160.
- MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S. & TANSI C. (1995) - *Geologia del versante nord-orientale del massiccio del Pollino (confine calabro-lucano): nota illustrativa sintetica della Carta geologica alla scala 1:50.000*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 277-291.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- MÜLLER C., CASERO P., MORETTI L., ROURE F. & SAGE L. (1988) - *Significance of the Monte Alpi in the geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento, vol. **B**, 333-335.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sicil., **64-65**, 183-212.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- OGNIBEN L. (1986) - *Relazione sul modello geodinamico "conservativo" della regione italiana*. Comm. ENEA-ENEL per lo studio dei problemi sismici connessi con la realizzazione di impianti nucleari.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code number to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Mar. Micropal., **5**, 321-325.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, **12**, 475-478.
- ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PEPE E., SCHIATTARELLA M. & TOCCACELI R.M. (1992) - *Active tectonics in the Southern Apennines: Relationships between cover geometries and basement structure. A hypothesis for a geodynamic model*. IGCP n° 276, Newsletter, **5**, 413-419.
- ORTOLANI F. & TORRE M. (1971) - *Il Monte Alpi (Lucania) nella paleogeografia dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **90**, 213-248.
- PATACCA E., SARTORI R., & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arc: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines, the role of the passive sinking of a relict lithospheric slab*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (ed.) "The Lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research", 157-176, Acc. Naz. Lincei.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-*

- belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)*. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (ed.), "Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins". Kluwer Academic Publishers, 401-440.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (ed.) "Plankton Stratigraphy. Cambridge". Cambridge University Press, 427-553.
- PERRI E. & SCHIATTARELLA M. (1997) - *Evoluzione tettonica quaternaria del bacino di Morano Calabro (Catena del Pollino, Calabria settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**, 3-15.
- PESCATORE T. (1978) - *Evoluzione tettonica del Bacino Irpino (Italia meridionale) durante il Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 783-805.
- PESCATORE T. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 37-46.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999) - *Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy*. Tectonophysics, **315**, 269-286.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - *I rapporti tra le Unità Lagonegresi e le Unità Sicilidi nella media valle del Basento, Lucania (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 353-361.
- PESCATORE T. & SENATORE M.R. (1986) - *A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and a Miocene (Irpian Basin) foredeep of the southern Apennines (Italy)*. In: ALLEN P.A. & HOMEWOOD P. (ed.), "Foreland Basins". Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., **8**, 169-182.
- PIERI P., SABATO L., LOIACONO F. & MARINO M. (1994) - *Il bacino di piggyback di Sant'Arcangelo: evoluzione tettonico-sedimentaria*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 465-481.
- PIERI P., SABATO L. & TROPEANO M. (1996) - *Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa bradanica nel Pleistocene*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 501-515.
- PIERI P., VITALE G., BENEDEUCE P., DOGLIONI C., GALLICCHIO S., GIANO S.I., LOIZZO R., MORETTI M., PROSSER G., SABATO L., SCHIATTARELLA M., TRAMUTOLI M. & TROPEANO M. (1997) - *Tettonica quaternaria nell'area bradanico-ionica*. Il Quaternario, **10**, 535-542.
- PROSSER G., SCHIATTARELLA M., TRAMUTOLI M., DOGLIONI C., HARABAGLIA P. & BIGOZZI A. (1996) - *Una sezione rappresentativa dell'Appennino Meridionale*. Riassunti Conferenza sulla ricerca scientifica in Basilicata, Università della Basilicata- Regione Basilicata, Febbraio 1996.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G., (1990) - *Pliocene-Pleistocene distribution patterns in the Western Mediterranean*. In KASTEN K.A., MASCLE J. et alii, 1990. Proc. of ODP, Scientific Results, **107**, 513-533.
- RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1994) - *The Gelasian Stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene Series*. Riv. It. Paleont. Strat., **100**, 103-124.
- RIVIELLO A., SCHIATTARELLA M. & VACCARO M.P. (1997) - *Struttura geologica dell'area di Tolve (Basilicata) dedotta da dati di superficie e di sottosuolo*. Il Quaternario, **10**, 557-562.
- RUSSO F. & SCHIATTARELLA M. (1992) - *Osservazioni preliminari sull'evoluzione morfostrutturale del bacino di Castrovinci (Calabria settentrionale)*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1992/1**, 271-278.
- SABATO L. (2000) - *A lower-middle Pleistocene lacustrine system in late evolutionary stages of the Sant'Arcangelo basin (Southern Italy)*. In: GIERLOWSKI-KORDESCH E.H. & KELTS K.R. (ed.), "Lake basins through space and time". AAPG Geology Studies, **46**, 543-522.
- SAGNOTTI L. (1992) - *Paleomagnetic evidence for a Pleistocene counterclockwise rotation of the Sant'Arcangelo basin, southern Italy*. Geophys. Res. Lett., **19**, 135-138.
- SAGNOTTI L. & SPERANZA F. (1993) - *Magnetic fabric analysis of the Plio-Pleistocene clayey units of the Sant'Arcangelo basin, southern Italy*. Phys. Earth Planet. Int., **77**, 165-176.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**, 232-237.
- SALVADOR A. [ed.] (1994) - *International stratigraphic guide*. International Union of Geological Sciences, Trondheim, Norway, and Geological Society of America, Boulder, 214 pp.

- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. Giorn. Geol., s. 2, **29**.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat., **76**, 1-175.
- SCANDONE P. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Fogli 199 Potenza e 210 Lauria*. Serv. Geol. d'It., Roma.
- 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. (1975a) - *The preorogenic history of the Lagonegro basin (Southern Apennines)*. In: SQUYRES C. (ed.) "Geology of Italy", The Earth Sciences Society of the Libyan Arab Republic, 305-315.
- SCHIATTARELLA M. (1996) - *Tettonica della Catena del Pollino (confine calabro-lucano)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 543-566.
- SCHIATTARELLA M. (1998) - *Quaternary tectonics of the Pollino Ridge, Calabria-Lucania boundary, Southern Italy*. In: HOLDSWORTH R.E., STRACHAN R.A. & DEWEY J.F. (ed.), "Continental Transpressional and Transtensional Tectonics". Geological Society, London, Spec. Publ., **135**, 341-354.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDUCE 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.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDUCE P., GIANO S.I. & MARTINO C. (2006) - *Tectonically driven exhumation of a young orogen: an example from southern Apennines, Italy*. In: WILLETT S.D., HOVIUS N., BRANDON M.T., & FISHER D. (ed.) "Tectonics, climate, and landscape evolution", Geological Society of America, Special Paper **398**, Penrose Conference Series, 371-385.
- SCHIATTARELLA M., TORRENTE M.M. & RUSSO F. (1994) - *Analisi strutturale ed osservazioni morfostatigrafiche nel bacino del Mercure (Confine Calabro-Lucano)*. Il Quaternario, **7**, 613-626.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. di Geol. **26**, 1-54.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 737-789.
- SGROSSO I. (1988) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 225-242.
- SGROSSO I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud-appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 679-724.
- SPEADEA P. (1994) - *Calabria-Lucania Ophiolites*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36**, 271-281.
- 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 Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Paleontol. Strat., **99**, 371-414.
- TOZZI M., MENCONI A. & SCIAMANNA S. (1996) - *Studio strutturale del Monte Bulgheria (Cilento meridionale) e sue implicazioni per la tetto-genesi dell'Appennino campano*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 249-278.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1990) - *La tettonica plio-pleistocenica del Confine Calabro-Lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 519-529.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., TOSCANO C., BERSANI A. & NARDON S. (2000) - *Tectonic model and three-dimensional fracture network analysis of Monte Alpi (southern Apennines)*. Tectonophysics, **324**, 203-237.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope Movement Types and Processes*. In: SCHUSTER R.L. & KRIZEK R.J. (a cura di) Landslides. Analysis and Control, Special Report **176**, Transportation Research Board, National Academy of Sciences, 11-33.
- VAROL O. (1999) - *Paleogene*. In: BOWN P.R. (ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy, 200-224.

- VEZZANI L. (1966a) - *Nota preliminare sulla stratigrafia della Formazione di Albidona*. Boll. Soc. Geol. It., **85**, 767-776.
- VEZZANI L. (1966b) - *La sezione tortoniana di Perosa sul Fiume Sinni presso Episcopia (Potenza)*. Geol. Rom., **5**, 263-280.
- VEZZANI L. (1966c) - *La sezione stratigrafica di Caliendo nel Pliocene medio-inferiore della Val d'Agri (Lucania)*. Riv. It. Pal. Strat., **72**, 461-488.
- VEZZANI L. (1967a) - *Il bacino plio-pleistocenico di S. Arcangelo (Lucania)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **18**, 207-227.
- VEZZANI L. (1967b) - *Stratigrafia della formazione tortoniana di Oriolo (Cosenza)*. Geol. Rom., **6**, 87-120.
- VEZZANI L. (1968a) - *Rapporti tra ofioliti e formazioni sedimentarie nell'area compresa tra Viggianello, Francavilla sul Sinni, Terranova del Pollino e S. Lorenzo Bellizzi*. Atti Acc. Gioenia Sci. Nat., Catania, **19**, 109-144.
- VEZZANI L. (1968b) - *Studio stratigrafico della Formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano) al confine calabro-lucano*. Atti Acc. Gioenia Sci. Nat., Catania, **20**, 189-222.
- VEZZANI L. (1968c) - *Distribuzione, facies e stratigrafia della Formazione del Saraceno (Albiano-Daniano) nell'area compresa tra il Mare Jonio ed il Torrente Frido*. Geol. Romana, vol. **7**, 229-276.
- VEZZANI L. (1968d) - *Geologia della tavoletta Castronuovo di S. Andrea (Prov. di Potenza, F. 211, IV-SE)*. Atti Acc. Gioenia Sci. Nat., Catania, **19**, 9-108.
- VEZZANI L. (1969) - *La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni*. Geol. Rom., **8**, 129-176.
- VEZZANI L. - (1970a) - *Il Flysch di Albidona nell'area di confine tra Calabria e Lucania*. Geol. Rom., **9**, 101-126.
- VEZZANI L. (1970b) - *Le ofioliti della zona tra Castelluccio inferiore e S. Severino Lucano (Potenza)*. Atti Acc. Gioenia Sci. Nat., Catania, **7**, 1-49.
- WESTAWAY R. (1993) - *Quaternary Uplift of Southern Italy*. Journ. Geoph. Res., **98**, 21741-21772.
- YOUNG J.R. (1999) - *Neogene*. In: BOWN P.R. (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, 225-265.
- ZAVALA C. (2000) - *Stratigraphy and sedimentary history of the Plio-Pleistocene Sant'Arcangelo basin, Southern Apennines, Italy*. Riv. It. Paleont. Strat., **106**, 399-416.
- ZAVALA C. & MUTTI E. (1996) - *Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Sant'Arcangelo basin, Basilicata, Italy*. Atti riunione annuale Gruppo Informale di Sedimentologia, 279-282, Catania, 10-14 Ottobre 1996.
- ZUPPETTA A., RUSSO M. & MAZZOLI S. (2004) - *Miocene tectonic evolution of the southern Apennine thrust front (Italy): stratigraphic and structural constraints from the eastern Calabria-Lucania borderland area*. Geodinamica Acta, **17**, 141-151.
- ZUPPETTA A., RUSSO M., TURCO E. & GALLO L. (1984) - *Età e significato della Formazione di Albidona in Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 159-170.

