



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 504

SALA CONSILINA

A cura di:

**I. Sgrosso¹, G. Bonardi¹, F. O. Amore³, A. Ascione¹, M. C. Castellano¹,
P. De Vita¹, V. Di Donato¹, S. Morabito³, M. Parente¹, E. Pescatore¹,
M. L. Putignano², R. Sandulli¹, M. Schiattarella⁴, M. Tescione²**

Revisione scientifica delle Note Illustrative:

E. Pescatore¹

¹ Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Napoli "Federico II"

² Dipartimento Scienze Ambientali - II Università di Napoli, Caserta

³ Dipartimento Scienze Geologiche ed Ambientali - Università del Sannio, Benevento

⁴ Dipartimento di Scienze Geologiche - Università della Basilicata, Potenza

Ente realizzatore:



**Università degli Studi di Napoli
"FEDERICO II"**

**Polo di Scienza e Tecnologia
Dipartimento di Scienze della Terra**

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

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

***Responsabile del Progetto CARG per l'Università di Napoli "Federico II":
D. Stanzione.***

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO-SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Revisione scientifica:

**R. Di Stefano, A. Fiorentino, R. Graziano, M. Marino, 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 L'UNIVERSITÀ DI NAPOLI "FEDERICO II"

Redazione scientifica:

M. L. Putignano

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:

M. L. Putignano

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

C. Russo & R. Piccirillo - Università di Napoli "Federico II"

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

*Stampa: **A.T.I.** - SYSTEMCART srl - **L.A.C.** srl - **S.EL.CA.** srl - 2010*

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 5
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	« 9
III	- PRECEDENTI CONOSCENZE.....	« 11
IV	- STRATIGRAFIA.....	« 19
1.	- UNITÀ TETTONICHE DI PROVENIENZA INTERNA.....	« 24
1.1.	- UNITÀ TETTONICA CASTELNUOVO CILENTO	« 24
1.1.1.	- <i>argilliti di Genesio</i>	« 24
1.1.2.	- <i>marne e calcareniti del Torrente Trenico</i>	« 25
1.1.3.	- <i>arenarie di Pianelli</i>	« 26
1.2.	- UNITÀ TETTONICA SICILIDE DELLA VALLE DEL CALORE	« 26
1.2.1.	- <i>Gruppo delle Argille Variegate</i>	« 27
1.2.1.1.	- <i>Formazione di Monte Sant'Arcangelo</i>	« 28
1.2.1.2.	- <i>argille varicolori superiori</i>	« 29
1.2.2.	- <i>arenarie e marne di Albanella</i>	« 31
1.3.	- UNITÀ TETTONICA NORD-CALABRESE.....	« 32
1.3.1.	- <i>Formazione del Saraceno</i>	« 32
2.	- UNITÀ TETTONICHE DI PROVENIENZA ESTERNA.....	« 33
2.1.	- UNITÀ TETTONICA ALBURNO-CERVATI-POLLINO	« 33
2.1.1.	- <i>dolomia superiore</i>	« 33
2.1.2.	- <i>calcarei con Cladocoropsis e Clypeina</i>	« 35
2.1.3.	- <i>calcarei con requienie e gasteropodi</i>	« 38
2.1.4.	- <i>calcarei a rudiste e orbitoline</i>	« 46
2.1.5.	- <i>calcarei a radiolitidi</i>	« 47
2.1.6.	- <i>Formazione di Trentinara</i>	« 50
2.1.7.	- <i>argille lateritiche</i>	« 51
2.1.8.	- <i>Formazione di Cerchiara</i>	« 51
2.1.9.	- <i>Formazione del Bifurto</i>	« 55
2.2.	- UNITÀ TETTONICA DEI MONTI DELLA MADDALENA	« 56
2.2.1.	- <i>dolomie indifferenziate</i>	« 56
2.2.2.	- <i>dolomia superiore</i>	« 57
2.2.3.	- <i>calcarei e calcari dolomitici</i>	« 58
2.2.4.	- <i>calcarei bio-litoclastici con frammenti di rudiste</i>	« 58
2.2.5.	- <i>calcarei con alveoline e nummuliti</i>	« 59
2.3.	- UNITÀ TETTONICA LAGONEGRO II.....	« 59
2.3.1.	- <i>Scisti silicei</i>	« 60
2.3.2.	- <i>flysch galestrino</i>	« 60

2.4.3.	- <i>flysch rosso</i>	« 61
3.	- UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE SIN- E POST-OROGENE..	« 62
3.1.	- GRUPPO DEL CILENTO	« 62
3.1.1.	- <i>arenarie di Pollica</i>	« 64
3.1.2.	- <i>formazione di San Mauro</i>	« 66
3.1.3.	- <i>Formazione di Albidona</i>	« 70
3.2.	- FORMAZIONE DI MONTE SACRO.....	« 70
3.3.	- CALCIRUDITI ED ARENARIE DI PIAGGINE	« 72
3.3.1.	- <i>Caratteri petrografici delle arenarie di Piaggine</i>	« 77
3.4.	- FORMAZIONE DI MONTE SIERIO	« 83
3.5.	- FORMAZIONE DI CASTELVETERE	« 84
4.	- DEPOSITI CONTINENTALI PLIO-QUATERNARI	« 85
4.1.	- UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	« 85
4.1.1.	- <i>Bacino del Vallo di Diano</i>	« 85
4.1.2.	- <i>Bacino di Sanza – Valle del Bussento</i>	« 95
4.2.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	« 97
V	- TETTONICA	« 105
1.	- CARATTERI DEFORMATIVI GENERALI DELL'AREA	« 105
2.	- ASSETTO MORFOSTRUTTURALE E PRINCIPALI LINEE TETTONICHE	« 109
3.	- DOMINI STRUTTURALI E DATI GIACITURALI.....	« 111
4.	- RELAZIONI GEOMETRICHE TRA LE UNITA' TETTONICHE	« 115
5.	- SISMICITA' STORICA.....	« 117
VI	- GEOMORFOLOGIA	« 121
1.	- LINEAMENTI MORFOEVOLUTIVI.....	« 123
VII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA ..	« 129
1.	- LE UNITÀ GEOLOGICO-TECNICHE	« 129
2.	- MORFOEVOLUZIONE DEI VERSANTI E FENOMENI FRANOSI.....	« 130
3.	- IDROGEOLOGIA.....	« 135
4.	- CAVE , ATTIVITÀ ESTRATTIVE E DISCARICHE	« 141
5.	- PARCHI E RISERVE NATURAL	« 141
VIII	- CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	« 143
	BIBLIOGRAFIA.....	« 146

I – INTRODUZIONE

Il territorio compreso nel Foglio 504 Sala Consilina è ubicato nella porzione orientale della provincia di Salerno ed è compreso nel Parco Nazionale del Cilento e del Vallo di Diano (fig. 1).

Il paesaggio del Foglio è in gran parte montuoso, con i massicci carbonatici del M. Cervati (1899 m), che ne occupa la porzione centrale, del M. Motola (1700 m) e di M. Forcella (1109 m) rispettivamente ubicati nella porzione settentrionale e meridionale, e con i massicci impostati sulle successioni delle *Unità Interne* e del *Gruppo del Cilento*, rappresentati nella zona sudoccidentale dal M. Sacro (1705 m) e dal M. Centaurino (1433 m). La porzione nord-orientale del Foglio è occupata dalle propaggini occidentali della dorsale dei Monti della Maddalena (M. Cavallo 1401 m), separate a SE dai restanti affioramenti del Foglio dalla depressione del Vallo di Diano. I principali corsi d'acqua sono rappresentati dal F. Bussento, dal F. Calore, che nascono rispettivamente dalle propaggini meridionali e settentrionali del M. Cervati, e dal F. Tanagro che attraversa il Vallo di Diano.

Nelle precedenti edizioni della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 il territorio attualmente nel Foglio era compreso nei Fogli 198 (Eboli), 199 (Potenza), 209 (Vallo della Lucania) e 210 (Lauria).

Il rilevamento di dettaglio delle aree comprese nel Foglio è stato effettuato negli anni 1997-2001. Il tempo intercorso fino a raggiungere la fase di stampa ha reso possibile agli autori di elaborare ulteriormente i numerosi dati raccolti durante la fase del rilevamento e di analizzare nuovi dati che in alcuni casi hanno portato ad interpretazioni differenti da quelle ipotizzate in un primo momento. Malgrado il lavoro svolto abbia portato un non trascurabile progresso per quanto riguarda le conoscenze geologiche di questa porzione del Cilento e di conseguenza per quelle dell'intera catena sud-appenninica, rimangono ancora numerosi problemi aperti,

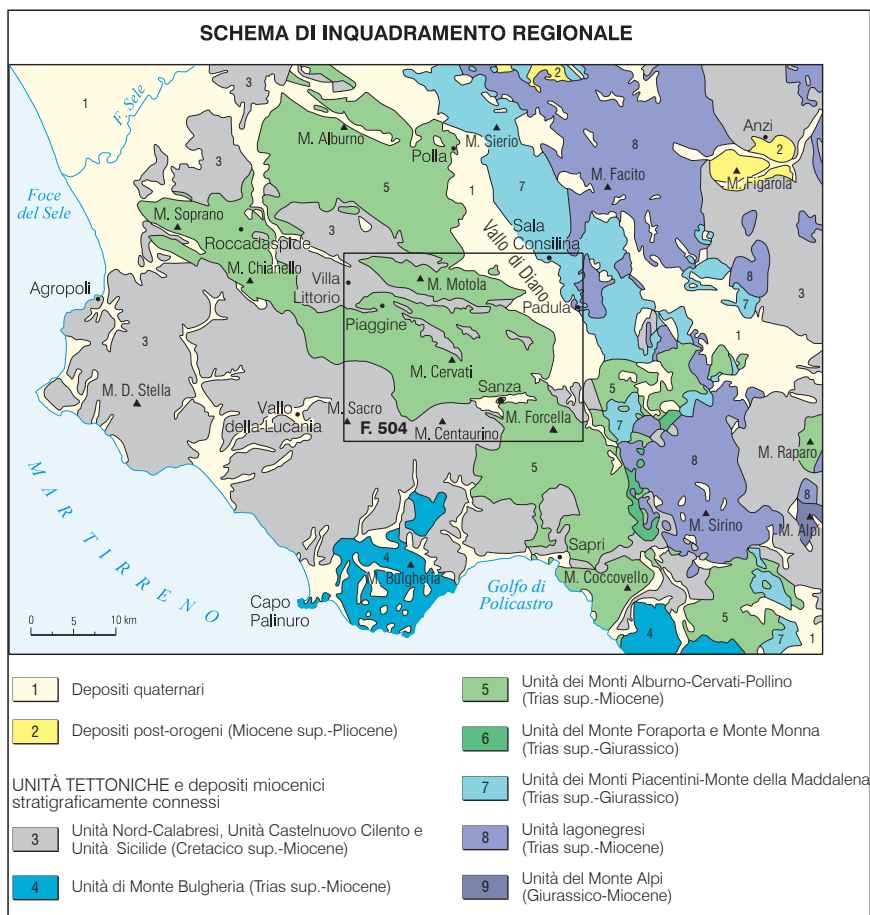


Fig. 1 - *Inquadramento regionale. Il riquadro indica l'area del Foglio 504 Sala Consilina.*

la maggior parte dei quali legata non solo alla complessità dell'orogene, alla forte deformazione delle successioni e alla cattiva esposizione di una buona parte degli affioramenti, ma anche alla difficoltà di datazione riscontrata in particolare nei depositi silicoclastici. Nel capitolo conclusivo saranno evidenziati i problemi per i quali con i dati ottenuti si è potuta proporre una soluzione, quelli che sono stati aperti *ex novo* ed infine quelli che sono rimasti insoluti o che ammettono più di una soluzione.

Hanno partecipato alla realizzazione di questo progetto:	
Redazione scientifica della cartografia	M. L. Putignano
Coordinamento redazionale delle Note illustrative	E. Pescatore
Analisi biostratigrafiche delle unità terrigene	
Coordinatore	F. O. Amore
Analisti per il nannoplacton calcareo:	F. O. Amore, S. Morabito
per i foraminiferi planctonici	V. Di Donato
Analisi biostratigrafiche dei carbonati	M. Parente
Consulenze	
Petrografia del carbonatico:	M. Tescione
Petrografia delle areniti:	M. C. Castellano
Geologia applicata:	P. De Vita
Tettonica:	M. Schiattarella, E. Pescatore
Geologia del quaternario e geomorfologia:	A. Ascione
Collaborazione per il rilevamento dei depositi miocenici nell'area di Sanza:	Antonio Priore

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Nel Foglio 504 Sala Consilina la catena centro-sud appenninica è costituita da terreni derivanti dalla deformazione di domini bacinali interni impostati su crosta oceanica e transizionale e terreni derivanti dalla deformazione di domini esterni in facies di piattaforma e di bacino impostati su crosta continentale. La prima deformazione, iniziata in un generico Miocene inferiore, si è spostata nel tempo e nello spazio all'incirca da ovest verso est, cioè ha interessato prima le zone interne e poi gradualmente quelle più esterne. Ciascuno dei numerosi eventi deformativi riconoscibili può essere caratterizzato da evidenze compressive, trascorrenti e distensive. Sembra molto probabile che i numerosi eventi tettonici possano essere raggruppati essenzialmente in due fasi: una prima che si è protratta dal Miocene inferiore al Serravalliano, legata forse all'apertura dell'oceano balearico, e una seconda dal Tortoniano medio-superiore al Pleistocene inferiore, legata all'apertura del Mar Tirreno (SGROSSO, 1998; AMORE *et alii*, 2003; AMORE *et alii*, 2005). Le unità tettoniche individuate in questa porzione di catena sudappenninica, a partire dalle più profonde dal punto di vista geometrico (quindi presumibilmente più esterne) sono: a) depositi bacinali appartenenti all'*Unità Lagonegro II* (SCANDONE, 1972); b) depositi prevalentemente di scarpata di piattaforma carbonatica dell'*Unità dei Monti della Maddalena*; c) depositi quasi esclusivamente di piattaforma carbonatica (con la loro evoluzione ad avanfossa nel Miocene) dell'*Unità Alburno-Cervati-Pollino*; d) depositi bacinali provenienti dalla deformazione di domini interni depositi su crosta oceanica e forse transizionale (*Unità Sicilide della Valle del Calore*, *Unità Castelnuovo Cilento* e *Unità Nord-Calabrese*). Dopo il primo evento deformativo (ovviamente diacrono) che ha delineato ciascuna unità tettonica, un primo ciclo di depositi sinorogeni (anch'essi diacroni) poggia in contatto stratigrafico discordante sul substrato meso-cenozoico (*Grup-*

po del Cilento sulle Unità Interne; calciruditi ed arenarie di Piaggine sull'Unità Alburno Cervati-Pollino; formazione di Monte Sierio sull'Unità Monti della Maddalena). Dopo un secondo, più efficace evento, che determina anche l'arrivo delle falde interne sulle unità carbonatiche, un ulteriore ciclo discordante poggia su differenti unità tettoniche già impilate (*formazione di Castelvete*). Infine su tutti i terreni appartenenti alla catena già strutturata poggiano i depositi continentali pliocenici, pleistocenici ed olocenici. A causa della presenza dei numerosi *thrust* fuori sequenza e di alcuni retroscorrimenti non sempre l'ordine geometrico rispecchia la originaria disposizione paleogeografica.

III - PRECEDENTI CONOSCENZE

Vengono citati i principali lavori di riferimento per un inquadramento stratigrafico e strutturale a scala regionale e locale dell'area, mentre si rimandano ai successivi capitoli i riferimenti di lavori specifici utili per integrazioni di dati, confronti e discussioni. Per un inquadramento storico della letteratura precedente sull'area del Foglio 504 si rimanda alle Note illustrative dei fogli 198 Eboli, 199-210 Potenza e Lauria e 209 Vallo della Lucania, della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, a cura rispettivamente di CESTARI (1971), SCANDONE (1971) e COCCO (1971). Una sintesi cartografica delle conoscenze a scala regionale è espressa nella Carta geologica dell'Appennino meridionale in scala 1:250.000 (BONARDI *et alii*, 1992b).

I terreni affioranti nel Foglio costituiscono una porzione non trascurabile della catena sudappenninica che rappresenta la porzione più superficiale di un prisma di accrezione neogenico-quadernario associato ad una zona di subduzione vergente verso ovest. Tale prisma, appartenente ad un complesso sistema catena/avanfossa migrante verso est cui sono associate una zona di avampaese e una zona di retrocatena, è il risultato della complessa imbricazione di una serie di unità tettoniche derivanti dalla deformazione di un insieme di bacini sedimentari impostatisi in contesti paleogeografici e geodinamici differenti. La maggior parte delle ricostruzioni paleogeografiche proposte prevede la presenza di bacini pelagici intercalati a piattaforme in numero e posizione variabile a seconda dei diversi Autori (SELLI, 1957, 1962; GRANDJACQUET, 1963; MANFREDINI, 1963; CRESCENTI, 1966; OGNIBEN 1969, 1985; SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1975; PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; SGROSSO, 1983, 1988, 1992, 1994, 1998; MOSTARDINI & MERLINI, 1988; CASERO *et alii*, 1988, 1991, 1992; D'ARGENIO, 1992; CIARAPICA & PASSERI, 1998; PESCATORE, 1988; PESCATORE *et alii*,

1996, 1999; CARBONE & LENTINI, 1990; PATACCA *et alii*, 1992a, 1992b, 1993; MARSELLA *et alii*, 1992, 1995; FINETTI *et alii*, 1996; VAN DIJK *et alii*, 2000a, 2000b; MENARDI NOGUERA & REA, 2000; LENTINI *et alii*, 2002). La migrazione del sistema verso est, coinvolgendo progressivamente le aree più esterne, determina un accorciamento dell'originario sistema paleogeografico, stimato dai differenti Autori in maniera variabile dalle decine alle centinaia di chilometri. Nel suo complesso la catena sudappenninica, strutturata a pieghe e sovrascorrimenti e dislocata da faglie ad alto angolo trascorrenti ed estensionali, risulta costituita dalla sovrapposizione di due porzioni caratterizzate da una storia deformativa ed uno stile strutturale alquanto differenti (MOSTARDINI & MERLINI, 1988; CELLO *et alii*, 1990; CASERO *et alii*, 1988, 1991; CARBONE & LENTINI, 1990; ROURE *et alii*, 1991; FINETTI *et alii*, 1996; MAZZOLI *et alii*, 2000, 2001; MENARDI NOGUERA & REA, 2000).

L'area del Foglio ricade nella più ampia *shear zone* associata alla Linea del Pollino o Cilento-Pollino, ipotizzata da vari Autori (GRANDJACQUET, 1963; GHISSETTI & VEZZANI, 1982; TURCO & MALITO, 1988; TURCO *et alii*, 1992; KNOTT & TURCO, 1991; MONACO & TANSI, 1992; CINQUE *et alii*, 1993; SCHIATTARELLA *et alii*, 1994; SCHIATTARELLA, 1996, 1998; ASCIONE & CINQUE, 1996; BERARDI *et alii*, 1996; MONACO *et alii*, 1998; SAITTO *et alii*, 2002).

Nell'area comprendente il Monte Cervati CASTELLANO & SCHIATTARELLA (1998) riconoscono la presenza di strutture contrazionali associate a *thrust* e *back thrust* e riconducibili a meccanismi di tipo *fault propagation folding* e *fault bend folding*; inoltre gli Autori ricostruiscono l'evoluzione tettono-sedimentaria del bacino delle Calciruditi di Piaggine (SGROSSO, 1981). BERARDI *et alii* (1996) riconducono la dorsale del Monte Motola ad una struttura di espulsione tipo *push up* associata ad un importante sistema traspressivo sinistro. Per quanto riguarda il Vallo di Diano secondo BERARDI *et alii* (1996) e ASCIONE *et alii* (1992) il bordo occidentale sarebbe controllato da lineamenti tettonici distensivi e trascorrenti a componente sinistra, con andamento N120°, successivi alla tettonica compressiva e caratterizzati da rigetti dell'ordine delle migliaia di metri, che si sarebbero individuati prima del Pliocene superiore e sarebbero stati attivi durante il Pleistocene medio (ASCIONE *et alii*, 1992). Il bordo orientale sarebbe controllato da un lineamento ad andamento N150°.

Per quanto riguarda le successioni stratigrafiche terrigene affioranti nel Cilento, in parte compreso nel Foglio, i primi lavori sono presentati da IETTO *et alii* (1965), che istituiscono una unità denominata *flysch del Cilento*, e da PESCATORE (1966) e COCCO & PESCATORE (1969). Tale unità stratigrafico-strutturale è stata interpretata come afferente ai domini più interni della catena sud-appenninica (D'ARGENIO *et alii*, 1973). All'interno di questa successione stratigrafica sono riconosciute tre formazioni, rappresentate dal basso da: *formazione di S. Venere* (successivamente ridefinita come *formazione di Ascea* nel Foglio 209 Vallo della

Lucania, SERV. GEOL. IT., 1969); *formazione di Pollica*; *formazione di San Mauro*. Al tetto della successione è presente la *formazione di Monte Sacro* istituita da SELLI (1962), considerata dai sunnominati Autori come la porzione più alta della *formazione di San Mauro*; l'età del *flysch del Cilento* è compresa tra il Cretacico superiore e l'Oligocene. VEZZANI (1966, 1968a, 1968b, 1968c, 1970, 1971) descrive le principali successioni affioranti nel settore calabro-lucano (*Frido*, *Crete Nere*, *Saraceno* e *Albidona*) di età compresa tra il Giurassico e l'Eocene medio, successivamente correlate da differenti Autori con i terreni affioranti nel Cilento. La parte superiore relativa ai terreni torbiditici arenaceo-pelitici è stata oggetto di numerose revisioni: i primi lavori di sintesi sono di BONARDI *et alii* (1992a) e AMORE *et alii* (1992); in essi viene istituita un'unità denominata *Gruppo del Cilento* che contiene, al suo interno, le successioni torbiditiche, prevalentemente arenacee, affioranti nel Cilento e fino al confine calabro-lucano. Oltre a quelle già note in letteratura (*Pollica*, *San Mauro* e *Albidona*), viene introdotta un'unità, informalmente denominata *formazione del Torrente Bruca*, descritta in dettaglio da GUIDA *et alii* (1992). L'età di queste formazioni, in accordo con quanto proposto da SELLI (1962) è Burdigaliano superiore-Langhiano (ZUPPETTA *et alii*, 1984; BONARDI *et alii*, 1986; AMORE *et alii*, 1992). AMORE *et alii* (1992) in accordo con quanto già proposto da GUIDA *et alii* (1982), separano come unità a sé stante la *formazione di Monte Sacro* considerandola un ciclo discordante al disopra del *Gruppo del Cilento*. I terreni del *Gruppo del Cilento* secondo BONARDI *et alii* (1992a), AMORE *et alii* (1992) e AMORE *et alii* (2005) poggiano su un substrato deformato costituito dalle unità interne. Essi sono interpretati come legati ad un *thrust top basin* e depostisi in un bacino profondo, in posizione paleogeografica più interna rispetto ai domini carbonatici di piattaforma (BONARDI *et alii*, 1992a, 1993; RUSSO *et alii*, 1995). Non concordi con questa interpretazione sono CARBONE & LENTINI (1990) e MONACO *et alii* (1995) che, al confine calabro-lucano, interpretano tali successioni torbiditiche come legate ad un *foredeep basin*, riconoscendo un graduale passaggio alla sedimentazione silicoclastica.

Scarse sono invece le informazioni stratigrafiche relative alla porzione inferiore che costituisce il substrato del *Gruppo del Cilento*, genericamente indicato come “complesso caotico” o descritto come unità indistinta (*formazione di Ascea*). Tali terreni vengono considerati un'unità tettonica a sé stante, correlata all'*Unità del Frido* di VEZZANI (1970), presente al confine calabro-lucano, da DIETRICH (1979) e AMODIO MORELLI *et alii* (1979). IETTO *et alii* (1984) interpretano il *Flysch del Cilento* come formato da una serie di unità tettoniche. KNOTT (1987) considera l'*Unità del Frido* equivalente ai sedimenti metamorfosati e deformati delle formazioni delle Crete Nere e del Saraceno, tradizionalmente correlate con le formazioni silentine di Ascea e di Pollica. MAURO & SCHIATTARELLA (1992), sulla base di dati strutturali e geochimici, riconoscono nei terreni basali del *Flysch del Cilento* (denominati *Unità Silentina di base*) una deformazione polifasica

precedente alla messa in posto come falda appenninica, ipotizzando un ambiente deformativo del tipo prisma di accrezione, formatosi a spese delle coperture di crosta oceanica durante la subduzione di quest'ultima; evidenziano inoltre che tali terreni sono stati soggetti a un basso grado di metamorfismo. Basandosi su criteri litostratigrafici e sul differente grado di tettonizzazione, in accordo con quanto proposto da MAURO & SCHIATTARELLA (1992), BONARDI *et alii* (1992a) e AMORE *et alii* (1992) suddividono il substrato del *Gruppo del Cilento* in due grossi accorpamenti rappresentati da successioni riferibili in parte a formazioni presenti nel settore calabro-lucano appartenenti all'*Unità Tettonica Nord-Calabrese* (formazioni del Saraceno e delle Crete Nere) e in parte da successioni denominate "*terreni ad affinità sicilide*"; entrambi gli accorpamenti sono ascrivibili al *Complesso Liguride Auct.*, l'età è compresa tra il Giurassico e l'Oligocene superiore.

Nell'ambito della revisione delle unità interne dell'area cilentana secondo criteri CARG, nel Foglio 503 CAMMAROSANO *et alii* (2000) riconoscono la strutturazione del substrato del *Gruppo del Cilento* in due unità tettoniche, Nord-Calabrese di BONARDI *et alii* (1992a) e Castelnuevo Cilento, in parte assimilabile ai "*terreni ad affinità sicilide*" di BONARDI *et alii* (1992a); entrambe le successioni sono di età compresa tra il Paleogene e il Miocene inferiore. CAMMAROSANO *et alii* (2004) riconoscono al *Gruppo del Cilento* un'età non più antica del Langhiano-Tortoniano. In accordo con i dati già raccolti dal Foglio 504, tali Autori distinguono un'ulteriore unità tettonica di provenienza interna, geometricamente più bassa rispetto alle precedenti, in contatto tettonico con l'*Unità Alburno-Cervati-Pollino* e ascrivibile ai terreni del *Complesso Sicilide* di OGNIBEN (1969). Per queste ultime successioni in facies di bacino sono dedicati pochi cenni in letteratura nel Foglio 198 Eboli (SERV. GEOL. IT., 1970). Sono considerate di origine interna e attribuite alle *Unità Sicilidi* o da altri Autori come appartenenti ai *terreni ad affinità sicilidi* (CRITELLI *et alii*, 1994), così cartografati nella carta del bacino del T. Pietra in scala 1:50.000 allegata in DE RISO & SANTO (1997).

Le successioni meso-cenozoiche carbonatiche del Foglio, considerate da OGNIBEN (1969) come parte di un *Complesso Panormide*, sono indicate anche come "serie" (SCANDONE, 1971), e si estendono dal Trias superiore al Langhiano; intorno a quegli stessi anni in sintesi regionali fortemente basate su litotipi e facies dominanti (D'ARGENIO & SCANDONE, 1970; D'ARGENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1975) esse verranno meglio definite e distinte in differenti unità stratigrafico-strutturali, e più modernamente in unità tettoniche (Monte Marzano-Monti della Maddalena, Alburno-Cervati-Pollino, BONARDI *et alii*, 1992b). Il dominio da cui derivano queste unità viene denominato piattaforma campano-lucana (SCANDONE, 1972) o con differente modello paleogeografico piattaforma appenninica (MOSTARDINI & MERLINI, 1988); altri individuano più piattaforme (laziale-campano-lucana, più esterna, campano-lucano-calabrese, più interna, separate da un bacino di Foraporta, SGROSSO, 1988).

Per la successione carbonatica dei Monti della Maddalena, affiorante al confine campano-lucano e in parte presente nel Foglio, sulla base peraltro di dati in gran parte provenienti da aree a nord del Foglio (SCANDONE, 1964; SCANDONE & BONARDI, 1968), viene riconosciuta una fascia di transizione della piattaforma, impostata dall'Infralias e contrassegnata fino al Miocene da lacune, trasgressioni e instabilità tettonica. Per interpretarne l'evoluzione SCANDONE & BONARDI (1968), che allegano una cartografia in scala 1:50.000, ipotizzano intermittenti emersioni ed erosione di settori marginali di piattaforma sotto il controllo di tettonica sin-sedimentaria; MARSELLA & PAPPONE (1987), MARSELLA (1988) e PAPPONE (1990) propongono una scarpata controllata da tettonica sin-sedimentaria con incremento di acclività e passaggio nel tempo da regime deposizionale a erosionale, e con aree sorgenti di risedimenti a costituire una fascia lineare continua di rifornimento all'adiacente bacino di Lagonegro. Le successioni bacinali lagonegresi presenti nel Foglio vengono studiate soprattutto da SCANDONE (1968, 1972) e SCANDONE & BONARDI (1968) che le attribuiscono all'*Unità Lagonegro II*, affiorante nella finestra tettonica di Padula.

Lavori di riferimento per i depositi miocenici discordanti e per quelli concordanti al tetto delle successioni carbonatiche, che hanno contribuito a differenti modelli dell'Appennino meridionale, sono quelli di SELLI (1957, 1962), PESCATORE *et alii* (1972), PATACCA & SCANDONE (1989), PATACCA *et alii* (1992a; 1992b), SGROSSO (1988, 1998), PESCATORE (1992), CASTELLANO *et alii* (2000), AMORE *et alii* (2005). Per quanto riguarda lavori specifici prodotti nell'area del Foglio, per la successione attribuita alle *calciruditi ed arenarie di Piaggine*, istituita da SGROSSO (1981), i principali riferimenti sono quelli di SANTO & SGROSSO (1989), CASTELLANO *et alii* (1997), CASTELLANO (1998). Altri dati petrografici relativi a *Gruppo del Cilento* e alle *calciruditi ed arenarie di Piaggine* provengono da CRITELLI (1993) e CRITELLI & LE PERA (1995). Per la *formazione di Monte Sierio* i riferimenti utili sono PATACCA *et alii* (1992a), CASTELLANO & SGROSSO (1996) e AMORE *et alii* (2005).

Tra gli studi che hanno riguardato i depositi continentali e l'assetto geomorfologico dell'area, il più antico è quello del DE LORENZO (1898) che, nel Vallo di Diano, riconosce depositi che attribuisce ad un bacino lacustre pleistocenico. In seguito, con uno studio a carattere idrogeologico, NICOTERA & DE RISO (1969b) identificano la presenza, nel sottosuolo del bacino, di depositi lacustri e alluvionali fino alla profondità di almeno 200 m; per mezzo di indagini geoelettriche, gli Autori ricostruiscono inoltre l'assetto del tetto del substrato carbonatico sottostante coperture terrigene e i depositi di riempimento. Ulteriori dati, derivanti da sondaggi geognostici, su natura e spessore dei depositi presenti nel sottosuolo sono, in seguito, pubblicati da NICOTERA (1974). A valle di uno studio a carattere geomorfologico, LIPPMAN-PROVANSAL (1987) distingue, nel riempimento, due gruppi di depositi dei quali i più antichi, affioranti presso Buonabitacolo, vengono

interpretati come lembi sollevati di un materasso fluviale nel quale si incastrebbero depositi francamente lacustri. SANTANGELO (1991) dedica un ampio studio a carattere geomorfologico e morfostratigrafico al Vallo di Diano, del quale ricostruisce le principali tappe morfoevolutive. L'Autrice riconosce la presenza di due cicli deposizionali in facies lacustre: il primo ciclo viene attribuito alla parte alta del Pleistocene inferiore - inizio del Pleistocene medio sulla base di dati geocronologici (età K/Ar di *tefra*, rispettivamente pari a 0.6 ± 0.2 Ma e 0.7 ± 0.2 Ma). I depositi affioranti tra Buonabitacolo e Montesano (la cui porzione grossolana viene riferita a conoidi alluvionali) vengono interpretati come le facies di chiusura del primo ciclo, mentre le deformazioni che li interessano sono imputate alla tettonica che provoca il ribassamento della parte centrale del bacino, ristabilendo condizioni di endoreicità che determinano la deposizione del secondo ciclo, non affiorante, che prosegue fino ad epoca storica. L'Autrice, come pure ASCIONE *et alii* (1992), attribuisce l'individuazione del bacino all'attività polifasata della faglia diretta di direzione NO-SE che corre al bordo orientale, mentre i versanti del bordo occidentale vengono interpretati come derivanti dall'esumazione di antichi piani di faglia. L'individuazione del bacino è invece attribuita, da TURCO *et alii* (1992), a rotazioni di blocchi lungo faglie trascorrenti di direzione appenninica, tra le quali quella che delimita il bacino verso oriente. Dallo studio palinologico di una carota dello spessore di circa 200 m prelevata in asse al bacino, presso Padula, RUSSO ERMOLLI (1995) e RUSSO ERMOLLI *et alii* (1995) individuano due distinti cicli glaciale-interglaciale che vengono riferiti al Pleistocene medio. KARNER *et alii* (1999) integrano lo studio della carota con ulteriori dati paleoclimatici (analisi isotopiche del $\delta^{18}\text{O}$), analisi di *tefra* e nuove datazioni (età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 596 ± 6 ky di un *tefra* posto a - 140 m) che forniscono vincoli cronologici per lo spessore di successione lacustre compreso tra le profondità di 175 e 40 m, cui viene assegnata età compresa tra circa 0.6 e 0.4 Ma. ASCIONE *et alii* (2000) propongono un'età più recente di quella basata sulle vecchie datazioni K/Ar per i depositi lacustri affioranti nei dintorni di Buonabitacolo che, sulla base di analisi polliniche, vengono tentativamente correlati allo stadio 11 della stratigrafia isotopica dell'ossigeno. BUDETTA *et alii* (2000), infine, segnalano l'attività storica della conoide del torrente Fabbriatore che, con successive alluvioni, ha provocato il parziale seppellimento della Certosa di S. Lorenzo a Padula.

In passato, più Autori (BIASUTTI, 1916; MIRAGLIA, 1949a; Foglio 209 Vallo della Lucania, SERV. GEOL. IT., 1969; Foglio 210 Lauria, SERV. GEOL. IT., 1970; LIPPMANN-PROVANSAL, 1987; PALMENTOLA *et alii*, 1990) avevano segnalato, nell'area del M. Cervati, la presenza di morfologie e depositi glaciali generalmente attribuiti all'ultima espansione glaciale. Con l'eccezione di MIRAGLIA (1949a), che ne segnala la presenza anche alla Cima di Mercori e sul versante sud del M. Cervati, gli Autori citati indicano la presenza di depositi glaciali solo nella valle del fiume Bianco e ai piedi del versante nord del M. Cervati, sebbene con diffe-

renze nella delimitazione e ubicazione degli affioramenti. Più recentemente, nell'ambito di uno studio dedicato ai depositi glaciali dell'Italia centro-meridionale, JAURAND (1994, 1995) esclude un'origine glaciale per i depositi in oggetto, che vengono reinterpretati come il prodotto di processi gravitativi di vario tipo che avrebbero interessato il versante settentrionale del M. Cervati e le coltri terrigene affioranti a nord di questo.

Studi precedenti hanno riguardato anche i *Conglomerati di Centola Auct.* (*sintema di Rofrano*, in questa sede), la cui presenza viene per la prima volta segnalata, lungo le pendici dei Monti Sacro e Centaurino, da GUIDA *et alii* (1980): essi non erano, infatti, cartografati nel Foglio 210 Lauria (Serv. Geol. It., 1970). Molto dibattuta è stata, in passato, l'attribuzione cronologica di questi depositi, correlabili a quelli che affiorano molto più estesamente nel Cilento occidentale (lungo le pendici occidentali del M. Sacro, presso Ascea) e meridionale, nell'area di Centola, la cui presenza era segnalata nel Foglio 209 Vallo della Lucania (SERV. GEOL. IT., 1970). Essi, infatti, venivano attribuiti: all'Oligocene da BLANC & SEGRE (1953); al Calabriano da SGROSSO & CIAMPO (1967); al Pliocene nel Foglio 209 (Serv. Geol. It., 1969); al Pleistocene inferiore da GUIDA *et alii* (1979; 1980; 1982). In particolare, secondo GUIDA *et alii* (1979) la loro messa in posto sarebbe stata favorita da forti disarticolazioni verticali e condizioni morfoclimatiche diverse dall'attuale, opinione condivisa da LIPPMAN-PROVANSAL (1987), che però ne ascrive la deposizione alla prima crisi climatica pliocenica (Pretigliano). Tali depositi vengono ascritti ancora al Pleistocene inferiore da BORRELLI *et alii* (1992), sulla base di correlazioni con i terrazzi di abrasione marina presenti nell'area del M. Bulgheria, mentre ASCIONE (1997) li attribuisce al Pliocene superiore nella reinterpretazione dei loro rapporti con le paleomorfologie ad essi associate ed i depositi e forme plio-quaternari presenti nell'area di Centola-M. Bulgheria.

GUIDA *et alii* (1980) segnalano per la prima volta anche la presenza, nell'area del M. Sacro, dei depositi clastici in questa sede riferiti al *sintema del Fiume Faraone*, interpretati come il prodotto della rielaborazione dei *Conglomerati di Centola Auct.*, principalmente per trasporto e risedimentazione di questi ultimi ad opera di acque incanalate o anche solo per asportazione della matrice ad opera di acque dilavanti.

IV - STRATIGRAFIA

I terreni presenti nel Foglio 504 Sala Consilina sono stati attribuiti alle unità stratigrafico-strutturali già utilizzate in questo settore di catena (sia pure, come vedremo, con significato talora lievemente differente da quello tradizionale).

L'organizzazione della legenda e la descrizione delle unità pre-quaternarie nel presente capitolo seguono il criterio della sovrapposizione geometrica delle unità tettoniche riconosciute, all'interno delle quali le unità litostratigrafiche sono organizzate secondo il criterio stratigrafico. Per i terreni quaternari, la cui descrizione è presente alla fine di questo capitolo, è stato seguito l'ordine cronologico.

La successione geometrica delle unità tettoniche è costituita, dall'alto verso il basso, da:

- unità tettoniche di provenienza interna, rappresentate dalle unità di Castelnuovo Cilento e Sicilide della Valle del Calore (come codificate nel Foglio 504) e dalla unità nord-calabrese (*sensu* BONARDI *et alii*, 1992a), quest'ultima spesso caratterizzata dalla non conservazione degli originali rapporti geometrici (*cf.* fig. 17);
- unità tettoniche di provenienza esterna, rappresentate dalle unità Alburno-Cervati-Pollino, dei Monti della Maddalena e Lagonegro II.

I depositi miocenici riconosciuti in contatto discordante, sebbene in chiaro contatto stratigrafico con terreni appartenenti a ben individuabili unità tettoniche, sono stati raggruppati in unità litostratigrafiche sin- tardorogene e quindi distinti da quelli miocenici concordanti legati alla evoluzione dell'avanfossa (*cf.* fig. 2). Questi ultimi caratterizzano l'evoluzione di un margine passivo mentre i depositi discordanti, ancora miocenici ma più recenti, sono legati all'attività essenzialmente compressiva, ma anche trascorrente e distensiva, di un margine divenuto attivo. Inoltre i depositi discordanti, cioè depositi dopo la deformazione, possono

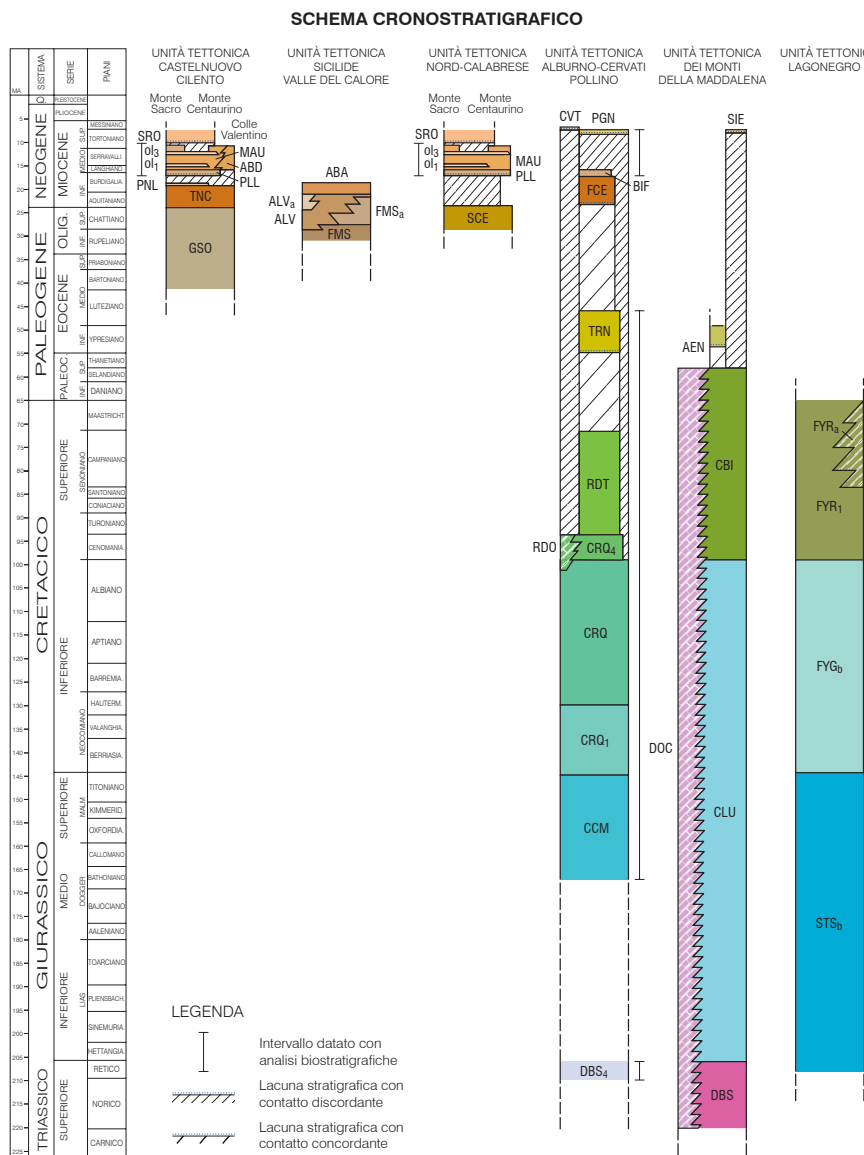


Fig. 2 - Schema cronostratigrafico del Foglio 504 Sala Consilina

poggiare contemporaneamente (come ad esempio i terreni della *formazione di Castelvete*) su più unità già impilate e possono quindi individuare una nuova più estesa unità di ordine maggiore.

Nell'ambito di un inquadramento regionale, in ciascuna unità si è provveduto a ricostruire la successione stratigrafica. La ricostruzione è risultata difficile, soprattutto per i terreni con componente pelitica a causa della complessità strutturale (tettonica polifasica, eventi fuori sequenza, tettonica gravitativa, ecc.), della cattiva esposizione degli affioramenti e delle caratteristiche litologiche "convergenti", che spesso si riscontrano tra formazioni differenti. Di conseguenza le attribuzioni a una formazione piuttosto che a un'altra non sempre sono supportate da chiari elementi di correlazione. Le numerose analisi biostratigrafiche effettuate non sempre hanno permesso di distinguere, soprattutto per i piccoli affioramenti, l'appartenenza ad una o ad un'altra formazione. Infatti, le diverse formazioni presentano spesso litologie ed età molto simili. Un'ulteriore difficoltà di datazione, ad esempio per i terreni riferibili alle unità interne che mostrano caratteristiche litologiche simili, è rappresentata dal fatto che le associazioni fossili rinvenute sono spesso molto scarse e banali. Essi sono pertanto difficilmente distinguibili quando non affiorano con una successione sufficientemente estesa e ben esposta. Come vedremo anche la *formazione del Bifurto* è difficilmente distinguibile dalle *calciruditi ed arenarie di Piaggine* e dalla *formazione di Monte Sierio*, soprattutto quando non affiorano i termini litologici tipici di queste ultime. In fig. 2 viene riportato lo schema cronostratigrafico proposto per il Foglio.

Sono state effettuate analisi biostratigrafiche delle successioni carbonatiche mesozoiche e terziarie al fine di ottenere una scansione temporale delle stesse quanto più dettagliata possibile. Ciò ha consentito di suddividere le successioni in base alle facies riconoscendone le variazioni all'interno di uno stesso intervallo biostratigrafico, si consideri ad esempio l'intervallo che comprende il Cenomaniano. La biostratigrafia delle successioni carbonatiche di mare basso dell'Appennino meridionale è basata in gran parte sulla distribuzione di alghe calcaree e foraminiferi bentonici. L'utilizzo di questi microfossili consente di stabilire una suddivisione biostratigrafica basata su una successione di biozone di distribuzione locale o zone di associazione. L'età cronostratigrafica di tali biozone è spesso nota solo in prima approssimazione in quanto solo per alcune di queste forme l'età dell'intervallo di distribuzione è stata tarata attraverso la correlazione diretta o indiretta con le scale bio-cronostratigrafiche standard ad ammoniti, foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo. Per le successioni carbonatiche di mare basso, è nota quindi, con buona precisione, la successione degli eventi biostratigrafici e delle biozone; mentre l'attribuzione dell'età alle biozone è meno precisa ed accurata. Per le successioni mesozoiche affioranti nel Foglio si è fatto riferimento, quando possibile, alla biozonazione di DE CASTRO (1991) (Fig. 3). Talvolta l'assenza o la scarsa diffusione di alcune specie indice non ha consentito di riconoscere le biozone corrispondenti e si è fatto allora ricorso ad eventi biostratigrafici più facilmente riconoscibili nelle successioni in esame. Lo schema biozonale di CHIOCCHINI *et alii* (1995) non si discosta di molto da quello di DE CASTRO (1991) ed utilizza in gran parte gli stessi eventi biostratigrafici e le stesse biozone; le differenze più rilevanti, tra i due schemi, si riscontrano nelle biozone adottate per il Cretacico inferiore e nell'età attribuita ad alcune biozone. Per l'età di alcune specie di foraminiferi ed alghe si è fatto riferimento anche a ARNAUD-VANNEAU *et alii* (1991) e a SCHROEDER & NEUMANN (1985). Per la paleogenica *Formazione di Trenti-*

		ZONE /SUBZONE (da De Castro, 1991)	LITOSTRATIGRAFIA	
CRETACICO	SUPERIORE	MAASTRICHT.	CALCARI A RADIOLITIDI RDT	CRQ4
		CAMPANIANO		
		SANTONIANO		
		CONIACIANO		
		TURONIANO		
	INFERIORE	CENOMAN.	CALCARI CON REQUIENIE E GASTEROPODI CRQ	RDO
		"Pseudocyclamina" spp. <i>Cisalvea, franssi</i> <i>Chrysalis, gradata</i> <i>Pseudorhopidionina dubia</i>		
		ALBANO		
		APTIANO		
		BARREM.		
		HAUTERIV.		
		VALANGIN.		
		BERRIAS.		
		TITONIANO		
		KIMMERIDG.		
		OXFORDIANO		
GIURASSICO	Sup.	CALLOVIANO	CALCARI CON CLADOCOROPSIS E CLYPEINA CCM	CRQ1
		BATONIANO		
		BAJOCIANO		
		AALENIANO		
		TOARCiano		
	medio	PLIENSACH.	NON AFFIORANTE	CRQ1
		SINEMUR.		
		HETTANG.		
		RETICO		
		NORICO		

Fig. 3 - Litostratigrafia e biostratigrafia delle successioni mesozoiche di piattaforma carbonatica affioranti nel F. Sala Consilina. Lo schema biozonale adottato è quello di DE CASTRO (1991). Nella parte centrale dei calcari con requenie e gasteropodi (CRQ) non è stato possibile riconoscere con precisione alcune biozone a causa della scarsa diffusione delle specie indice. Si è quindi preferito far riferimento ad alcuni eventi significativi per individuare tre intervalli biostratigrafici (1-3 in figura). Si rimanda al testo per ulteriori dettagli.

nara, sulla base dei dati recenti di BARATTOLO *et alii* (2000) e VECCHIO (2003), si è fatto riferimento alla biozonazione standard di SERRA-KIEL *et alii* (1998). Per i depositi silicoclastici i campioni prelevati sono stati sottoposti ad analisi biostratigrafiche a foraminiferi planctonici e a nannofossili calcarei. Quest'ultima metodologia ha fornito, in alcuni casi, risultati notevoli e innovativi, si consideri per esempio la datazione delle *calciruditi ed arenarie di Piaggine*. In altri casi, come nei terreni appartenenti all'Unità Tettonica Sicilide della Valle del Calore, ha consentito una datazione di maggior dettaglio. I campioni sono spesso sterili, soprattutto per quanto riguarda le associazioni a foraminiferi planctonici. Trattandosi di campioni generalmente torbiditici ed affetti da intensi fenomeni di rimaneggiamento si è scelto di prepararli mediante centrifugazione, piuttosto che mediante la *smear-slide* (PERCH-NIELSEN, 1985; AMORE *et alii*, 1988; BOWN, 1999; AMORE *et alii*, 2003; DE CAPOA *et alii*, 2003. Per la stessa ragione, le età attribuite ai campioni analizzati con entrambi i metodi (nannofossili e foraminiferi) si devono considerare come limite inferiore o "non più antico di". I campioni per le analisi a foraminiferi sono stati lavati attraverso una batteria di setacci, ma la frazione esaminata è stata quella maggiore di 65 micron. I campioni per le analisi

micropaleontologiche a foraminiferi e nannofossili sono stati sottoposti esclusivamente ad un'analisi qualitativa dell'abbondanza dell'associazione rispetto al preparato. È quindi valutata l'abbondanza secondo una scala che va dal campione sterile a quello ad associazione molto abbondante. È stata eseguita anche una valutazione qualitativa dello stato di conservazione dell'associazione. Gli schemi biostratigrafici utilizzati per il nannoplancton calcareo e i foraminiferi planctonici sono i seguenti: FORNACIARI & RIO (1996), BOLLI & SAUNDERS (1985) e BERGGREN *et alii* (1995) per l'Oligocene; FORNACIARI *et alii* (1996), IACCARINO (1985) e SPROVIERI *et alii* (2002) per il Miocene. Per il Tortoniano/Messiniano si è fatto riferimento a THEODORIDIS (1984) (fig. 4).

Analisi petrografiche, anche quantitative, sono state effettuate sui depositi delle successioni terziarie comprendenti la successione carbonatica della *formazione di Cerchiara* e le successioni silicoclastiche della *formazione del Bifurto* e delle *calciruditi ed arenarie di Piaggine*.

Età (MA)	Crono-stratigrafia		Biozone	Bioorizzonti	
7	Miocene superiore	Messin.	Zona a <i>R.rotaria</i> Zona a <i>A.primus</i> Zona a <i>C.pelagicus</i>	FO <i>R. rotaria</i> (7,18 MA) FO <i>A. primus</i>	
8		Tortoniano	Zona a <i>M.convallis</i>	LO <i>M. convallis</i> (7,76 MA)	
9				FO <i>M. convallis</i> (9,40 MA)	
10			MNN 9	FO <i>D. bellus</i> gr.	
11			MNN 8	FO <i>H. stalis</i> (10,70 MA)	
11			MNN 8a	LO <i>H. walbersdorfensis</i> (10,76 MA)	
12	Miocene medio		MNN 7		
13		Serraval- liano	MNN 6	MNN 6b MNN 6a	LCO <i>C. premacintyreii</i> (12,51MA) FCO <i>R. pseudoumbilicus</i> >7µm (13,30 MA) LO <i>S. heteromorphus</i> (13,57 MA)
14			Langhiano	MNN 5	MNN 5b MNN 5a
15					
16		Miocene inferiore		MNN 4b	PE <i>S. heteromorphus</i> PB <i>S. heteromorphus</i> (~16,0 MA) LCO <i>H. ampliaptera</i>
17			Burdigalliano	MNN 4a	
18	MNN 3b			FCO <i>S. heteromorphus</i> (~18,0 MA)	
19	MNN 3a			LCO <i>S. belemnus</i> (~18,5 MA)	
20	MNN 2b			FO <i>H. belemnus</i> (~19,1 MA) FO <i>H. mediterranea</i> FO <i>H. ampliaptera</i>	
21			MNN 2a		
22		Aquiliniano	MNN 1	MNN 1d	AE <i>H. euphratis</i> FCO <i>H. carteri</i>
23				MNN 1c	FO <i>S. disbelemnus</i> (~23 MA)
24				MNN 1b	FO <i>D. druggii</i>
24				MNN 1a	LO <i>S. delphix</i> FO <i>S. delphix</i> LCO <i>D. bisectus</i>
25	Oligo- cene	Chal- tiano	MNP 25b MNP 25a	LCO <i>D. bisectus</i> LO <i>S. ciperoensis</i> (~24,8 MA)	

Fig. 4 - Schema zonale per il nannoplancton calcareo modificato da: FORNACIARI & RIO (1996); FORNACIARI *et alii* (1996); THEODORIDIS (1984).

1. - UNITÀ TETTONICHE DI PROVENIENZA INTERNA

1.1. - UNITÀ TETTONICA CASTELNUOVO CILENTO

(*cf.* Complesso ad Affinità Sicilide *Auctt.*)

Questi terreni sono costituiti da materiale risedimentato: marnoso-calcareo ed arenaceo-pelitico e da sedimenti pelagici profondi: argilliti e marne. In letteratura sono stati interpretati come appartenenti ad un'unità tettonica di provenienza interna informalmente denominata "terreni ad affinità sicilide" di età Cretacico superiore (Maastrichtiano superiore) - Eocene medio (BONARDI *et alii*, 1992a; 1992b); i rapporti geometrici con le differenti unità interne (*Unità Nord-Calabrese*, *Unità Sicilide*), non sono stati sufficientemente chiariti e la ricostruzione stratigrafica non è ben definita. Dati recenti, in accordo con quanto proposto in questo capitolo, provengono da CAMMAROSANO *et alii* (2000) e CAMMAROSANO *et alii* (2004), ottenuti durante il rilevamento per il contiguo Foglio 503 - Vallo della Lucania .

Questi terreni costituiscono una ben definita unità tettonica, sovrapposta ai terreni appartenenti all'*Unità Sicilide della Valle del Calore* (*cf.* § IV.3.2) e costituiscono parte del substrato su cui poggiano i depositi appartenenti al *Gruppo del Cilento*. Per quanto riguarda i rapporti di questa unità con l'*Unità tettonica Nord-calabrese*, i dati relativi al Foglio non permettono di chiarire le originarie geometrie in quanto i contatti risultano sempre mascherati dalla tettonica recente (*cf.* figg. 16, 17). I terreni appartenenti all'*Unità Castelnovo Cilento* si ritrovano ribassati per faglie alla base dei rilievi carbonatici occupando in parte la depressione strutturale di Villa Littorio - Monte S. Giacomo, quella della valle del T. Buco, affiorano a sud-est di Buonabitacolo e nella valle del Fosso di Pruno-F. Faraone.

Si riconoscono all'interno di questa successione tre unità che per analogia con il contiguo Foglio 503, sono state denominate dal basso verso l'alto: *argilliti di Genesio*, *marne e calcareniti del Torrente Trenico* e *arenarie di Pianelli*.

Le analisi biostratigrafiche in questi terreni, effettuate nel Foglio non hanno fornito dati utili. Pertanto le informazioni sull'età derivano soprattutto dai dati biostratigrafici di letteratura che attribuiscono a questi terreni un'età compresa tra l'Eocene medio (Bartoniano)-Miocene inferiore (Burdigaliano) (CAMMAROSANO *et alii*, 2004).

1.1.1. - *argilliti di Genesio* (GSO)

Questa unità è costituita prevalentemente da argilliti scagliose, di colore ocra

e marrone scuro, talora policrome, con subordinate marne spesso silicizzate e torbiditi sottili, tipo TBT, con base siltitica, arenitico-micacea e talora carbonatica. Caratteristica degli strati calcilutitici è il tipico colore nerastro. Gli strati sono generalmente sottili e medi, si presentano estremamente alterati con frequenti vene di calcite e patine manganesifere interstratali. Il rapporto A/P è generalmente $<< 1$; si osserva una diminuzione della componente pelitica nella parte alta, dove tale rapporto risulta $= 1$. L'intera unità è caratterizzata da una intensa tettonizzazione e si rilevano localmente pieghe mesoscopiche a cuspidi. La potenza stratigrafica è difficile da valutare, quella geometrica si può stimare in circa 250-300 metri.

Al tetto, questi terreni passano gradualmente, per alternanza, all'unità **TNC** mediante un rapido aumento delle torbide marnoso-calcaree; il limite inferiore è tettonico con i terreni **ALV**, **FMS** e **PGN₃**; la porzione basale stratigrafica non è affiorante. Ottimi affioramenti si ritrovano in località T.pa degli Impisi e a Monte S. Giacomo, in località Castello.

La presenza di argilliti policrome, di TBT arenacee e calcilutitiche e il basso rapporto A/P permette di ipotizzare una deposizione in un bacino profondo.

L'età di questa litofacies è, dai dati di letteratura (CAMMAROSANO *et alii.* 2004), non più antica del Bartoniano - Oligocene terminale/Miocene inferiore.

1.1.2. - marne e calcareniti del Torrente Trenico (TNC)

Questa unità risulta costituita prevalentemente da torbiditi marnoso-calcaree e marnoso-arenacee di colore grigio verdastro, in strati da medi a molto spessi, tabulari. Le marne sono generalmente di colore grigio chiaro spesso silicizzate e con patine di manganese brunastre e violacee. Subordinatamente si ritrovano argilliti verdi e vinaccia scagliettate con frequenti impregnazioni manganesifere da violacee a rosso ruggine, talora alternate a calcilutiti nerastre. Le areniti, a granulometria da media a fine, hanno composizione prevalentemente carbonatica. Sono frequenti vene di calcite interstratali. Alla scala dell'affioramento si riconoscono sequenze di facies di **FU** e **CU**. Il rapporto A/P è variabile da >1 a <1 , con un graduale aumento verso l'alto. In alcune aree la caratteristica di questi depositi è l'intensa alterazione che determina la completa decarbonizzazione rendendo i livelli calcarei estremamente friabili: questo fenomeno è molto esteso nei dintorni di Laurino e di Villa Littorio. L'intera unità è caratterizzata da deformazione duttile e, in relazione ai litotipi, sono frequenti pieghe alla mesoscala di tipo isoclinali, a ventaglio ed a cuspidi, con orientazione degli assi circa N-S e NE-SO. La potenza geometrica affiorante è di circa 400 metri. Il limite superiore è stratigrafico discordante con terreni **PLL₁** e **PLL_{1a}**, netto con **PNL** e generalmente tettonizzato può essere osservato solo in aree limitrofe al Foglio. Il limite inferiore è per alternanze con **GSO** o tettonico con i terreni **ALV** e **ABA**. Ottimi

affioramenti si ritrovano lungo la strada che collega Roscigno a Bellosguardo, in prossimità di T.pa degli Impisi e nei pressi di Rofrano.

Le caratteristiche litostratigrafiche evidenziano la deposizione di questi terreni in un bacino profondo, torbidity, in facies di conoide distale.

L'età di questa unità, dai dati di letteratura (CAMMAROSANO *et alii*, 2004), è non più antica dell'Oligocene terminale/Miocene inferiore - Burdigaliano inferiore.

1.1.3. - arenarie di Pianelli (PNL)

Quest'unità è costituita da torbidity arenaceo-pelitiche con strutture tipo TBT in strati da sottili a medi, tabulari. Le arenarie fini, raramente medie, sono ricche in quarzo e mica e sono di colore nocciola. Le peliti sono silteose, talora marnose, di colore dal grigio al rossastro. Sono presenti argilliti nerastre silicizzate e rare intercalazioni di torbidity carbonatiche nella parte medio - bassa della successione. Il rapporto A/P è variabile da molto $\ll 1$ a > 1 . Lo spessore stratigrafico è difficile da valutare in quanto i terreni sono molto deformati; quello geometrico è di circa 100 metri. Il limite superiore è stratigrafico discordante con terreni **PLL₁** e **PLL_{1a}** e spesso è tettonizzato. Il limite inferiore è netto con **TNC**, tettonico con **SCE**, **PGN₁** e **BIF**. Ottimi affioramenti si ritrovano alla base della piccola dorsale di Vesalo e lungo la strada che da Croce di Pruno conduce a Rofrano. Questa unità affiora solo localmente nei settori sudovest e sud del Foglio. La distribuzione maggiore di questi sedimenti è presente nel foglio contiguo 503.

Le caratteristiche litostratigrafiche permettono di ipotizzare che tali terreni si siano depositi in un bacino torbidity profondo.

Dati recenti di letteratura indicano un'età non più antica del Burdigaliano inferiore (CAMMAROSANO *et alii*, 2004).

1.2. - UNITÀ TETTONICA SICILIDE DELLA VALLE DEL CALORE

Appartengono a questa unità terreni costituiti da argilliti policrome, torbidity marnoso-calcaree, calcarenitiche e arenacee, indicativi di una successione bacinale profonda in cui si ritrovano intervalli con prevalenti apporti torbidity; questa successione passa verso l'alto a sedimenti torbidity silicoclastici e carbonatici. Per questi terreni non esistono correlazioni con unità note in letteratura e la stratigrafia non era stata mai ben definita; per analogie litologiche sono stati correlati al *Complesso Sicilide* (OGNIBEN, 1969) e cartografati, in parte, nella Carta Geologica in scala 1:100.000, come "*Argilloscisti Varicolori*". BONARDI *et alii* (1992a; 1992b), AMORE *et alii* (1992), CRITELLI *et alii* (1994) preferiscono raggruppare questi depositi in un'unità denominata "*terreni ad affinità sicilide*".

Il rilevamento e la costruzione di sezioni geologiche in questi terreni hanno permesso il riconoscimento dei rapporti geometrici, dell'assetto strutturale interno, nonché dei rapporti con le unità sotto e sovrastanti. Sulla base di questo studio è stato possibile raggruppare questi terreni in una unità denominata *Unità Tettonica Sicilide della Valle del Calore*. Tale unità costituisce una falda inserita tra l'*Unità Tettonica Castelnuovo Cilento* e l'*Unità Alburno-Cervati-Pollino*, è sovrascorsa sui relativi depositi sinorogeni discordanti e si ritrova in contatto tettonico con l'*Unità Tettonica Nord-Calabrese*. I rapporti originari con l'*Unità Alburno-Cervati-Pollino* sono generalmente osservabili con difficoltà in affioramento poiché sono spesso ripresi e mascherati dalla tettonica recente. I terreni di questa unità si presentano sempre molto deformati; le porzioni prevalentemente pelitiche sono spesso soggette a estesi fenomeni franosi per lo più in atto (cfr. Cap. VII); sono presenti prevalentemente nel settore settentrionale e centrale del Foglio. Essi affiorano, in particolare, nelle depressioni strutturali di Villa Littorio-Monte S. Giacomo, nella valle del T. Buco e del Fosso di Pruno. Inoltre si ritrovano preservati all'interno di piccoli *graben*, al tetto dell'*Unità Alburno-Cervati-Pollino*, in corrispondenza di importanti lineamenti tettonici (cfr. Cap. V). La successione ricostruita mostra una certa regolarità che ha permesso di riconoscere differenti unità litostratigrafiche suddivise talora in membri. Tale successione riflette in parte le suddivisioni classiche riconosciute nel *Complesso Sicilide*. In relazione all'organizzazione generale di questi sedimenti nell'ambito dell'Appennino meridionale, la porzione medio bassa della successione analizzata è stata raggrupposta in un'unità di rango superiore denominata *Gruppo delle Argille Variegata (AV)*. La parte alta della successione è costituita da terreni prevalentemente arenacei denominati informalmente *arenarie di Albanella (ABA)*.

I campioni raccolti all'interno di questa successione permettono di attribuire a questi terreni un'età non più antica dell'Oligocene medio-superiore per la presenza di *Cyclicargolithus abisectus* (Müller) Wise (biozona NP24) - Miocene inferiore (biozona MNN1c), per la presenza di *Discoaster druggii* Bramlette & Wilcoxon.

1.2.1. - Gruppo delle Argille Variegata (AV)

In questa unità di ordine superiore sono stati raggruppati terreni costituiti da sedimenti pelagici profondi: argilliti policrome e marne, e da depositi risedimentati: torbiditi marnoso-calcarei, riferibili a parte della successione del *Complesso Sicilide*. La successione in affioramento comprende dal basso verso l'alto terreni ascrivibili alla *Formazione di Monte Sant'Arcangelo (FMS)* e all'unità delle *Argille Varicolori superiori (ALV)*, istituite da LENTINI (1980). In relazione alle ca-

ratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche, tali unità sono state ulteriormente suddivise in membri.

I campioni raccolti durante il rilevamento del CARG permettono di attribuire ai terreni appartenenti a **FMS** un'età non più antica del Rupeliano superiore - Aquitaniano. Per i terreni riferibili a **ALV**, le analisi biostratigrafiche non hanno fornito ulteriori dati, per cui si utilizzano quelli presenti in letteratura che indicano un'età generica non più antica dell'Oligocene-Miocene inferiore (CARBONE & LENTINI, 1990).

1.2.1.1. - Formazione di Monte Sant'Arcangelo (**FMS**)

Questa unità risulta costituita prevalentemente da alternanze di argilliti varicolori, torbiditi marnoso-calcarei di tipo TBT, brecciole calcaree e calcareniti laminate. In relazione alla distribuzione areale e alla prevalenza di alcuni litotipi è possibile distinguere una litofacies marnoso-calcareo (**FMS_a**). In campagna non si possono osservare i rapporti latero-verticali esistenti tra loro; i dati biostratigrafici suggeriscono che **FMS_a** possa costituire la parte alta dell'unità. L'età di questa unità è compresa tra Rupeliano superiore – Miocene inferiore; si ritiene opportuno evidenziare che in letteratura non erano state mai segnalate forme mioceniche in depositi correlati con **FMS**.

In particolare l'unità è costituita da argilliti grigio scure con livelli rosso scuro e verdastrati e marne biancastre e grigie in strati da sottili a medi; in questi sedimenti si intercalano torbiditi sottili e medie, raramente spesse, di calcilutiti grigie a geometria tabulare. Sono molto frequenti vene di calcite interstratificate. Alla base degli strati marnosi si rilevano impronte di limivori di tipo *Zoophycus*. I terreni sono molto deformati con pieghe alla mesoscala, da isocliniche a scatola, spesso con fianchi rovesciati, con assi inclinati di pochi gradi e con direzione degli assi circa N-S ed E-O (*cf.* Cap. V). Lo spessore stratigrafico non è stimabile per l'intensa tettonizzazione; quello geometrico affiorante varia da alcune decine fino a circa 300 metri. Il limite superiore è stratigrafico per alternanza, con brusca diminuzione della componente carbonatica, con **ALV**; risulta tettonico con **PNL**, **BIF**, **TNL**. Il passaggio a **ALV**, che risulta spesso mascherato da contatti meccanici per le differenti competenze dei relativi litotipi, è visibile nel T. Ripiti e nel V.ne del Finocchio. Il limite inferiore è tettonico con **PGN₃**. La base stratigrafica non è in affioramento. Tali depositi si ritrovano anche nel foglio contiguo 503 nella stessa posizione stratigrafica, al di sotto delle argille varicolori di Tempa Rotonda, anche se non sono stati distinti cartograficamente per l'esiguo spessore areale. Ottimi affioramenti sono presenti nel T. Ripiti, nel V.ne del Finocchio e nel T. Sammaro. Le caratteristiche sedimentarie evidenziano una deposizione in un bacino pelagico profondo, con frequenti apporti torbiditici.

I campioni prelevati nella parte alta di questi terreni, nel Torrente della Lanterna, sono risultati sterili per i foraminiferi; i nannofossili indicano invece un'età non più antica del Rupeliano superiore - Chattiano (biozona NP24) per la presenza di *Cyclicargolithus abisectus*; quelli prelevati nel T. Ripiti presentano forme rimaneggiate del Cretacico superiore.

litofacies marnoso-calcaree (FMS_a). Questi terreni sono costituiti da torbiditi marnoso-calcaree, con base calcarenitica e calcilutitica, alternate a marne scagliose biancastre, talora rosate e verdastre, e ad argille verdi e rosse. Le torbiditi marnoso-calcaree, in strati da medi a spessi talora molto spessi, sono lenticolari e con base a volte leggermente erosiva e presentano frequenti liste e noduli di selce e *rip-up* di argille verdastre. Risultano costituiti da *grainstone* bioclastici a foraminiferi bentonici e da *packstone* e *wackestone* bioclastici a foraminiferi planctonici con frammenti di bivalvi e intraclasti. Tra i foraminiferi bentonici sono presenti *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp.; i bioclasti individuano a volte livelli più o meno continui e allineati evidenziando un trasporto di tipo trattivo; si possono ritrovare selezionati in senso verticale mostrando una chiara gradazione diretta. Lo spessore geometrico massimo rilevato è di circa 70 metri. Il limite superiore con **ALV** è mascherato da contatti meccanici per le differenti competenze dei litotipi. Si ritrova inoltre in contatto tettonico con **BIF** e **TRN**. Non è in affioramento la base stratigrafica. Tale membro ha una distribuzione areale molto limitata e si ritrova esclusivamente sul bordo occidentale del Foglio, in prossimità dell'abitato di Laurino e alla base del Colle Calvello; esso è maggiormente affiorante nel contiguo Foglio 503. Le caratteristiche dei sedimenti evidenziano una deposizione in un bacino profondo caratterizzato da cospicui apporti di materiale calcareo da flussi gravitativi, presumibilmente provenienti da un bordo di piattaforma carbonatica.

I campioni prelevati nella parte alta di questi terreni, in località Laurino, indicano un'età non più antica del Miocene inferiore (biozona MNN1c) per la presenza di *Discoaster druggii*; si ritrovano anche forme dell'Oligocene superiore (biozona NP24) quali *Cyclicargolithus abisectus*. Pertanto l'età di questi depositi è da ritenersi non più antica del Miocene inferiore.

1.2.1.2. - argille varicolori superiori (**ALV**) (*cf.* argille varicolori di Tempa Rotonda)

Tali terreni sono costituiti da argille e argilliti generalmente grigio-piombo con intervalli di colore rosso scuro e verdi, a struttura caotica, con intercalazioni di torbiditi calcaree-marnose di colore avana e talora verdastre in strati da sottili a medi, tabulari. Si ritrovano in questi sedimenti blocchi, clasti e strati scompaginati di natura carbonatica e arenacea. Tale pezzame risulta costituito da marne

grigie e verdastre, localmente calcilutiti silicizzate a stratificazione piano parallela e con strutture torbiditiche tipo TBT, con rari strati di arenarie fini micacee molto ricristallizzate; nei litotipi calcarei e arenacei sono frequenti vene di calcite. Nella valle del T. Buco e nel T. Ripiti si ritrovano, immersi nelle argille, blocchi di notevole spessore costituiti da **RDT** e da carbonati in facies oolitica con faune del Giurassico e Cretacico inferiore che sono stati interpretati come olistoliti (**cr**). Anche se i terreni di questa unità si presentano sempre molto scompaginati, dal rilevamento emerge che questi olistoliti sono presenti esclusivamente nella parte medio-alta. In relazione alla distribuzione areale e alla prevalenza di alcuni litotipi viene distinto in questa unità un membro (**ALV₁**) riconosciuto nella parte alta e solo nel settore settentrionale del Foglio. Per la presenza di forte tettonizzazione e frequenti dissesti superficiali, anche delle coperture di alterazione, in questi terreni non sono mai conservate le stratificazioni e generalmente le torbiditi calcareo-marnose si ritrovano sotto forma di *boudin* o di clasti. Lo spessore stratigrafico non è valutabile, mentre quello geometrico affiorante varia da alcune decine fino a 400 m.. Il limite superiore è tettonico con i terreni dell'*Unità Castelnovo Cilento* e con **SCE**. Con questi ultimi talora il contatto avviene mediante l'interposizione di un complesso caotico costituito da un *mélange* di terreni miocenici (*cfr.* Cap. V). Il limite inferiore è stratigrafico con **FMS**, tettonico con i depositi di **PGN** e con terreni dell'*Unità Alburno-Cervati-Pollino* (**RDT** e **BIF**). Con questi ultimi talora il contatto avviene mediante l'interposizione di una zona di taglio. Il passaggio latero-verticale con la litofacies **ALV_a** è sempre mascherato da faglie. Buoni affioramenti si ritrovano in località T.pa Rotonda, nell'alveo del T. Ripiti e lungo le sponde del T. Buco. La presenza delle argille policrome e di torbide carbonatiche di tipo TBT evidenzia la deposizione in un bacino pelagico profondo, con sporadici apporti torbiditici. I numerosi campioni prelevati sono risultati generalmente sterili; per i rapporti latero-verticali di questa unità con **FMS** si presume un'età dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore, in accordo anche con i dati di letteratura (CARBONE & LENTINI, 1990).

litofacies del Vallone del Finocchio (**ALV_a**). Questi terreni sono costituiti da argille marnose scagliettate di colore prevalentemente marrone; caratteristica è la presenza, nella parte alta del membro, di spessi intervalli di argille di colore rosso scuro. Tali sedimenti si intercalano a calcilutiti e marne grigie o marroni con patine di alterazione giallo avana in strati da medi a spessi e talora molto spessi; sono frequenti impregnazioni mangesifere (calcarei tipo "pietra paesina"). Negli strati più spessi si rilevano laminazioni piano parallele e convolute. Questi terreni affiorano esclusivamente nella parte settentrionale del Foglio, in destra orografica del T. Buco e nel V.ne Fontanella. Sono ben visibili alla base del versante settentrionale del M. Motola, lungo una stradina secondaria che porta alla Masseria di Zego. A causa dell'intensa tettonizzazione non è possibile valutare la potenza stratigrafica; quella geometrica è di circa 200 metri. Il limite superiore è

tettonico con **PGN₃**. Il limite inferiore è stratigrafico con **ALV**. La deposizione è di tipo pelagico profondo, con frequenti apporti torbiditici. I campioni prelevati sono risultati generalmente sterili; pertanto si ascrive questo membro allo stesso intervallo biostratigrafico di **ALV** (Oligocene superiore-Miocene inferiore).

1.2.2. - arenarie e marne di Albanella (**ABA**)

Questi terreni, in precedenza non distinti nelle carte geologiche ufficiali, sono costituiti prevalentemente da alternanze di torbiditi silicoclastiche e calcareo-marnose. Le torbiditi arenacee a granulometria da medio-grossolano a conglomeratica, con composizione quarzoso-litica, talora con granuli di quarzo arrotondato, si ritrovano in strati da medi a spessi a molto spessi. Presentano geometria fortemente lenticolare e base erosiva, sono frequenti le amalgamazioni. Talora sono separati da sottili livelli siltitici di colore dal grigio al biancastro e da livelli marnosi. Rapporto A/P >> 1. Alla base degli strati si ritrovano ciottoli, da alcuni mm a qualche cm, di marne e calcilutiti; sono inoltre frequenti *rip-up* di argille rosse e verdi, anche di grosse dimensioni. Le strutture sedimentarie spesso si riducono ad una grossolana gradazione diretta e talora si ritrovano tappeti di trazione centimetrici alla base degli strati. Nella parte alta degli strati sono presenti, a volte, sottili livelli a laminazioni piano-parallele e incrociata. Si tratta di torbiditi ad alta densità che possono passare nella parte alta ad esigui depositi di torbiditi a bassa densità. Questi sedimenti si alternano a torbiditi calcareo-marnose, in strati da spessi a molto spessi. Le torbide con base calcarenitica presentano sequenze complete di Bouma: sono ben sviluppati gli intervalli a laminazione incrociata e convoluta e, talora, nell'intervallo *c*, si riconoscono *ripple* che mostrano differenti direzioni di trasporto. Nelle torbide calcaree mancano spesso gli intervalli sommitali poiché elisi da quelle arenacee sovrastanti. Nella parte alta della successione, prevalgono le torbiditi marnose con laminazioni piano parallele e con base calcilutitica; la potenza degli strati arriva fino a circa 2-3 metri. Tali depositi sono molto deformati e piegati; si rilevano pieghe isoclinaliche, talora con fianchi rovesciati, con assi che hanno prevalentemente direzione circa NO-SE. Buoni affioramenti si ritrovano alla base del versante meridionale del M. Motola, in località T.pa dell'Aulecina e nel V.ne Lenate. La potenza stratigrafica non è valutabile per l'intensa tettonizzazione; quella geometrica massima rilevata è di circa 250 metri. Il limite superiore è tettonico con **PGN**, **BIF** e **TNC**. Il limite inferiore è mascherato da contatti meccanici per la diversa competenza dei litotipi, ma presumibilmente è netto con **ALV**, tettonico con **RDT**.

Sulla base dei caratteri delle facies si ritiene che tali sedimenti si siano depositi in un bacino di tipo torbiditico confinato in cui sono presenti apporti sia silicoclastici che carbonatici. In particolare le torbiditi arenacee, caratterizzate da

frequenti processi di canalizzazioni, hanno carattere di prossimalità mentre quelle carbonatiche evidenziano un'area di provenienza più distale. I caratteri litostratigrafici di questi terreni sono comparabili con quelli affioranti poco più a nord, nella Valle del Calore, tra Albanella e Aquara, denominati “*Arenarie di Albanella*” (DONZELLI & CRESCENTI, 1962; SELLI, 1962). Queste sono state interpretate da vari autori, come appartenenti al *Gruppo del Cilento* (IETTO *et alii*, 1965; PESCATORE, 1966; COCCO & PESCATORE, 1969; AMORE *et alii*, 1992) o al *Complesso Sicilide* (OGNIBEN, 1969). Dati di dettaglio provengono da CRITELLI *et alii* (1994), che le interpretano come il termine più recente di una successione appartenente ai “*terreni ad affinità sicilide*” di età non più antica del Burdigaliano inferiore. In relazione alle revisioni litostratigrafiche effettuate durante il rilevamento del Foglio all'interno dei terreni appartenenti alle *Unità Interne*, si ritiene che il substrato delle *Arenarie di Albanella* presenti forti analogie litologiche con i terreni appartenenti al *Gruppo delle Argille Variegate* (AV). Inoltre non essendo stati al momento ritrovati livelli vulcanoclastici in ABA e nelle *Arenarie di Albanella* non si ritiene opportuno assimilarle alle successioni arenacee e vulcanoclastiche presenti al tetto delle *Argille Variegate* in Lucania (*Arenarie di Corleto e Tufiti di Tusa*, LENTINI, 1980 e Paola Doce, PESCATORE *et alii* 1992).

I campioni prelevati in questa unità sono risultati sterili per i foraminiferi planctonici; i nannofossili indicano invece un'età non più antica del Miocene inferiore (biozona MNN1c) per la presenza di *Discoaster druggii*. Per correlazioni con le *Arenarie di Albanella* è ipotizzabile che questi terreni possano essere non più antichi del Burdigaliano inferiore.

1.3. - UNITÀ TETTONICA NORD-CALABRESE

1.3.1. - *Formazione del Saraceno* (SCE)

Strati medi e spessi di calcareniti, calcilutiti e calciruditi torbiditiche nerastre, gradati con laminazioni piano-parallele e convolute alternati a livelli di marne calcaree scagliose grigio-nerastre, a fucoidi, o ad arenarie fini e siltiti con laminazioni piano-parallele. Rapporto A/P generalmente < 1 talora >1. Le facies torbiditiche sono identificabili generalmente nelle facies D (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) ed F7 ed F9 (MUTTI, 1992). I calcari presentano frequentemente vene di calcite spatica derivanti dal riempimento di differenti sistemi di discontinuità che pervadono l'ammasso. Spesso gli strati calcarenitici presentano base e tetto calcilutitico. Alla base della successione sono presenti liste di selce nera. Talora nella parte bassa aumentano le intercalazioni di argilliti nerastre, con strati calcilutitici con liste di selce biancastra. I terreni ascrivibili a SCE affiorano in zone

morfologicamente più depresse: lungo il corso del Torrente Faraone, fino a poco più a valle dell'abitato di Rofrano; alla base del versante nordorientale del M. Fautunno; alla base dei versanti orientali e sud-orientali del M. del Marchese. Il limite superiore è erosivo con discordanza angolare con **PLL₁**, **PLL_{1a}** e **PLL**, tettonico con **PNL**, **TNC**, **ALV**, **PGN₁** e **BIF**. Talora il contatto avviene mediante l'interposizione di un'ampia zona di taglio. Il passaggio inferiore alle *Crete Nere* (SELLI, 1962) non è affiorante nel Foglio. L'età è riferibile all'Oligocene-Miocene inferiore

2. - UNITÀ TETTONICHE DI PROVENIENZA ESTERNA

2.1. - UNITÀ TETTONICA ALBURNO-CERVATI-POLLINO

2.1.1. - *dolomia superiore* (DBS)

Questa formazione, affiorante ampiamente e con spessori maggiori in altre aree dell'Appennino meridionale quali ad esempio i Monti Picentini, è rappresentata nel Foglio soltanto dalla sua porzione più alta.

membro dei calcari e dolomie a *Megalodon* (DBS₄). Questo membro è costituito da dolomie grige in banchi, passanti verso l'alto a calcari da grigi a nocciola in strati spessi e banchi, con subordinate intercalazioni di dolomie e calcari dolomitici. Lo spessore degli strati varia tra 30 e 150 cm. La stratificazione non è sempre evidente ed i giunti di stratificazione hanno in genere scarsa continuità laterale. Il carattere più evidente di questa unità è la presenza di livelli di calcari ricchi di gusci spatizzati di megalodontidi. Le dimensioni dei gusci vanno da 5 a 30 cm circa. Oltre ai megalodontidi i macrofossili più diffusi sono i gasteropodi. I microfossili più significativi sono rappresentati da foraminiferi bentonici, *Aulotortus sinuosus* Weynschenk e *Triasina hantkeni* Majzon, e da dasycladali, *Griphoporella curvata* (Gümbel). In alcuni livelli questi microfossili sono tanto abbondanti da essere riconoscibili anche macroscopicamente sulle superfici di alterazione. In **DBS₄** è possibile riconoscere le seguenti associazioni di litofacies non cartografabili alla scala dell'affioramento.

A) dolomie. Questa associazione comprende le seguenti litofacies: (A1) dolomie saccaroidi; (A2) dolomie microcristalline. B) calcari e calcari dolomitici laminati. In questa associazione vengono raggruppate 2 litofacies: (B1) *bindstone* con alternanza di lamine stromatolitiche e lamine micritiche; (B2) *mudstone* con cavità planari (*fenestrae*), talvolta con riempimenti di materiale argilloso da ocra a rosato. C) calcari bioclastici a bivalvi, foraminiferi e dasycladali: (C1) *wacke-*

stone/floatstone con grandi gusci di megalodontidi; (C2) *packstone-grainstone* a foraminiferi bentonici (*Triasina* ed autotortidi) e dasicladali, con gasteropodi e frammenti di bivalvi; (C3) *wackestone-packstone* e *grainstone* a intraclasti, oncoidi e foraminiferi bentonici. D) calcilutiti a ostracodi e thaumatoporelle: (D1) *mudstone* a ostracodi; (D2) *mudstone* e *bindstone* con *Thaumatoporella*, ostracodi e rare dasicladali.

Nel complesso queste litofacies indicano deposizione in un ambiente di piattaforma carbonatica. Le dolomie saccaroidi della associazione di litofacies A costituiscono interamente la parte basale della successione mentre più in alto sono rappresentate solo sporadicamente. La pressochè totale oblitterazione delle tessiture e strutture primarie non consente di fornire indicazioni precise sull'ambiente di sedimentazione. Le litofacies dell'associazione B sono da riferire a deposizione in una piana tidale. Le laminiti con cavità da dissoluzione indicano condizioni da intertidali a supratidali mentre i livelli caratterizzati da cavità con riempimenti argillosi ocra o arrossati indicano fenomeni di microcarsismo in condizioni di esposizione subaerea. Le litofacies dell'associazione C indicano un ambiente di sedimentazione di laguna aperta caratterizzato da energia ambientale abbastanza elevata almeno per le litofacies grano-sostenute C2 e C3. Le litofacies più fangose indicano minore agitazione delle acque, confermata anche dalla presenza nella litofacies C1 di megalodontidi con valve articolate. Alcuni livelli centimetrici di *packstone-grainstone* intra-bioclastici, caratterizzati da superfici basali chiaramente erosionali e intervallati a litofacies più fangose, possono essere interpretati come depositi di tempesta. Le tessiture fango-sostenute e le associazioni fossili poco diversificate dell'associazione D indicano deposizione in una laguna ristretta caratterizzata da bassa energia ambientale. L'abbondanza di ostracodi e thaumatoporelle, organismi tolleranti condizioni ambientali poco favorevoli, indica salinità e/o contenuto in ossigeno estreme, determinate presumibilmente dalle condizioni di circolazione ristretta. **DBS₄** è presente solo nella porzione sud-orientale del Foglio, nei pressi dell'abitato di Buonabitacolo, in un affioramento completamente limitato da contatti tettonici. Non sono quindi osservabili né il limite inferiore né quello superiore di questo membro. Lo spessore affiorante è di circa 150 m. Successioni analoghe per litologia, facies, contenuto fossilifero ed età sono state descritte da DE CASTRO (1990) nei Monti Picentini e da IANNACE (1991) nei Monti Lattari.

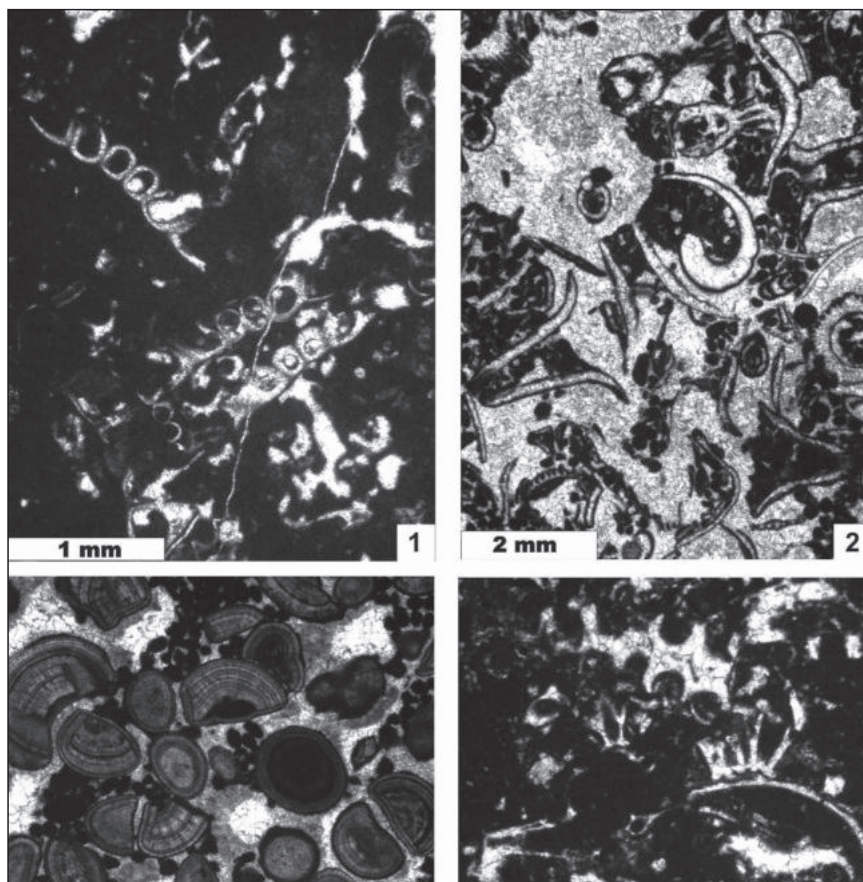
La presenza di *Aulotortus sinuosus*, *Triasina hantkeni* e *Griphoporella curvata*, consente di riferire **DBS₄** alla biozona a *Triasina hantkeni* e *Aulotortus sinuosus*, attribuita da DE CASTRO (1991) al Retico.

2.1.2. - calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (CCM)

Questa formazione è costituita da calcari grigi e grigio scuri, ben stratificati nella parte bassa con spessore degli strati da 30 a 80 cm, mal stratificati o in banchi di spessore fino a 2 m nella parte alta. Sono presenti rare intercalazioni di dolomie, in strati di spessore massimo di 1 m. Prevalgono i litotipi fangoso-stenuti, con frequenti livelli a *Cladocoropsis mirabilis* Felix nella parte bassa ed intercalazioni di calciruditi ad oncoidi ed intraclasti che diventano via via più rare nella parte alta. Nella parte bassa sono presenti rari livelli di calcareniti oolitiche. I macrofossili più frequenti in questa formazione sono *Cladocoropsis mirabilis*, gasteropodi, lamellibranchi, chetetidi e coralli solitari. I microfossili più comuni sono foraminiferi bentonici ed alghe dasicladali. Sono inoltre frequenti gli oncoidi costruiti da organismi incrostanti tipo *Lithocodium/Bacinella* ed i noduli algali di cianofeece. In **CCM** sono state riconosciute le seguenti associazioni di litofacies. A) dolomie. L'associazione di litofacies A è costituita da dolomie saccaroidi (A1) e dolomie microcristalline (A2), di colore da grigio scuro a nerastro, in livelli di norma spessi non più di un metro. Queste litofacies sono abbastanza rare nella parte bassa della formazione mentre diventano relativamente più frequenti nella parte alta dove si ritrovano spesso associate alle laminiti dell'associazione di facies B. La pressoché totale oblitterazione delle tessiture e strutture primarie non consente di fornire indicazioni precise sull'ambiente di sedimentazione. B) calcari e calcari dolomitici laminati. L'associazione B consiste di laminiti stromatolitiche (B1), caratterizzate dall'alternanza di lamine criptalgali e lamine di *packstone/grainstone* fini a peloidi ed ostracodi, e laminiti loferitiche (B2) con cavità di dissoluzione planari (*fenestrae*). Queste litofacies, più frequenti nella parte alta della formazione, indicano deposizione in una piana tidale in condizioni da intertidale a sopratidale. C) calcilutiti e calcareniti bioclastiche. L'associazione di litofacies C è costituita da: (C1) *mudstone* scuri con associazioni oligotipiche (ostracodi e piccole dasicladali); (C2) *mudstone* e *wackestone* ad oncoidi e *Cladocoropsis mirabilis* con foraminiferi bentonici e frammenti di bivalvi; (C3) *mudstone* e *wackestone* a foraminiferi bentonici ed alghe dasicladali, con oncoidi, gasteropodi e frammenti di bivalvi. Queste litofacies indicano deposizione in una laguna subtidale, con condizioni di circolazione ristretta per la litofacies C1, più aperta per le litofacies C2 e C3. D) calciruditi intra-bioclastiche. L'associazione D raggruppa le seguenti litofacies: (D1) *grainstone/packstone* a foraminiferi bentonici ed alghe dasicladali con intraclasti micritici, oncoidi, frammenti di bivalvi e di gasteropodi; (D2) *rudstone* e rari *floatstone* con grandi intraclasti micritici, oncoidi, gasteropodi, frammenti di bivalvi, foraminiferi bentonici ed alghe dasicladali. Queste litofacies indicano deposizione in una laguna aperta, presumibilmente al di sopra della profondità di base delle onde. E) calcari oolitici. L'associazione E è costituita da un'unica litofacies, rappresentata da *grainstone* oolitici

ben selezionati. Questa litofacies, sporadicamente intercalata alle altre nella parte bassa della formazione, indica deposizione in condizioni di alta energia, al di sopra della profondità di base delle onde, e suggerisce la prossimità di un'area di margine occupata da barre oolitiche.

CCM affiora all'estremità sudorientale della dorsale del M. Motola, dove occupa la parte più bassa del versante. Altri affioramenti attribuiti a questa unità sono



Tav. I – *Microfacies della successione mesozoica di piattaforma carbonatica*. 1: calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (CCM), wackestone a *Clypeina* jurassica, Giurassico superiore (Titoniano). 2: calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (CCM), grainstone a *Campbelliella striata*, Giurassico superiore (Titoniano). 3: calcari con *requienie* e *gasteropodi*, membro dei calcari a ooliti fibroso raggiate (CRQ1), grainstone oolitico, Cretacico inferiore (Berriasiano). 4: calcari con *requienie* e *gasteropodi*, membro dei calcari a ooliti fibroso raggiate (CRQ1), wackestone-packstone a *dasicladali* (tra cui *Salpingoporella annulata*), Cretacico inferiore (Berriasiano).

presenti a nord-ovest dell'abitato di Sanza, alla base del versante meridionale del massiccio del M. Cervati. In questa zona le migliori esposizioni si ritrovano alla Rupe di Valpalazzo, al Colle La Spina e nei valloncini adiacenti a tali rilievi. Lo spessore totale di questa formazione non può essere calcolato in quanto nel Foglio non ne è osservabile la base. A M. Motola lo spessore massimo affiorante è di circa 100 m; nei rilievi a nord-ovest dell'abitato di Sanza lo spessore massimo è di circa 500 m. **CCM** passa in alto per alternanza al membro dei Calcarei a ooliti fibroso raggiate (**CRQ₁**) che rappresenta la parte basale della formazione dei Calcarei con requenie e gasteropodi (**CRQ**). Il limite viene posto in corrispondenza della comparsa e del rapido aumento di frequenza dei livelli di *grainstone* ad ooliti fibroso-raggiate. Successioni simili per età, contenuto fossilifero e litofacies a quelle riferite nel Foglio a **CCM** sono ben note in letteratura (DE CASTRO, 1963; SGROSSO, 1962; SARTONI & CRESCENTI, 1962) e corrispondono in parte ai complessi dei Calcarei a *Cladocoropsis mirabilis* e dei Calcarei a *Clypeina* di CATENACCI *et alii* (1964).

I microfossili più significativi nella parte bassa di questa formazione sono *Pfenderina salernitana* Sartoni & Crescenti, *Protopeneroplis striata* Weynschenk e *Redmondoides lugeoni* (Septfontaine) (= *Valvulina lugeoni*) (foraminiferi bentonici) e *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti (alga dasicladale) mentre nella parte alta sono particolarmente abbondanti *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Parurgonina caelinensis* Cuvillier, Foury & Pignatti-Morano, *Redmondoides lugeoni* e *Siphonvalvulina* sp. tra i foraminiferi bentonici. Tra le alghe dasicladali *Clypeina jurassica* Favre, *Campbelliella striata* (Carozzi) e *Salpingoporella annulata* Carozzi compaiono nella parte sommitale (TAV I.1, I.2). La presenza di *Selliporella donzellii* e di *Pfenderina salernitana*, consente di attribuire la parte bassa di questa unità alla biozona a *Valvulina lugeoni*, datata Bajociano (parte alta) -Bathoniano anche se DE CASTRO (1991) non esclude la possibilità che tale biozona sia di età Bathoniano superiore-Calloviano. La presenza di *Kurnubia palastiniensis* consente di attribuire la parte alta di **CCM** alla biozona a *Kurnubia palastiniensis* del Calloviano-Kimmeridgiano inferiore. La comparsa di *Clypeina jurassica* e *Campbelliella striata* nella parte sommitale di questa formazione consente di attribuirle alla biozona a *Clypeina jurassica*. Tale biozona copre secondo DE CASTRO (1991) l'intervallo Kimmeridgiano superiore - Portlandiano. Nel Foglio non è osservabile la base di **CCM**. I dati biostratigrafici sopra riportati consentono di attribuire la parte affiorante di tale formazione all'intervallo corrispondente alla biozona a *Valvulina lugeoni*, alla biozona a *Kurnubia palastiniensis* ed a parte della biozona a *Clypeina jurassica*. A tale intervallo corrisponde un'età Bathoniano *p.p.*-Titoniano *p.p.* o Calloviano – Titoniano *p.p.* a seconda dell'età attribuita alla biozona a *Valvulina lugeoni* (vedi discussione in DE CASTRO, 1991).

2.1.3. - *calcari con requienie e gasteropodi (CRQ)*

Questa formazione è costituita prevalentemente da calcari grigi, generalmente ben stratificati, con frequenti livelli ricchi di gusci di gasteropodi e requienidi. Subordinatamente sono presenti livelli di calcari scuri in strati sottili, calcari dolomitici e dolomie da massive a laminate, calcari biancastri e livelli di calcari marnosi. Nella parte bassa sono frequenti livelli di calcari oolitici ed oncolitici. Nella parte centrale prevalgono calcilutiti a dasicladali alternate a calcari stromatolitici e loferitici ed a lumachelle a gasteropodi e requienie. Nella parte alta sono presenti calcari bioclastici ad alveoline e livelli di dolomie laminate. Lo spessore complessivo è variabile da circa 400 a 600 m. Il limite inferiore è per alternanze con **CCM**.

Nella formazione dei *calcari con requienie e gasteropodi* è stato distinto alla base il membro dei calcari a ooliti fibroso raggiate (**CRQ₁**) ed al *top* il membro dei calcari ad alveoline e dolomie laminate (**CRQ₄**). Nella parte centrale non sono stati invece riconosciuti membri.

membro dei calcari a ooliti fibroso-raggiate (CRQ₁) Questo membro basale è costituito da calcari grigi, con rari livelli di calcari dolomitici e dolomie, in genere ben stratificati, con strati spessi da 30 a 120 cm. Nella parte bassa si alternano calcareniti oolitiche, calcilutiti a dasicladali, laminiti stromatolitiche e loferitiche, calcareniti a peloidi e calciruditi intra-bioclastiche. Nella parte alta prevalgono le calciruditi intra-bioclastiche alternate a rari livelli stromatolitici e loferitici. I macrofossili più frequenti ed abbondanti sono i gasteropodi, in particolare le nerinee, ed i bivalvi. Tra i microfossili prevalgono i foraminiferi bentonici e le alghe dasicladali ma sono abbondanti anche gli organismi incrostanti tipo *Lithocodium/Bacinella*, le alghe cianofee ed i coproliti di crostacei riferibili all'icnogenere *Favreina*. In **CRQ₁** sono state riconosciute le seguenti associazioni di litofacies. A) Dolomie. Quest'associazione comprende le seguenti litofacies: (A1) dolomie massicce, saccaroidi, in strati e banchi; (A2) dolomie microcristalline brune o giallastre, spesso polverose; (A3) dolomie laminate, con alternanza di lamine millimetriche chiare e scure. Le litofacies A2 e A3 costituiscono strati e banchi o formano croste irregolari al *top* degli strati calcarei delle associazioni di litofacies B. La pressoché totale oblitterazione delle tessiture primarie ad opera della dolomitizzazione rende difficile l'interpretazione ambientale ma la loro frequente associazione con le litofacies dell'associazione B suggerisce che le dolomie microcristalline e le dolomie laminate si siano originate in condizioni sopratidali. B) Calcari e calcari dolomitici laminati. Le litofacies raggruppate in questa associazione sono: (B1) *mudstone* loferitici con cavità di dissoluzione planari (*fenestrae*) talvolta con riempimenti siltoso-argillosi ocra o rossastri; (B2) *bindstone* con alternanza di lamine di origine microbica e lamine detritiche di *grainstone* fini a peloidi. Questa associazione di litofacies indica deposizione in una piana

tidale in condizioni da intertidali a supratidali. C) Calcarei intra-bioclastici. Questa associazione comprende le seguenti litofacies: (C1) *packstone/grainstone* a peloidi ed intraclasti con oncoidi, noduli di cianofeece e rare ooliti; (C2) *packstone/grainstone* a intraclasti, oncoidi e bioclasti (foraminiferi, alghe verdi, noduli di cianofeece, gasteropodi), con rare ooliti; (C3) *grainstone*, *rudstone* e *floatstone* a gasteropodi, grandi intraclasti, noduli algali, foraminiferi bentonici ed alghe dasicladali. Queste litofacies indicano deposizione in una laguna aperta con aree occupate da barre sabbiose. D) Calcilutiti bioclastiche. Questa associazione di litofacies è costituita da: (D1) *mudstone-wackestone* a dasicladali; (D2) *wackestone* a dasicladali e foraminiferi bentonici, con gasteropodi e frammenti di bivalvi. L'ambiente di deposizione è una laguna con condizioni di circolazione più o meno ristretta. E) Calcarei oolitici. In questa associazione vengono raggruppate le seguenti litofacies: (E1) *grainstone* oolitici con ooliti fibroso-raggiati, cementi vadosi e cavità riempite da silt vadoso; (E2) *grainstone* oolitici con ooliti fibroso-raggiati, peloidi intraclasti e noduli di cianofeece. Queste litofacies indicano deposizione in aree a bassa energia, probabilmente in piccole pozze nell'ambito di una piana tidale (SIMONE, 1974, 1981) (TAV I.3).

CRQ₁ affiora con buone esposizioni all'estremità sudorientale del M. Motola, nei rilievi a nordovest dell'abitato di Sanza sul versante meridionale del massiccio del Cervati, e nei rilievi a nord di Buonabitacolo. Lo spessore è variabile da 80 a 300 m. Come detto nel paragrafo precedente il limite inferiore è individuato dalla comparsa e dalla progressiva diffusione di *grainstone* oolitici e di *grainstone-packstone* intra-bioclastici. In particolare la presenza di *grainstone* con ooliti fibroso-raggiati è un elemento diagnostico facilmente riconoscibile in campagna. Nella parte alta le litofacies più caratteristiche sono *grainstone/packstone* e *rudstone-floatstone* a intraclasti, noduli algali e bioclasti (gasteropodi, foraminiferi e dasicladali). Il limite superiore è segnato dalla progressiva riduzione di frequenza, fino alla scomparsa, delle litofacies grossolane intra-bioclastiche sostituite da litotipi fango-sostenuti a requienie e gasteropodi. I livelli ad ooliti fibroso-raggiati caratteristici della parte bassa di questo membro sono ben noti in letteratura (SIMONE, 1974, 1981; D'ARGENIO *et alii*, 1975a).

La parte bassa (ca. 70-80 m di spessore) di **CRQ₁** è caratterizzata da associazioni a foraminiferi abbastanza povere in cui le forme più comuni sono *Reidmondoides lugeoni* e *Siphovalvulina* sp. Le associazioni a dasicladali sono invece particolarmente ricche; le forme più frequenti e significative sono *Clypeina jurassica*, *Campbelliella striata* e *Salpingoporella annulata* (TAV I.4). Questo intervallo può essere attribuito alla parte alta della biozona a *Clypeina jurassica* ed alla biozona a *Campbelliella striata* (Titoniano superiore - Berriasiano inferiore). Queste biozone non sono ben differenziate in quanto nelle successioni analizzate *C.striata* scompare non più di 20 m dopo *C.jurassica*. Alla scomparsa di *C.striata* segue un intervallo, dello spessore di ca. 80 m di spessore, caratte-

rizzato dalla persistenza di *S.annulata* e da associazioni a foraminiferi simili a quelle dell'intervallo precedente. *Selliporella neocomiensis* (Radoičić) (= *Triploporella neocomiensis*) e *Favreina* sp. compaiono nella parte sommitale di questo pacco di strati. Questa parte della successione può essere attribuita alla biozona a *Salpingoporella annulata*, di età Berriasiano superiore. Al di sopra compaiono associazioni a foraminiferi più ricche e diversificate, dominate da specie del genere *Trocholina*, *T. elongata* (Leupold), *T. alpina* Leupold, *T. campanella* Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac, *T. cherchiae* Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac, *T. chiochinii* Mancinelli & Coccia e da *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama). Sono inoltre presenti *Redmondoides lugeoni*, *Protopeneroplis ultragranulata* (Gorbachik), *Haplophragmoides joukowskyi* Charollais, Bronnimann & Zaninetti, *Archaeosepta basiliensis* (Mohler). L'associazione a trocholine e *P. lituus*, nella quale continua ad essere presente *S. annulata*, consente di attribuire questi livelli, per uno spessore di ca. 160 m, alla biozona a *Pseudocyclammina lituus*, di età Valanginiano. La comparsa di *Vercorsella laurentii* (Sartoni & Crescenti), ancora accompagnata da trocholine, fra cui compare *T. molesta* Gorbachik, e da *S. annulata*, consente di assegnare la parte più alta di questa membro alla biozona a *Cuneolina laurentii*, di età Valanginiano superiore (parte alta) - Hauteriviano. **CRQ₁** copre quindi un intervallo biostratigrafico che va dalla parte alta della biozona a *Clypeina jurassica* alla biozona a *Cuneolina laurentii* (Titoniano superiore - Hauteriviano p.p.)

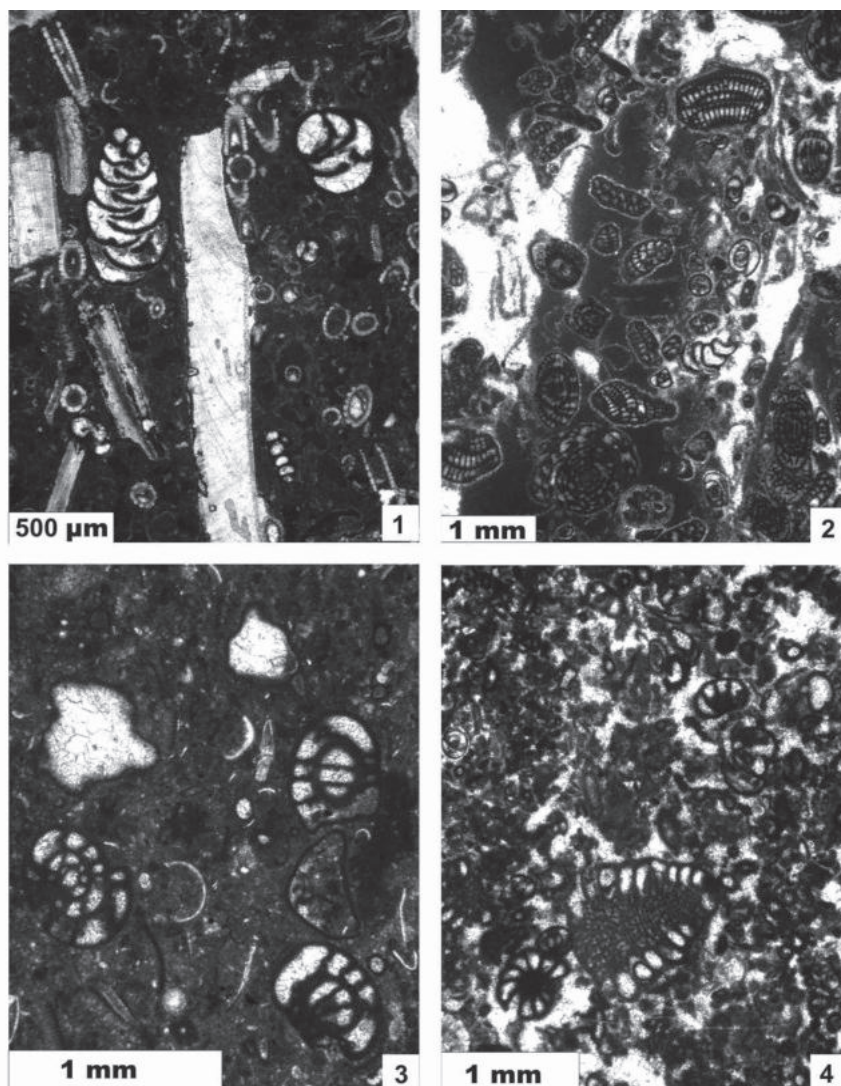
La porzione centrale della formazione dei calcari con requenie e gasteropodi è costituita prevalentemente da calcari grigi, generalmente ben stratificati, con strati di spessore compreso fra 30 e 80 cm, con frequenti livelli ricchi di gusci di gasteropodi e requienidi. Subordinatamente sono presenti livelli di calcari scuri in strati sottili (3-10 cm), calcari dolomitici e dolomie grigio scure, calcari biancastri e rari livelli di calcari marnosi grigio chiari. Un elemento caratteristico di questa formazione è la presenza di livelli di calcari nodulari, pseudo-conglomeratici, costituiti da noduli di *mudstone-wackestone* in un reticolo di cavità riempite da matrice marnoso-argillosa policroma (giallastra, verdastra o arrossata), spesso presenti al *top* degli strati. Nella parte bassa prevalgono calcilutiti a dasicladali e foraminiferi bentonici e calcari laminati stromatolitici e loferitici, con subordinati livelli di calciruditi intra-bioclastiche. Nella parte alta prevalgono calcilutiti ad ostracodi e miliolidi con subordinati livelli di calcareniti ad orbitolinidi. I macrofossili più frequenti sono gasteropodi (fra cui nerineidi) e requienidi, che costituiscono a volte delle vere e proprie lumachelle. Sono inoltre presenti altri bivalvi, fra cui ostreidi e caprinidi (nella parte alta) e rari livelli con coralli solitari. I microfossili più diffusi sono alghe dasicladali e foraminiferi bentonici. Fra le alghe dasicladali nella parte bassa di questo intervallo sono particolarmente frequenti *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), *Praturlonella danilovae* (Radoičić) e *Clypeina solkani* Conrad & Radoičić, nella parte mediana è molto caratteristica la presenza di livelli ricchissimi di *Salpingoporella* Radoičić; nella parte alta è frequente *Salpingoporella turgida* (Radoičić). Tra i foraminiferi bentonici la parte

bassa di questo intervallo è caratterizzata dall'abbondanza di cuneoline primitive; nella parte mediana compaiono gli orbitolinidi, *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) e *Mesorbitolina* sp., e gli alveolinidi, *Archaealveolina reicheli* (De Castro), spesso associati a *Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni; nella parte alta della formazione dominano gli orbitolinidi e *Cuneolina pavonia parva* D'Orbigny spesso tanto abbondanti da essere facilmente riconoscibili anche in campagna con l'ausilio di una lente. Nella porzione centrale di **CRQ** sono state riconosciute le seguenti associazioni di litofacies. A) dolomie. Quest'associazione comprende le seguenti litofacies: (A1) dolomie massicce, saccaroidi, in strati e banchi; (A2) dolomie microcristalline scure. La totale oblitterazione delle tessiture primarie ad opera della dolomitizzazione rende difficile l'interpretazione ambientale di queste litofacies. B) Calcarei laminati e calcari nodulari. Le litofacies raggruppate in questa associazione sono: (B1) *bindstone* con alternanza di lamine di origine microbica e lamine di *grainstone* fini a peloidi; (B2) *mudstone* loferitici con cavità di dissoluzione planari (*fenestrae*), talvolta con riempimenti siltoso-argillosi ocre o rossastri; (B3) calcari nodulari costituiti da clasti di *mudstone* in un reticolo di cavità con riempimenti marnoso-argillosi policromi (verde, ocre, rossastri). Questa associazione indica deposizione in una piana tidale in condizioni da intertidali a supratidali. In particolare le litofacies B3 e B2 indicano condizioni di esposizione subaerea e fenomeni di microcarsismo più o meno spinto. La litofacies B3, caratteristica per la sua facile riconoscibilità in campagna e per la sua frequenza, tipicamente occupa il *top* degli strati conferendo alle superfici superiori degli strati stessi un caratteristico aspetto ondulato. C) Calclutiti a ostracodi, milioliti ed alghe. Questa associazione è costituita da: (C1) *mudstone* a ostracodi; (C2) *mudstone* a ostracodi e piccoli milioliti; (C3) *mudstone* e *wackestone* a milioliti e dasicladali; (C4) *mudstone* a thauatoporelle e piccoli milioliti; (C5) *mudstone* neri in strati sottili. Queste litofacies indicano deposizione in una laguna a circolazione ristretta. D) Calcareniti e calciruditi bioclastiche ed intra-bioclastiche. Le litofacies comprese in questa associazione sono: (D1) *grainstone-packstone* a intraclasti, peloidi, ooliti, noduli di cianofeece e gasteropodi; (D2) *grainstone-packstone* a foraminiferi bentonici ed alghe dasicladali; (D3) *wackestone* e *floatstone* a gasteropodi e requenie. Queste litofacies indicano deposizione in una laguna aperta.

Nella parte bassa e centrale di questo intervallo queste litofacies sono organizzate in cicli *shallowing upward* a scala metrica con il *top* segnato da evidenze di esposizione subaerea più o meno prolungata (litofacies B2-B3) e la parte bassa occupata dalle litofacies delle associazioni C o D, con o senza l'interposizione della litofacies B1. Nella parte alta prevalgono le litofacies dell'associazione C con rare intercalazioni di livelli costituiti dalle litofacies intra-bioclastiche dell'associazione D.

La porzione centrale di **CRQ** affiora ampiamente in tutto il Foglio a ovest del Vallo di Diano. Le migliori esposizioni si trovano al M. Lo Cugno (a nordovest del M. Cervati), sul versante meridionale del M. Motola e all'estremità sudorien-

tale del M.Vivo. Lo spessore dell'intervallo compreso tra **CRQ₁** e **CRQ₄** è di circa 350 m. In questa parte della formazione dei *calcari con requenie e gastropodi* non è stato possibile riconoscere con precisione le biozone di DE CASTRO (1991) a causa della scarsa diffusione di alcune specie indice. Si è quindi preferito far riferimento ad alcuni eventi biostratigrafici significativi e ben riconoscibili per suddividerla in 4 intervalli biostratigrafici. Il primo intervallo, dallo spessore di ca. 80 m, è compreso fra il limite superiore di **CRQ₁** e la base dei livelli in cui compaiono associazioni a foraminiferi dell'Aptiano, *Debarina haounerensis* Fourcade, Raoult & Vila, *Pseudolituonella conica* Luperto-Sinni & Masse, *Voloshinoides murgensis* Luperto-Sinni & Masse. Questo intervallo è caratterizzato da associazioni a dasycladali spesso molto ricche e diversificate. Le forme più significative sono *Salpingoporella muehlbergii*, *S. biokovenski* Sokac & Velic, *S. melitae* Radoičić, *Praturlonella danilovae*, *Actinoporella podolica* (Alth) e *Clypeina pejovici* (Radoičić) sono più rare e presenti solo in alcuni livelli della parte bassa di questo intervallo. Le forme più significative tra i foraminiferi sono *Campanellula capuensis* De Castro e *Trocholina molesta* (presenti solo nei primi 20-30 m), *Vercorsella laurentii*, *Praechrysalidina infracretacea* e *Sabaudia minuta* (Hofker) (presenti a partire da 50 m ca. dalla base) (TAV. II.1). Questo intervallo può essere attribuito all'Hauteriviano superiore *p.p.* - Barremiano e corrisponde probabilmente alla biozona a *Campanellula capuensis* ed a parte della biozona a *Salpingoporella dinarica* di DE CASTRO (1991). Il secondo intervallo, dello spessore di circa 50 m, ha come limite superiore la base del livello ad *Archaealveolina reicheli*. Sin dalla base di questo intervallo compaiono *Debarina haounerensis*, *Pseudolituonella conica*, *Voloshinoides murgensis* mentre più sporadicamente è presente una associazione ad orbitolinidi costituita da *Palorbitolina lenticularis* e *Praeorbitolina* sp. A ca. 25-30 m dal *top* di questo intervallo sono presenti dei livelli gremiti di *Salpingoporella dinarica*. Questo intervallo può essere attribuito all'Aptiano *p.p.* e corrisponde probabilmente alla parte superiore della biozona a *Salpingoporella dinarica*. Il terzo intervallo biostratigrafico dello spessore di ca. 200-210 m, è compreso fra la base del livello ad *Archaealveolina reicheli* e la base dei livelli ad alveoline, *Sellialveolina viallii* Colalongo e *Ovalveolina maccagnoae* De Castro, che segna il limite inferiore del membro dei calcari ad alveoline e dolomie laminate (**CRQ₄**). Alla base è presente il ben noto livello ad *Archaealveolina reicheli* per uno spessore massimo di 5 m. Nella parte inferiore di questo intervallo sono frequenti *Vercorsella laurentii*, *P.infracretacea* e *S.minuta*. A ca. 30-35 m dalla base compare la seconda associazione ad orbitolinidi di questa formazione, costituita da *Cribellopsis arnaudae* Chiocchini, *Paracoskinolina tunesiana* Peybernès, *Simplorbitolina* sp., *Orbitolinopsis* sp., spesso con *P.infracretacea*, *Cuneolina pavonia parva* e *Salpingoporella turgida*. Questa seconda associazione ad orbitolinidi si ritrova per uno spessore di ca. 20-25 m; a ca. 50 m dalla base del livello ad *A. reicheli* viene sostituita da una terza associazione ad orbitolinidi, caratterizzata dalla presenza di *Neoiragia insolita* (Decrouez & Moullade) e *Valdanchella dercourtii* Decrouez & Moullade, sempre accompagnate da *C.pavonia parva* e *P.infracretacea*. Questa terza associazione a



Tav. II – *Microfacies della successione mesozoica di piattaforma carbonatica*. 1: calcari con requenie e gasteropodi (CRQ), wackestone a frammenti di bivalvi, foraminiferi bentonici (Praechrysalidina infracretacea) e dasycladali (Salpingoporella dinarica), Cretacico inferiore (Aptiano). 2: calcari con requenie e gasteropodi, membro dei calcari ad alveoline e dolomie laminate (CRQ₄), packstone a foraminiferi bentonici (tra cui Cuneolina pavonia parva e Sellialveolina viallii), Cretacico superiore (Cenomaniano). 3: calcari a radiolitidi (RDT), wackestone a Moncharmontia apenninica e Thaumapoporelle, Cretacico superiore (Senoniano). 4: calcari a radiolitidi (RDT), packstone a foraminiferi bentonici (tra cui Accordiella conica), Cretacico superiore (Senoniano).

orbitolinidi è presente per uno spessore di ca. 60 m. Gli ultimi 90-100 m di questo intervallo sono caratterizzati da associazioni a foraminiferi dominate da miliolidi e da *C. pavonia parva*. A circa 40 m dalla base di **CRQ₄** compaiono *Nezzazata gyra* (Smout) e *N. simplex* Omara. Questo terzo intervallo può essere attribuito all'Aptiano superiore *p.p.* - Albiano e dovrebbe corrispondere alla biozona a *Sabaudia minuta* ed a parte della biozona a *Peneroplis parvus* De Castro di DE CASTRO (1991). Nel suo complesso quindi questa porzione di **CRQ** può essere datata Hauteriviano superiore - Albiano.

membro dei calcari a alveolina e dolomie laminate (CRQ₄). La comparsa di livelli di calcareniti bioclastiche ad alveoline segna il limite inferiore di **CRQ₄**. Questo membro sommitale di **CRQ** è costituito da calcari grigi chiari, biancastri e giallognoli ben stratificati, in strati spessi da 20 a 70 cm e da dolomie grige o biancastre (più raramente brune o giallastre) laminate e a bande, in strati spessi e banchi. Nell'ambito del Foglio le successioni incluse in questa unità presentano caratteri variabili. Nella zona del M. Motola ed al M. Lo Cugno questa unità è costituita principalmente da calcilutiti ad ostracodi e miliolidi, dolomie laminate, calcareniti ad alveoline e livelli a gusci di gasteropodi e bivalvi. Alla Raja del Pedale questo membro presenta le stesse caratteristiche, ma assume uno spessore molto maggiore (fino a 300 m), soprattutto per la presenza di spessori notevoli di dolomie, e termina con un intervallo, spesso circa 20 m, di calcari ad alveoline bioturbati. Sul versante meridionale del Cervati la successione presenta caratteri litologici analoghi ma non è presente il livello di calcari con tracce di bioturbazione. Nei rilievi a sud di Piaggine e Laurino in **CRQ₄** si ritrovano anche livelli di calcilutiti e calcareniti scure con selce. Nei rilievi a sud di Buonabitacolo e Sanza **CRQ₄** è costituito da alcune decine di metri di dolomie, da massicce a laminate, sormontati dai caratteristici livelli di calcari ad alveoline con tracce di bioturbazione dolomitizzate. I macrofossili più comuni sono gasteropodi (fra cui nerinee), spesso in livelli lentiformi gremiti di gusci e frammenti di gusci, e bivalvi. Nella parte bassa sono presenti in alcune località dei livelli a caprinidi; nella parte alta sono in genere presenti dei livelli a radiolitidi e dei livelli a ostreidi picnodontidi. In alcune zone al passaggio con il membro sovrastante è presente un livello a grosse sauvagesie. I microfossili più frequenti sono i foraminiferi bentonici. Tra questi le alveoline sono talvolta tanto abbondanti da essere facilmente riconoscibili anche in campagna; in particolare risultano facilmente riconoscibili i livelli a *Cisalveolina fraasi* (Gümbel) al *top* del membro. Altri foraminiferi particolarmente abbondanti sono le cuneoline, i soritidi ed i miliolidi. Le alghe calcaree sono rappresentate da Solenoporacee e da organi riproduttori isolati di dasycladali. Da sottolineare la presenza in alcune zone di tracce fossili riferibili al genere *Thalassinoides* nei calcari a *Cisalveolina* presenti al *top* di questa unità. Le associazioni di litofacies riconosciute in **CRQ₄** sono le seguenti. A) dolomie. Quest'associazione comprende le seguenti litofacies: (A1) dolomie massicce,

saccaroidi, in strati e banchi; (A2) dolomie laminate, con alternanza di lamine millimetriche biancastre e scure; (A3) dolomie a bande, con alternanza di lamine centimetriche biancastre e scure. Queste litofacies costituiscono strati e banchi o formano croste irregolari al *top* degli strati calcarei della associazione di litofacies B. La pressoché totale oblitterazione delle tessiture primarie ad opera della dolomitizzazione rende difficile l'interpretazione ambientale di queste litofacies ma la loro frequente associazione con le litofacies dell'associazione B suggerisce che le dolomie laminate e le dolomie a bande si sono originate in condizioni sopratidali. B) calcari e calcari dolomitici laminati. In questa associazione di litofacies sono raggruppate le seguenti litofacies: (B1) *bindstone* con alternanza di lamine di origine microbica e lamine di *grainstone* fini a peloidi; (B2) *mudstone* loferitici con cavità di dissoluzione planari (*fenestrae*), talvolta con riempimenti siltoso-argillosi ocra o rossastri. Queste litofacies indicano deposizione in una piana tidale in condizioni da intertidale a sopratidale. C) calcilutiti a ostracodi e miliolidi. Comprende: (C1) *mudstone* a ostracodi; (C2) *mudstone* a ostracodi e piccoli miliolidi. Queste litofacies indicano deposizione in condizioni subtidali in una laguna a circolazione più o meno ristretta. D) calcareniti e calciruditi bioclastico-intraclastiche. Questa associazione comprende: (D1) *packstone-grainstone* a foraminiferi bentonici; (D2) *rudstone/floatstone* a gasteropodi e bivalvi con intraclasti e foraminiferi bentonici; (D3) *wackestone/packstone* a foraminiferi bentonici con tracce di bioturbazione dolomitizzate. Queste litofacies indicano deposizione in una laguna aperta in condizioni di energia ambientale sufficientemente elevata.

CRQ₄ affiora ampiamente in tutto il Foglio. Le successioni che consentono una migliore osservazione dei caratteri delle litofacies e delle associazioni fossili sono quelle di M. Lo Cugno, della Madonna del Vivo e dei rilievi a sud di Buonabitacolo (versante occidentale del M. Rotondo di Sanza, località Vallicelle, versante sudoccidentale di M. Varchera nei pressi di Coppina Pozzi Monaci). Come già detto questo membro presenta caratteri variabili nelle diverse aree di affioramento. In particolare lo spessore varia da un minimo di 40-50 m nei rilievi a sud di Sanza e Buonabitacolo, a circa 80-100 m nel massiccio del M. Motola, fino ad un massimo di circa 300 m sul versante sud della Raja del Pedale. Il limite inferiore è in genere segnato dalla comparsa e progressiva diffusione dei livelli di calcari ad alveoline; nei rilievi a sud di Sanza e Buonabitacolo alla base di questo membro sono presenti dolomie massicce e dolomie laminate. Il limite con la formazione sovrastante è invece netto e coincide con il *top* dei livelli a *Cisalveolina fraasi*. Questi livelli sono facilmente individuabili in campagna per la presenza dei gusci di *Cisalveolina*, che appaiono sulle fratture fresche e sulle superfici alterate delle rocce come corpi tondeggianti bianchi di diametro di 2-5 mm. Inoltre tali livelli sono spesso caratterizzati (Raja del Pedale, rilievi a sud di Buonabitacolo) dalla presenza di tracce di *Thalassinoides* dolomitizzate che appaiono scure ed in rilievo sui calcari chiari. Livelli coevi del tutto analoghi sono

stati segnalati nella dorsale M. Vesole-M. Chianello (Foglio Vallo della Lucania) da SGROSSO (1969) e BRAVI *et alii* (2004) ed il loro significato è stato discusso da PARENTE & IANNACE (2003). In alcuni rilievi a sud di Buonabitacolo al *top* dei livelli bioturbati è presente un caratteristico livello a grosse sauvagesie seguito da un livello con sottilissimi frammenti allungati di gusci di bivalvi.

Anche in questo membro non è stato possibile riconoscere con precisione le biozone di DE CASTRO (1991) per l'assenza o la scarsa diffusione di alcune specie indice. Nelle successioni più complete e di spessore maggiore è possibile riconoscere due intervalli biostratigrafici, ma la presenza di un pacco più o meno spesso di dolomie del tutto prive di fossili significativi rende difficile stabilire con precisione il limite fra questi due intervalli e quindi il loro spessore. L'intervallo inferiore è caratterizzato da associazioni a foraminiferi bentonici dominate da *Sellialveolina viallii* e *Cuneolina pavonia parva* (TAV. II.2). Altre forme particolarmente significative sono *Ovalveolina maccagnoae*, *O. crassa* De Castro, *Biconcava bentori* Hamaoui & Saint-Marc, *Nezzazata gyra*, *Nummuloculina* cf. *irregularis* Decrouez & Radoičić, *?Vidalina radoicicae* Cherchi & Schroeder, *Spiroloculina* sp. Nella parte superiore di questo intervallo compaiono *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), *P. laurinensis* (De Castro), *Pseudorhapydionina casertana* (De Castro), *Daxia cenomana* Cu villier & Szakall, *Biplanata peneropliformis* Hamaoui & Saint-Marc, *Nezzazata simplex*, *N. conica* (Smout) e *Pseudolituonella reicheli* Marie. Le alghe calcaree sono rappresentate in alcuni livelli da *Marinella yugoslavica* Maslov. Questa associazione di microfossili indica un'età cenomaniana e dovrebbe corrispondere alla parte superiore della biozona a *Peneroplis parvus* ed alla biozona a *Pseudorhapydionina dubia*. L'intervallo superiore è caratterizzato dalla comparsa di *Cisalveolina fraasi* e *Chrysalidina gradata* D'Orbigny in associazione con molte delle specie già presenti nell'intervallo inferiore (*Pseudorhapydionina dubia*, *P. laurinensis*, *Pseudolituonella reicheli*, *Spiroloculina* sp., *Cuneolina pavonia parva*). La presenza di *C. fraasi* indica un'età Cenomaniano superiore *p.p.* (DE CASTRO, 1982, 1988; SCHROEDER & NEUMANN, 1985).

Nel complesso la formazione dei calcari con requenie e gasteropodi copre quindi un intervallo cronostratigrafico che va dal Neocomiano *p.p.* al Cenomaniano superiore *p.p.*

2.1.4. - calcari a rudiste e orbitoline (RDO)

Questa formazione è costituita da calcari grigi chiari e biancastri, ben stratificati, in strati medi e spessi. Prevalgono le calcareniti e calciruditi bioclastiche a volte molto grossolane, spesso porose e vacuolari. Tra i macrofossili sono estremamente abbondanti i frammenti di rudiste, fra i quali sono riconoscibili radiolitidi e caprinidi, di echinodermi e di coralli coloniali. I microfossili sono costituiti

esclusivamente da orbitolinidi. In **RDO** sono rappresentate unicamente facies grano-sostenute bioclastiche costituite da: (A1) *rudstone* a orbitolinidi, frammenti di rudiste (fra cui radiolitidi e caprinidi), di echinodermi e di colonie di coralli, caratterizzati da *packing* elevato e da estremo arrotondamento di tutti i bioclasti; (A2) *packstone-grainstone* fine a frammenti di rudiste e di echinodermi. Queste litofacies indicano deposizione al di sopra della profondità di base delle onde, in un'area di margine di piattaforma occupata da barre di sabbie bioclastiche.

RDO affiora unicamente a ovest di Teggiano, in un affioramento isolato bordato da faglie, per cui non ne sono osservabili i limiti stratigrafici. Per facies ed età essa risulterebbe parzialmente eteropica della parte alta di **CRQ**. Lo spessore massimo affiorante è di circa 250 m.

Questa formazione, presente solo in affioramenti di spessore ed estensione limitati, è poco caratterizzata biostratigraficamente. I microfossili più significativi sono gli orbitolinidi. Non è stato però mai possibile osservare in sezione sottile i caratteri dell'apparato embrionale in quanto la porzione apicale del guscio non è mai preservata a causa del forte arrotondamento subito dai bioclasti. Questo rende problematica la determinazione a rango specifico degli orbitolinidi. Per alcuni esemplari i caratteri dell'endoscheletro e dell'esoscheletro sono compatibili con un'attribuzione ai sottogeneri *Orbitolina* (*Orbitolina*) ed *Orbitolina* (*Conicorbitolina*). La presenza di questi *taxa* indicherebbe un'età Albiano superiore - Cenomaniano *p.p.*

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

Questa formazione è costituita nella parte bassa da alcune decine di metri (massimo 70-80 m) di calcari grigi scuri, prevalentemente calcilutitici, ben stratificati, in strati spessi in genere da 30 a 100 cm, con subordinati calcari dolomitici e dolomie scure. Alla base sono talvolta presenti alcuni metri di calcari scuri in strati sottili (5-10 cm), dall'aspetto lastroide. Il resto della formazione è costituito da calcari, da grigi ad avana, ben stratificati, in strati spessi da 30 a 100 cm, con frequenti intercalazioni di livelli, da decimetrici a metrici, gremiti di gusci e frammenti di radiolitidi. Subordinatamente sono presenti dolomie e calcari dolomitici scuri, spesso laminati. Nella parte sommitale, in prossimità del limite con la formazione sovrastante, sono presenti calcilutiti chiare con cavità con riempimenti marnoso-argillosi da ocre a rossastri e, in alcune zone, lenti di argille rosse. Al M. Calvello sono presenti livelli di calcari arrossati con grandi bivalvi e livelli di calcilutiti con selce. I macrofossili più comuni sono le rudiste, rappresentate quasi esclusivamente da radiolitidi. Nella parte alta di **RDT** esse si ritrovano in livelli, talvolta lentiformi, con spessore da decimetrico a metrico, costituiti in generale da frammenti di gusci. Più raramente si ritrovano gusci interi anche di

grandi dimensioni (fino a 20-30 cm). In alcuni livelli i gusci sono disposti senza orientazioni preferenziali, talvolta invece si presentano isoorientati parallelamente alla stratificazione; occasionalmente si ritrovano piccoli *bouquet* di gusci in posizione di crescita. In genere i livelli a gusci di radiolitidi hanno superfici basali nettamente erosionali. Oltre ai radiolitidi i macrofossili sono rappresentati da gasteropodi e da frammenti e radioli di echinodermi. La parte bassa, oltre ad essere priva di livelli a rudiste, è caratterizzata anche da associazioni a microfossili piuttosto povere, dominate da ostracodi, piccoli miliolidi e thaumatoporelle; in alcuni livelli calcarenitici sono presenti associazioni più differenziate caratterizzate dalla abbondanza di piccoli foraminiferi lituolidi. Nella parte superiore, ricca di livelli a radiolitidi, le associazioni a foraminiferi sono più ricche anche se è da notare che in genere i livelli a radiolitidi sono pressoché privi di microfossili. Le successioni incluse in **RDT** presentano molte analogie in termini di litobiofacies con quelle descritte da CARANNANTE *et alii* (1998, 2000) in Penisola Sorrentina ed interpretate nel complesso come deposte in una rampa carbonatica in ambienti di piattaforma interna a bassa energia (SIMONE *et alii*, 2003). Il prevalere nelle successioni affioranti nel Foglio delle litofacies fangosostenute, spesso scure e caratterizzate da associazioni oligotipiche, e la frequenza di livelli con evidenze di esposizione subaerea, indica deposizione in un'area ancora più interna rispetto a quella occupata dai livelli coevi affioranti in Penisola Sorrentina. Le associazioni di litofacies riconosciute in **RDT** sono le seguenti. A) dolomie. Quest'associazione comprende le seguenti litofacies: (A1) dolomie massicce, saccaroidi, in strati e banchi; (A2) dolomie microcristalline spesso polverose o farinose; (A3) dolomie laminate, con alternanza di lamine millimetriche biancastre e scure. La totale oblitterazione delle tessiture e strutture primarie non consente di ricostruire le condizioni di sedimentazione per le litofacies A1 e A2; il tipo di laminazione preservata in A3 e la frequente stretta relazione di questa litofacies con calcari laminati dell'associazione di litofacies B consente di ipotizzare deposizione in condizioni sopratidali. B) calcari e calcari dolomitici laminati. In questa associazione vengono raggruppate le seguenti litofacies: (B1) *bindstone* con alternanza di lamine di origine microbica e lamine di *grainstone* fini a peloidi e ostracodi; (B2) *mudstone* loferitici con cavità di dissoluzione planari (*fenestrae*). Queste litofacies indicano deposizione in una piana tidale in condizioni da intertidali a sopratidali. C) calcilituti ad ostracodi e miliolidi. Questa associazione comprende: (C1) *mudstone* a ostracodi; (C2) *mudstone-wackestone* ad ostracodi e piccoli miliolidi; (C3) *mudstone-wackestone* e *bindstone* laminati a thaumatoporelle, ostracodi e piccoli miliolidi. Queste litofacies indicano deposizione in condizioni subtidali, in piccole lagune a circolazione ristretta. D) calcareniti a foraminiferi e thaumatoporelle. Questa associazione comprende le seguenti litofacies: (D1) *wackestone-packstone* a foraminiferi bentonici e thaumatoporelle; (D2) *packstone-grainstone* a foraminiferi, frammenti di rudiste ed echinodermi. Queste litofa-

cies indicano deposizione in una piana sabbiosa soggetta frequentemente all'azione delle onde e delle tempeste. E) *rudstone-floatstone* a radiolitidi in matrice di *wackestone-packstone* a frammenti di rudiste e di echinodermi. Questa litofacies si ritrova in livelli lenticolari con base erosionale che possono essere interpretati come *lag* trasgressivi alla base di canali o come livelli di tempesta.

RDT affiora ampiamente nel Foglio. Le migliori esposizioni si possono trovare allo Scanno del Tesoro, nella parte alta dei versanti della Raja del Pedale, e nei rilievi a sud di Buonabitacolo (versante sudoccidentale del M. Rotondo di Sanza, versante sudoccidentale della dorsale Serra della Forcella-M. Varchera). Lo spessore è di circa 350-400 m. In genere l'intervallo di calcari scuri privi di livelli a rudiste, presente alla base, ha uno spessore variabile fra 50 e 80 m. Il limite inferiore coincide con il *top* dell'ultimo livello di calcari ad alveoline (spesso con caratteristiche bioturbazioni) di **CRQ₄**. Il limite superiore è altrettanto netto e viene posto in corrispondenza del primo livello pseudoconglomeratico con matrice argilloso-marnosa o del livello di calcari ad alveoline che segnano la base della *Formazione di Trentinara*. Le successioni incluse in questo Foglio in **RDT** corrispondono a quelle cartografate nell'Unità indicata come C¹⁰⁻⁷ nel Foglio Eboli della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970). Nei Fogli Vallo della Lucania e Lauria (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969; 1970) non erano state differenziate e venivano incluse nell'unità indicata come C^s-Cⁱ.

La parte bassa di questa formazione è caratterizzata da associazioni a foraminiferi piuttosto povere e costituite da specie poco significative dal punto di vista biostratigrafico. Le forme più caratteristiche sono piccoli lituolidi riferibili dubitativamente al genere *Pseudocyclammina* in associazione con *Nummoloculina* sp., *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* (Said & Kenawy), discorbidi, piccoli rotalidi e thaumatoporelle. Questo intervallo, dello spessore massimo di 70-80 m, può essere riferito alla biozona a *Pseudocyclammina* spp. di DE CASTRO (1991) e dovrebbe corrispondere al Turoniano. La parte superiore è caratterizzata da associazioni di microfossili molto più ricche e diversificate. Le specie più significative sono *Moncharmontia apenninica* De Castro, *Accordiella conica* Farinacci, *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Stensioina surrentina* Torre, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Murgeina apula* (Luperto-Sinni), *Pseudocyclammina sphaeroides* Gendrot, *Scandonea samnitica* De Castro, *Pseudorhapydionina mediterranea* (De Castro), *Nummoloculina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Decastronema kotori* (Radoičić), *D. barattoloi* (De Castro), *Sgrossoella parthenopeia* De Castro, *Cretaciclodus minervini* Luperto-Sinni (TAV. II.3, II.4). Questa associazione consente di riconoscere la biozona ad *Accordiella conica* e *Moncharmontia apenninica* che può essere riferita genericamente al Senoniano.

2.1.6 - Formazione di Trentinara (TRN)

E' costituita da: calcari da grigio chiaro ad avana, più raramente biancastri, in strati spessi (60-100 cm) e banchi; calcari marnosi, in strati spessi in genere 20-30 cm; calcari nodulari in strati sottili (<10 cm) o in intervalli pluridecimetrici costituiti da livelli amalgamati; argille e marne verdastre talora ocre o rosate in livelli e lenti di spessore da centimetrico a decimetrico (raramente supera i 20 cm) ed in riempimenti di cavità e fratture. Alla base è talvolta presente un livello di calcareniti ad alveoline. I macrofossili sono rappresentati soprattutto da gasteropodi turbinati a guscio sottile che spesso costituiscono delle vere e proprie lumachelle in matrice calcilutitica. Più raramente sono presenti gusci di bivalvi. Le associazioni a microfossili sono spesso molto ricche e caratterizzate dall'abbondanza di foraminiferi bentonici ed alghe verdi. Le associazioni a foraminiferi sono tipicamente dominate da miliolidi, peneroplidi e soritidi. In particolare l'abbondanza di forme riferibili al genere *Spirolina* è un carattere tipico di questa formazione. Nei livelli calcilutitici spesso le associazioni a foraminiferi bentonici sono dominate da fischerinidi e discorbidi. Come già detto alla base è presente talvolta un livello di calcareniti ad alveoline mentre più raramente si ritrovano livelli ricchi di foraminiferi conici imperforati in parte riferibili ai generi *Coskinolina* e *Chrysalidina*. Tra le alghe calcaree sono frequenti le dasicladali, *Praturlonella salernitana* Barattolo, *Chypeina bucuri* Barattolo & Romano e *C. lucana* Barattolo & Romano, e le carofite, i cui organi riproduttori calcificati (oogoni) sono presenti sia nelle calciluti che in alcuni livelli di calcari marnosi. In TRN sono state riconosciute le seguenti associazioni di litofacies. A) marne, argille marnose e calcari nodulari. Questa associazione comprende: (A1) marne e argille marnose verdastre o più raramente ocre in livelli centimetrici ed in lenti con spessore decimetrico (fino ad un massimo di 30 cm); (A2) calcari nodulari costituiti da clasti di *mudstone-wackestone* in un reticolo di cavità e fratture riempite da materiale argilloso-marnoso ocre o verdastro. Le marne e le argille-marnose di TRN costituiscono dei depositi residuali e quindi queste litofacies indicano condizioni di esposizione subaerea più o meno prolungata, confermate anche dalla frequente presenza di *Microcodium* nei noduli calcilutiti della litofacies A2.

B) calcilutiti ad ostracodi, carofite e gasteropodi. In questa associazione vengono raggruppate le seguenti litofacies: (B1) *mudstone* a ostracodi ed oogoni di carofite; (B2) *mudstone* a ostracodi e discorbidi; (B3) *mudstone-wackestone* con gasteropodi a guscio sottile, oogoni di carofite, ostracodi e discorbidi. Queste litofacies indicano deposizione in aree di laguna salmastra a bassa energia con frequenti episodi di emersione, testimoniati dalla presenza di noduli di *Microcodium* e da evidenze di diagenesi vadosa.

C) calcareniti a foraminiferi bentonici ed alghe dasicladali. Questa associazione comprende le seguenti litofacies: (C1) *wackestone-packstone* a foraminiferi

(spiroline, foraminiferi conici imperforati, miliolidi e rotalidi); (C2) *wackestone-packstone* a dasicladali; (C3) *wackestone* ad alveoline. Queste litofacies indicano deposizione in un ambiente di piattaforma interna in condizioni di salinità marina normale.

Gli affioramenti di **TRN** nel Foglio sono numerosi ma in genere di spessore ed estensione limitata. Le migliori esposizioni si ritrovano nei rilievi a sud di Buonabitacolo (in cima alla dorsale Serra della Forcella-M. Varchera, a ovest di Coppina Pozzi Monaci ed a Serra Piana), alla base dei versanti della Raja del Pedale, nelle dorsali a Sud e ad Est di Laurino, lungo le dorsali di M. Calvello e M. Caravello e nei tagli stradali alla base dei versanti del M. Vivo. Lo spessore totale di **TRN** non è valutabile nel Foglio in quanto non sono presenti successioni complete. Lo spessore massimo affiorante non supera i 100 m. Il limite inferiore, discontinuo concordante con **RDT**, è marcato in alcune zone da un livello di calcareniti ad alveoline. In altre località è segnato dal primo livello di calcari nodulari, pseudo-conglomeratici, in matrice marnoso-argillosa verdastra e ocrea. Il limite superiore è segnato in genere dalla presenza di argille rosse (**ALR**), di calcareniti (**FCE**) o di **BIF**. In alcune zone su **TRN** poggiano direttamente le calciruditi di **PGN₁**. Nel Foglio è rappresentata in genere da affioramenti di estensione e spessore limitato che non consentono di ricostruire con precisione una successione completa. Le associazioni a foraminiferi sono in genere dominate da *Spirolina* spp.; più raramente sono presenti forme riferibili al genere *Praerhapydionina* e foraminiferi conici imperforati (*Coskinolina* spp., *Chrysalidina* spp.). In alcune località alla base è presente un livello di calcari ad alveoline. Le alghe dasicladali sono particolarmente frequenti e rappresentate da clypeine (*C.bucuri* e *C.lucana*) o da *Praturlonella salernitana*. Studi micropaleontologici e biostratigrafici recenti sulla *Formazione di Trentinara* (BARATTOLO *et alii*, 2000; VECCHIO, 2003; VECCHIO & BARATTOLO, 2006) hanno consentito di riconoscere tre intervalli biostratigrafici, denominati B1, B2 e B3, e di datarli con riferimento alla biozonazione standard SBZ di SERRA-KIEL *et alii* (1998). L'intervallo B1 comprende il livello basale ad alveoline ed è caratterizzato dalla presenza di *Spirolina* spp; viene riferito alla biozona SBZ6 (Ilerdiano inferiore). L'intervallo B2 è caratterizzato dalla presenza di *Clypeina bucuri*, *C. lucana*, *Coskinolina roberti* (Schlumberger); viene riferito all'intervallo SBZ7-SBZ12 (Ilerdiano medio-Cuisiano superiore). L'intervallo B3 è riconoscibile per la presenza di *Praturlonella danilovae*; la parte inferiore di questo intervallo viene riferita alla biozona SBZ13 (Luteziano inferiore), mentre il limite superiore non è definibile anche se sembra essere escluso che raggiunga livelli più giovani del Priaboniano. Nel complesso questa formazione copre un intervallo cronostratigrafico che va dal limite Paleocene-Eocene all'Eocene medio *p.p.*

2.1.7. - argille lateritiche (ALR)

Corrispondono a lenti e sacche discontinue di argille lateritiche di colore variabile dal giallastro al rossastro, talora con vene e fiamme verdi o violacee. In alcuni casi sono presenti ooidi e pisoidi da giallastri a rossastri. Analizzate nei vicini Fogli 487 Roccadaspide, 503 Vallo della Lucania e 520 Sapri da BONI (1974) e BONI *et alii* (1978), vi risultano costituite da quantità variabili di caolinite a bassa cristallinità, con quarzo, ossidi e idrossidi di Fe, argille *mixed-layer*, illite, e minime di anatasio, gibbsite, diasporo; potendo anche contenere ooidi e pisoidi di simile composizione, ferriferi e argilloso-ferriferi, e piccoli frammenti detritici (plutoniti, metamorfiti, cineriti, silicoclastici). Lo spessore è variabile da zero a circa una decina di metri; poggiano su **TRN**, generalmente su una superficie arrossata e paleocarsificata, mentre al tetto sono limitate stratigraficamente da **FCE**. Rappresentano dei depositi residuali di alterazione di suoli anche rimaneggiati derivati almeno in parte da sedimenti alloctoni di apporto fluviale e/o eolico (BONI, 1974; BONI *et alii*, 1978), sviluppatasi durante un periodo di emersione relativamente prolungata della piattaforma carbonatica.

L'età è attribuibile ad un intervallo compreso probabilmente tra l'Oligocene e la parte iniziale del Miocene.

2.1.8. - Formazione di Cerchiara (FCE)

Le successioni incluse in **FCE**, affioranti nell'area nord-occidentale del massiccio del M. Cervati e presso la Costa del Pedale, corrispondono alle unità indicate come M¹, formazione di Roccadaspide (SELLI, 1957) - equivalente della Formazione di Cerchiara (SELLI, 1957) e ritenuta da abolire da SANTO & SGROSSO (1989) - nel Foglio 198 Eboli (SERV. GEOL. IT., 1969), e come M₂₋₁ nel Foglio 209 Vallo della Lucania (SERV. GEOL. IT., 1969). Si tratta prevalentemente di calcareniti grigio giallognole, di rado grigio avana, in strati spessi, medi e molto spessi (fino a 1.5 m), con base in genere debolmente erosiva o netta, a granulometria da fine a grossolana, subordinatamente calciruditi, in strati. Talora si hanno strati con livelli laminati, e strati con gradazione inversa. A luoghi alla base di **FCE** si hanno argille marnose giallognole e grigio verdastre in lenti con spessore fino a 0.5 m o livelli lentiformi (fino a 2 m) e discontinui a ostreidi e pectinidi. Gli strati calcarei possono essere talora amalgamati e con contatti segnati da stiloliti, che se molto diffuse nell'ammasso danno aspetto reticolato (*calcareniti reticolate*) alla roccia. Le litofacies riconosciute sono le seguenti. A) argille marnose, con frequenti frustoli di vegetali. B) *grainstone-floatstone* bioclastiche a bivalvi (pettinidi e ostreidi, talora impronte di molluschi isoallineate), a matrice *grainstone* biolitoclastica (con frammenti di molluschi, foraminiferi bentonici e lito-

clasti carbonatici), che per addensamenti locali dei molluschi passano a C). C) *rudstone-floatstone* a bivalvi; D) calcareniti biopeloidali e con litoclasti, per lo più grani micritici spigolosi la cui provenienza dal substrato non è determinata, talora laminate per isorientazione dei bioclasti, tra cui: (D1) *grainstone* e *packstone-grainstone* a foraminiferi bentonici e peloidi D2) *grainstone-packstone* intrabioclastiche; (D3) *grainstone-floatstone* laminate a macroforaminiferi in livelli sottili; (D4) gradate; E) *rudstone* litoclastiche in matrice *grainstone*, con clasti provenienti dal substrato.

Nelle litofacies C, D, E, presenti già nei primi livelli calcarei, si ritrovano come accessori autigeni o intraclastici (<5%, ma ben identificabili in campagna) granuli inverditi, per lo più in plaghe giallo-verdognolo intragranulari in fossili soprattutto planctonici, e granuli da giallo a verde-arancio di tipo glauconitico (la specie mineralogica non è determinata). Il processo di trasformazione mineralogica che comporta l'inverdimento è apparentemente più avanzato nella parte alta (E). Più rari sono grani silicoclastici (feldspati, prevalentemente plagioclasti, quarzo e mica), in matrice della litofacies E e nei livelli più alti della D (D2). Di rado si hanno inverdimenti superficiali diffusi di clasti. La litofacies A alla base della successione può rappresentare un ambiente transizionale con pozze e stagni probabilmente salmastri. Le litofacies calcarenitiche rappresentano ambienti di mare aperto ad energia relativamente alta, da neritici a più profondi; i livelli gradati potrebbero indicare la rielaborazione ad opera di tempeste o flussi gravitativi; C, che raramente si ritrova in tasche di erosione alla base di strati calcarenitici, può rappresentare locali accumuli bioclastici anche probabilmente tempestistici o da risedimentazione in massa, o, nei livelli lentiformi alla base della successione, banchi colonizzati da pelecipodi. La litofacies E testimonia la rimobilizzazione di depositi anche più antichi, dal substrato esposto in erosione. I granuli verdi autigeni di tipo glauconitico, tipici delle facies a glauconia (ODIN & MATTER, 1981), indicano bassa velocità di sedimentazione in ambienti a profondità compresa tra 50/80 e 1000 m. Nel contenuto microfossilifero delle calcareniti predominano specialmente nella parte bassa i foraminiferi bentonici, principalmente miogypsinidi tra cui *Miogypsina*, con operculine talvolta isoallineate in livelletti macroscopicamente osservabili, amphistegine; sono presenti frammenti di bivalvi, di echinodermi, di briozoi; occasionali foraminiferi planctonici, anche in matrice delle calciruditi litoclastiche. L'età è non più antica del Miocene inferiore per la presenza di *Miogypsina* sp.; fuori Foglio, presso Roccadaspide, sono riconosciute in questa formazione diverse forme di *Miogypsina* riferite ad un intervallo Aquitaniano superiore-Burdigaliano basale (CARANNANTE *et alii*, 1992; 1996). Lo spessore raggiunge i 12 m in località Il Fosso, a sud di Piaggine. **FCE** poggia in paraconcordanza su **TRN** o a luoghi su **ALR**; in alto passa stratigraficamente a **BIF**, o per discordanza angolare a **PGN₁**. L'originario rapporto stratigrafico con **BIF** è tuttavia raramente conservato e osservabile in affioramento a causa della

2.1.9 - Formazione del Bifurto (BIF)

Costituita in gran parte da torbiditi arenaceo-pelitiche a composizione quarzoarenitica, di colore giallastre e rossastre con granuli di quarzo arrotondato e a cemento siliceo e da arenarie litiche in strati sottili, medi e spessi a geometria tabulare, con A/P variabile da <1 a >1 , da livelli spessi di argille grigio tabacco e più rare argille brune e verdastre con venature azzurrognole, con intercalazioni di brecciole e calcareniti giallognole a macroforaminiferi in strati medi a geometria lenticolare, calcilutiti spongolitiche verdoline e tufiti bruno-verdastre in strati medi tabulari, torbiditi calcareo-marnose marrone chiaro, marne e marne silicizzate, in strati da sottili a spessi. Non di rado si presenta con livelli litoidi disarticolati in matrice pelitica, tettonizzata e frequentemente scollata dalla sua base stratigrafica rappresentata da **FCE**, riempiendo prevalentemente depressioni tettoniche. Rari affioramenti radicati al substrato si ritrovano presso Piaggine, lungo il versante settentrionale di M. Pescorubino e in località Il Fosso. Nella successione ben esposta in località Il Fosso, dove ne è visibile la base (fig. 5), si distinguono tre intervalli con spessore complessivo di circa 22 m. Il primo (12 m) consiste in un'alternanza di strati di marne talora silicizzate, calcilutiti, calcareniti in strati medi e spessi; il secondo (10 m), in alternanze di strati di marne e marne silicizzate, spongolitiche, litareniti e più rare tufiti e calciruditi litobioclastiche; l'ultimo intervallo (50 cm), da quarzoareniti fini. La successione termina con le Calciruditi di Piaggine in discordanza. In 11 campioni prelevati dalla sezione descritta sono state distinte 5 microfacies: (A1) *mudstone* silicizzata; (A2) *grainstone-wackestone* bioclastica: a prevalenti foraminiferi planctonici e bentonici, con litoclasti anche cristallini (frammenti di quarzo, plagioclasio, granuli verdi, frammenti micritici, minerali pesanti, frammenti di pirosseni, miche), spesso con inverdimenti in riempimenti di cavità intragranulari di bioclasti; (A3) litarenite vulcanica: a litici vulcanici con pasta di fondo silicea e fenocristalli di plagioclasio, con *shard shapes* sostituite da calcite, minerali pesanti, granuli verdi, subordinati clasti micritici, bioclasti (foraminiferi bentonici e planctonici in prevalenza glauconitizzati); in altri campioni i grani dell'ossatura sono litici vulcanici con plagioclasti, pirosseni, pesanti opachi, frammenti di vetro vulcanico, ooidi ricchi di ossidi di Fe e fillosilicati, litobioclasti, granuli verdi anche ossidati, rari clasti di quarzo, con bioclasti dati da foraminiferi planctonici e bentonici; (A4) tufite litica: a vetro e pomici fortemente alterati, con plagioclasti molto alterati, K-feldspato, biotiti cloritizzate, sanidino, clasti marroncini alterati in idrossidi di Fe (presumibilmente frammenti di ossidiana), clasti di pomici; (A5) quarzoarenite: granuli di quarzo, talora arrotondato, con tessitura blandamente laminata, alta selezione e forte addensamento dei grani, dovuto a *overgrowth* di quarzo, a cemento ferruginoso.

Piccoli lembi di **BIF** si ritrovano in contatto tettonico con le successioni dei

Monti della Maddalena (**CBI**): arenarie mature giallastre, brecciole con foraminiferi tra cui miogypsinidi e con granuli di quarzo arrotondato e glauconite, calcari marnosi e calcilutiti grigio tabacco, argilliti, calcareniti fini grigio azzurre con alterazione verde giallognolo, in giacitura generalmente caotica, con i livelli litoidei disarticolati in blocchi; più raramente si hanno pacchi di strati di pochi metri di spessore. Non è da escludere che come proposto da CASTELLANO & SGROSSO (1996) possano rappresentare dei terreni messisi in posto (ormai indipendenti dalle successioni carbonatiche che ne costituiscono il substrato nell'Unità *Alburno-Cervati-Pollino*) nel bacino di M. Sierio; sono stati tenuti distinti per la mancanza di arenarie immature o altri dati sicuramente riferibili all'unità **SIE** derivata da tale bacino. Lo spessore stratigrafico di **BIF**, difficilmente valutabile per l'intensa deformazione, è stimato non superiore a 250 m negli affioramenti a ovest del Vallo di Diano, dove le successioni più continue o legate al substrato possono raggiungere spessori di poche decine di metri. Il limite superiore è erosivo con discordanza angolare con **PGN**, tettonico con **PNL**, **TNC**, **ALV**, **FMS** e **SCE**, tale mediante l'interposizione di una zona di taglio. Il limite inferiore è discontinuo concordante con **FCE**. L'ambiente di sedimentazione è riferibile a un bacino relativamente profondo con apporti torbiditici.

Tra i foraminiferi planctonici rinvenuti nei depositi della *formazione del Bifurto* si segnalano *Catapsidrax dissimilis* (Cushman & Bermudez), *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Paragloborotalia acrostoma* (Wezel). Le associazioni indicano un'età non più antica del Burdigaliano (Zona a *Globoquadrina dehiscens-Catapsidrax dissimilis* – subzona a *Globigerinoides altiapertura-Catapsidrax dissimilis*) di IACCARINO (1985). In base alle associazioni a nannofossili **BIF** è riferibile al Burdigaliano medio (MNN4a) per la presenza di *Discoaster variabilis* e raggiungere il limite Serravalliano-Langhiano per la presenza di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* <7 µ (Zona MNN5b).

2.2. - UNITÀ TETTONICA DEI MONTI DELLA MADDALENA

Tale unità utilizza la denominazione di BONI *et alii* (1974) e può essere considerata corrispondente dell'Unità *Tettonica di Monte Marzano – Monti della Maddalena* di BONARDI *et alii* 1992b).

2.2.1. - dolomie indifferenziate (**DOC**)

Si tratta di calcari dolomitici e dolomie saccaroidi, o più raramente a grana fine, di colore grigio chiaro, pressoché privi di strutture sedimentarie primarie; anche per effetto di dolomitizzazione che ne oblitera le tracce diagnostiche, i

caratteri stratigrafici delle successioni originarie non paiono nella generalità ricostruibili. Lo spessore apparente è molto variabile, fino a 200 m. Questi litotipi, spesso fortemente fratturati sino talora a cataclastici, sono frequenti superiormente alla superficie di sovrascorrimento dell'*Unità dei Monti della Maddalena* e in corrispondenza di linee tettoniche. Talora si osservano passaggi stratigrafici da dolomie e silt cristallini calcareo-dolomitici di **DOC** a calcareniti dell'unità **CBI** (ad esempio lungo la strada Paterno-Padula; in loc. Acqua Nova; a est di Padula). Gli estesi affioramenti di dolomia cataclastica di C.zo Postale passano localmente a facies stromatolitiche caratteristiche di **DBS**, da cui probabilmente derivano in gran parte, ma sono stati assegnati a **DOC** in mancanza di altri dati stratigrafici diagnostici in tutta l'area del rilievo. Si può ipotizzare che si tratti di litotipi carbonatici corrispondenti a varie formazioni delle successioni dell'*Unità Monti della Maddalena*, che abbiano subito una dolomitizzazione di tipo tardivo, forse idrotermale, legata alla tettonica, e discordante rispetto alla stratificazione. Questo fenomeno sembra in buona parte post-datato dalle faglie quaternarie e connesso in genere, anche se non esclusivamente, ai piani di sovrascorrimento. Il limite inferiore è tettonico con **FYG** e **FYR₁**. L'età originaria dei litotipi è Triassico superiore-Paleogene.

2.2.2. - dolomia superiore (DBS)

Affiorano nel settore nordest del Foglio. Gli affioramenti a nordest di Sala Consilina sono stati attribuiti a questa formazione tenendo anche conto di dati disponibili su affioramenti contigui nel Foglio Polla (IANNACE & ZAMPARELLI, 2002). Sono dolomie cristalline, lutitiche ed arenitiche, bioclastiche e oncolitiche, ruditiche intraclastiche, di colore grigio con varie tonalità da chiaro a scuro, in strati e banchi a stratificazione prevalentemente tabulare. Laddove le strutture sedimentarie sono meglio riconoscibili queste dolomie si presentano come *wackestone* con lamellibranchi e gasteropodi, *mudstone*, *packstone* bioclastiche e oncolitiche, *bindstone* stromatolitiche. Tra le strutture di origine diagenetica, in alcuni livelli si riconoscono *bird-eyes* e cavità da dissoluzione. Frequentemente la dolomitizzazione porta alla perdita dei caratteri diagnostici. In generale, l'elevato grado di tettonizzazione dell'area rende non valutabile direttamente lo spessore che si può stimare non inferiore ai 500 metri; esso potrebbe giungere intorno ai 700-750 m, anche se probabilmente ciò è da mettere in relazione con la presenza di ripetuti piani di taglio. Eteropoico con **DOC**. La base non è affiorante, a tetto il contatto con **CLU** è mal esposto. L'ambiente di deposizione supposto, dalle litofacies riconoscibili, potrebbe essere riferito a quello di una piattaforma carbonatica peritidale. Tra la macrofauna, che raramente è riconoscibile, impronte di *Avicula* sp. (nord di S. Michele).

L'età presunta dell'unità, in accordo con i dati biostratigrafici disponibili in

letteratura (PAPPONE, 1990; IANNACE & ZAMPARELLI, 2002 e lavori citati in essi) su questi terreni, è riferibile al Norico-Retico.

2.2.3. - *calcari e calcari dolomitici (CLU)*

Si tratta di calcareniti, calcari fangosostenuti grigio chiaro, e calciruditi, talora leggermente dolomitici, in strati e banchi. Presso M. Schiavo si ritrovano, nella porzione bassa, *wackestone* con sporadici molluschi, talora calcari oncolitici. La presenza molto sporadica di isolati idrozoi e/o calcispugne sembra da attribuire alla porzione medio-alta dell'unità. Le condizioni di affioramento tuttavia non hanno permesso di ricostruire una successione continua e completa dalla base al tetto dell'unità. Lo spessore è stato valutato in circa 160 m. Il passaggio sottostante a **DBS** (M. Schiavo) e quello soprastante e/o laterale a **CBI** sono generalmente mal esposti o tettonizzati; in alto (M. Schiavo) sembrano passare gradualmente per alternanze a calcari biolitoclastici (**CBI**). L'ambiente di deposizione, per la porzione bassa (litofacies a *wackestone*, M. Schiavo) è quello di una piattaforma carbonatica; nella parte alta si può avere una evoluzione verso condizioni deposizionali di maggiore energia, probabilmente passando ad ambienti marginali: l'evoluzione ad ambienti di *foreslope*, scarpata e/o rampa può essere rappresentata dalla presenza di facies bioclastiche e/o intrabioclastiche grossolane al passaggio con **CBI**.

L'età presunta della formazione è Lias inferiore? (Infralias *Auct.*)-Cretacico inferiore?; non è da escludere la presenza di una o più importanti lacune al suo interno.

2.2.4. - *calcari bio-litoclastici con frammenti di rudiste (CBI)*

Affiorano estesamente nei rilievi di Sala Consilina, di Padula e nel rilievo di Teggiano. Si tratta in prevalenza di calcareniti e breccie in strati da medi a spessi e banchi, non di rado con giacitura indistinta o difficilmente riconoscibile, raramente in strati sottili; i corpi detritici grossolani presentano spesso geometrie lentiformi. Corrispondono a *grainstone* e *packstone* bioclastiche grigio chiare, biancastre, nocciola, con frammenti di rudiste, ostreidi e altri bivalvi, foraminiferi; *rudstone* e *floatstone* litoclastiche e intrabioclastiche, in matrice *grainstone* o *packstone* bioclastica o biolitoclastica. Subordinatamente si hanno intercalazioni di *wackestone* grigio chiare. I clasti nelle calciruditi sono da subangolosi a subarrotondati, generalmente di dimensione da centimetrica a pluridecimetrica. Nei litoclasti vi sono elementi differenti (ad esempio: *packstone* e *wackestone* grigio scuro con miliolidi, *grainstone* oolitiche, calcari oncolitici, raramente clasti ar-

rossati). Nelle *grainstone* è caratteristico spesso un aspetto saccaroide (“calcari pseudosaccaroidi bianchi” o “cristallini” *Auctt.*). Nelle calcareniti piccole quantità di minuscoli frammenti di bivalvi a guscio lamellare, di colore grigio nerastro, conferiscono talora un caratteristico aspetto alla roccia. Nella parte bassa di **CBI** a luoghi si hanno calcareniti a peloidi o con dasicladali (Padula); tra i clasti nelle calciruditi (località Il Postale) ellipsactinie, bioclasti dati da frammenti di idrozoi e/o calcispugne; *wackestone* bioclastiche con alghe verdi, isolati idrozoi, in strati e banchi lentiformi (Le Serre S. Leonardo). Lo spessore affiorante è difficilmente valutabile a causa dello stato di tettonizzazione dell’area, ma non sembra inferiore a 500 m. La formazione passa verso il basso a **CLU** o, anche lateralmente, a **DOC**; in alto può a luoghi passare a **AEN** o a **SIE**. I fossili sono presenti allo stato bioclastico (frammenti di rudiste, tra cui radiolitidi; di altri bivalvi tra cui ostreidi; foraminiferi bentonici tra cui orbitoididi, orbitolinidi; frammenti di echinodermi; di coralli, spugne, e incrostanti); tra i fossili nella matrice si ritrovano in sezione sottile rari foraminiferi planctonici. L’ambiente di deposizione è riferibile a una scarpata carbonatica prossimale *sensu latu*.

L’età è riferibile al Cretacico-Paleogene *p.p.*, in accordo anche con PAPPONE (1990).

2.2.5. - calcari con alveolinidi e nummulitidi (AEN)

Consistono in strati di *packstone* bioclastiche con macroforaminiferi, o più raramente *wackestone* grigio-bruno, talora lenti di *floatstone* litoclastiche in matrice *packstone* bioclastica, grigio-brune e grigio chiare. Sono due piccoli affioramenti (a nord di Padula e ad est di M. Cavallo), in appoggio stratigrafico su **CBI**. Lo spessore affiorante è di circa 15 m; il passaggio a tetto non è visibile. I macroforaminiferi tra cui alveolinidi, operculine, nummuliti si ritrovano allo stato bioclastico; rari i foraminiferi planctonici. Nei Monti della Maddalena sono stati riferiti all’Eocene depositi corrispondenti (SCANDONE, 1964, 1971; PAPPONE, 1990), che CASTELLANO & SGROSSO (1996) ritengono in gran parte risedimenti alla base della tortoniana *formazione di Monte Sierio*; non escludendo che almeno in parte l’unità sia riferibile a **SIE**, non sono stati ritrovati elementi determinanti per tale attribuzione. L’ambiente di deposizione corrisponde a quello di una scarpata carbonatica *sensu latu*.

L’età è riferibile all’ Eocene (da letteratura)

2.3. - UNITÀ TETTONICA LAGONEGRO II

L’unità lagonegrese riconosciuta nell’area del Foglio è caratterizzata in preva-

lenza da facies di bacino “prossimale” o base di scarpata (facies Armizzone di SCANDONE, 1968, 1972, 1975), e riconducibile all’*Unità Lagonegro II* (SCANDONE, 1968, 1972). Ad essa sono attribuiti gli affioramenti di *flysch rosso* (FYR), da alcuni autori (es. GRANDJACQUET, 1963) riconnessi alle Unità Sannitiche.

2.3.1. - *Scisti silicei* (STS)

Gli *Scisti silicei* (SCANDONE, 1968), unità prevalentemente argilloso-siliceo-marnosa, è differenziata in diverse litofacies di cui nel settore nord-orientale del Foglio è presente la litofacies Armizzone (STS_b). Essa è qui costituita da diaspri rossi e più raramente grigio verdastri, in straterelli e strati sottili, con intercalazioni di livelli di argilliti silicee rosso grigiastre e brunastre; rare intercalazioni di strati di *mudstone* marnose silicee rosso fegato e marne grigie con alterazione giallo-tabacco. Appena poco più a est, nel contiguo Foglio 505 Moliterno, si ritrovano frequenti strati di calcareniti silicizzate, gradati e laminati. Lo spessore affiorante stimato è 80 m. Rappresentano l’unità geometricamente più bassa affiorante nel Foglio. Il limite inferiore con passaggio stratigrafico ai *Calcari con liste e noduli di selce* (SCANDONE, 1968) non è affiorante nel Foglio, ma poco più a est, nella valle del torrente detto Rovina o Fabbrikatore, a est di Padula (Foglio Moliterno). Il passaggio stratigrafico verso l’alto a **FYG** è mal esposto a nord di Padula (versante in destra del T. Rovina) e a est del V.ne Acqua Nova. L’ambiente di sedimentazione è riferibile a un bacino, con bassa velocità di sedimentazione, al di sotto del limite di compensazione dei carbonati.

In base alle associazioni a radiolari e conodonti ritrovate a scala regionale, la base di **STS** ricade nel Retico (BAZZUCCHI *et alii*, 2005; BERTINELLI *et alii*, 2005; REGGIANI *et alii*, 2005; RIGO *et alii*, 2005); il limite superiore sembrerebbe essere diacrono, dall’Oxfordiano medio-Kimmeridgiano inferiore al Titonico superiore (AMODEO, 1999).

2.3.2. - *flysch galestrino* (FYG)

Questa formazione argilloso silicifera con intercalazioni calcareo-elastiche affiora nel settore nord-orientale del Foglio dove ne è cartografabile la litofacies argilloso-calcareo-marnosa **FYG_b**, che appare corrispondere al “flysch galestrino” tipo *a* di SCANDONE (1968). È costituita da livelli generalmente molto spessi di argilliti silicifere grigio-tabacco e grigio-brunastre, molto raramente rossastre e bluastre, strati medi e sottili di calcilutiti e calcareniti silicifere grigio-bluastre, brecciole calcaree, intercalazioni di calcilutiti marnose grigio chiare, laminate. Si ha presenza sporadica di listarelle o bande di selce nei livelli calcarei. Sono

presenti a luoghi (est di C.zo Postale) intercalazioni di brecciole e calcareniti (*floatstone* e *packstone* litoclastiche e litobioclastiche) grigie, in strati e banchi lentiformi. Lo spessore potrebbe raggiungere anche i 300 m. I contatti con l'unità sottostante **STS** e la sovrastante **FYR** sono molto mal esposti, mascherati in genere da coperture detritico-colluviali non cartografabili. Regionalmente vi sono segnalate microfaune in parte rimaneggiate (BRÖNNIMANN *et alii*, 1971; DE STASIO, 1972) tra cui, nei primi livelli della formazione, a nordest di Padula poco fuori il limite del Foglio, calpionelle di età neocomiana (BRÖNNIMANN *et alii*, 1971). L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad un bacino prossimale, con apporti da una piattaforma carbonatica.

L'età di **FYG** è attribuita al Cretacico inferiore (SCANDONE, 1972); il passaggio inferiore a **STS** è stato anche dubitativamente riferito al Giurassico superiore (SCANDONE, 1968; 1971).

2.3.3. - *flysch rosso* (**FYR**)

Unità silicifera-marnoso-argillosa e calcarea corrispondente al *flysch rosso* di SCANDONE (1968) e suddivisa in membri e litofacies. Nel settore nord-orientale del Foglio ne affiorano il *membro diasprigno* (**FYR₁**) e la *litofacies calcareo-clastica* (**FYR_a**).

membro diasprigno (FYR₁). Si tratta di strati medi e sottili di diaspri, calcarei siliciferi e con listarelle e noduli di selce, marne calcaree silicifere, color rosso grigio brunastro e più raramente grigio verdastro, con sporadiche intercalazioni di *grainstone* grigi bioclastici, o di argilliti silicifere giallo-brunastre e/o rossastre. Gli strati sono tabulari o lenticolari, con base talora erosiva. Si ha presenza in alcuni casi di gradazione normale e/o laminazione parallela o ondulata nei calcari siliciferi e laminazione nelle marne silicifere. Lo spessore si può ritenere non inferiore ai 150-200 m. I contatti stratigrafici con il sottostante **FYG** sono molto mal esposti a nord di Padula. Appare passare lateralmente a **FYR_a** nella parte alta; non ne affiora il tetto nell'area del Foglio.

litofacies calcareo-clastica (FYR_a). Calcareniti (*grainstone*) grigio chiaro, mal stratificate, biolitoclastiche (tra i bioclasti, frammenti di rudiste), talora con aspetto saccaroide. Verso l'alto, già nel contiguo Foglio Moliterno, sono presenti sporadiche liste di selce. Lo spessore in affioramento nel Foglio è di circa 40 m. Questi affioramenti si trovano in sovrapposizione a **FYR₁**, ma i contatti basali sono meglio visibili nel contiguo Foglio Moliterno. Non ne affiora il tetto nell'area del Foglio. Corrisponde a una intercalazione carbonatica nella successione lagonegrese che rappresenta facies canalizzate o degli *sheet* messi in posto sulla scarpata da flussi gravitativi.

L'età di **FYR** è riferita al Cretacico superiore-Miocene inferiore (SCANDONE,

1968; 1972; COCCO *et alii*, 1974) o al Cretacico superiore-Paleogene (*Flysch rosso interno* di PESCATORE *et alii*, 1992; 1999); nel Foglio tuttavia, per l'assenza di intercalazioni carbonatiche con macroforaminiferi di età cenozoica rinvenibili più a nord ed est, sembrano presenti solo i termini più bassi della successione, forse estendentesi alla parte più bassa del Paleogene.

3. - UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE SIN- E POST-OROGENE

3.1. - GRUPPO DEL CILENTO

Quest'unità litostratigrafica di ordine superiore è stata istituita da AMORE *et alii* (1992) per raggruppare le successioni terrigene che poggiano in discordanza sopra il *Complesso ligure Auct.* Gli autori inseriscono in questo gruppo le formazioni di Pollica, di San Mauro e del Torrente Bruca, riconosciute nel Cilento settentrionale, che possono essere parzialmente correlate con quella di Albidona presente al confine calabro-lucano. In particolare le formazioni di Pollica e di San Mauro (IETTO *et alii*, 1965), affiorano nel loro completo sviluppo stratigrafico al Monte Stella e al M. Sacro, dove sono state effettuate le sezioni tipo. La *formazione di Pollica* è stata suddivisa in due membri, quello inferiore di Cannicchio e quello superiore di Pollica (COCCO & PESCATORE, 1969). La *formazione del Torrente Bruca* è stata informalmente istituita per raggruppare le successioni affioranti al M. Centaurino (GUIDA *et alii*, 1992); in quest'area si rilevano importanti variazioni litostratigrafiche che, nel complesso, possono essere ricondotte a marcate riduzioni di spessore nella successione rispetto alle sezioni tipo, che rendono talora difficile la suddivisione in due formazioni, e una notevole variabilità delle litofacies arenacee. Solo in quest'area sono poi presenti estesi affioramenti di vulcaniti basaltiche nei depositi caotici (COCCO & DI GIROLAMO, 1970). Alla base della successione inoltre, è riconosciuto un membro denominato Caporra (GUIDA *et alii*, 1992), che passa verso l'alto a terreni correlabili con quelli del membro di Cannicchio della *formazione di Pollica*, con passaggio marcato da un deposito caotico denominato "olistostroma basale". I terreni appartenenti al membro di Caporra sono costituiti da torbiditi arenaceo-pelittici, caratterizzati da un "intervallo a blocchi" (facies caotica) nella porzione superiore. Questi terreni che presentano litofacies molto variabili, marcatamente lenticolari e con livelli caotici, sono stati spesso inclusi nelle formazioni sottostanti riferibili alle unità liguridi (GUIDA *et alii*, 1992). Recentemente i dati ottenuti durante il rilevamento del contiguo Foglio 503 vengono riportati in CAMMAROSANO *et alii* (2004); gli Autori propongono una revisione litostratigrafica del *Gruppo del Cilento* per le aree relative al M. Stella e parte del M. Sacro, elevando i due membri della

formazione di Pollica (membro di Cannicchio e membro di Pollica) al rango di formazione rispettivamente con la denominazione di *Arenarie di Cannicchio* e *arenarie di Pollica*. Le prime, secondo gli autori, sono in continuità di sedimentazione con la *Formazione del Saraceno*, e pertanto rappresentano la formazione più alta dell'*Unità Tettonica Nord-Calabrese* in Cilento; le *arenarie di Pollica* sono in contatto discordante e con probabile lacuna stratigrafica e costituiscono la base del *Gruppo del Cilento*. Successivamente CAVUOTO *et alii* (2004) ridefiniscono il *Gruppo del Cilento*, inserendo nuovamente le *Arenarie di Cannicchio* alla base della successione.

Le problematiche esposte, relative alle successioni appartenenti al *Gruppo del Cilento*, risultano ben sviluppate in questo Foglio nel quale sono presenti, sia parte delle successioni affioranti al M. Sacro che quelle presenti nell'intero rilievo del M. Centaurino. Durante la realizzazione del Foglio, l'analisi dettagliata dei diversi termini litostratigrafici ha consentito, nonostante le notevoli differenze e le variabilità delle litofacies, sopra menzionate, di riconoscere e correlare unità relativamente omogenee per caratteri litologici e facies sedimentarie. Ciò è stato possibile per la presenza di orizzonti guida ben conosciuti in letteratura (PESCATORE, 1966; VALENTE, 1993; CIESZKOWSKI *et alii*, 1992, 1994) che hanno permesso le correlazioni a scala regionale. Pur considerando valide le motivazioni per le distinzioni delle formazioni appartenenti al *Gruppo del Cilento*, si ritiene possibile uniformare la nomenclatura stratigrafica, attribuendo anche alle successioni affioranti al M. Centaurino la denominazione di Pollica e San Mauro (*sensu* COCCO & PESCATORE, 1969). La suddivisione in membri delle suddette formazioni permette di caratterizzare le differenze presenti nelle successioni analizzate. I terreni riferibili al *Gruppo del Cilento* e affioranti nel Foglio 504, poggiano, nel complesso, in contatto stratigrafico discordante sui terreni riferibili alla *Unità Tettonica Nord-Calabrese*, il contatto è visibile in località Campora e a sud di Pruno e all'*Unità tettonica Castelnuovo Cilento* visibile in località Vesalo. Il contatto talora si realizza mediante l'interposizione di un'ampia zona di taglio, com'è visibile in località Campora. Essi sono costituiti da torbiditi arenaceo-pelitiche e marnoso-calcarenitiche con frequenti intervalli conglomeratici e con orizzonti guida costituiti da strati marnosi (*cf.* "fogliarina" *Auct.*) e depositi caotici ("olistostromi"). In accordo con i dati di letteratura sono stati interpretati come successioni torbiditiche depostesi in un bacino confinato, di tipo *thrust top* impostatosi dopo una fase tettonica che ha portato all'impilamento per lo meno delle Unità Liguridi (BONARDI *et alii*, 1993). Le analisi biostratigrafiche di questi terreni, effettuate nel Foglio, hanno fornito un'età riferibile al Burdigaliano medio (Biozona MNN4a) per la presenza di *Discoaster variabilis* Martini & Bramlette, e *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre; non sono stati ritrovati *marker* per la porzione superiore: in accordo con RUSSO *et alii* (1995), essa è attribuita al Tortoniano inferiore.

3.1.1 - arenarie di Pollica (PLL)

Questa formazione è costituita da arenarie a granulometria da medio fine a molto grossolana e microconglomeratica, in strati da medi a spessi, a geometria tabulare e talora lenticolare, di colore marrone con sottili intercalazioni pelitiche e carbonatiche di colore ocre. Alla base degli strati arenacei si rinvengono, talora, frammenti di materiale organico nerastro. Nell'ambito di questa formazione è possibile distinguere, sebbene non in tutte le sezioni, due litofacies parzialmente eteropiche, anche se non si è potuto cartografarle per la mancanza di affioramenti sufficientemente estesi. La prima (litofacies A) è contraddistinta da alternanze di strati medi di arenarie fini e di sottili livelli pelitici, con rapporto $A/P < 1$, in cui si riconoscono sequenze di Bouma spesso tronche alla base. La seconda (litofacies B), è costituita da alternanze di strati spessi di arenarie gradate con base microconglomeratica e strati fini pelitici, nei quali si riconoscono sequenze di Bouma complete e facies arenacee massive con talora alla base tappeti di trazione, alternate a sottili livelli pelitici con rapporto $A/P > 1$. Gli strati sono spesso lenticolari e talora erosivi. In subordine si alternano a questi, sottili livelli tabulari di TBT. Dove le due litofacies si ritrovano in successione stratigrafica, come avviene al M. Sacro, si riconosce un graduale aumento verso l'alto della granulometria e dello spessore degli strati che individua una generale sequenza di tipo *thickening and coarsening upward*. Sono frequenti, nella parte bassa della formazione, *slumping* e depositi da *debris flow*. I terreni di questa formazione sono deformati da sistemi di pieghe decametriche. Al M. Sacro lo spessore complessivo raggiunge circa 470 m, nei versanti settentrionali lo spessore massimo è di circa 250 m. Al M. Centaurino è presente, nella parte occidentale e settentrionale del rilievo, solo la litofacies più grossolana, che raggiunge uno spessore di circa 310 m; nella parte orientale del rilievo invece, è presente solo la litofacies pelitica, con uno spessore di circa 180 m. In relazione al rapporto A/P e alle caratteristiche litologiche, in questa formazione si riconosce un membro arenaceo-pelitico basale denominato **PLL₁**, che comprende al suo interno una litofacies **PLL_{1a}**. Il limite inferiore è a luoghi erosivo e talora con discordanza geometrica con **TNC** e **SCE**, tettonico con **BIF**. Verso l'alto passa con contatto netto ai depositi appartenenti alla *formazione di San Mauro (MAU)*. Questi depositi sono, nel complesso, indicativi di un ambiente bacinale di conoide sottomarina caratterizzato da prevalenti apporti grossolani. Le litofacies riconosciute possono essere indicative di lobi deposizionali (litofacies A) e di depositi canalizzati (litofacies B). Dalla distribuzione areale risulta che la successione al M. Sacro è caratterizzata da un graduale aumento nella parte alta delle facies grossolane canalizzate e che queste costituiscono l'intera successione dei settori settentrionali ed occidentali del M. Centaurino. I campioni prelevati nella parte bassa di tali terreni indicano un'età non più antica del Burdigaliano medio (biozona MNN4a) per la presenza di *Discoaster variabilis*.

e *Sphenolithus heteromorphus*; la parte alta è attribuita al Langhiano, in accordo con i dati di letteratura (CAMMAROSANO *et alii*, 2004)

membro arenaceo-pelitico basale (PLL₁). Appartengono a questo membro terreni arenitico-pelitici, equivalenti a quelli del membro di Caporra di GUIDA *et alii* (1992) e una litofacies arenaceo-pelitica fittamente straterellata (PLL_{1a}) descritta dai suddetti autori, parzialmente equivalente al membro di Cannicchio della formazione di Pollica (*sensu* COCCO & PESCATORE, 1969). Questi terreni rappresentano la porzione basale del *Gruppo del Cilento* e sono caratterizzati da notevoli variazioni latero-verticali e di spessore risultando talora fortemente lenticolari. Essi sono costituiti da areniti miste litiche e arcosiche, a granulometria da grossolana a fine e da siltiti di colore variabile dal grigio-piombo al grigio-azzurro, in strati medi e fini alternate a peliti grigio-piombo e marrone. Le strutture sedimentarie sono rappresentate da gradazioni e/o laminazioni piano-parallele e talora convolute. Il rapporto A/P è ≥ 1 , talora < 1 . Le analisi mineralogiche, eseguite in questi terreni da CIPPITELLI (1968) e CRITELLI & LE PERA (1990), evidenziano similitudini con le successioni assimilabili al “Complesso Liguride Auct.”. Gli strati arenitici presentano frequenti vene di calcite spatica biancastra, con riempimenti di differenti famiglie di diaclasi. Verso l’alto, questi terreni assumono un assetto caotico, passando ad argille, argilliti e argille siltose grigio-piombo, inglobanti prevalentemente pacchi di strati disarticolati e pezzame intra- ed extraformazionale proveniente dalle formazioni sottostanti appartenenti all’Unità Castelnuovo Cilento. Questa porzione terminale corrisponde all’intervallo a blocchi di GUIDA *et alii* (1992). In questi livelli stratigrafici, molto discontinui, prendono origine sistemi di frane da quiescenti a stagionalmente attivi. Lo spessore massimo è stimato di circa 350 m, a meno di fenomeni plicativi che all’apparenza lo hanno incrementato. Questo membro è geometricamente sovrapposto a **SCE** e **TNC** con contatto erosivo e con discordanza angolare; verso l’alto e/o lateralmente passa alla litofacies PLL_{1a}. Affiora in maniera pressoché continua lungo la fascia pedemontana dei rilievi del M. Sacro e del M. Centaurino; le migliori esposizioni si ritrovano in località Caporra, alla base dei versanti sudorientali del M. Centaurino; esigui lembi di materiale argilloso e blocchi arenacei affiorano anche nella vallecchia a nord-est di T.pa del Porco. La variabilità delle facies di questo membro, unitamente alla presenza di estesi livelli caotici, evidenziano un forte controllo tettonico durante la messa in posto di tali terreni. Sono stati interpretati, nel complesso, come i primi depositi indicativi della ripresa della sedimentazione dopo la fase tectogenetica che ha portato all’impilamento delle unità liguridi e sicilidi (GUIDA *et alii*, 1992). Essi sono indicativi di un ambiente bacinale torbido caratterizzato da prevalenti apporti sabbioso-siltosi, in cui le facies arenacee individuano la deposizione prevalentemente di lobi. I dati biostratigrafici non hanno consentito ulteriori dettagli, pertanto è attribuita un’età non più antica del Burdigaliano

litofacies di Petraionta (PLL_{1a}). Questa litofacies è costituita da arenarie fini e siltiti alternate a sottili livelli pelitici, tipo TBT, in strati sottili e da rare intercalazioni carbonatiche di color ocre e grigio-argento. Il rapporto A/P è circa = 1. Raramente sono presenti patine di ossidazione manganesifere nelle diaclasi degli strati arenacei. Questa litofacies si presenta spesso con un assetto giaciturale contorto, mostrando deformazioni generate da diversi sistemi plicativi caratterizzati da raggi di curvatura da metrici a decametrici. Affiora in modo discontinuo nella zona pedemontana del M. Sacro e in particolare, poggia talora con contatto erosivo e discordanza angolare, come è visibile in prossimità di Campora, direttamente su **SCE** o sui terreni appartenenti all'*Unità Tettonica Castelnuovo Cilento*. Lo spessore è difficilmente stimabile per la possibile ripetizione della successione sedimentaria attribuibile a fenomeni plicativi e per l'elisione di parte della stessa a causa di fenomeni erosivi, esso può essere tuttavia ritenuto non superiore a 150 m. Le facies arenaceo-pelitiche individuano la deposizione prevalente di lobi distali. Si presume un'età non più antica del Burdigaliano.

3.1.2. - *formazione di San Mauro (MAU)*

Questa formazione è costituita da torbiditi arenaceo-pelitiche con frequenti intercalazioni conglomeratiche e carbonatiche. Nel suo sviluppo verticale si osserva che le intercalazioni di depositi calcarei presenti già in **PLL** divengono gradualmente e a volte predominanti, con spessori tali da poterli cartografare, passando talora a depositi caotici ad elementi intra- ed extrabacinali (olistostromi); nel complesso per la loro estensione areale tali depositi possono essere considerati orizzonti guida. C'è da precisare che, per la mancanza di affioramenti e/o per le caratteristiche deposizionali (spessori ridotti o terminazione laterale dei depositi), sono stati cartografati solo alcuni di questi. In letteratura i megastrati carbonatici sono indicati con il termine di "fogliarine". Lo spessore complessivo di questa formazione è molto variabile, talora superiore a 1000 m, al M. Sacro, mentre è al massimo di circa 700 m al M. Centaurino. In relazione al rapporto A/P e alle caratteristiche litologiche questa formazione è stata suddivisa in due membri (**MAU₁** e **MAU₂**). Tali depositi poggiano con contatto netto sui terreni appartenenti a **PLL**; il limite superiore è erosivo con discordanza angolare con i depositi di **SRO**. Nel complesso questi sedimenti sono interpretabili come depositi in un ambiente bacinale di conoide sottomarina caratterizzato da prevalenti apporti sabbiosi, le associazioni litologiche, sono indicative della deposizione di facies di lobi e di canali. In accordo con i dati di letteratura (CAMMAROSANO *et alii*, 2004) tali terreni sono stati attribuiti al Langhiano-Tortoniano inferiore.

membro del vallone Cugnolo stretto (MAU₁). Questo membro è costituito da arenarie litiche da fini a medie e siltiti grigio-giallastre in strati medi e sottili, a

geometria tabulare, alternate a peliti in strati medi e sottili. Le torbiditi arenaceo-pelitiche presentano sequenze di Bouma complete, a volte sono tronche alla base. Nella facies più grossolana, le strutture sedimentarie sono riconducibili talora solo a tappeti di trazione. Generalmente il rapporto A/P è ≥ 1 . Sono presenti frequenti intercalazioni di strati medi e banchi, con spessore superiore anche a circa 30 m, di calcilutiti biancastre e marne calcaree con laminazioni piano-parallele e convoluzioni; le intercalazioni calcaree individuano almeno tre intervalli stratigrafici dove la sedimentazione calcarea predomina su quella arenaceo-pelitica. Non è stato possibile cartografare in dettaglio tali intervalli per le cattive condizioni di affioramento. Le marne calcaree e le calcilutiti presentano gli stessi caratteri macroscopici dello strato di T.pa dell'Alterello (**f₂**). Per le caratteristiche litologiche e la distintiva copertura vegetale associata tale membro è ben visibile al M. Sacro utilizzando le tecniche fotogeologiche; esso è particolarmente ben esposto nelle aree di crinale delle località di Cerentone, T.pa di Ferullo, Cugnolo dell'Orco e Parulo. Lo spessore stimato al M. Sacro e nei versanti più settentrionali è di circa 530 m. Al M. Centaurino, l'equivalente stratigrafico dell'intero membro è rappresentato da un megastrato di marne calcaree e calcilutiti biancastre di cui è apprezzabile, a meno di rigetti tettonici, la continuità laterale nella parte occidentale e settentrionale del rilievo con uno spessore di circa 60 m; nella parte orientale, invece, sono presenti anche intercalazioni arenaceo-pelitiche e lo spessore raggiunge circa 90 m. Il limite inferiore con **PLL** è netto ed è marcato dalle prime bancate carbonatiche; il limite superiore con **MAU₂** è netto ed è individuato da un aumento della componente grossolana. Nel complesso, le associazioni di facies possono essere interpretate come il prodotto in un'area bacinale di conoide sottomarina caratterizzata da prevalenti depositi di lobo. Lo spessore così esiguo di tale membro al M. Centaurino e le facies riscontrate potrebbero supportare la presenza di una tettonica sinsedimentaria all'interno del bacino che ha limitato l'espandimento delle correnti di torbide sia carbonatiche che silicoclastiche. In accordo con i dati recenti di letteratura (CAMMAROSANO *et alii*, 2004) è non più antico del Langhiano; ciò è supportato per le datazioni effettuate dagli autori nei terreni presenti alla base di **ol₁**, che costituiscono la porzione inferiore di **MAU₂**.

membro di Isca di Masi (MAU₂). Questo membro è costituito da arenarie da grossolane a molto grossolane, talora con base conglomeratica in strati da spessi a molto spessi, a volte plurimetrici, frequentemente amalgamati, a geometria prevalentemente tabulare. In subordine si ritrovano conglomerati e microconglomerati a matrice prevalente in strati spessi e banchi, a geometria da tabulare a lenticolare, con base spesso erosiva. I clasti, immersi in una matrice sabbiosa, sono poligenici e costituiti prevalentemente da rocce cristalline granitoidi, metamorfiche e basalti, diaspri e carbonati, in cui dominano i calcari a coralli. Sono presenti sottili intercalazioni pelitiche con scarsa continuità laterale, soprattutto nella parte superiore del membro. Le torbiditi arenacee sono spesso gradate e la-

minate; le strutture sedimentarie rilevabili sono sequenze di Bouma incomplete, prive della parte sommitale, e nella porzione superiore del membro sono frequenti anche torbiditi arenacee massive che si intercalano a torbiditi sottili. Alla base degli strati sono frequenti controimpronte di fondo; il rapporto A/P è $\gg 1$. In questo membro si intercalano orizzonti guida che delimitano al suo interno due differenti porzioni. La porzione inferiore comprende, nella parte bassa poco sopra al passaggio con **MAU₁**, un orizzonte guida costituito dall'olistostroma inferiore (**ol₁**) e nella parte alta un megastrato carbonatico (**f₂**), ricoperto a sua volta dall'olistostroma superiore (**ol₃**). In questa porzione prevalgono le facies arenacee rispetto a quelle conglomeratiche; tali depositi affiorano in continuità dal M. Sacro al M. Centaurino. Lo spessore stimato al M. Sacro e lungo i versanti settentrionali varia da 480 a 900 m circa; al M. Centaurino lo spessore è variabile da circa 540 m a 760 m. La porzione superiore è caratterizzata dalla presenza prevalente di litofacies più grossolane e da notevoli variazioni di spessore: in prossimità della cima del rilievo del M. Sacro raggiunge spessori di circa 360 m mentre lungo i versanti settentrionali (località Monte Falascoso Sud) lo spessore non supera i 100 m per azzerarsi nella parte centrale del rilievo. Ciò è da mettere in relazione presumibilmente all'azione erosiva connessa con le fasi di deposizione della sovrastante formazione conglomeratica (**SRO**). Questo membro si ritrova anche al M. Centaurino, dove raggiunge lo spessore massimo di circa 380 m; il tetto, che corrisponde alla parte sommitale del rilievo, è marcato da una superficie di erosione subaerea. Nel complesso questi terreni si presentano regolarmente stratificati. Il limite inferiore è netto con **MAU₁**, quello superiore è erosivo, con discordanza angolare, con **SRO**. Analogamente a **MAU₁**, questi sedimenti possono essere interpretati come depositi in un ambiente bacinale di conoide sottomarina in cui le associazioni di facies sono indicative di lobi deposizionali prossimali e di canali. In particolare l'incremento delle facies grossolane nella parte alta della successione evidenzia un maggiore apporto sedimentario che potrebbe avere determinato tali fenomeni di canalizzazione. Dai dati recenti di letteratura ricavati dalle analisi effettuate negli orizzonti guida (CAMMAROSANO *et alii*, 2004) l'età della base di questo membro è non più antica del Langhiano; la parte alta è stata datata in aree limitrofe da RUSSO *et alii* (1995) ed è non più antica del Tortonian inferiore.

olistostroma inferiore (ol₁). Tale livello è costituito da un deposito caotico a matrice argillosa prevalente, di colore variabile dal grigio-verde al rosso-vinaccia, con clasti poligenici arrotondati di dimensioni generalmente inferiori a dm³. I clasti sono costituiti da frammenti di rocce cristalline granitoidi, metamorfiche e basalti, diaspri rossi e neri ftnitici. Tale deposito, pur presentando una marcata discontinuità laterale sia al M. Sacro che al M. Centaurino, appare cartografabile in entrambe le strutture. Al M. Centaurino si rinvencono, in località Polaritto, pacchi di strati arenaceo-pelitici deformati (*slumping*), intercalati all'olistostroma. Esso si ritrova nella parte bassa di **MAU₁**, in contatto erosivo con i depositi

arenacei e con **PLL**. Lo spessore, molto variabile, raggiunge il valore massimo di circa 80 m. Un lembo metrico di materiale argilloso ascrivibile a questa litofacies affiora anche alla base meridionale dei versanti settentrionali del M. Sacro in località M. Falascoso Nord. L'età di questo livello dai dati di letteratura (CAMMAROSANO *et alii*, 2004) è non più antica del Langhiano.

strato di Tempa dell'Alterello (f_2) (*cfr.* fogliarina superiore *Auctt.*). Tale deposito è costituito da calcilutiti marnose e marne color grigio cenere, caratteristiche per la fratturazione di tipo amigdaloide, quando non sono alterate, e per il tipico aspetto fissile (*fogliarina*), quando si ritrovano alterate, che rendono la stratificazione mal distinguibile. Alla base del livello è presente un intervallo gradato di calcareniti, e marne biancastre scagliose. Al M. Centaurino questo deposito non è stato rilevato: ciò potrebbe essere attribuito ad un'erosione indotta dal sovrastante olistostroma (**ol₃**) più che da una scarsa continuità laterale. Lo spessore stimato al M. Sacro è variabile da circa 110 m (T.pa dell'Alterello) a circa 70 m (località Crepaboi). Lo spessore massimo, misurato più a nord, lungo i versanti del Monte Falascoso Sud è di circa 130 m. Tale deposito si ritrova al passaggio tra la porzione inferiore e quella superiore di **MAU₂**, in contatto netto con le facies arenacee. L'età di questo livello dai dati di letteratura (CAMMAROSANO *et alii*, 2004) è non più antica del Serravalliano superiore.

olistostroma superiore (ol₃). Tale livello è costituito da un deposito caotico a matrice prevalente argilloso-marnosa di colore grigio-verdastra e rossastra con clasti poligenici, talora arrotondati, di dimensioni variabili sino ad alcuni dm³ costituiti da frammenti di rocce cristalline granitoidi, metamorfiche e basalti, diaspri rossi e neri ftanitici, conglomerati, arenarie, siltiti argillose, calcari marnosi e calcari a coralli, calcari oolitici e bioclastici. Localmente sono presenti pacchi di strati disarticolati e contorti prevalentemente calcareo-marnosi, costituiti da alternanze di calcilutiti, marne biancastre e argilliti silicee rossastre, e da livelli conglomeratici e arenacei con frequenti *slump* e depositi da *debris flow*. Queste alternanze sono scarsamente continue lateralmente: sono state rilevate, infatti, solo in corrispondenza di T.pa dell'Alterello. Lo stesso livello, al M. Centaurino, è costituito prevalentemente da rocce ofiolitiche, rappresentate in gran parte da *pillow lavas*, ialoclastiti e *pillow breccias* (**α**), subordinatamente da gabbri (**β**), raramente da rocce silicee (**δ**) e da molto rari granitoidi. Sebbene l'appoggio dei termini ofiolitici sui sottostanti terreni sedimentari non sia stato mai rilevato in maniera chiara da verificare l'esistenza di un eventuale metamorfismo di contatto, come segnalato da COCCO & DI GIROLAMO (1970), una serie di elementi (natura petrografica dei clasti sostanzialmente simile all'omologo livello presente al M. Sacro; occorrenza di zone dove le masse ofiolitiche sono subordinate alla matrice argillosa dell'olistostroma; caratteri geometrici generali del livello) lasciano ritenere che le masse ofiolitiche siano olistoliti presenti all'interno dell'olistostroma. Questa ipotesi è supportata da recenti dati petrografici e geochimici di letteratura

(DI GIROLAMO & MORRA, 1992; DI GIROLAMO *et alii*, 1991; 1994). **ol₃** è continuo e lo spessore varia al M. Sacro da 80 m (T.pa dell'Alterello) a circa 160 m (Crepaboi), mentre al M. Centaurino lo spessore varia da circa 100 m (Scanno delle Nocelle) a circa 150 m (Bosco del Centaurino). Esso si ritrova in contatto erosivo su **f₂**. L'età di questo livello dai dati di letteratura (CAMMAROSANO *et alii*, 2004) è non più antica del Serravalliano superiore.

3.1.3. - *Formazione di Albidona (ABD)*

Sono attribuiti a questa formazione depositi silicoclastici e carbonatici costituiti da torbiditi arenacee arcosico-litiche a granulometria da grossolana a medio-fine, in strati da medi a spessi talora molto spessi, a geometria tabulare, talora anche con base conglomeratica. Il rapporto A/P è variabile, generalmente maggiore di 1. Si intercalano torbiditi calcareo-marnose grigio chiare laminate, in strati molto spessi, talora medi, tabulari. Talora questi ultimi aumentano rapidamente di spessore sino a costituire banchi plurimetrici, alla cui base è presente talora un intervallo calcarenitico gradato di spessore centimetrico. Questi depositi affiorano a sud della depressione strutturale del Vallo di Diano in località Colli delle Cognele. L'esiguità degli affioramenti non ha permesso una maggiore caratterizzazione dei terreni ed una dettagliata cartografia; i caratteri stratigrafici indicano la deposizione in un bacino torbiditico caratterizzato da frequenti apporti carbonatici. Lo spessore geometrico in affioramento è difficilmente valutabile, non superiore a 100 m. **ABD** poggia su **TNC**, anche se il contatto non è visibile in campagna. L'attribuzione di questi affioramenti ai terreni appartenenti alla *Formazione di Albidona* (SELLI, 1962) è basata per analogie litologiche con quelli affioranti nel contiguo Foglio 505 Moliterno, dove è meglio esposta.

In letteratura questi terreni sono stati attribuiti al Langhiano-Serravalliano (BONARDI *et alii*, 1992a; AMORE *et alii*, 1992). L'attribuzione della parte alta al Tortonian inferiore è desunta dagli stessi Autori per considerazioni a carattere regionale.

3.2. - FORMAZIONE DI MONTE SACRO (**SRO**)

Questa formazione istituita da SELLI (1962) è costituita da conglomerati poligenici a matrice prevalente, con clasti a vario grado di arrotondamento costituiti da rocce prevalentemente extrabacinali, ignee, metamorfiche e sedimentarie. Pseudostratificazione in banchi di spessore da 2 m a 20 m, amalgamati e con struttura generalmente caratterizzata da gradazione diretta e talora inversa. Tra le rocce ignee e metamorfiche extrabacinali, si rinvencono in prevalenza rocce

granitoidi e rocce filladiche. Tra le rocce sedimentarie di provenienza extrabacinale, sono caratteristicamente rappresentati calcari a coralli, calcari bioclastici, diaspri e ftaniti. Tra i clasti intraformazionali sono presenti *clay-chips* di colore grigio-verde e arenarie. I banchi conglomeratici e conglomeratico-arenacei, hanno una limitata continuità laterale; essi danno luogo frequentemente ad anastomizzazione laterale mediante reciproca interdigitazione. Per quanto riguarda la facies sedimentologica l'intera sequenza conglomeratica può essere ascrivibile alle facies A2 e, subordinatamente, A1 (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) con meccanismi deposizionali di colata o di flusso granulare iperconcentrato, si rinvencono, subordinatamente, facies caratterizzate da alternanze di arenarie e siltiti con rari livelli pelitici indicative di torbiditi a bassa densità. La Formazione di Monte Sacro affiora prevalentemente nell'omonimo rilievo, mentre al Monte Centaurino essa appare conservarsi solo in un piccolo lembo, preservato dall'erosione grazie al ribassamento tettonico, in località Costa Santa Maria.

Non è possibile stimare l'originario spessore della formazione poiché esso è stato notevolmente ridotto dai fenomeni di erosione ed, in particolare, dai processi denudazionali che hanno portato alla deposizione del *sintema di Rofrano*. Attualmente nella sezione passante per la cima del M. Sacro questa successione raggiunge uno spessore massimo, delimitato superiormente dalla superficie di erosione subaerea, di circa 500 metri. Quest'unità poggia con un contatto fortemente erosivo su MAU₂, rispetto al quale è apprezzabile il contatto in discordanza angolare con litofacies poste a differenti altezze stratigrafiche, come è osservabile al M. Sacro. Tali terreni sono inoltre caratterizzati da un differente assetto giaciturale rispetto ai terreni appartenenti a MAU, in accordo con quanto già evidenziato da COCCO & PESCATORE (1975). Recentemente CAVUOTO *et alii* (2004) hanno inserito questa formazione all'interno del *Gruppo del Cilento*.

Le caratteristiche sedimentologiche evidenziano che questi terreni rappresentano il prodotto della sedimentazione in un'area bacinale di conoide sottomarina caratterizzata da apporti prevalentemente grossolani, in particolare le associazioni di facies sono indicative del riempimento della parte prossimale di canali e di zone di intercanale. Questi dati sono in accordo con quanto proposto da DE PIPPO & VALENTE (1991).

I campioni prelevati in questa formazione sono spesso sterili. Le microflore, riconosciute sono caratterizzate dalla presenza di *Sphenolithus conicus* (Bukry), *Calcidicus leptoporus* (Murray & Blackman) Loeblich & Tappan e *Discoaster druggii* Bramlette & Wilcoxon, che consentono di attribuire alla Formazione un'età non più antica del Miocene inferiore (Zona MNN1c). Poiché tale formazione si ritrova al disopra dei depositi attribuiti al *Gruppo del Cilento* risulta che tali faune siano probabilmente rimaneggiate in quanto per posizione stratigrafica tali depositi sono certamente post-Tortoniano inferiore.

3.3. - CALCIRUDITI ED ARENARIE DI PIAGGINE (PGN)

Appartengono a questa successione depositi carbonatici e silicoclastici informalmente noti come *calciruditi ed arenarie di Piaggine* (SGROSSO, 1981), affioranti lungo il bordo nord-occidentale del M. Cervati. Tali depositi poggiano in contatto stratigrafico discordante sui diversi termini cretaci, paleogenici e miocenici dell'Unità *Alburno-Cervati-Pollino*; verso l'alto sono troncati tettonicamente dai terreni di provenienza interna. Lo spessore complessivo misurato varia da 200 a 250 m. Analisi sedimentologiche e petrografiche sono state effettuate in questi sedimenti e hanno permesso di interpretarli come il prodotto della sedimentazione in un bacino torbiditico di *piggyback*, caratterizzato all'atto della deposizione da una forte tettonica sinsedimentaria (CASTELLANO *et alii*, 1997; CASTELLANO, 1998). In relazione alla distribuzione areale e alla prevalenza di alcuni litotipi vengono distinti in questa unità tre membri denominati rispettivamente membro calciruditico (PGN₁, fig. 6), membro pelitico-arenaceo e membro arenaceo-pelitico (rispettivamente PGN₂ e PGN₃ in fig. 7a) indicativi di differenti sottoambienti e stadi del suddetto bacino torbiditico (CASTELLANO *et alii*, 1997). Nel complesso la successione analizzata potrebbe essere così schematizzata: i membri basali calciruditico e pelitico-arenaceo costituiscono successioni indicative della deposizione in prossimità del bordo interno (PGN₁) e della parte assiale



Fig. 6 - *Calciruditi ed Arenarie di Piaggine (PGN₁)*. Località Scalelle, Piaggine. Alla base talvolta si osserva un blando andamento stratoide.

e del bordo esterno del bacino torbido (PGN₂). Tali terreni, corrispondenti allo stadio iniziale della sedimentazione, sono indicativi di una deposizione in un bacino torbido non confinato (MUTTI, 1985). La porzione superiore costituita dal membro PGN₃ è stata interpretata come il riempimento di una depressione strutturale confinata, probabilmente a seguito di una fase tettonica che ha determinato un importante cambio di forma e dimensione del bacino. Colate intra- ed extrabacinali sono presenti a diverse altezze all'interno di PGN e possono essere indicative di un forte controllo tettonico nella sedimentazione. In accordo con le direzioni principali delle paleocorrenti l'area sorgente dei flussi gravitativi alimentanti il bacino mostra provenienza da O-NO negli strati silicoclastici, e da E-SE nella maggior parte delle intercalazioni carbonatiche. In letteratura l'età di questi depositi è non più antica del limite Serravalliano-Tortoniano (CASTELLANO *et alii*, 1997). I campioni raccolti permettono di attribuire a questi terreni, sin dalla base, un'età non più antica del Tortoniano medio-superiore (biozona a *Coccolithus pelagicus*) per la presenza di *Discoaster surculus*.

membro calciruditico (PGN₁). Questi terreni sono costituiti da calciruditi a clasti prevalentemente carbonatici da subarrotondati a spigoli vivi, generalmente non stratificate, con geometrie lenticolari e base erosiva. Le calciruditi talora mostrano una grossolana gradazione diretta e un blando andamento stratoide. L'addensamento dei clasti è estremamente elevato: frequentemente risultano compenetrati e spesso con contatti stilolitici. La selezione è bassissima e le dimensioni dei clasti variano da pochi cm³ a centinaia di m³, raggiungendo eccezionalmente centinaia di migliaia di m³, come in località Il Fosso e al M. Pescorubino. La quasi totalità dei clasti è rappresentata da calcari del Cretacico superiore e dalle calciruditi di TRN, solo localmente sono presenti calcari di CRQ o, in maniera del tutto subordinata, clasti di calcareniti di FCE; rarissimi sono i clasti di ALR o i frammenti di quarzoareniti di BIF. La matrice, quasi totalmente assente, è costituita da frammenti carbonatici extrabacinali e bioclastici talora con foraminiferi planctonici e in subordine da argilla, molto raramente è arenacea. Il cemento è calcitico. Di frequente le stilolitizzazioni, oltre che nei clasti, si propagano all'interno del membro. Le calciruditi talora possono essere seguite arealmente per alcuni chilometri a costituire corpi a geometria lenticolare di spessore non superiore a qualche decina di metri; questi depositi sono messi in posto prevalentemente da flussi iperconcentrati. Si rinvencono localmente in alcune aree settentrionali nella sezione Rofrano e alla base dei versanti carbonatici settentrionali e meridionali del M. Motola. In località F.te del Cerro (Il Fosso) il contatto con la sottostante *formazione del Bifurto* è marcato da strati e banchi di brecciole carbonatiche a matrice arenacea, a grana media e grossolana; le brecciole carbonatiche sono costituite da litici carbonatici, grani glauconitici, grani cloritizzati, granuli di quarzo, ooidi e pisoidi ferruginosi (presumibilmente dalle sottostanti ALR) talora caratterizzate da una gradazione diretta. Lo spessore massimo com-

plessivo è di circa 70 m e poggiano su vari termini delle formazioni sottostanti, rappresentati da **CRQ**, **RDT**, **TRN**, **FCE** e **BIF**. Questi depositi costituiscono la porzione basale di **PGN** e sono parzialmente eteropici del membro pelitico-arenaceo (**PGN₂**). Le caratteristiche deposizionali dei sedimenti e la presenza di clasti carbonatici anche delle dimensioni di molte centinaia di metri cubi consentono di interpretare questa successione come il prodotto della deposizione alla base di una scarpata carbonatica di origine tettonica (CASTELLANO *et alii*, 1997). Alla base del versante del M. Motola (loc. F.te della Spina) in contatto stratigrafico sui depositi di **CRQ** poggiano breccie carbonatiche contenenti, tra l'altro, grossi olistoliti di **TRN**. Sebbene facilmente confondibili con depositi recenti di versante; le loro caratteristiche sedimentologiche (deposito non classato, fortemente compattato con compenetrazione dei clasti), e la presenza degli olistoliti, consentono di escluderne la provenienza dal versante contro cui poggiano. Queste breccie, per l'analogia delle facies, sono state incluse nel membro **PGN₁** anche se la tipologia del contatto (appoggio contro il versante) consentirebbe di considerarle quantomeno eteropiche di **PGN₃**.

Per la descrizione composizionale dei litotipi carbonatici, al microscopio, è stata utilizzata la classificazione di EMBRY & KLOVAN (1971) ispirata a quella precedente di DUNHAM (1962).

L'analisi al microscopio ha consentito di riconoscere le seguenti associazioni di facies:

A) - *grainstone* (EMBRY & KLOVAN, 1971) litoclastica (con extraclasti granulari); calcitarenite (VALLONI *et alii*, 1991); arenite carbonatica extrabacinale (CE>NCE) (ZUFFA, 1980). Sono presenti spesso sparsi granuli di litoclasti, di dimensione fino a 3-4 mm (<10%). Tra essi, ad esempio: *grainstone/packstone* a foraminiferi bentonici, *thaumatoporelle*, grani aggregati; *wackestone* a foraminiferi planctonici (talora, con alterazione cloritica), o a miliolidi. Facies simili sono presenti anche nei clasti di taglia arenitica. Vi sono extraclasti, bioclasti (forse rimaneggiati), possibili intraclasti. Tra gli extraclasti: *wackestone* a foraminiferi bentonici, *Aeolisaccus* sp. e bivalvi; a miliolidi e alghe; *grainstone* a grani micritici e/o peloidi; *wackestone* e *packstone/grainstone* a *Thaumatoporella*; ooidi deformati con lamine irregolari, di colore rosso arancio (ooidi feriferi ad alterazione limonitica e/o ematitica), frammenti litoclastici rossi. Si rinvenivano alcuni grani probabilmente di origine intrabacinale costituiti da: grani micritici (micrite e dismicrite); *wackestone* a spicole di spugna; *wackestone* a foraminiferi planctonici. Tra i frammenti di fossili (per la gran parte rimaneggiati): foraminiferi bentonici, spesso a guscio deformato, frammenti di briozoi, frammenti di echinidi, foraminiferi planctonici, frammenti di bivalvi. Sono anche presenti granuli verdi (glauconitici) e granuli silicoclastici (feldspati, quarzo). I granuli sono talora anche spigolosi. L'addensamento è elevato. I contatti tra i clasti sono prevalentemente per sutura stilolitica, anche concavo-convessa, segnati di frequente

da ossidi di ferro. Nelle sezioni orientate le suture dei granuli maggiori sono in prevalenza grossolanamente perpendicolari all'alto (struttura stilobreccioide). La diagenesi postdeposizionale è caratterizzata dalla presenza di orli fibrosi a cristalli aciculari intorno ai granuli di dimensioni maggiori. Si può avere sostituzione. I rari interstizi intergranulari sono riempiti da sparite equidimensionale, o prevalentemente sostituita da cementi giallognoli e verdognoli (chamosite? glauconite?); i cementi sparitici a drusa di riempimento delle fratture postdatano l'evento di pressione-dissoluzione. In alcuni casi l'inverdimento interessa anche parte dei grani stessi. Negli spazi intragranulari possono presentarsi cementi verdi-giallognoli dello stesso tipo, sparitici, o riempimenti micritici.

B) - *rudstone* (EMBRY & KLOVAN, 1971) litoclastica, in matrice *grainstone*; *wackestone* e *wackestone/packstone*, talora con milioliti, thaumatoporelle, *Aeolisaccus* sp.. Presenti anche *wackestone* a foraminiferi planctonici o a spicole di spugna. Matrice microclastica e bioclastica: grani micritici e dismicritici, frammenti di foraminiferi bentonici, foraminiferi planctonici, frammenti di briozoi. Talora selezione variabile in livelli. Negli interstizi, cementi sparitici, e minerali verdi a birifrangenza moderata (glauconite). Gli extraclasti carbonatici (quelli di taglia arenitica costituenti la frazione microclastica dei maggiori) mostrano generalmente facies di piattaforma carbonatica, del tutto comparabili alla successione meso-cenozoica che costituisce il substrato delle *calciruditi ed arenarie di Piaggine*, la loro provenienza si può riconoscere non di rado anche macroscopicamente. Gli isolati ooidi arancio-arrossati deformati (che possono ritenersi ooliti ferrifere con alterazione limonitica e/o ematitica) derivano presumibilmente dalle lenti di **ALR** appartenenti alla stessa successione; anche molti degli extraclasti rossi potrebbero riferirsi a quella unità. Le osservazioni microscopiche confermano l'origine marina delle calciruditi, in ambiente probabilmente di scarpata (presenza di foraminiferi planctonici nella matrice; diagenesi di ambiente marino; presenza di granuli verdi autigeni). Da notare la presenza di clasti arenitici di provenienza vulcanica o terrigena (feldspati).

membro pelitico-arenaceo (PGN₂). Questi terreni risultano costituiti prevalentemente da torbiditi pelitico-arenacei in strati da sottili tipo TBT, a spessi a geometria tabulare in cui si alternano argille siltose brune e verdastre (fig. 7 b); subordinatamente sono presenti torbiditi arenaceo-pelitici in strati spessi. Le litofacies individuano sequenze di facies a piccola scala di tipo *coarsening upward* (CU) e *finning upward* (FU). Generalmente il rapporto A/P è variabile da poco a molto minore di 1; si osserva una netta diminuzione del rapporto A/P verso l'alto dove prevalgono torbiditi sottili tipo TBT. Sono presenti a volte intercalazioni torbiditiche carbonatiche costituite da microbreccie, calcilutiti e marne (fig. 7 c) di colore marrone chiaro; queste ultime si ritrovano esclusivamente nella parte alta e rappresentano livelli guida a scala locale. Le litofacies torbiditiche arenacee e carbonatiche indicano processi di trazione e decantazione generati prevalentemente da correnti torbiditiche a bassa densità; e subordinatamente ad alta densità e da

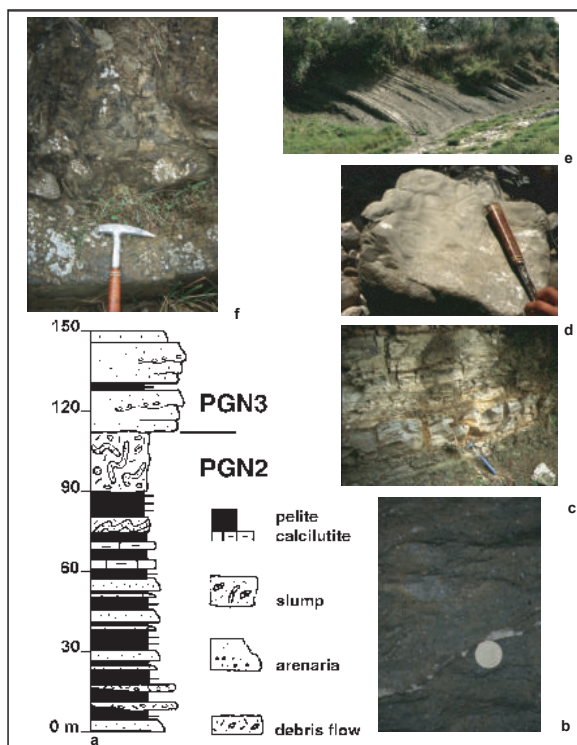


Fig. 7 - Calciruditi ed Arenarie di Piaggine (PGN₂, PGN₃). a) colonna stratigrafica schematica; b) PGN₂, aspetto tipico del membro pelitico, loc. S. Pietro; c) PGN₂, livello marnoso nella porzione media, loc. S. Pietro; d) PGN₃, arenarie microconglomeratiche che passano a depositi gradati e verso l'alto presentano fluidificazioni; e) PGN₃, arenarie microconglomeratiche presenti a varie altezze; f) PGN₃, strati lenticolari con base debolmente erosiva di arenarie grossolane con tappeti di trazione alla base che passano a depositi gradati con strutture fluidali alla base.

trasporto in massa (CASTELLANO *et alii*, 1997). Depositi da *debris flow* si ritrovano a diverse altezze stratigrafiche; in alcuni casi questi costituiscono la base di tale membro in contatto sul substrato carbonatico, come è visibile nei dintorni di Sanza. Nella parte bassa si rinvengono inoltre, depositi da flussi iperconcentrati con elementi di piccole dimensioni extrabacinali in strati da sottili a medi, mentre nella parte medio-alta sono presenti *slump* con blocchi intrabacinali. Lo spessore complessivo è variabile sino a un massimo di 110 m. Questi terreni poggiano in contatto erosivo, con discordanza angolare, su diversi termini dell'Unità *Alburno-Cervati-Pollino* (BIF, TRN e RDT); solo localmente sono conservati gli originali contatti, come in località S. Pietro; generalmente tale passaggio è tettonizzato per scollamento. Il limite superiore è netto con PGN₃, al passaggio è osservabile in diverse località un deposito da *slump* a elementi prevalentemente intrabacinali. Ottime esposizioni si ritrovano in località Madonna delle Segheria e in località S. Pietro, dove è osservabile l'intera successione analizzata. Le associazioni di facies sono state interpretate come il prodotto della sedimentazione in un'area bacinale, caratterizzata da depositi di lobo e di frangia, che passa lateralmente e verso l'alto a un ambiente di scarpata. (CASTELLANO *et alii*, 1997).

membro arenaceo-pelitico (PGN₃). Questi terreni sono costituiti prevalentemente da arenarie giallastre grossolane e microconglomeratiche (fig. 7 f), in strati da spessi a molto spessi a geometria lenticolare (fig. 7 e) e subordinatamente da torbiditi fini arenitiche, tipo TBT, a geometria tabulare. Questi si ritrovano alternati ad argille rossastre, marne cineree e calcareniti biancastre in strati sottili discontinui. Le litofacies arenacee più grossolane individuano corpi spessi sino a 10 m caratterizzati a scala media da sequenze di *CU*. Nella porzione medio-alta sono presenti depositi da *debris flow* e da flussi iperconcentrati. Il rapporto A/P è generalmente molto maggiore di 1. Le analisi sedimentologiche evidenziano che le arenarie grossolane (fig. 7 d) si sono deposte per meccanismi di trazione e deposizione in massa generati da correnti torbiditiche ad alta densità, mentre le facies fini silicoclastiche e carbonatiche sono connesse a processi di trazione e decantazione generati da correnti torbiditiche a bassa densità. Lo spessore massimo osservabile è di circa 40 m. Limite superiore tettonico con **GSO**, **ALV**, e **FMS**. Il limite inferiore è erosivo e con discordanza angolare con **BIF**, netto con **PGN₂** talora marcato da livelli di *slumping* intra- ed extraformazionali. Affiorano estesamente nei dintorni di Piaggine e in località T.pa Rotonda. Le caratteristiche sedimentologiche evidenziano che tali sedimenti sono interpretabili come il prodotto della deposizione di piccoli lobi torbiditici depositi in una depressione strutturale confinata (CASTELLANO *et alii*, 1997).

3.3.1. - Caratteri petrografici delle arenarie di Piaggine

PGN₂ e **PGN₃** rappresentano una successione poco nota in letteratura, pertanto le facies arenacee sono state analizzate per ottenere informazioni sia sulle possibili aree di alimentazione, sia sulle trasformazioni e modificazioni che si sono prodotte dopo la deposizione. Tutti i campioni prelevati per lo studio sono stati ubicati procedendo ad una campionatura areale, e quando possibile verticale, degli strati a granulometria media e medio-grossolana contenuti nelle sezioni sedimentologiche meglio esposte (fig. 8). I litotipi hanno evidenziato una notevole complessità legata alla pervasiva presenza di calcite di sostituzione, che in alcuni casi ne ha impedito il conteggio per l'analisi modale. Pertanto sono stati scelti per lo studio microscopico solo i campioni privi di alterazioni troppo spinte e con bassi valori di calcite di sostituzione. I litotipi rinvenuti sono stati classificati utilizzando la definizione di BATES & JACKSON (1987). Le areniti in cui i costituenti terrigeni dell'ossatura superano il 50%, e sono prevalentemente silicoclastici, vengono denominate arenarie (PETTJOHN, 1975; PETTJOHN *et alii*, 1987). L'analisi al microscopio delle arenarie è stata effettuata utilizzando il criterio moderno a base tessiturale proposto da GAZZI (1967) e DICKINSON (1970). In definitiva degli oltre 100 campioni prelevati ne sono stati analizzati 53; per ciascuna sezione

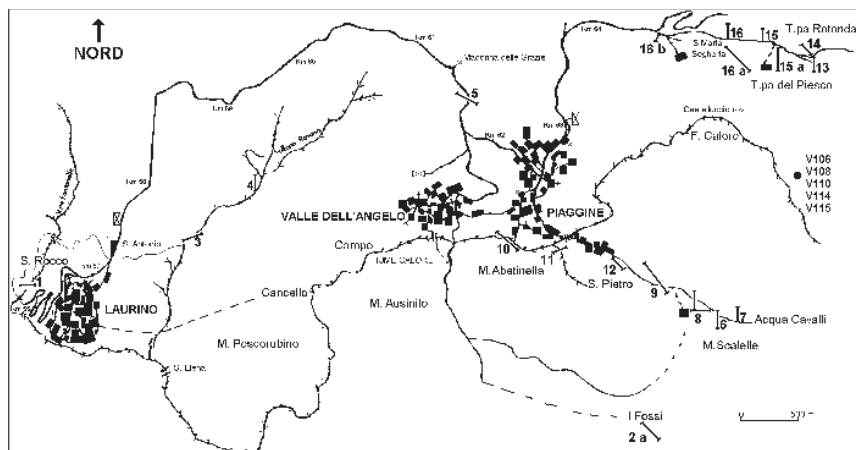


Fig. 8 - Ubicazione delle sezioni stratigrafiche ricostruite nelle arenarie di Piaggine da cui provengono i campioni analizzati.

sottile sono stati conteggiati 250-300 grani dell'ossatura (CASTELLANO, 1998). Le unità di conteggio e le composizioni modali sono definite e presentate secondo gli schemi illustrati da DI GIULIO & VALLONI (1992). I risultati dei conteggi vengono espressi come composizione modale d'Insieme (Tabella 1) e Principale. La composizione modale Principale è stata calcolata mediante il riporto a 100 dei Costituenti Essenziali: Q, F, L+C (categorie 1-8; 9-17; 18-21; Tabella 2). Plot-tando i risultati delle analisi in un diagramma triangolare (fig. 9) si osserva che le arenarie si distribuiscono in un'area piuttosto ampia del diagramma e presentano tenore medio-alto in grani quarzosi, compreso tra 30 e 50%, e percentuali simili di feldspati e litici variabili da 20 a 40%. Le medie dei costituenti considerati sono pari a Q39F30L31 con deviazioni standard rispettivamente pari a ± 4 , ± 5 , ± 4 , che ne consentono una generica attribuzione al campo delle arenarie feldspatico-litiche.

Tab.1a - Caratteri tessuturali chiave e Composizione Modale d'Insieme basata sui Costituenti Fondamentali delle arenarie analizzate. I valori del diametro medio contrassegnati con l'asterisco (*) indicano la presenza di grani extrasize.

sezione 3												
Mc113			Ma2			Mc112			Mc111			
N	%		N	%		N	%		N	%		
1. Extracclasti essenziali	266	84.2	292	78.7	228	80.0	203	77.2	329	83.9	256	74.6
2. Extracclasti accessori	20	6.3	54	14.6	49	17.2	26	9.9	19	5.0	51	14.9
3. Intracclasti	14	4.4	9	2.4	1	0.4	8	3.0	14	3.7	9	2.6
4. Alterati d'Ossatura	0	0.0	9	2.4	1	0.4	4	1.5	0	0.0	7	2.0
5. Matrice	4	1.3	6	1.6	4	1.4	7	2.7	6	1.6	4	1.2
6. Cemento	4	1.3	1	0.3	1	0.4	13	4.9	4	1.0	13	3.8
7. Plaghe	8	2.5	0	0.0	1	0.4	2	0.8	11	2.9	3	0.9
TOTALE	316	100	371	100	285	100	263	100	383	100	317	100
Granulometria	φ medio 450μm			φ medio 300μm			φ medio 600μm			φ medio 280μm		
Microstruttura	laminata			massiva			massiva			laminata		
Selezione (Folk, 1968)	media			bassa			bassa			alta		

sezione 4												
Mc114			Mc115			Mc65			Mc68			
N	%		N	%		N	%		N	%		
1. Extracclasti essenziali	255	78.9	321	85.1	239	79.7	222	78.4	259	83.3	220	78.0
2. Extracclasti accessori	34	10.5	27	7.2	34	11.3	39	13.8	31	10.0	36	12.8
3. Intracclasti	5	1.5	10	2.7	4	1.3	3	1.1	6	1.9	4	1.4
4. Alterati d'Ossatura	8	2.5	1	0.3	4	1.3	3	1.1	2	0.6	7	2.5
5. Matrice	5	1.5	9	2.4	6	2.0	10	3.5	7	2.3	7	2.5
6. Cemento	14	4.3	4	1.1	11	3.7	2	0.7	4	1.3	2	0.7
7. Plaghe	2	0.6	5	1.3	2	0.7	4	1.4	2	0.6	6	2.1
TOTALE	323	100	377	100	300	100	283	100	311	100	282	100
Granulometria	φ medio 450μm			φ medio 70μm (*)			φ medio 450μm (*)			φ medio 350μm		
Microstruttura	massiva			massiva			massiva			laminata		
Selezione (Folk, 1968)	alta			alta			medio-alta			bassa		

sezione 9												
Mc70			Mc41			Mc78			Mc75			
N	%		N	%		N	%		N	%		
1. Extracclasti essenziali	255	78.9	321	85.1	239	79.7	222	78.4	259	83.3	220	78.0
2. Extracclasti accessori	34	10.5	27	7.2	34	11.3	39	13.8	31	10.0	36	12.8
3. Intracclasti	5	1.5	10	2.7	4	1.3	3	1.1	6	1.9	4	1.4
4. Alterati d'Ossatura	8	2.5	1	0.3	4	1.3	3	1.1	2	0.6	7	2.5
5. Matrice	5	1.5	9	2.4	6	2.0	10	3.5	7	2.3	7	2.5
6. Cemento	14	4.3	4	1.1	11	3.7	2	0.7	4	1.3	2	0.7
7. Plaghe	2	0.6	5	1.3	2	0.7	4	1.4	2	0.6	6	2.1
TOTALE	323	100	377	100	300	100	283	100	311	100	282	100
Granulometria	φ medio 600μm			φ medio 70μm (*)			φ medio 450μm (*)			φ medio 300μm		
Microstruttura	massiva			massiva			massiva			massiva		
Selezione (Folk, 1968)	alta			alta			alta			bassa		

sezione 10												
Mc33			Mc34			Mc35			Mc36			
N	%		N	%		N	%		N	%		
1. Extracclasti essenziali	336	83.8	225	76.0	242	80.7	221	78.4	242	72.7	581	80.5
2. Extracclasti accessori	36	9.0	38	12.8	25	8.3	27	9.6	34	10.2	70	9.7
3. Intracclasti	4	1.0	3	1.0	5	1.7	4	1.4	5	1.5	22	3.2
4. Alterati d'Ossatura	3	0.7	9	3.0	11	3.7	12	4.3	18	5.4	14	1.9
5. Matrice	6	1.5	6	2.0	6	2.0	6	2.1	10	3.0	17	2.4
6. Cemento	12	3.0	10	3.4	10	3.3	9	3.2	19	5.7	14	1.9
7. Plaghe	4	1.0	5	1.7	1	0.3	3	1.1	5	1.5	3	0.4
TOTALE	401	100	296	100	300	100	282	100	333	100	722	100
Granulometria	φ medio 400μm			φ medio 450μm			φ medio 600μm			φ medio 500μm		
Microstruttura	laminata blandamente			massiva			massiva			massiva		
Selezione (Folk, 1968)	media			bassa			bassa			bassa		

sezione 8												
Mc33			Mc34			Mc35			Mc36			
N	%		N	%		N	%		N	%		
1. Extracclasti essenziali	336	83.8	225	76.0	242	80.7	221	78.4	242	72.7	581	80.5
2. Extracclasti accessori	36	9.0	38	12.8	25	8.3	27	9.6	34	10.2	70	9.7
3. Intracclasti	4	1.0	3	1.0	5	1.7	4	1.4	5	1.5	22	3.2
4. Alterati d'Ossatura	3	0.7	9	3.0	11	3.7	12	4.3	18	5.4	14	1.9
5. Matrice	6	1.5	6	2.0	6	2.0	6	2.1	10	3.0	17	2.4
6. Cemento	12	3.0	10	3.4	10	3.3	9	3.2	19	5.7	14	1.9
7. Plaghe	4	1.0	5	1.7	1	0.3	3	1.1	5	1.5	3	0.4
TOTALE	401	100	296	100	300	100	282	100	333	100	722	100
Granulometria	φ medio 400μm			φ medio 450μm			φ medio 600μm			φ medio 700μm (*)		
Microstruttura	laminata blandamente			massiva			laminata blandamente			gradata		
Selezione (Folk, 1968)	media			bassa			bassa			laminata		

sezione 9												
V106			V108			V110			V114			
N	%		N	%		N	%		N	%		
1. Extracclasti essenziali	376	94.5	311	81.4	344	80.8	368	74.9	339	89.2		
2. Extracclasti accessori	9	2.3	18	4.7	40	9.4	51	10.4		0.3		
3. Intracclasti	0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0		
4. Alterati d'Ossatur	4	1.0	30	7.9	29	6.8	48	9.8	23	6.1		
5. Matrice	4	1.0	11	2.9	6	1.4	7	1.4	7	1.8		
6. Cemento	5	1.3	3	0.8	1	0.2	3	0.6	6	1.6		
7. Plaghe	0	0.0	0	0.0	6	1.4	14	2.9				
TOTALE	398	100	382	100	426	100	491	100	380	100.0		
Granulometria	φ medio 400μm			φ medio 450μm			φ medio 300μm			φ medio 450μm		
Microstruttura	massiva			massiva			blandamente laminata			massiva		
Selezione (Folk, 1968)	media			bassa			bassa*			bassa		

Tab. 1b - Caratteri tessiturali chiave e Composizione Modale d'Insieme basata sui Costituenti Fondamentali delle arenarie analizzate. I valori del diametro medio contrassegnati con l'asterisco (*) indicano la presenza di grani extrasize.

	sezione 8						sezione 6					
	Mc50			Mc51			Mc49			Mc101		
	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%
1.Extracelsti essenziali	206	74,4	340	87,2	220	83,0	213	79,8	334	81,3	216	78,3
2.Extracelsti accessor	33	11,9	29	7,4	11	4,0	25	9,4	38	9,3	36	13,0
3.Intracelsti	6	2,2	2	0,5	9	3,2	5	1,9	4	1,0	4	1,4
4.Alterati d'Ossatura	6	2,2	4	1,0	4	1,4	3	1,1	7	1,7	3	1,1
5.Matrice	7	2,5	8	2,1	6	2,2	7	2,6	7	1,7	9	3,3
6.Cemento	13	4,7	4	1,0	10	3,6	5	1,9	12	2,9	4	1,4
7.Plaghe	3	1,1	3	0,8	7	2,5	9	3,4	5	1,2	4	1,4
TOTALE	277	100	390	100	277	100	267	100	411	100	276	100
Granulometria	φ medio 700µm			φ medio 600µm (*)			φ medio 800µm			φ medio 620µm (*)		
Microstruttura	massiva			massiva			massiva			laminata blandamente		
Selezione (Folk, 1968)	medio-bassa			medio-bassa			alta			bassa		
	sezione 6			sezione 16			sezione 14			sezione 15		
	Mc45			Mc86			Mc87			Mc88		
	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%
1.Extracelsti essenziali	238	81,8	330	83,1	320	79,8	350	84,3	331	83,4	320	80,2
2.Extracelsti accessor	40	13,7	34	8,6	50	12,5	36	8,7	37	9,3	39	9,8
3.Intracelsti	0	0,0	11	2,8	5	1,2	5	1,2	6	1,5	11	2,8
4.Alterati d'Ossatura	4	1,4	4	1,0	6	1,5	2	0,5	6	1,5	5	1,3
5.Matrice	7	2,4	7	1,8	5	1,2	3	0,7	6	1,5	8	2,0
6.Cemento	2	0,7	5	1,3	12	3,0	14	3,4	8	2,0	11	2,8
7.Plaghe	0	0,0	6	1,5	3	0,7	5	1,2	3	0,8	5	1,3
TOTALE	291	100	397	100	401	100	415	100	397	100	399	100
Granulometria	φ medio 564µm			φ medio 400µm (*)			φ medio 540µm			φ medio 800µm		
Microstruttura	massiva			massiva			massiva			massiva		
Selezione (Folk, 1968)	bassa			bassa			media			bassa		
	sezione 7			sezione 15			sezione 14			sezione 15a		
	Mc44			Mc46			Mc83			Mc81		
	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%
1.Extracelsti essenziali	395	87,4	348	82,9	209	77,1	341	77,7	368	83,6	357	82,8
2.Extracelsti accessor	47	10,4	44	10,5	33	12,2	54	12,3	51	11,6	45	10,4
3.Intracelsti	0	0,0	5	1,2	2	0,7	9	2,1	0	0,0	3	0,7
4.Alterati d'Ossatura	2	0,4	6	1,4	7	2,6	11	2,5	5	1,1	1	0,2
5.Matrice	6	1,3	6	1,4	7	2,6	8	1,8	8	1,8	8	1,9
6.Cemento	2	0,4	7	1,7	8	3,0	9	2,1	8	1,8	10	2,3
7.Plaghe	0	0,0	4	1,0	5	1,8	7	1,6	4	1,0	7	1,6
TOTALE	452	100	426	100	271	100	439	100	440	100	431	100
Granulometria	φ medio 564µm			φ medio 620µm			φ medio 380µm (*)			φ medio 700µm		
Microstruttura	massiva			laminata			massiva			massiva		
Selezione (Folk, 1968)	bassa			bassa			alta			bassa		

Tab. 2a – Risultati della analisi microscopica espressi come unità di conteggio. Le categorie da 1 a 21 sono state analizzate per il calcolo della composizione modale Principale mediante rapporto a 100 dei costituenti essenziali (Q, F, L + C).

	sezione 3				sezione 4				sezione 10				sezione 11				sezione 12				sezione 9																							
	Mc13	Ma2	Mc12	Mc11	Mc14	Mc15	Mc68	Mc70	Mc71	Mc78	Mc75	Mc77	Mc26	Mc28	Mc30	Mc33	Mc34	Mc35	Mc36	Mc37	Mc38																							
Q	1	Q unitario	43	56	29	39	32	44	36	30	51	53	45	29	35	33	36	49	41	45	45	82																						
	2	Q comp. grossocrist.	13	15	8	13	13	10	12	9	21	15	12	18	13	6	7	15	5	7	7	43																						
	3	Q comp. finocrist.	8	17	5	7	12	8	14	19	9	13	11	7	6	3	13	5	10	10	6	5																						
	4	Selece chimica	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1																						
	5	Q in Fr plut-metam	3	8	16	6	14	5	15	6	9	21	5	9	7	4	6	2	15	3	6	3																						
	6	Q in Fr plut-metam	7	21	13	16	20	14	21	17	16	29	17	11	12	5	10	12	24	7	16	16																						
	7	Q in Fr vulc.	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	1																						
R	8	Q in Fr clast.	20	18	18	12	5	22	11	5	17	5	20	13	11	16	6	15	19	20	14	19																						
	9	K-feldspato	12	12	19	10	22	14	14	12	24	15	10	27	19	24	13	11	19	12	20	13																						
	10	Plagioclasio	7	16	16	10	14	6	8	3	9	8	8	17	16	7	9	6	11	11	5	8																						
F	11	Falturato	60	40	14	25	62	37	25	22	36	39	30	12	25	24	27	36	54	51	40	36																						
	12	K in Fr ignei	0	4	9	0	4	0	2	2	2	4	0	5	11	2	3	0	0	1	2	0																						
	13	Q in Fr metam	0	3	0	0	9	1	1	2	2	4	1	3	2	1	1	0	1	0	3	0																						
	14	Q in Fr clastic	0	1	2	1	0	3	1	1	1	1	0	1	1	6	0	1	0	1	1	2																						
	15	P in Fr ignei	1	10	4	1	6	2	3	1	3	6	0	6	9	2	1	1	1	0	3	0																						
	16	Q in Fr metam	1	14	3	1	2	2	2	4	3	4	0	6	4	1	2	0	3	1	2	2																						
	17	Q in Fr clastic	2	2	6	0	1	1	0	0	0	0	2	2	1	2	2	1	1	2	2	4																						
L	18	L metamorfico	41	17	29	28	58	34	33	24	32	50	34	14	48	27	27	19	57	31	37	38																						
	19	L vulcanico	13	8	6	2	16	6	5	6	6	12	4	11	9	9	8	7	7	6	8	5																						
	20	L silicoclastico	21	23	26	11	24	32	19	9	14	16	23	23	13	34	18	31	29	12	14	15																						
	21	Fr carbonatico	14	6	4	21	15	12	27	33	11	19	12	14	8	7	13	12	19	12	13	12																						
	Totale essenziali																						266	292	228	203	329	256	248	208	255	321	239	222	259	220	201	202	336	225	242	221	242	581
	22	Filosilicati/Fillos in Fr	17	47	48	24	17	46	28	21	30	21	30	35	22	33	26	32	34	30	22	25	31																					
	23	Pesanti/pesanti in Fr	3	7	1	2	2	5	2	0	4	6	4	4	9	3	2	5	2	8	3	2	3																					
C	24	Glaucinite	0	0	0	1	0	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0																						
	25	Ca-Fossili	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0																						
	26	Ca-Pseudomorfi	14	7	1	7	14	8	10	13	5	10	4	3	6	4	5	3	4	2	5	4																						
	Totale ess.+acc.																						300	355	278	237	362	316	290	243	294	358	277	264	296	260	234	243	376	266	272	252	281	674
	27	Pseudonatrice	0	9	1	4	0	7	4	2	8	1	4	3	2	7	3	12	3	9	11	12	18																					
	28	Epimatrice	4	6	4	7	6	4	6	8	5	9	6	10	7	7	7	6	6	6	6	10	17																					
	29	Q accrescimenti	1	1	0	0	3	1	1	1	2	1	0	0	2	1	2	0	2	0	1	0	0																					
C	30	Opachi autigeni	0	0	1	3	1	1	3	0	3	1	3	0	0	0	1	0	1	3	2	1																						
	31	Cemento-Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0																						
	32	Cemento Fillosilicatosi	3	0	0	10	0	11	5	3	9	2	8	2	0	0	7	8	9	7	7	8																						
	33	Ca-Plaghe	0	0	1	2	6	11	3	8	2	2	5	2	4	2	6	2	4	5	1	3																						
	Totale roccia																						816	371	285	263	383	343	317	259	323	377	300	283	311	282	256	272	401	296	300	282	333	722

ab. 2b – Risultati della analisi microscopica espressi come unità di conteggio. Le categorie da 1 a 21 sono state analizzate per il calcolo della composizione modale Principale mediante riporto a 100 dei costituenti essenziali (Q, F, L + C).

	16b	sezione 8				sezione 6						sezione 16						16a	sezione 7				
		Me95	Me52	Me50	Me51	Me49	Me101	Me102	Me103	Me105	Me106	Me45	Me108	Me86	Me87	Me88	Me89		Me93	Me91	Me99	Me44	Me46
Q	1	Q unitario	48	37	31	36	26	29	53	30	34	31	35	43	54	41	44	41	46	42	61	64	32
	2	Q comp. grossocrist.	8	6	7	9	5	9	15	9	13	9	17	16	13	12	17	13	16	14	13	18	12
	3	Q comp. finecrist.	4	3	5	11	20	9	17	8	11	11	6	12	10	8	17	6	20	17	14	6	6
	4	Selece chimica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
	5	Q in Fr plut-metam	2	9	11	6	11	9	23	2	7	4	8	17	11	7	12	15	12	10	10	10	3
	6	" Fr metam	20	13	10	32	21	17	12	8	20	9	4	20	25	29	24	20	23	17	29	23	5
	7	" Fr vulc	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0
F	8	" Fr elast	19	13	5	9	5	0	18	13	9	14	15	19	25	20	17	18	20	23	19	16	
	9	K feldspato	13	15	23	22	11	24	23	27	13	10	28	20	17	31	23	17	18	13	23	18	16
	10	Plagioclasio	7	7	7	8	4	7	12	7	7	7	6	10	11	7	5	11	9	7	10	15	9
	11	F alterato	26	35	24	71	26	18	40	26	29	18	30	62	58	76	53	59	66	52	66	66	15
L	12	K in Fr ignei	2	3	9	3	4	5	4	5	8	3	6	1	3	0	0	3	3	1	3	2	1
	13	" Fr metam	3	2	5	5	2	7	1	10	11	11	1	3	4	2	4	1	2	0	1	0	3
	14	" Fr elastic	0	0	1	0	1	0	1	5	3	3	5	2	3	1	1	2	3	1	1	2	3
	15	P in Fr ignei	2	4	4	6	5	6	7	0	3	6	0	2	1	0	2	5	2	2	2	3	3
	16	" Fr metam	1	0	2	8	2	1	1	1	2	2	0	2	3	4	5	4	0	4	2	2	0
	17	" Fr elastic	2	1	1	2	1	0	1	1	1	2	3	3	2	2	3	3	3	2	1	2	2
L	18	L metamorfico	37	31	36	61	53	38	47	37	39	30	28	52	55	49	44	49	45	61	46	33	33
	9	L vulcanico	9	6	6	11	11	19	19	1	4	5	11	8	6	10	15	10	8	12	17	11	12
	20	L silicoclastico	27	9	13	28	12	12	24	18	18	31	34	18	14	26	20	33	33	42	57	31	31
	21	Fr carbonatico	26	6	6	12	9	3	15	8	13	8	0	20	8	19	19	15	20	21	0	10	6
C	Totale essenziali		256	200	206	340	230	213	334	216	245	214	238	330	320	350	331	320	351	322	395	348	209
	Totale Fillosil/Filios in Fr		32	30	27	25	9	19	33	33	20	30	34	28	43	29	31	34	44	38	40	38	29
C	23	Pesanti/pesanti in Fr	8	6	6	4	2	6	5	3	3	3	6	6	7	7	6	5	7	5	7	6	4
	24	Glauconite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	25	Ca-Fosfati	0	0	0	0	1	1	1	1	0	1	0	0	0	2	0	1	1	0	0	0	0
	26	Ca-Pseudomorfi	1	6	9	2	8	4	7	4	3	5	0	11	3	5	5	10	8	4	0	5	2
	Totale ess.-+acc.		297	242	248	371	250	243	380	256	272	252	278	375	375	391	374	370	410	369	442	397	244
	27	Pseudomatrice	8	4	6	4	4	3	7	3	4	2	4	4	6	2	6	5	8	6	2	6	7
	28	Epimatrice	6	6	7	8	6	7	7	9	8	5	7	7	5	3	6	8	7	6	6	6	7
	29	Q accrescimenti	0	4	5	2	1	3	1	1	2	1	1	2	2	0	1	1	0	1	0	0	2
	30	Opaichi autigeni	1	2	0	0	2	1	1	1	0	0	0	0	0	3	3	0	2	6	2	2	1
	31	Cemento-Ca	0	0	0	0	2	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	32	Cemento Fillosilificati	8	6	8	2	5	1	9	2	5	1	1	3	7	11	7	8	5	3	0	6	6
	33	Ca-Plaghe	0	6	3	3	7	9	5	4	4	2	0	6	3	5	3	5	2	3	0	4	5
	Totale roccia		320	270	277	390	277	267	411	276	295	264	291	397	401	415	397	399	438	390	452	420	271

Tab. 2c – Risultati dell'analisi microscopica espressi come unità di conteggio. Le categorie da 1 a 21 sono state analizzate per il calcolo della composizione modale Principale mediante riporto a 100 dei costituenti essenziali (Q, F, L + C).

		sezione 15		15a	sezione 14						
		Mc83	Mc85	Mc98	Mc81	Mc82	V106	V108	V110	V114	V115
Q	1 Q unitario	34	59	71	38	37	60	17	18	37	48
	2 Q comp. grossocrist.	9	19	11	11	9	5	10	9	5	12
	3 Q comp. fincrist.	14	7	11	8	7	6	17	12	12	6
	4 Selce chimica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	5 Q in Fr plut-metam	8	10	16	13	7	12	10	12	16	39
	6 " Fr metam	21	37	28	32	19	12	49	41	38	11
	7 " Fr vulc	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1
	8 " Fr clast	19	21	25	22	18	51	22	41	35	9
F	9 Kfeldspato	14	23	20	14	8	31	5	5	33	33
	10 Plagioclasio	10	8	12	8	5	30	13	23	16	16
	11 F.alterato	84	70	45	60	21	47	36	49	51	47
	12 K in Fr ignei	0	2	0	1	1	4	3	0	7	21
	13 " Fr metam	1	1	5	1	5	0	1	3	3	0
	14 " Fr elastic	3	1	2	2	2	6	0	0	0	3
	15 P in Fr ignei	0	2	4	1	2	6	5	2	5	9
	16 " Fr metam	5	4	3	4	2	1	9	8	2	0
L	17 " Fr elastic	6	2	2	4	1	11	2	1	2	0
	18 L metamorfico	45	68	52	46	38	32	64	101	41	18
	19 L vulcanico	4	7	8	1	10	3	20	10	27	25
	20 L silicoclastico	43	27	31	41	19	59	16	7	10	36
C	21 Fr carbonatico	21	0	10	19	21	0	12	2	27	5
Totale essenziali		341	368	357	326	232	376	311	344	368	339
22	Fillosilicati/Filos in Fr	42	44	35	44	30	7	18	35	46	1
23	Pesanti/pesanti in Fr	12	7	10	7	8	2	0	5	5	0
24	Glaucante	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
25	Ca-Fossili	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
26	Ca-Pseudomorfi	9	0	3	7	4	0	29	29	48	19
Totale ess.+acc.		404	419	405	384	274	385	358	413	467	359
27	Pseudomatrice	11	5	1	8	8	4	1	0	0	4
28	Epimatrice	8	8	8	8	6	4	11	6	7	7
29	Q accrescimenti	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0
30	Opachi autigeni	1	5	0	3	6	5	2	1	3	6
31	Cemento-Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
32	Cemento Fillosilicatico	8	3	9	11	8	0		0	0	0
33	Ca-Plaghe	7	0	7	4	1	0	9	6	14	4
Totale roccia		439	440	431	418	303	398	382	426	491	380

3.4. - FORMAZIONE DI MONTE SIERIO (SIE)

Depositi riferibili alla *formazione di Monte Sierio* descritta da CASTELLANO & SGROSSO (1996) si ritrovano in un lembo sul bordo nord del Foglio (facies *a*) e in minuscoli affioramenti a sud di C.zo Postale (facies *b*) e sul versante occidentale di M. Cavallo (facies *c*), costituiti da: (*a*) strati di calcareniti, brecciole, grigio scure, calcari marnosi grigi, calcilutiti grigie; marne calcaree grigio tabacco; argilliti; (*b*) breccie litoclastiche: *rudstone* e *floatstone* in matrice bioclastica a foraminiferi (alveolinidi, nummulitidi) in strati lentiformi; (*c*) arenarie litiche brune. Presso Padula sono anche presenti (*d*) quarzoareniti giallastro-rossastre con grani di quarzo arrotondato. Gli strati calcarenitici e di brecciole sono spesso gradati e/o laminati, con laminazione parallela; anche le marne talora presentano lami-

nazione. Brecciole e calcareniti sono rappresentati da *floatstone* litobioclastiche, in matrice *packstone* e *grainstone-packstone* bioclastica grigia, con foraminiferi (tra cui nummulitidi, alveoline), e presenza di inclusi marnosi; i calcari marnosi sono rappresentati da *wackestone*. La matrice, in (b), può apparire arrossata. Lo spessore affiorante è valutabile in poche decine di metri. **SIE** è stratigraficamente discordante su **CBI**.

Già ritenuta regionalmente non più antica del Tortoniano inferiore su base biostratigrafica (foraminiferi planctonici) e in ogni caso precedente a **CVT** per rapporti litostratigrafici (CASTELLANO & SGROSSO, 1996), è riferibile al Tortoniano superiore in base alla presenza di *Globorotalia cf. suterae* e *Globigerinoides cf. obliquus extremis* (CIVILE, 2005; AMORE *et alii*, 2005) e all'età delle tracce di fissione su apatiti derivate da coeva attività vulcanica (7.5 ± 1.8 Ma, ALDEGA *et alii*, 2005). I depositi di **SIE** sono interpretati derivare da flussi gravitativi sedimentatisi in ambiente di base di scarpata e rappresentare un ciclo sinorogeno posteriore a un evento tettogenetico (CASTELLANO & SGROSSO, 1996; CASTELLANO *et alii*, 2000) che coinvolge l'Unità dei Monti della Maddalena.

3.5. - FORMAZIONE DI CASTELVETERE (CVT)

I terreni di questa formazione sono rappresentati da esigui affioramenti di arenarie grossolane torbiditiche, talora con base microconglomeratica, a composizione feldspatico-litica; si presentano in strati da medi a spessi frequentemente amalgamati a geometria lenticolare e talora con base erosiva. Alla base degli strati sono presenti clasti di argille verdi. In questi depositi si rinvengono rare strutture sedimentarie rappresentate da una grossolana gradazione diretta, solo occasionalmente sono presenti tappeti di trazione di spessore centimetrico. Il rapporto A/P risulta $\gg$ di 1. Questi terreni si ritrovano in esigui affioramenti lungo il versante settentrionale del M. Motola in località S. Michele; il contatto con il substrato, non perfettamente esposto, sembrerebbe stratigrafico e discordante su di una superficie erosa rappresentata da calcari del Cretacico inferiore (**CRQ**) dell'Unità Tettonica Alburno-Cervati-Pollino. Alla base di questo versante, in prossimità di Teggiano, questi depositi affiorano in contatto per faglia diretta (l'evento diretto può mascherarne uno precedente con caratteristiche di trascorrenza) con **CBI**, appartenente all'Unità Tettonica dei Monti della Maddalena. Lo spessore di questi terreni, difficilmente valutabile, viene stimato intorno a 150 m. Si tratta di torbiditi ad alta densità deposti in un bacino confinato caratterizzato da prevalenti apporti grossolani e contraddistinto da frequenti fenomeni di canalizzazione. L'attribuzione di questi sedimenti alla *formazione di Castelvete* (PESCATORE *et alii*, 1972) è basata, oltre che sulle caratteristiche litologiche e sedimentologiche anche sui rapporti stratigrafici che questi depositi hanno con le rispettive unità

carbonatiche affioranti. In letteratura questi depositi sono stati attribuiti da numerosi autori (PATACCA *et alii*, 1992a; PESCATORE, 1992; CRITELLI & LA PERA, 1995; SGROSSO, 1998; AMORE *et alii*, 2003) al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore. Più recentemente PATACCA & SCANDONE (2004) riportano senza motivazioni sufficienti tali depositi al Serravalliano.

4. - DEPOSITI CONTINENTALI PLIO-QUATERNARI

L'area ricadente nel Foglio è prevalentemente occupata da grandi assise montuose con alto rilievo locale, dissecate da profonde valli, spesso ad alto gradiente. Nelle valli solo raramente sono conservati depositi alluvionali terrazzati e, nell'insieme, i depositi continentali arealmente più diffusi sono quelli detritici di versante. Le uniche aree in cui abbia avuto luogo una significativa aggradazione continentale quaternaria sono la depressione tettonica del Vallo di Diano e quella tettonico-erosionale di Sanza – valle del F. Bussento (*cf.* Cap. VI). In virtù di queste caratteristiche dell'area, ma anche allo scopo di evitare un proliferare di unità, si è scelto di adottare una suddivisione in UBSU per i depositi pertinenti ai soli bacini dove avesse avuto luogo una significativa e protratta aggradazione, nonché alle unità sedimentarie riferibili a tappe significative dell'evoluzione dell'area del Foglio, ma anche della regione che la include. Le restanti placche di depositi, spesso isolate e distanti tra loro, sono state quindi distinte ed accorpate in base alla facies ed all'età relativa, ottenuta caso per caso sulla base di criteri morfostratigrafici.

4.1. - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

4.1.1. - *Bacino del Vallo di Diano*

SUPERSINTEMA DEL VALLO DI DIANO (VD)

Comprende i depositi di ambiente lacustre e quelli ad essi eteropici di ambiente fluviale e di conoide alluvionale, presenti in affioramento e nel sottosuolo del Vallo di Diano, una depressione tettonica individuata e approfondita lungo un lineamento principale ad orientazione appenninica (N140°E) che corre ai piedi della dorsale dei M.ti della Maddalena (*cf.* Cap. VI). Tali depositi si rinvencono inoltre, in pochi affioramenti, nel bacino di Sanza. Il Vallo di Diano presenta un fondo piatto ed indissecato, che si svolge a quota variabili da 475 m a sud a 450 m a nord. In esso un ambiente lacustre è persistito fino ai tempi storici: in epoca romana gran parte della piana era occupata da una palude (avente come uscite,

verso nord, la forra di Campestrino e l'inghiottitoio delle Crive di Polla) che, grazie a ripetuti interventi di bonifica iniziati dai Romani ed ultimati dai Borbone, fu prosciugata intorno alla metà del secolo XIX (MACCHIAROLI, 1868; CIASCA, 1928; fonti storiche in DAVIDE, 1979 e fonti reperite presso l'Archivio di Stato di Salerno). Dati di affioramento indicano che la superficie-limite inferiore del supersintema è essenzialmente di tipo erosionale, su diverse unità pre-quaternarie, salvo dove l'appoggio sul substrato avviene lungo piani di faglia (intorno a Padula e ad est di Sala Consilina). Dati di sottosuolo di tipo diretto e indiretto indicano che lo spessore del pacco sedimentario varia sia longitudinalmente che trasversalmente al bacino, tendendo ad aumentare verso il centro (nord del Foglio) e verso il bordo nordorientale: presso Sala Consilina esso ammonterebbe a circa 500 m (MOSTARDINI & MERLINI, 1988). Similmente, il tetto dei carbonati (a luoghi coperto da variabili spessori di depositi terrigeni) degrada dolcemente dal bordo occidentale, mentre si deprime bruscamente lungo uno stretto sciame di faglie, a breve distanza dal bordo orientale (fino a -100 m s.l.m. presso Sala Consilina; NICOTERA & DE RISO, 1969b). La superficie-limite superiore, solo a luoghi (ristrette fasce lungo i bordi della piana) coperta da depositi di versante (**b₇** o **a**), coincide in massima parte con la superficie topografica. Marcata da suoli marroni con spessori non superiori al metro e a luoghi debolmente dissecata, essa coincide con la superficie di accumulo dei depositi lacuo-palustri e fluviali della piana e delle conoidi che ad essa si raccordano; solo in pochi casi, essa coincide con forme di accumulo (conoidi) debolmente dissecate e sospese di pochi metri sulla piana. Dati di affioramento indicano che la superficie-limite inferiore del supersintema è di tipo erosionale, modellata su diverse unità pre-quaternarie, salvo lungo il margine orientale, dove l'appoggio sul substrato avviene lungo piani di faglia. Nel sottosuolo, la superficie non è ricostruibile in quanto il contatto con il substrato è intercettato solo da alcuni dei sondaggi effettuati in prossimità dei bordi. È comunque ipotizzabile che essa mantenga i medesimi caratteri osservati in superficie, risultando erosionale e, soprattutto lungo il margine nord-orientale, coincidente con piani tettonici.

Riguardo all'età, il tetto del supersintema può essere attribuito all'Olocene sulla base delle fonti storiche. Esso include i depositi argillosi con età 17 ky e >49ky (da misure radiometriche sul totale della materia organica) rinvenuti in un sondaggio effettuato a nord-ovest di Sala Consilina (loc. Ponte Mesole, al di fuori del Foglio), a profondità di -17.00 m e -25 m rispettivamente. Circa la base, vincoli utili si ottengono dai risultati dell'analisi condotta da KARNER *et alii* (1999) su una carota prelevata in asse al bacino, ad ovest di Padula (Sondaggio 1; fig. 10). Gli Autori, in base a dati geocronologici (età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pari a 596 +/- 6 ky per depositi prelevati a -140 m) e paleoclimatici, attribuiscono alle argille situate tra 40 m e 175 m di profondità un'età compresa tra 450 e 650 ky (al *top* e alla base sono presenti depositi ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi non databili). Tenendo

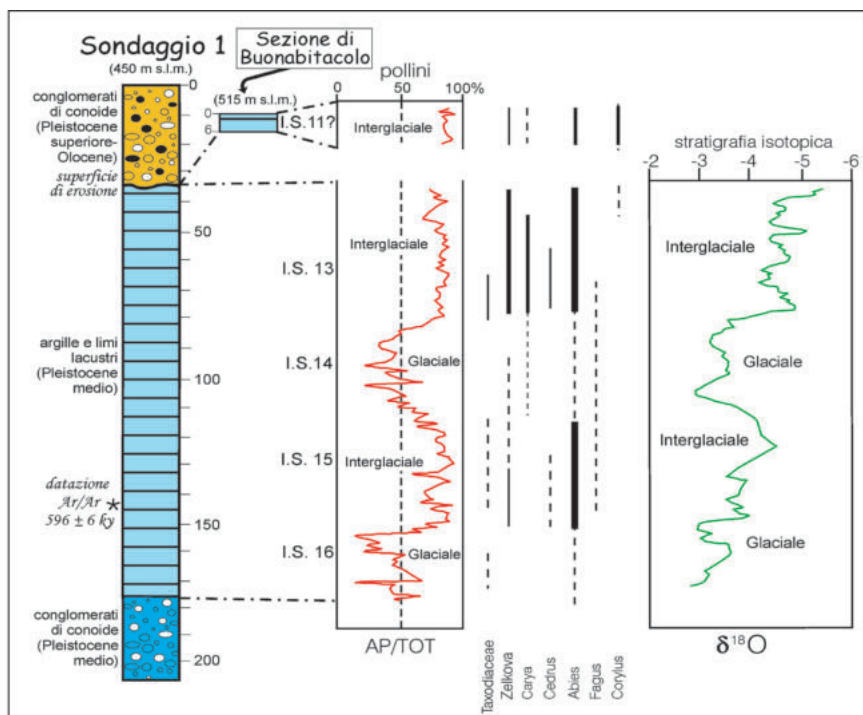


Fig.10- Stratigrafia del sondaggio riportato in KARNER et alii (1999) (Sondaggio 1), con le curve pollinica e isotopica per esso ottenute. Vi è raffrontata la sezione di Buonabitacolo con i relativi dati pollinici (da ASCIONE et alii, 2000).

conto che il sondaggio citato non ha raggiunto il substrato, e considerando l'alto tasso di sedimentazione (stimato in 0.7 mm/a; KARNER *et alii*, 1999), è possibile ammettere un'età Pleistocene inferiore per la base del supersistema.

La ricostruzione della stratigrafia del supersistema risulta alquanto complessa a causa della difficoltà di correlare i depositi affioranti con quelli sepolti, nonché della rarità di vincoli di età. Inoltre, le rare sequenze affioranti utili ad una ricostruzione morfostratigrafica sono difficili da correlare tra loro in quanto sia la quota dei depositi, sia il numero di eventi tettonico/deposizionali ricostruibili dalle diverse sequenze, variano da luogo a luogo anche lungo il lineamento bordiero principale. Quest'ultima circostanza è imputabile a motivi di ordine strutturale, ovvero alla variazione dell'ammontare del rigetto lungo questo lineamento, dovuta alla presenza di faglie oblique/trasversali ad esso (che individuano blocchi minori variamente dislocati), ma anche alla presenza, a luoghi, di blocchi relativamente sollevati/ribassati lungo più faglie subparallele a quella principale.

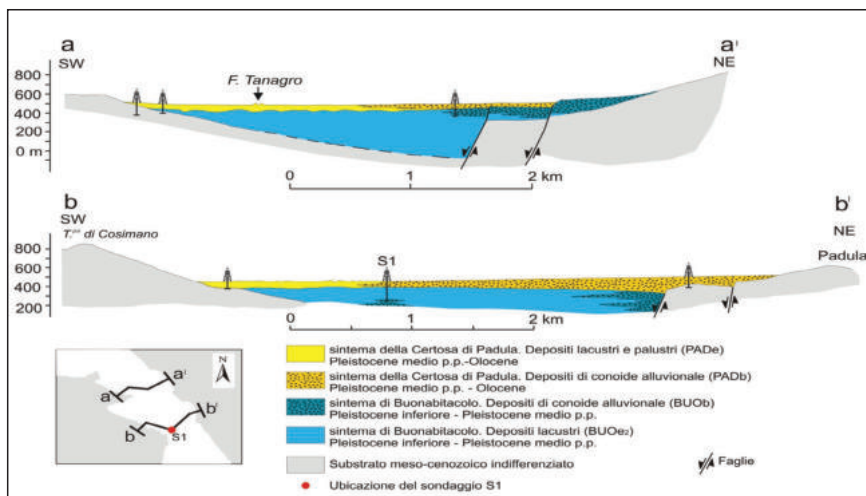


Fig. 11 - Sezioni geologiche attraverso il Vallo di Diano.

Tuttavia, le correlazioni ipotizzate tra depositi affioranti e sepolti ed i vincoli cronostratigrafici permettono di individuare almeno una superficie di erosione principale che, quantomeno nella zona meridionale del bacino, taglia il pacco lacustre a diverse altezze stratigrafiche. Ciò si evince da un insieme di evidenze tra cui la presenza, tra Buonabitacolo e Montesano Scalo, di depositi lacustri sollevati da faglie (*cf.* **BUO**) e terrazzati intorno a + 20-25 m. Essi includono limi ed argille simili, per facies e contenuto fossilifero, a quelli rinvenuti nella carota descritta in KARNER *et alii* (1999) fino a -40 m, risultando tuttavia stratigraficamente più alti di questi ultimi (ASCIONE *et alii*, 2000; *cf.* **BUO**). Nella stessa carota, tuttavia, le argille lacustri sono coperte da 40 m di depositi ghiaioso-sabbiosi riferibili alla conoide di Padula (*cf.* **PAD**), che si raccorda alla piana e si è accresciuta fino a tempi storici (BUDETTA *et alii*, 2000). È presumibile, pertanto, che l'accumulo di questi depositi di conoide (e delle eteropiche argille altopleistocenico-oloceniche rinvenute presso Sala Consilina, nel sondaggio citato) abbia seguito non solo la dislocazione, ma anche l'erosione e dissezione della successione argillosa che si rinviene rispettivamente al di sotto di essi ed in affioramento tra Buonabitacolo e Montesano Scalo. Ciò permette di distinguere due sintemi principali (fig. 11), che risultano tra loro incastrati: il più basso viene denominato *sintema di Buonabitacolo*; il più alto, denominato *sintema della Certosa di Padula*, si sarebbe deposto in seguito all'ultima fase di collasso del bacino. È comunque ipotizzabile che nella zona centrale del bacino (nord del Foglio), strutturalmente più depressa e con maggiore spessore sedimentario, la successione presenti una sostanziale continuità di sedimentazione.

SINTEMA DELLA CERTOSA DI PADULA (PAD). Comprende i depositi lacustri occupanti la piana del Vallo di Diano, quelli fluviali dei corsi che l'attraversano e le conoidi che vi si raccordano, nonché pochi e limitati lembi di conoidi terrazzate e sospese di pochi metri sulla piana. Nel sottosuolo, i depositi vengono raggiunti in sondaggio fino a profondità di alcune decine di metri (50 – 60 m). I passaggi latero/verticali tra depositi lacustri e di conoide desumibili da dati di superficie e di sottosuolo, permettono di individuare, nella parte alta della successione e fino al *top*, una notevole progradazione degli apparati di conoide che, nel tempo, hanno invaso aree sempre più estese del bacino, confinando le facies lacustri verso l'asse e verso occidente. I depositi di questo sintema si sono accumulati nel bacino durante la più recente fase di collasso, realizzatasi soprattutto con faglie a direzione NO-SE, che ha comportato il parziale ridisegno del bacino; il sollevamento relativo, a blocchi, della terminazione sud della conca (area dei terrazzi di Buonabitacolo, impostati su **BUO**), permette di ipotizzare anche il contributo di lineamenti circa trasversali. La superficie-limite inferiore coincide prevalentemente con forme erosionali e tettoniche (piani di faglia) lungo cui i depositi vengono a contatto con diverse unità pre-quadernarie (estesamente lungo il bordo occidentale del bacino e solo limitatamente lungo quello orientale) e con **BUO**; nel sottosuolo, la base del sintema non è ricostruibile; nelle stratigrafie di alcuni sondaggi (ubicati nella zona assiale-occidentale) essa può venire tentativamente collocata al passaggio tra argille con livelli fossiliferi (ascrivibili al *sintema di Buonabitacolo*) e quelle, ad esse sovrastanti, nelle quali questi non sono segnalati. La superficie-limite superiore coincide con quella del supersintema che lo include. Riguardo all'età, per i suoi rapporti con il *sintema di Buonabitacolo*, la base del *sintema della Certosa di Padula* è ascritta alla parte alta del Pleistocene medio. Il sintema include i depositi con età radiometriche 17 ky e >49 ky rinvenuti rispettivamente alle profondità di -17.00 m e -25 m nel sondaggio eseguito a nord-ovest di Sala Consilina (loc. Ponte Mesole). L'età del tetto coincide con quella del supersintema che lo include.

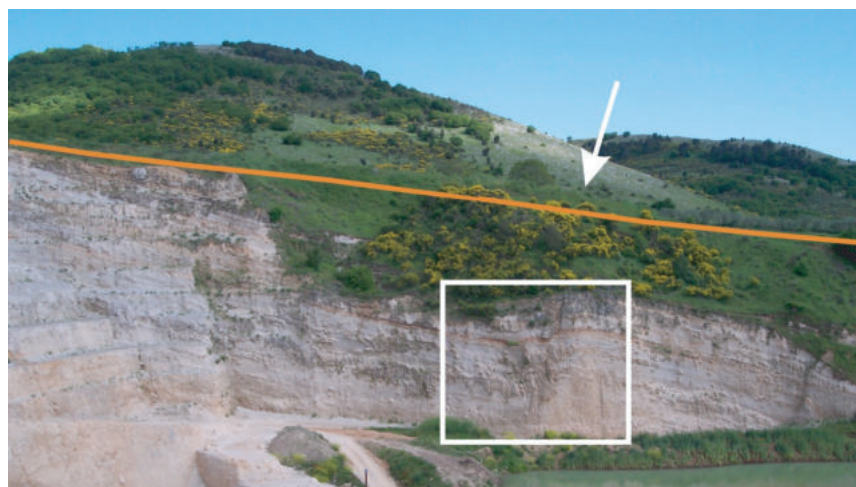
litofacies lacustre (PAD_e). I depositi lacustri affiorano in alcuni tagli artificiali e, a luoghi, lungo le sponde del F. Calore (affluente del F. Tanagro). La migliore esposizione si ha nelle pareti di una cava situata presso la sponda destra del F. Calore, ad est di Buonabitacolo, dove sono visibili alternanze tra argille e sabbie di colore grigio, con livelli di ghiaie fluviali. Il sondaggio eseguito in loc. Ponte Mesole ha rinvenuto, fino alla profondità di 24 m, alternanze tra argille e sabbie grigie, livelli torbosi nerastrati e livelli contenenti ghiaietto di dimensioni millimetriche. Da stratigrafie di sondaggi raccolte, i livelli superficiali del riempimento lacustre del Vallo risultano costituiti da depositi simili a quelli carotati; sondaggi relativi al territorio di Teggiano mostrano la diffusa presenza, al di sotto dei suoli attuali, di torbe ed argille ricche in materia organica che suggeriscono l'esistenza, in tempi recenti, di un ambiente palustre nel settore centro-settentrionale del Foglio.

litofacies alluvionale (PAD_b). I depositi di conoide alluvionale affiorano in diversi tagli artificiali (pareti di cava, scavi di fondazioni, nuovi tagli autostradali) rinvenuti lungo la fascia orientale del Vallo, presso Sassano e ad ovest di Teggiano, nel settore occidentale. Essi presentano una notevole variabilità nel grado di arrotondamento, tessitura e litologia dei clasti, riferibile alle diverse litologie dei terreni affioranti nei rispettivi bacini alimentatori, oltre che alla prossimalità/distalità dei depositi. Ad esempio, nell'area a sudest di Padula (dove i bacini alimentatori sono principalmente impostati nelle successioni lagonegresi) i clasti hanno litologia essenzialmente silico-carbonatica e basso grado di sfericità. I clasti sono fortemente poligenici nel caso di altri bacini impostati su substrato più eterogeneo, come quello del torrente Fabbriatore che alimenta la conoide di Padula. Lo scavo che ha riportato alla luce la cinta muraria della Certosa espone i depositi della zona prossimale di questa conoide, che sono costituiti da ghiaie ben arrotondate, di dimensioni variabili da centimetriche a decimetriche, con matrice subordinata. Nell'area di Sala Consilina (nordest del Foglio) i clasti, prevalentemente calcareo-dolomitici, risultano meno arrotondati dove la componente dolomitica è più abbondante: le esposizioni, in pareti di cave e scavi di fondazioni, delle conoidi su cui sorge Sala Consilina mostrano che queste sono principalmente costituite da ghiaie scarsamente arrotondate con matrice limo-sabbiosa marrone chiaro; i depositi sono ben stratificati presentando alternanze di livelli con strutture trattive e stratificazioni piano-parallele, con livelli privi di strutture e disposizione caotica dei clasti riferibili a trasporto in massa. Questi caratteri, imputabili al breve trasporto subito dai depositi (alimentati da piccoli bacini) e alla deposizione ad opera di torrenti con lama d'acqua sottile, potrebbero riflettere un controllo climatico, costituendo l'effetto dell'alta produzione detritica legata all'ultimo glaciale. Nella zona a sud di Sala Consilina, alcune esposizioni dei depositi costituenti i lobi più recenti delle conoidi quiescenti dei valloni S. Maria degli Olivi e S. Angelo mostrano depositi generalmente massivi, sostenuti da matrice limo-sabbiosa bruna molto abbondante, in cui le ghiaie sono ben arrotondate e fortemente eterometriche. Caratteri simili contraddistinguono anche i depositi delle conoidi di Valle Cupa e Vallone Sinagoga, a sud di Teggiano, e di quella del torrente Zia Francesca a Sassano; questi depositi, che testimoniano la presenza di coltri alteritiche diffuse sui versanti, possono essere riferite all'aggradazione olocenica.

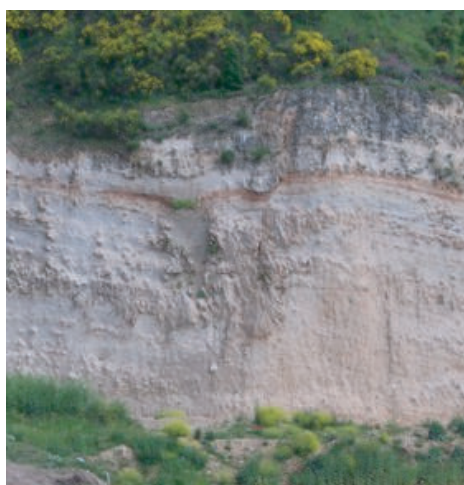
SINTEMA DI BUONABITACOLO (BUO). È costituito da depositi di ambiente lacustre, a luoghi intercalati da ghiaie fluviali, e depositi di conoide alluvionale che si rinvengono in affioramento ed, in sondaggi, nel sottosuolo del Vallo di Diano fino ad almeno 200 m di profondità. Passaggi laterali tra le due litofacies prevalenti sono desumibili da alcuni affioramenti (dintorni di Buonabitacolo) e ipotizzabili dalle stratigrafie di sondaggi; queste permettono anche di ipotizzare, presso il

margine occidentale, passaggi laterali tra depositi lacustri e accumuli di breccie. I depositi in facies di conoide alluvionale affiorano diffusamente lungo il margine orientale del Vallo, dove risultano sollevati da faglie ad orientazione N140E. Nella zona ad est di Sala Consilina anche piani a direzione E-O contribuiscono alle dislocazioni; in questa stessa area, i depositi (che si rinvencono sospesi fino a circa 200 m sulla piana) sono riferibili ad almeno tre generazioni di conoidi alluvionali, tra loro incastrate e separate da piani di faglia, correlabili a diverse fasi di ribassamento di questo settore del bacino. In diversi tagli (quelli ubicati intorno a Buonabitacolo e ad est di Sanza) e pareti di cave situate ad est e sud-est di Sala Consilina, si osserva che i depositi di conoide sono dislocati e trascinati da faglie (prevalentemente orientate NO-SE ed E-O) che, a luoghi, ne variano la giacitura (fig. 12). Tra Buonabitacolo e Montesano Scalo si rinvencono gli unici affioramenti dei depositi in facies lacustre. Questi sono caratterizzati dalla presenza di livelli fossiliferi: SANTANGELO (1991) segnala la presenza, in essi, di associazioni di molluschi dulcicoli - *Dreissena polymorpha* (Pallas), *Pisidium* cfr. *annicum* (Müller), *Planorbis* sp., *Valvata piscinalis* (Müller), *Bythinia* sp., *Nematurella subovata* Settepassi - e ostracodi - *Candona* sp., *Ilyocypris gibba* (Ramdohr). Questi depositi presentano giaciture diverse, anche se di pochi gradi (10-15), dall'orizzontale, e sono interessati dalla presenza di fratture e dislocati, con rigetti di ordine decimetrico, da faglie ad orientazione prevalentemente appenninica ed E-O. La superficie-limite inferiore del *sintema di Buonabitacolo* coincide con quella del supersintema che lo include. La superficie-limite superiore nel sottosuolo non è ricostruibile; essa è interpretata (almeno per il settore meridionale) come una superficie di erosione sepolta dai depositi dal *sintema della Certosa di Padula*. In corrispondenza del perimetro orientale e meridionale della piana la superficie superiore coincide con piani di faglia rimodellati, suturati da **PAD**; lungo il margine nord-orientale e meridionale del bacino essa è a luoghi sepolta da depositi di versante (**b₇**, **a** e **a_{3b}**) mentre più frequentemente coincide con la superficie topografica. In questi casi, essa coincide con forme di accumulo, quali superfici di aggradazione lacustre e di conoide, rimodellate; con forme di erosione lineare, quali scarpate di terrazzi; con forme di origine tettonica, ovvero scarpate di faglia; dove impostata sui depositi di conoide più alti ed antichi, con forme di erosione areale, quali lembi di *glacis* pedemontano. Dove meno rimodellata, ovvero in corrispondenza dei più estesi lembi a basso gradiente, la superficie superiore è marcata da profondi profili di alterazione (spessori intorno a 2 m) (fig. 13) che, sui terrazzi di Buonabitacolo, coincidono con suoli plintitici rosso-arancio a screziature grigio-biancastre.

L'età del sintema è compresa tra il Pleistocene inferiore della base e parte del Pleistocene medio. In particolare, esso include lo spessore di argille del Sondaggio 1 (fig. 10) che hanno età compresa tra 650 e 450 ky (KARNER *et alii*, 1999). Un vincolo di età relativa per il tetto è stato ottenuto dalle argille terrazzate presso



a



b

Fig. 12 - a) I depositi di conoide alluvionale del sistema di Buonabitacolo in una delle pareti della cava ubicata in destra del Vallone S. Angelo. La linea arancione evidenzia la superficie topografica che taglia in discordanza i depositi della conoide. Il riquadro corrisponde all'area ingrandita in b. b) Particolare dell'immagine a: si noti la dislocazione dei depositi lungo la faglia, che ha orientazione circa appenninica.

Buonabitacolo, la cui composizione floristica presenta un carattere più moderno rispetto a quella riscontrata nelle argille del Sondaggio 1, permettendo di riferirle ad un periodo interglaciale correlabile allo stadio 11 della stratigrafia isotopica dell'ossigeno (ASCIONE *et alii*, 2000). In tale ipotesi, il tetto della successione avrebbe età intorno a 300 ky.



Fig. 13 - L'articolata superficie di alterazione dei conglomerati di conoide del sistema di Buonabitacolo nella cava in destra del Vallone S. Angelo.

litofacies lacustre (BUO_{e2}). I depositi riferibili ad ambiente lacustre affiorano, terrazzati intorno a + 25 m, tra Buonabitacolo e Montesano Scalo dove sono stati estesamente esposti con gli sbancamenti effettuati per la costruzione del nuovo svincolo autostradale dell'A3. Essi sono costituiti da argille grigie, a luoghi alternate a livelli limo-sabbiosi e con rare lenti di ghiaie fluviali, e caratterizzati dalla presenza di livelli fossiliferi (molluschi dulcicoli e ostracodi; SANTANGELO, 1991) e piroclastici (Fig.14), questi ultimi fortemente alterati e rubefatti. La presenza nel sottosuolo di depositi assimilabili, per la facies, a quelli descritti è documentata dalle stratigrafie di numerosi tra i sondaggi più profondi.

litofacies alluvionale (BUO_p). I depositi alluvionali, che affiorano lungo il fianco orientale del Vallo, presso Buonabitacolo ed in limitati affioramenti ubicati nella depressione di Sanza, sono essenzialmente riferibili ad ambiente di conoide alluvionale; ad ambiente fluviale sono riferibili le ghiaie a clasti poligenici e centimetrici che, a sud dei terrazzi di Buonabitacolo, ricoprono i depositi pelitici lacustri. Composizione, tessitura e forma dei clasti variano da luogo a luogo, riflettendo la natura dei terreni affioranti nei diversi bacini alimentatori: intorno a Padula i depositi sono costituiti da clasti eterometrici e con diverso grado di arrotondamento, la cui litologia denuncia un'alimentazione prevalente da diverse unità lagonegresi; presso Buonabitacolo e nella depressione di Sanza sono costituiti da clasti prevalentemente decimetrici, ben arrotondati e poligenici; ad est di Sala



Fig. 14 - I depositi lacustri del sistema di Buonabitacolo (BUOe₂). a) argille con frammenti di gusci di molluschi. b) alternanze di argille e limi con sottili livelli piroclastici rubefatti.





Fig. 15 - I depositi di conoide alluvionale del sintema di Buonabitacolo affioranti ad est di Sala Consilina, in appoggio sulle dolomie biancastre.

Consilina sono costituiti da conglomerati e ghiaie a clasti calcareo-dolomitici, da centimetrici a decimetrici (ma con presenza di blocchi di grandi dimensioni), poco arrotondati, con matrice limosa biancastra (fig. 15). Le diverse generazioni di conoidi affioranti a sud-est di Sala Consilina, sono caratterizzate da clasti poligenici (quelli carbonatici sono prevalenti), ben arrotondati, con matrice da sabbiosa a sabbioso-limosa; una cava ubicata in destra del Vallone S. Angelo (fig. 12) espone per circa 30 m questi depositi ben stratificati, che mostrano alternanze tra intervalli con assenza di selezione granulometrica e disposizione caotica dei clasti, riferibili a trasporto in massa, ed intervalli (che tendono a divenire prevalenti verso l'alto) caratterizzati da stratificazione parallela ed incrociata, che testimoniano un ambiente con diffuse barre ghiaiose. È possibile attribuire a questa unità anche i depositi clastici grossolani segnalati in profondità, nel sottosuolo, in prossimità dello sbocco nel Vallo dei principali corsi provenienti dal margine occidentale.

4.1.2. - Bacino di Sanza – Valle del Fiume Bussento

SINTEMA DEL FIUME BUSSENTO (USN). Include i depositi alluvionali, palustri ed eluvio-colluviali presenti nell'area intorno a Sanza e nell'alto bacino del F. Bussento (depressione di Sanza, *cfr.* Cap. VI). Riguardo all'età, la base viene ascritta alla parte alta del Pleistocene medio: i suoi depositi seppelliscono quelli del *sintema di Buonabitacolo* (**BUO**) e si incastrano nel ripiano di 570 m, coevo di questi ultimi, che separa la depressione di Sanza dal Vallo di Diano (*cfr.* § VI.2); il tetto è ascrivibile all'Attuale. In **USN** sono distinti due subsintemi tra loro incastrati, denominati del Vallone Secco (**USN₁**) il più antico e di Sanza (**USN₂**) il più recente. La superficie-limite inferiore è di tipo erosionale, modellata su diverse

unità pre-quadernarie e su **BUO**; essa è data da forme di tipo prevalentemente lineare e, subordinatamente, areale (*glacis* pedemontani) anche di origine tettonica. Tra queste ultime rientra la scarpata di faglia meridionale del massiccio del M. Cervati, la cui faglia basale è suturata dai depositi che, oltre a poggiarvi, si incuneano profondamente entro le valli che la solcano. La superficie-limite superiore coincide frequentemente con la superficie topografica e consiste in forme di accumulo rimodellate e sospese in misura variabile a seconda che essa sia impostata su **USN₁** ovvero su **USN₂**; in prossimità del piede dei pendii che circondano il basso di Sanza, risulta coperta da depositi di versante (**b₇** o **a**).

Subsistema di Sanza (USN₂). Questa unità comprende i depositi alluvionali più recenti della depressione di Sanza – Valle del F. Bussento. La loro deposizione ha seguito una fase in cui, nell'area, i livelli di base si sono approfonditi e ridelineati: parte delle linee di drenaggio è stata dirottata verso il sottosuolo, trovando recapito negli inghiottitoi delle grotte del Lago e Riotorto. La superficie-limite inferiore è data essenzialmente da forme di erosione lineare, modellate su diverse unità pre-quadernarie, su **BUO** e su **USN₁**. La superficie-limite superiore coincide con forme di accumulo, solo a luoghi debolmente rimodellate dall'erosione con forme di tipo lineare (scarpate di terrazzi fluviali e di conoide) e, in questi casi, sospese di pochi metri sugli alvei; essa coincide in massima parte con la superficie topografica, risultando marcata da suoli di spessore metrico; solo raramente è coperta da **b₇**.

Riguardo all'età, si osserva che i depositi di questa unità si rinvencono incastriati in valli e conche carsiche modellate su **USN₁**, lasciando presumere per la base un'età Pleistocene superiore: i depositi alluvionali potrebbero essere prevalentemente riferiti a fasi di aggradazione a controllo climatico (stadi e sottostadi freddi del Pleistocene superiore). Il tetto, dove coincidente con superfici dissecate, ha presumibilmente età olocenica, fino ad Attuale dove coincidente con superfici di accumulo sostanzialmente indissecate (fondi di conche carsiche e lobi di conoide).

Depositi alluvionali (USN_{2b}). I depositi alluvionali sono riferibili ad ambiente fluviale e di conoide. I primi, esposti lungo gli alvei, sono costituiti prevalentemente da ghiaie con matrice sabbiosa; i depositi di conoide sono caratterizzati dalla presenza di livelli ghiaiosi costituiti da clasti notevolmente eterometrici, di solito ben arrotondati, spesso immersi in abbondante matrice limoso-sabbiosa marrone, alternati a livelli a matrice prevalente. La litologia dei clasti è quasi esclusivamente carbonatica.

Coltri eluvio-colluviali (USN_{2b2}). Nel *polje* drenato dall'inghiottitoio Grotta del Lago esposizioni, di entità metrica, evidenziano la presenza di prodotti eluviali e depositi colluviali con intercalati limi nerastri. Passano in eteropia a depositi di conoide alluvionale (**USN_{2b}**).

Subsistema del Vallone Secco (USN₁). Include depositi alluvionali riferibili ad ambiente di conoide, costituiti da conglomerati e ghiaie con clasti a dominante

composizione carbonatica; ad ovest di Sanza, passano in eteropia a brecce di versante (**a_{3b}**). La facies dei depositi ed i rapporti con **a_{3b}**, suggeriscono che la deposizione di questa unità possa essere correlata a fasi di intensa produzione detritica dovuta a cause climatiche, ovvero a processi di gelifrazione sui versanti calcarei su cui sono impostati i bacini che alimentavano le conoidi. La superficie-limite inferiore, erosionale, coincide con quella del sintema che lo include. La superficie-limite superiore, frequentemente marcata, lungo articolati fronti di alterazione, da suoli di colore rosso scuro, è a luoghi coperta da depositi di versante (**b₇** o **a**) e da **USN₂**. Essa coincide con forme di accumulo da poco a molto rimodellate con forme di erosione di tipo lineare (scarpate di terrazzi) o areale, quali ripiani erosionali di origine carsica (individuabili a sud di Sanza mediamente alla quota di 450 m), sospese fino a circa 50 m sui livelli di base locali. È ipotizzabile che il modellamento dei citati ripiani erosionali sia stato favorito da difficoltà nel deflusso connesse con le fasi iniziali di incisione della forra che il F. Bussento taglia attraverso i calcari di M. Serra Piana.

Riguardo all'età, i rapporti con **BUO**, il grado di rimodellamento delle forme e l'entità della loro dissezione, nonché la diffusa presenza, in superficie, di articolati fronti di alterazione e suoli maturi, inducono ad ascrivere questa unità alla parte alta del Pleistocene medio.

4.2. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

Coltri eluvio-colluviali (b₂). Comprendono i prodotti residuali e le colluvioni costituenti i riempimenti delle doline e dei campi carsici che crivellano le dolci superfici erosionali/strutturali impostate sulle rocce calcaree e, con particolare fittezza, la sommità dei rilievi costituenti il massiccio del M. Cervati. Non è possibile assegnare un'età precisa a tali coltri: in molti casi, la loro relativa antichità è dimostrata dalla diffusa presenza di clasti insolubili di quarzareniti, riferibili a **BIF**, anche in conche situate ad alte quote (dove rimodellano le *Paleosuperfici* plioceniche), in aree nelle quali i terreni di questa formazione non affiorano più perché smantellati dall'erosione. L'età assegnata è pertanto Pleistocene-Attuale.

Detriti di falda (a_{3c}). Costituiti da detrito carbonatico grossolano, stratificato, con matrice limo-sabbiosa biancastra/rosata, formano accumuli non più in rapporto con i pendii alimentatori, oppure placche isolate lungo i versanti. Lungo il versante meridionale del massiccio del M. Cervati (pendii di Col di Lammardi, Monti di Vallivona e M. Cariusi), affiorano sospese fino a 900 m circa, per ritrovarsi, ribassate da faglie, alla sua base intorno a 600 m. Sui rilievi che bordano il Vallo di Diano, si rinvengono sollevate e sospese fino a centinaia di metri sul livello di base locale (lungo il versante sud-occidentale del M. Cavallo fino a circa

900 m) risultando, a luoghi, ruotate da faglie. La superficie-limite inferiore è di tipo erosionale, a luoghi data da ripiani che tagliano i calcari; la superficie-limite superiore è erosionale (le forme non sono conservate), a luoghi sepolta da depositi di versante più recenti (**b₇** e/o **a**). L'attribuzione al Pleistocene inferiore-medio è basata sui rapporti morfostratigrafici con forme e/o depositi cronologicamente inquadrati. Nell'ambito del bacino del Vallo di Diano, la loro deposizione è correlabile al modellamento delle scarpate di faglia generate durante le prime fasi, del Pleistocene iniziale, della disarticolazione tettonica dell'area, che nel prosieguo ne avrebbe causato il sollevamento. La deposizione dei corpi affioranti lungo il bordo meridionale del massiccio del M. Cervati si iscrive tra quella del *sintema di Rofrano* del Pliocene, i cui depositi affiorano, ribassati, ai piedi dello stesso versante, e quella del *subsintema del Vallone Secco* (cfr. **USN₁**), di età Pleistocene medio, che sostanzialmente sutura le dislocazioni lungo la faglia bordiera del massiccio.

Depositi alluvionali (b_c**).** Depositi conglomeratici, a luoghi ghiaie, a clasti carbonatici (subarrotondati e ben classati, da centimetrici a decimetrici) e matrice carbonatica; presentano strutture trattive e stratificazioni incrociate e sono riferibili a due antichi apparati di conoide alluvionale. I depositi affioranti nella valle del Fosso di Pruno (ai piedi del M. Rotondo), sono disarticolati da piani di fratturazione e faglie che, oltre a variarne la giacitura, ne hanno ribassato il piede verso il Fosso di Pruno. Un altro antico apparato di conoide, presente ad E del Piano di Campolongo (tra la Cima di Mercori e il M. Rotondo) è stato sospeso con l'approfondimento carsico del Piano e decapitato per l'incisione del Vallone dei Maglianesi – Scaloppini. Questi depositi poggiano, su superficie erosionale, su diverse unità pre-aternarie; la superficie-limite superiore, a luoghi coperta da **a**, **b_a** e **b_b**, è fortemente erosa e dissecata. Per il grado di erosione e dissezione delle originarie forme deposizionali, essi possono essere ascritti alla parte bassa del Pleistocene medio, o addirittura al Pleistocene inferiore.

Detriti di falda (a_{3b}**).** Ai piedi dei pendii carbonatici sono presenti falde detritiche dissecate e sospese fino a qualche decina di metri rispetto ai livelli di base locali. I depositi, a luoghi cementati, sono generalmente stratificati e caratterizzati da matrice includente minerali di origine piroclastica. In alcuni casi, tuttavia, essi sono massivi e presentano disposizione caotica dei clasti, tra i quali possono essere presenti blocchi di grandi dimensioni (ordine dei metri cubi), a denunciare l'intervento di fenomeni di crollo da scarpate instabili. Ciò si osserva, ad esempio, negli affioramenti della valle del F. Bianco su cui si affaccia il ripido versante settentrionale del M. Cervati, dove i blocchi, talvolta costituiti da pacchi di strati carbonatici, sono particolarmente abbondanti. Talvolta, le due facies coesistono nel medesimo corpo, come alla base del versante nord delle Serre di Campo So-

prano (dorsale del M. Motola) dove un fronte di cava espone una sezione costituita, dal basso, da detrito caotico fortemente eterometrico (derivante da crolli che inizialmente interessavano il ripido, neo-esumato, segmento della scarpata di linea di faglia), coperto da detrito clinostratificato che si raccorda alla sovrastante porzione denudazionale del pendio. Nella depressione di Sanza, passano in eteropia ai depositi in facies di conoide alluvionale di **USN₁**. La superficie-limite inferiore è erosionale, modellata su diverse unità pre-quaternarie. La superficie-limite superiore, che a luoghi è coperta da depositi di versante più recenti (**b₇** o **a**), coincide altrove con la superficie topografica, presentando fronti di alterazione di spessore metrico: in questi casi essa coincide con forme di accumulo (falde e con) dissecate e rimodellate. In alcuni casi le forme non sono conservate: dove poggianti su substrato terrigeno, i depositi risultano sganciati dai versanti alimentatori, ruotati e talvolta scompaginati da movimenti gravitativi. Ciò si rileva, ad esempio, presso l'abitato di Monte San Giacomo e nella valle del F. Bianco: qui gli accumuli - corrispondenti a parte dei depositi mappati come morene nel Foglio 209 Vallo della Lucania (SERV. GEOL. IT., 1969) e nel Foglio 210, Lauria (SERV. GEOL. IT., 1970) - costituiscono tra 1350 e circa 1000 m di quota ammassi isolati, assimilabili a dolci colline di 5-10 m di altezza. Nella zona intorno a Sanza, questi depositi passano in eteropia ai depositi di conoide alluvionale del *subsistema del Vallone Secco* (**USN₁**). Sulla base di criteri morfostratigrafici e della facies dei corpi stratificati (interpretabili come il prodotto di gelificazione), questi depositi possono essere attribuiti al Pleistocene medio; in qualche caso, è ipotizzabile che la loro età si spinga ad includere le fasi fredde del Pleistocene superiore.

Depositi glaciali (c₁). Ai piedi dei versanti settentrionali del M. Cervati e della Cima di Mercori si rinvengono, tra 1500 e circa 1350 m di quota, accumuli caotici costituiti da detrito carbonatico a spigoli vivi fortemente eterometrico, con matrice sabbiosa carbonatica. La superficie-limite inferiore, erosionale, è modellata su diverse unità pre-quaternarie; la superficie-limite superiore, a luoghi coperta da **a**, coincide con la superficie di accumulo debolmente rimodellata dall'erosione. La facies di questi depositi e la presenza di tracce di modellamento glaciale nell'area (*cfr.* il circo a nord della cima del M. Cervati) permettono di interpretare questi detriti come di origine glaciale, probabilmente derivanti da accumuli al piede di ghiacciai di pendio. Riguardo all'età, questi depositi vengono riferiti all'ultima espansione glaciale, che ha lasciato vistose tracce anche su altri massicci dell'Italia meridionale (M. Sirino, Monti del Matese, M. Pollino) e pertanto ascritti al Pleistocene superiore.

Depositi da debris flow (b₄). In asse e in sinistra della valle del F. Bianco, sulla quale si affaccia il versante settentrionale del M. Cervati, tra circa 1100 e 950 m di quota, sono presenti depositi detritici massivi e privi di strutture, costituiti

da clasti carbonatici eterometrici e spigolosi, con un'abbondante matrice da limo-sabbiosa ad argillosa, a luoghi prevalente. La superficie-limite inferiore, erosionale ed articolata da forme di tipo lineare (paleovalli) è modellata su diverse unità terrigene. La superficie-limite superiore corrisponde alla superficie di accumulo debolmente rimodellata da forme di erosione lineare che, di solito, seguono il contatto tra questi depositi ed il loro substrato; essa è anche articolata da terrazzetti e contropendenze che denunciano la rimobilizzazione dei depositi per movimenti franosi. Riguardo ai meccanismi di messa in posto, si ritiene che questi depositi - corrispondenti a parte di quelli interpretati come glaciali nel Foglio 209 Vallo della Lucania (SERV. GEOL. IT., 1969) e nel Foglio 210, Lauria (SERV. GEOL. IT., 1970) - rappresentino il prodotto di processi di trasporto in massa, quali *debris flow*, entro paleovalli, rimobilizzanti accumuli detritici presenti nell'area (cfr. **c1** e **a3b**). La posizione geomorfologica e i rapporti con le altre unità quaternarie affioranti nell'area inducono ad ascrivere questi depositi al Pleistocene superiore.

Depositi di frane antiche e recenti (a_{1b}). Accumuli di frane evolute rispettivamente in regimi morfoclimatici precedenti a quello attuale o in condizioni morfologiche e climatiche simili a quelle attuali, costituiti da pezzame litoide eterometrico generalmente con matrice limoso-argillosa. Derivano da processi di trasporto in massa dei terreni argillosi delle unità dei domini interni, delle le coltri di alterazione e/o detritico-colluviali dei terreni del *Gruppo del Cilento* e, subordinatamente, dei terreni di substrato non alterato delle stesse. Lo stato di attività è variabile da relitto a stabilizzato a quiescente (WP/WLI, 1993b.). L'età è riferibile al Pleistocene superiore – Olocene

Depositi alluvionali (b_b). Sono riferibili ad ambiente fluviale e di conoide alluvionale. I depositi fluviali, non sempre cartografabili, sono prevalentemente ghiaiosi e sabbioso-ghiaiosi, a luoghi con presenza di blocchi. I depositi di conoide alluvionale presentano livelli ghiaiosi costituiti da clasti eterometrici, di solito ben arrotondati, e spesso immersi in abbondante matrice limoso-sabbiosa marrone, alternati a livelli in cui la matrice è prevalente. L'abbondanza della matrice suggerisce che essi si siano depositi dopo la fine delle fasi fredde quaternarie, quando i versanti alimentatori erano già stabilizzati e coperti da suoli. La superficie limite inferiore è erosionale, su diverse unità pre-quaternarie e quaternarie. La superficie-limite superiore, solo a luoghi sepolta da **b₇** o **a**, coincide in genere con la superficie topografica, risultando marcata da suoli marroni con spessori nell'ordine del metro ed, a luoghi, stabilizzata da vegetazione boschiva. Le forme di accumulo sono debolmente disseccate ed i risultanti terrazzi risultano sospesi di pochi metri sui livelli di base locali. Il buon grado di conservazione delle forme e la debole dissezione che le interessa suggeriscono di ascrivere questi depositi al Pleistocene superiore - Olocene.

Depositi di versante (a). Depositi detritico-colluviali ricorrono diffusamente in forma di falde e coni lungo e alla base di pendii su cui è presente una coltre alteritica, ma che mostrano pendenze relativamente alte e, in alcuni casi, scarpate e cornici litologiche. Esempi ne sono gli alti versanti di linea di faglia che bordano verso sud-ovest i monti Calvello, Caravello, Rotondo, Faiatella, e verso sud il M. Motola, ma anche, ad esempio, gli alti e ripidi fianchi delle forre che dissecano i rilievi calcarei. Come per **b₇**, dei depositi poggianti lungo i versanti sono state cartografate solo le placche aventi spessori maggiori e/o più estese. La superficie superiore coincide con la superficie topografica ed è data da forme di accumulo, a luoghi dissecate, e coperte da suoli bruni e vegetazione generalmente di tipo boschivo. L'età assegnata a questi depositi, presumibilmente messi in posto nel tardi-glaciale e nel post-glaciale, è Pleistocene superiore – Olocene.

Depositi colluviali (b₇). Coltri e falde di colluvioni sono diffusamente presenti ai piedi di pendii addolciti dall'erosione, nonché sui ripiani erosionali sospesi lungo i versanti. Sono costituite da suoli risedimentati, spesso bruno-rossastri, con tessitura argilloso-limoso-sabbiosa, cui si intercalano livelli di detrito, talvolta includente resti ceramici e generalmente organizzato in *stone lines*. Ad incrementare lo spessore di tali coltri deve aver contribuito anche la risedimentazione di depositi piroclastici accumulatisi sui versanti, come suggerisce la presenza, a luoghi, di livelli di ceneri di ordine decimetrico. Dei depositi poggianti lungo i versanti sono state, per ragioni di scala, cartografate solo le placche aventi spessori maggiori e/o più estese (in quest'ultimo caso, talvolta solo in parte). La superficie-limite inferiore è erosionale; la superficie-limite superiore coincide con la superficie topografica, ed è costituita da forme di accumulo a luoghi dissecate e marcate da suoli bruni e vegetazione, generalmente di tipo boschivo. Si tratta di accumuli messi in posto dopo le fasi tardoquaternarie di intensa gelificazione. L'età è riferibile al Pleistocene superiore - Olocene

Depositi detritici (a_{3a}). Sono costituiti da clasti prevalentemente grossolani (ciottoli e blocchi) a spigoli vivi, con matrice scarsa o assente, generalmente caratterizzati da struttura *open work*. Gli accumuli, ancora attivi, formano falde e coni alla base di ripide scarpate in arretramento parallelo la cui pendenza è mantenuta alta da condizioni litologico-strutturali favorevoli, quali l'intensa fratturazione delle rocce carbonatiche (versanti meridionale del M. Vivo e settentrionale del M. Cervati) o la sovrapposizione di banchi arenaceo-conglomeratici su strati a componente argillosa (M. Sacro, dove i blocchi raggiungono dimensioni di diversi metri cubi); inoltre, la produzione detritica è intensificata dalla degradazione fisica più energica alle alte quote (> 1000 m). Tentativamente, viene ad essi assegnata età Pleistocene superiore - Attuale.

Depositi di frana (a_{1a}). Accumuli di frane in evoluzione nelle attuali condizioni morfologiche e climatiche, costituiti da pezzame litoide eterometrico generalmente con matrice limoso-argillosa prevalente. Derivano da processi di trasporto in massa prevalentemente: dei terreni argillosi delle unità dei domini interni, provenienti in gran parte dall'alterazione delle stesse; delle coltri di alterazione e/o detritico-colluviali dei terreni del *Gruppo del Cilento*; dei depositi di frane antiche o recenti. Lo stato di attività è generalmente variabile da attivo a sospeso a quiescente (WP/WLI, 1993). L'età di questi depositi è riferibile a partire dall'Olocene

Depositi fluviali degli alvei attuali (b_a). Depositi fluviali e fluvio-torrentizi delle golene e degli alvei in corso di formazione. Sono costituiti prevalentemente da ghiaie e sabbie, a luoghi con presenza di blocchi di grandi dimensioni. Per problemi di scala, la rappresentazione cartografica di questi depositi è stata eseguita solo a luoghi; più frequentemente, essi sono stati inclusi in b_b . L'età è riferibile all'Olocene – Attuale.

SINTEMA DEL FIUME FARAONE (TFN). Nel bacino del F. Faraone e in placche isolate nell'area sud-occidentale del Foglio, fino alla quota di 580 m, affiorano conglomerati e ghiaie massivi, spesso con grandi blocchi e subordinata matrice sabbioso-ghiaiosa; i clasti, ben arrotondati, sono prevalentemente caratterizzati da litologia arenaceo-conglomeratica. Questi depositi si rinvengono in appoggio su una superficie erosionale sviluppata su diverse unità pre-quadernarie, ed affiorano fortemente dissecati e sospesi sui livelli di base locali, spesso a costituire crinali: nei casi di migliore esposizione è possibile evidenziare il fenomeno di inversione del rilievo. La superficie-limite superiore, sempre erosionale, è, a luoghi, marcata da intensa alterazione. Tali depositi derivano dalla rielaborazione di quelli del *sintema di Rofrano*, principalmente per trasporto e risedimentazione di questi ultimi ad opera di acque incanalate.

Riguardo all'età, i seguenti elementi inducono ad ascrivere il *sintema del Fiume Faraone* al Pleistocene inferiore: *i*) i rapporti con il *sintema di Rofrano* e con i depositi del Pleistocene medio (che vi si incastrano morfologicamente); *ii*) lo sganciamento rispetto alle attuali linee di drenaggio; *iii*) l'affiorare a quote relativamente elevate rispetto ai livelli di base locali.

SINTEMA DI MONTE VIVO (BVV). Costituito da breccie carbonatiche stratificate, a clasti grossolani e con matrice limoso-sabbiosa, affiora alla base del versante meridionale del M. Vivo, nel tratto centrale della dorsale del M. Motola, intorno alla quota di 1000 m. Le breccie sono lievemente sganciate dal pendio alimentatore, risultando dislocate da faglie e disarticolate per movimenti gravitativi che ne hanno interessato il substrato terrigeno. La superficie-limite inferiore, di tipo ero-

sionale, è data in parte dalla scarpata strutturale del M. Vivo, ed in parte coincide con uno dei lembi dei più alti tra i dolci paesaggi erosionali relitti (*Paleosuperfici Auct.* cfr. Cap. VI) dell'intera regione cilentana. La superficie-limite superiore, che a luoghi è coperta da depositi di versante più recenti (**a**), è di tipo erosionale ed il deposito non conserva la forma.

Riguardo all'età, l'appoggio su di un lembo delle *Paleosuperfici Auct.*, suggerisce per essi probabilmente il Pliocene superiore.

SINTEMA DI ROFRANO (ROF). Nei quadranti sud-occidentali dell'area si rinven-
gono, fino ad alte quote (circa 1000 m), depositi detritici costituiti da clasti
con litologia arenaceo-conglomeratica (nella valle del Bussento sono presenti
rarissimi ciottoli carbonatici), fortemente eterometrici (dal centimetro fino ad
alcuni metri cubi, con prevalenza di questi ultimi), con una matrice, di solito
abbondante, da sabbiosa grossolana a siltosa. Il deposito, a luoghi cementato e di
regola massivo, presenta frequentemente una disposizione caotica dei clasti. La
litologia dei clasti e della matrice denuncia una alimentazione dalle formazioni di
Monte Sacro e del *Gruppo del Cilento*; il loro buon grado di arrotondamento (va-
lutato, in media, in 0.7) e l'intensa alterazione vengono attribuiti da GUIDA *et alii*
(1980) ad esfoliazione post-deposizionale (essi sono prevalentemente costituiti
da arenarie immature ricche in feldspato) più che alle modalità del trasporto, in-
terpretato come prevalentemente in massa entro paleovalli, su aree pedemontane.
Affiorano fortemente dissecati e sospesi sui livelli di base attuali, risultando pres-
soché ovunque in forte disequilibrio con il paesaggio: nell'area dei monti Sacro
e Centaurino si rilevano frequenti casi di inversione del rilievo. Gli affioramenti
altimetricamente più bassi dell'area sono quelli della valle del Bussento, dove i
conglomerati risultano ribassati da faglie. La superficie-limite inferiore è di tipo
erosionale, modellata su diverse formazioni afferenti al *Gruppo del Cilento*, alle
unità interne e, nella valle del Bussento, all'*Unità Alburno-Cervati-Pollino*. La
superficie-limite superiore, di tipo erosionale, coincide frequentemente con forme
di erosione lineare (scarpate di terrazzi e fianchi vallivi) e, in qualche caso, con
ripiani erosionali, come quelli che nella valle del F. Bussento a 450 m di quota li
tagliano insieme al loro substrato carbonatico. Dove più estese e stabili, le super-
fici superiori sono marcate da paleosuoli plintitici rosso-arancio, spesso sepolti da
suoli rosso-bruni o da detriti di versante (**a**, **b₇**); a luoghi i depositi sono coperti da
depositi di conoide (**b_c** e **USN₁**) e fluviali (**b_a** e **b_b**). I depositi del *sintema di Ro-*
frano corrispondono a quelli noti in letteratura come *Conglomerati di Centola*.

Riguardo all'età, i seguenti elementi inducono ad attribuire il *sintema di Ro-*
frano al Pliocene: *i*) lo slegamento rispetto ai lineamenti del paesaggio attuale;
ii) il coinvolgimento in dislocazioni di entità ettometrica, che non interessano le
unità che vi si incastrano o lo ricoprono; *iii*) la litologia dei clasti, che indica una
pressoché esclusiva alimentazione dalle successioni più alte dell'area (*Gruppo*

del Cilento); iv) l'estrema rarità di ciottoli carbonatici, che può spiegarsi con la mancanza, o con la ridotta presenza, in affioramento delle successioni carbonatiche, ed induce a ritenere la sua deposizione anteriore alla venuta a giorno dei calcari (avvenuta grazie al concorso di erosione selettiva delle coperture terrigene e disarticolazioni verticali, fenomeni inquadrabili, sia a scala locale che regionale, soprattutto nel Quaternario; *cf.* Cap. VI); v) la correlabilità, basata sulla facies e sulla posizione morfostratigrafica, con gli analoghi depositi affioranti nell'area di Centola - M. Bulgheria.

V TETTONICA

1. - CARATTERI DEFORMATIVI GENERALI DELL'AREA

La struttura geologica dell'area compresa nel Foglio 504 Sala Consilina è caratterizzata dalla presenza di più unità tettoniche sovrapposte durante la tetto-genesi neogenica e vistosamente smembrate dagli eventi deformativi successivi, espressi da faglie plio-quadernarie ad alto angolo con diverse orientazioni e cinematiche. Viene così configurato un settore di catena a pieghe e sovrascorrimenti, dislocato in maniera complessa dalla più recente strutturazione trascorrente ed estensionale (fig. 16). Le successioni di piattaforma carbonatica presenti nel Foglio possono essere riunite in due principali unità: i) *Unità Alburno-Cervati-Pollino* (cfr. BONARDI *et alii*, 1992b, in parziale sinonimia con SCANDONE, 1972, e D'ARGENIO *et alii*, 1973, 1975b), rappresentata da una successione carbonatica meso-cenozoica in facies di piattaforma; ii) *Unità dei Monti della Maddalena* (corrispondente alla *Unità Monte Marzano - Monti della Maddalena* di BONARDI *et alii*, 1992b), costituita da terreni carbonatici mesozoico-terziari in facies di transizione piattaforma-bacino. Queste unità sono a loro volta strutturate in più unità minori separate da sovrascorrimenti. Tra le successioni di bacino vengono distinte le *Unità interne* e le successioni pelagiche di tipo lagonegrese (*Unità Lagonegro II* di SCANDONE, 1968, 1971, 1972, *Unità di Monte Arioso p.p.* di PESCATORE *et alii*, 1992, 1999). Nello schema della figura 17 sono riportati i principali rapporti geometrici tra le diverse unità; questi sono nella realtà molto più complessi a causa della sovrapposizione di ripetuti eventi deformativi e gravitativi. Più in generale, nell'area rilevata si riconoscono le seguenti grandi unità strutturali a partire da quella geometricamente più alta.

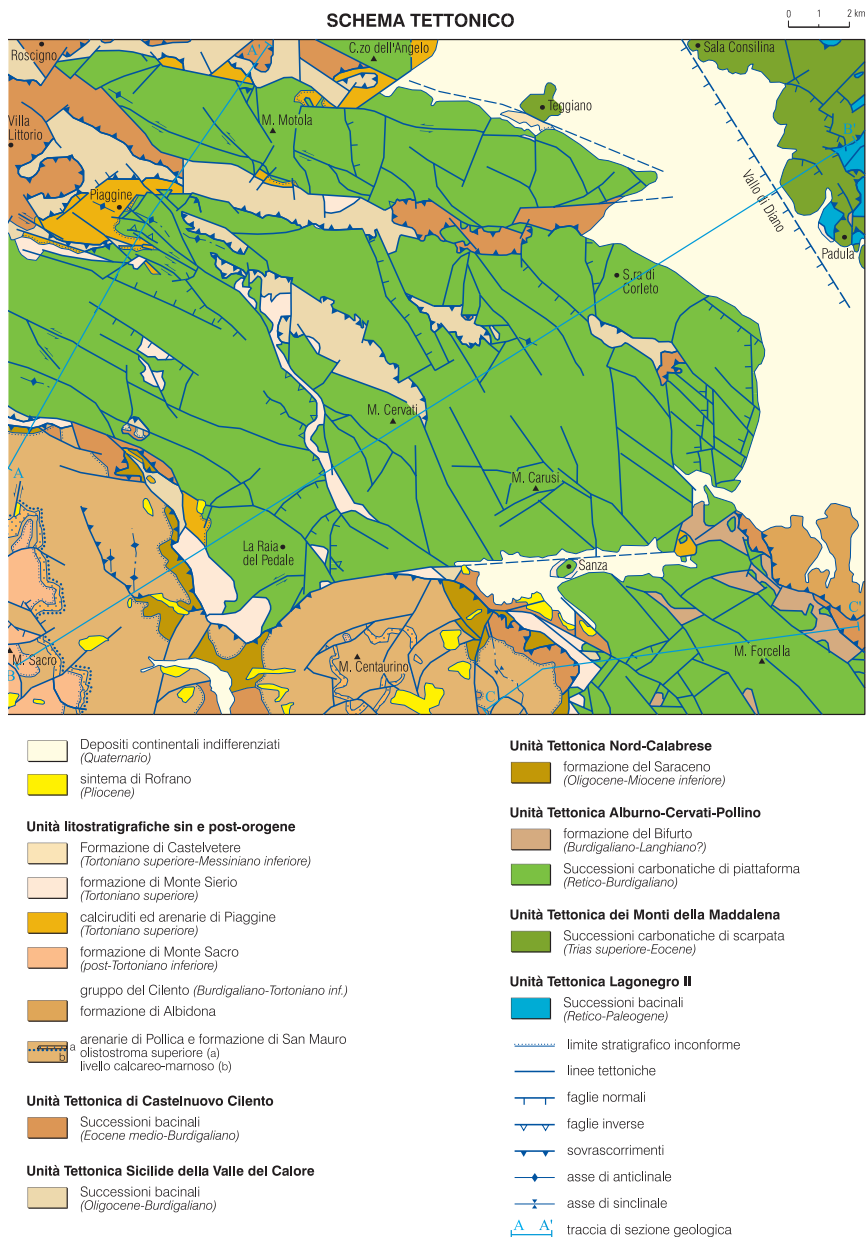


Fig. 16 - Schema strutturale dell'area del Foglio 504 Sala Consilina.

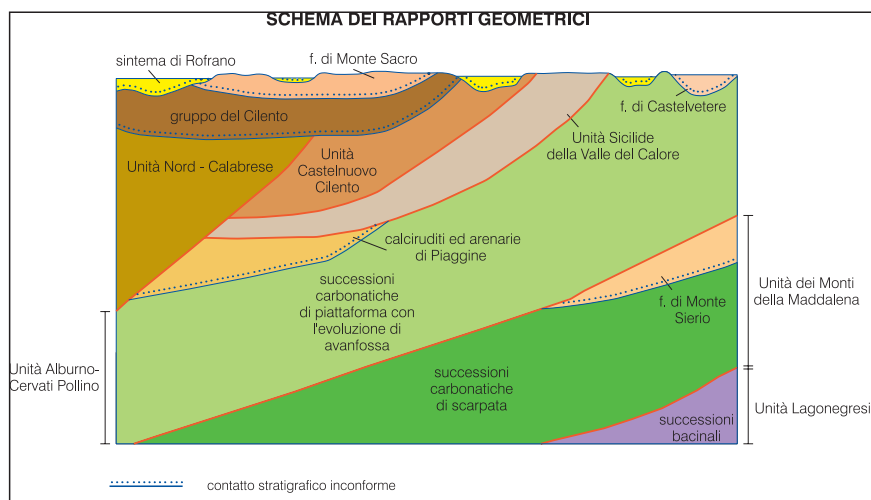


Fig. 17- Schema delle geometrie delle principali unità tettoniche presenti nel Foglio Sala Consilina.

Unità interne - Occupano il settore meridionale del Foglio e parte del bordo occidentale. Sono costituite da terreni afferenti a successioni bacinali riferite a diverse unità interne (*Unità Tettonica Castelnuevo Cilento* e *Unità Tettonica Sicilide della Valle del Calore*, come codificate nel Foglio 504 Sala Consilina, e *Unità Nord-Calabrese*, *sensu* BONARDI *et alii*, 1992a) e al *Gruppo del Cilento* (AMORE *et alii*, 1992), interessate da deformazione plicativa sia alla scala mesoscopica che a quella cartografica. Alcune strutture plicative mostrano fenomeni di interferenza denunciati almeno due episodi di piegamento, che hanno ad esempio prodotto strutture a duomi e bacini a scala chilometrica nei terreni della *Unità Tettonica Castelnuevo Cilento* affioranti nella porzione nord-occidentale dell'area del Foglio, o treni di mesopieghie sovrapposte e strutture associate polifasiche (clivaggi, ecc.) nella *Unità Tettonica Nord-Calabrese* del settore meridionale.

Unità Alburno-Cervati-Pollino - Affiora estesamente nel Foglio e costituisce l'unità più rappresentata in affioramento. Diversi settori dell'area rilevata sono occupati da blocchi monoclinali, che in genere coincidono con i singoli rilievi e che tuttavia compongono nel loro insieme strutture più complesse (*cf.* § V.4 e fig. 22). In particolare, l'unità è suddivisa da importanti linee tettoniche in più elementi minori (*cf.* § V.2), interessati al loro interno da diverse famiglie di faglie, spesso caratterizzate da cinematica polifasica, ed a luoghi affetti da intensa fratturazione. In questa unità il contatto stratigrafico discordante delle *calciruditi ed arenarie di Piaggine* su di un substrato carbonatico precedentemente deformato, unitamente alla presenza di estesi olistoliti provenienti dalla *formazione del*

Bifurto, fanno ipotizzare una deformazione precedente e contemporanea alla loro deposizione.

Unità dei Monti della Maddalena - Affiora nei rilievi a est del Vallo di Diano e sul bordo occidentale della stessa depressione valliva (affioramenti del rilievo di Teggiano). In alcune aree si riduce tuttavia a piccoli *klippe* al di sopra dell'Unità Lagonegro II. Il piano di sovrascorrimento sembra tagliare entrambe le unità a varie altezze stratigrafiche e si presenta disarticolato dalle faglie quaternarie, che lo ribassano verso il Vallo. In alcuni casi, l'andamento del piano, non affiorante, si può ricostruire grazie alla presenza di una fascia cataclastica nonché di uno spessore variabile di calcari dolomitici fratturati. L'interposizione di depositi miocenici ricollegabili alle successioni dei Monti della Maddalena tra le unità carbonatiche a tetto e le unità lagonegresi a letto – come osservato in piccoli affioramenti non cartografabili a Padula e a luoghi ben evidente nei fogli contigui (Polla, Marsico Nuovo, Moliterno) – consente di ipotizzare un'età piuttosto recente (pliocenica o forse plio-pleistocenica) per il sovrascorrimento citato. L'*Unità dei Monti della Maddalena* ospita a tetto – in contatto tettonico – piccoli lembi della *formazione del Bifurto*, di età infra-mediomiocenica, derivati dall'*Unità Alburno-Cervati-Pollino* e conservati in alcune depressioni morfologiche. Gli attuali contatti, cartografati come generici contatti tettonici, sono stati presumibilmente riattivati in momenti successivi alla loro messa in posto, scollati dalle successioni carbonatiche che ne costituivano il substrato mesozoico-terziario affiorante nel vicino M. Cervati. Tale Unità è quasi ovunque fisiograficamente e strutturalmente separata dall'*Unità Alburno-Cervati-Pollino* dalla depressione tettonica quaternaria del Vallo di Diano, bordata ad oriente da una faglia diretta pleistocenica ad andamento appenninico. Solo in corrispondenza del blocco di Teggiano risulta in contatto tettonico di dubbia interpretazione cinematica con l'*Unità Alburno-Cervati-Pollino*.

Unità Lagonegro II - Affiora esigualmente, in finestra tettonica, lungo il bordo orientale del foglio e segnatamente al di sotto dell'unità carbonatica geometricamente più bassa, rappresentata dall'*Unità dei Monti della Maddalena*, costituendo parte della cosiddetta finestra di Padula (SCANDONE, 1968), affiorante soprattutto nel vicino Foglio Moliterno. I terreni rilevati sono stati attribuiti all'Unità Lagonegro II (SCANDONE, 1968, 1972) per la presenza di facies di bacino prossimale. L'unità è in ogni caso la più profonda in affioramento nel Foglio, dove non ne sono visibili i rapporti con l'Unità Lagonegro I di SCANDONE (1968, 1972). La strutturazione a scala regionale delle unità lagonegresi in due grandi unità stratigrafico-strutturali - di cui la Lagonegro II è la superiore (SCANDONE, 1968, 1972) - si può considerare, in base a studi e dati di superficie e di sottosuolo (PATACCA & SCANDONE, 2003), decisamente più complessa.

Le famiglie di faglie ad alto angolo che interessano le successioni carbonatiche sono rappresentate in prevalenza dagli andamenti $N120^\circ \pm 10^\circ$, $N150^\circ \pm 10^\circ$ e

N50°±10°. In particolare, le faglie ad andamento N120° denunciano una originaria cinematica di trascorrenza sinistra che ha prodotto un'associazione strutturale con faglie di secondo ordine che spesso si dipartono come *splay* dal lineamento maestro, come nel caso del versante meridionale del M. Motola (fig. 16).

Nel Foglio è inoltre presente, in varie aree, una tettonite legata ad una zona di taglio; questa risulta costituita da un assemblaggio litologico di argille ed argilliti vinaccia e grigie, inglobanti pezzame di varia natura, prevalentemente di calcilutiti bianco-verdastre laminate, nel complesso ascrivili alla *Unità Tettonica Sicilide della Valle del Calore*, mescolate a quarzareniti e brecciole carbonatiche provenienti da **BIF** e ad arenarie fini e grossolane provenienti da **PGN**.

2. - ASSETTO MORFOSTRUTTURALE E PRINCIPALI LINEE TETTONICHE

I terreni affioranti nel foglio possono essere sinteticamente distinti in base alla loro appartenenza ad una delle due successioni carbonatiche o ad una delle diverse successioni terrigene riconosciute. Questa distinzione si riflette anche sul diverso stile deformativo che li caratterizza, prevalentemente di tipo fragile per i terreni delle successioni carbonatiche e di tipo plicativo per quelli delle successioni terrigene. Alla scala dell'intero Foglio è possibile distinguere morfostrutture positive costituite sia da successioni carbonatiche, in genere perimetrate da lineamenti tettonici ad andamento appenninico ed antiappenninico e occupanti la maggior parte dell'area del foglio, che da successioni terrigene, di norma rappresentate da strutture sinclinali nella porzione meridionale del Foglio, occupata dalle successioni del *Gruppo del Cilento* in appoggio stratigrafico discordante sulle unità interne, e da strutture a duomi e bacini nell'area compresa tra gli abitati di Sacco, Laurino e Piaggine (depressione di Villa Littorio – Monte S. Giacomo nella porzione nord-occidentale del Foglio). Un'ampia morfostruttura negativa è costituita dal bacino intermontano quaternario dal Vallo di Diano. Due fasce di notevole significato strutturale sono identificabili nei corridoi morfologici orientati all'incirca est-ovest ed impostati in corrispondenza rispettivamente della congiungente Sanza-Buonabitacolo a sud (Linea di Sanza) e della depressione Villa Littorio - Monte S. Giacomo a nord, bordata dalla Linea di Sacco e dalla Linea di T.pa Rotonda (fig. 18).

Le maggiori morfostrutture sono rappresentate dai rilievi calcarei del M. Motola, del M. Cervati, di M. Forcella e dei Monti della Maddalena ad est del Vallo di Diano, e dai rilievi in terreni silicoclastici delle sinclinali di M. Sacro e M. Centaurino. Le principali linee tettoniche che delimitano le morfostrutture o che le attraversano separandole in più blocchi – oltre alla tre già citate – sono individuabili nella Linea del Vallo di Diano, che comprende le faglie dirette del pedemonte occidentale dei Monti della Maddalena, nella Linea di Piaggine, un

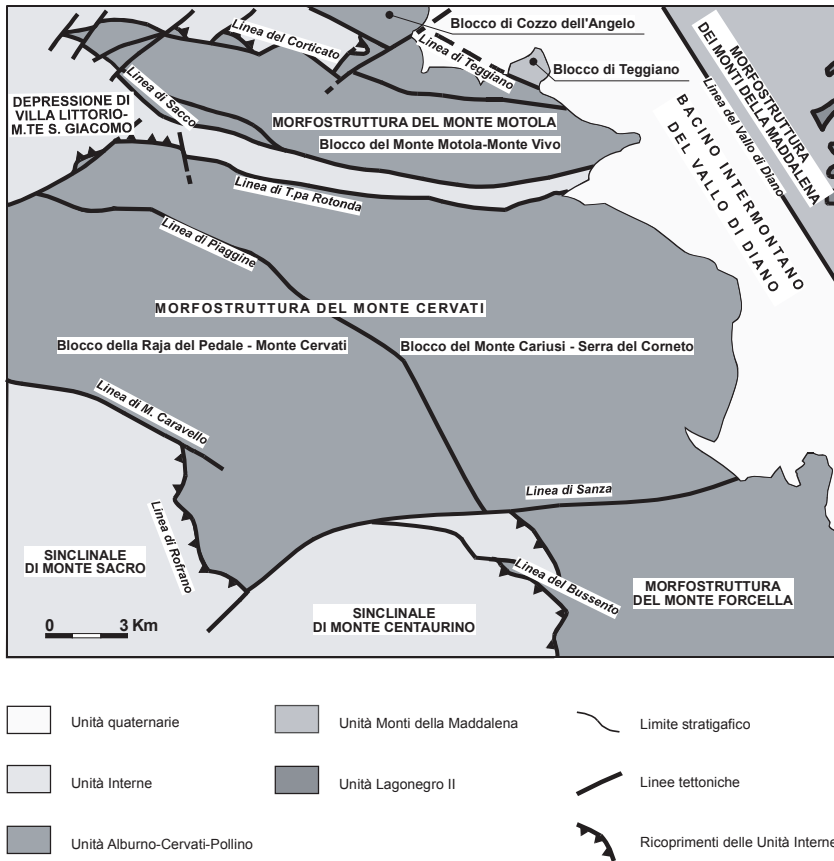


Fig. 18 - Schema delle principali morfostrutture presenti nel Foglio 504 Sala Consilina.

elemento transpressivo che divide la morfostruttura del M. Cervati in due blocchi, nella Linea di Teggiano, che separa tramite faglie a cinematica polifasica (e segnatamente prima trascorrenti e poi normali) diverse unità tettoniche carbonatiche, nella Linea del Corticato, che borda a settentrione la morfostruttura del M. Motola e rappresenta un complesso involuppo di elementi tettonici con diverso significato cinematico e differente età. A sud, le successioni delle unità sinorogene mioceniche del *Gruppo del Cilento* e delle sottostanti unità interne risultano separate dai terreni mesozoici carbonatici dalla Linea di Monte Caravello e dalla Linea di Rofrano, rispettivamente coincidenti con una faglia ad alto angolo e con un sovrascorrimento che realizza la sovrapposizione delle unità tettoniche di pertinenza interna Sicilide e Nord-Calabrese sulle formazioni mioceniche del Bifurto e di Piaggine, appartenenti all'Unità Alburno-Cervati-Pollino (fig. 18).

3. - DOMINI STRUTTURALI E DATI GIACITURALI

I rilievi relativi alla realizzazione del Foglio Sala Consilina hanno consentito l'acquisizione ed il trattamento statistico di un gran numero di dati strutturali distribuiti su un'area molto vasta caratterizzata dall'affioramento di successioni in facies di piattaforma carbonatica, transizione piattaforma-bacino, bacinali pre- e sinorogene. L'analisi dei dati relativi ai diversi domini corrispondenti alle morfostutture carbonatiche è stata realizzata essenzialmente sulla base del computo azimutale delle faglie ad alto angolo, mentre per i domini coincidenti con le aree di affioramento delle unità terrigene sono stati analizzati i dati giaciturali relativi alle superfici di strato, al fine di evidenziare lo stile complessivo del piegamento e la geometria delle strutture plicative mesoscopiche. I dati relativi alle faglie ad alto angolo (fig. 19) hanno mostrato l'esistenza di diverse famiglie di orientazione e significative differenze tra i settori coincidenti con domini strutturali omogenei. I dati giaciturali relativi alle unità interne ed ai terreni sinorogeni miocenici (figg. 20 e 21) hanno mostrato che: i) le internidi sono affette da piegamento polifasico sia alla scala cartografica che alla mesoscala; ii) le successioni silicoclastiche mioceniche sono interessate da un solo evento plicativo cinematicamente compatibile con la direzione di trasporto tettonico dei sovrascorimenti responsabili del raccorciamento delle unità di piattaforma carbonatica. In definitiva sono stati identificati sette diversi domini strutturali, di seguito illustrati.

Dominio 1 - Monte Motola Ubicato nella porzione settentrionale del Foglio, coincide essenzialmente con l'omonima morfostuttura (cfr. § V.2, fig. 18). Vi affiorano i terreni della successione carbonatica dell'Unità *Alburno-Cervati-Pollino* (dai termini appartenenti al Giurassico, affioranti nella parte centrale del rilievo, a quelli paleogenici) e le *calciruditi ed arenarie di Piaggine* (Miocene superiore). Nel complesso, l'andamento delle giaciture suggerisce la presenza di una struttura anticlinale con asse orientato all'incirca E-O ed immergente in uno spazio relativamente ristretto verso le due terminazioni periclinali. Lo stereogramma delle faglie provenienti da questo dominio mostra un'orientazione prevalente nell'intervallo N120°-140°. Sono presenti anche due famiglie minori in corrispondenza delle direzioni N-S ed E-O (fig. 19a).

Dominio 2 - Monti della Maddalena Coincide con l'omonima morfostuttura (cfr. § V.2, fig. 18) posta nell'angolo nord-orientale del Foglio ed è bordato ad occidente dalla Linea del Vallo di Diano. Vi affiorano i terreni dell'Unità *dei Monti della Maddalena* (dai termini triassici a quelli eocenici), della *formazione di Monte Sierio* (Miocene superiore) e dell'Unità *Lagonegro II* (dai termini giurassici degli Scisti Silicei a quelli cretaceo-oligocenici del flysch rosso). Dallo stereogramma relativo alle faglie ad alto angolo di questo dominio risulta evidente un massimo assoluto in corrispondenza della classe 140°-150°, seppure con una certa dispersione, e due massimi relativi in corrispondenza delle direzioni N-S ed E-O (fig. 19b).

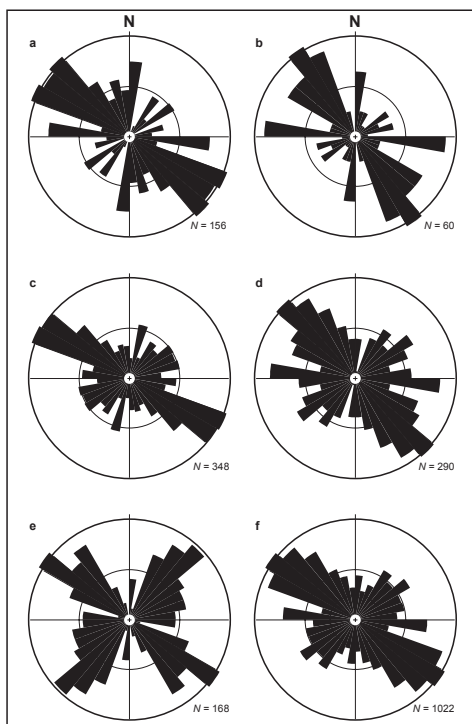


Fig. 19 - Diagramma di frequenza azimutale relativo ai piani di faglia ad alto angolo. Legenda: a) Dominio 1 - Monte Motola; b) Dominio 2 - Monti della Maddalena; c) Dominio 3 - Raja del Pedale-Monte Cervati; d) Dominio 4 - Monte Cariusi-Serra del Corneto; e) Dominio 5 - Monte Forcella; f) Totale dati.

Dominio 3 - Raja del Pedale - Monte Cervati Rappresenta il blocco di tetto della più ampia struttura del M. Cervati, separato dal *footwall* dalla Linea di Piaggine che attraversa l'intero rilievo con orientazione variabile da circa N100°, nel tratto a nord, a N160° alla terminazione meridionale. Ubicata nella porzione centrale del Foglio, questa struttura è costituita dai terreni dell'intera successione mesozoico-terziaria dell'*Unità Alburno-Cervati-Pollino* con associate le altomioceniche *calciruditi ed arenarie di Piaggine*. Verso ovest è separato dalle unità interne dalla Linea di Monte Caravello e dalla Linea di Rofrano, mentre a sud è bordato dalla porzione occidentale della Linea di Sanza (cfr. § V.2, fig. 18). Lo stereogramma relativo a questo dominio mostra una famiglia dominante compresa nella classe N110°-130° e più famiglie minori nel quadrante nord-orientale ed in corrispondenza dell'andamento E-O (fig. 19c).

Dominio 4 - Monte Cariusi - Serra del Corneto Rappresenta il blocco di letto della struttura del M. Cervati, ad est della Linea di Piaggine. È costituito dai terreni della successione carbonatica dell'*Unità Alburno-Cervati-Pollino*. Confina verso est con il bacino intermontano quaternario del Vallo di Diano, mentre a nord e a sud è bordato dai lineamenti tettonici con andamento E-O di T.pa Ro-

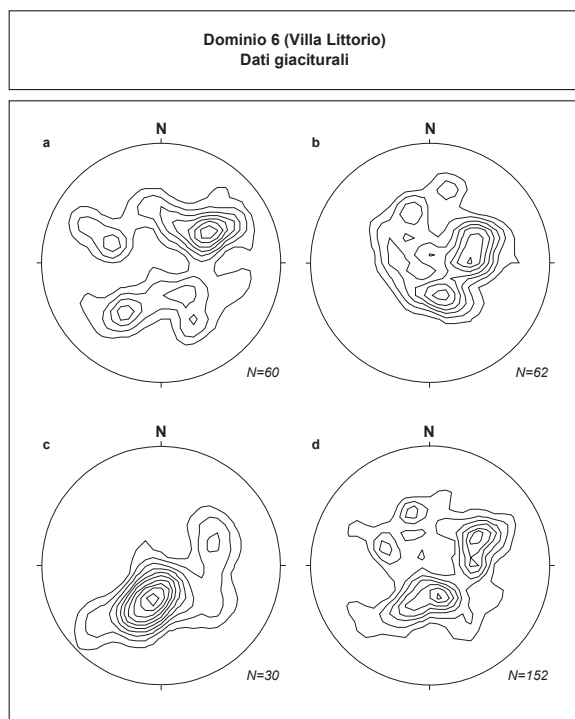


Fig. 20 - Stereogrammi della distribuzione delle giaciture di strato relativi al Dominio 6 – Villa Littorio. Legenda: a) Unità Tettonica di Castelnuovo Cilento; b) Unità Tettonica Sicilide della Valle del Calore; c) calciruditi ed arenarie di Piaggine; d) Totale dati.

tonda e di Sanza (cfr. § V.2, fig. 18). In corrispondenza della porzione orientale di quest'ultimo, si osserva l'unico affioramento di dolomie triassiche dell'*Unità Alburno-Cervati-Pollino*, interamente perimetrato da faglie. La presenza di questi terreni è ricollegabile all'attività trascorrente della linea di Sanza, in virtù della interpretazione del corpo dolomitico come elemento espulso verso l'alto lungo un flesso del lineamento principale. Il massimo assoluto del diagramma azimutale delle faglie del dominio è situato in corrispondenza dell'intervallo 130° - 140° . Pure evidenti risultano l'andamento E-O ed un paio di classi in direzione antiappenninica (fig. 19d). L'analisi dei dati giaciturali delle *calciruditi ed arenarie di Piaggine* – largamente affiorante alla terminazione nord-occidentale del dominio strutturale – ha mostrato un asse di piegamento con *trend* $N110^{\circ}$ (fig. 20c), compatibile con la direzione di trasporto tettonico dedotta dalla cinematica dei sovrascorrimenti del bordo nord-occidentale del M. Cervati (CASTELLANO & SCHIATTARELLA, 1998).

Dominio 5 - Monte Forcella Questo dominio strutturale è ubicato nella porzione sud-orientale del foglio, a sud della porzione orientale della Linea di Sanza (cfr. § V.2, fig. 18), e coincide con i rilievi carbonatici costituiti dai termini cretaci-

ci, paleogenici (*Formazione di Trentinara*) e miocenici (*Formazione del Bifurto*) dell'Unità *Alburno-Cervati-Pollino*. Nel complesso gli strati immergono verso NE, conferendo alla struttura un regolare andamento monoclinale più volte replicato da faglie con andamento appenninico e segmentato da faglie con andamento antiappenninico. Due andamenti sub-ortogonali in direzione N40°-50° e N120°-130° sono infatti osservabili nel diagramma azimutale relativo a tale dominio (fig. 19e). Anche in questo caso è presente una famiglia con andamento meridiano. Nel complesso, la struttura di M. Forcella è assimilabile al fianco orientale di un'anticlinale ad ampio raggio di curvatura, la cui zona di cerniera è ubicata poco ad est del sovrascorrimento delle unità interne sui carbonati dell'Unità *Alburno-Cervati-Pollino* (cfr. § V.4, fig. 22).

Dominio 6 - Villa Littorio Ubicato nella porzione nord-occidentale del foglio, è separato dal dominio strutturale del M. Motola dalla Linea di Sacco (cfr. § V.2, fig. 18). Vi affiorano i terreni appartenenti alla Unità *Tettonica Castelnuovo Cilento* ed all'Unità *Tettonica Sicilide della Valle del Calore* (cfr. § V.1, fig. 16). Sono stati analizzati separatamente i dati giacitureli relativi alle due unità e confrontati con quelli relativi alle *calciruditi ed arenarie di Piaggine* dell'adiacente Dominio 4 (Monte Cariusi – Serra del Corneto). Gli stereogrammi della distribuzione delle giaciture di strato (figg. 20a, 20b) mostrano un piegamento polifasico con assi sub-ortogonali per le unità di pertinenza interna, a fronte di un solo evento evidente per la successione silicoclastica miocenica (fig. 20c), peraltro compatibile con la direzione di trasporto tettonico dei sovrascorimenti responsabili del raccorciamento delle unità di piattaforma. Ciò permette di considerare successiva al passaggio tra Tortoniano medio e superiore (età dei termini più alti delle *calciruditi ed arenarie di Piaggine*) sia la seconda fase plicativa che la strutturazione contrazionale del bordo settentrionale del M. Cervati.

Dominio 7 - Monte Sacro - Monte Centaurino Rappresenta gran parte della porzione sud-occidentale del foglio, dove affiorano terreni appartenenti alle unità interne e soprattutto quelli relativi al sovrastante *Gruppo del Cilento* e, in minor entità, alla più recente e meno deformata *formazione di Monte Sacro* (cfr. § V.1, fig. 16). Per quanto concerne la deformazione dei terreni del *Gruppo del Cilento*, si osservano strutture plicative sinclinali da aperte a isoclinali coricate (cfr. § V.4, fig. 22), prevalentemente ad asse meridiano (fig. 21a), variamente dislocate da faglie ad alto angolo (cfr. § V.1, fig. 16). Il complesso *pattern* della deformazione plicativa delle unità interne (figg. 21b, 21c) è da riferire al *refolding* intorno ad un asse all'incirca N-S di preesistenti strutture, come si evince dalla dispersione dei dati giacitureli dei diagrammi di densità delle figure 21b e 21c e dal confronto con l'assetto tettonico del *Gruppo del Cilento* (fig. 21a). Poiché la *formazione di Monte Sacro* sembra suturare anche tale deformazione, l'età della fase plicativa ad asse meridiano può essere riferita genericamente al Tortoniano inferiore, mentre quella responsabile del preesistente piegamento delle unità interne appare precedente al Burdigaliano medio (età più bassa del *Gruppo del Cilento*).

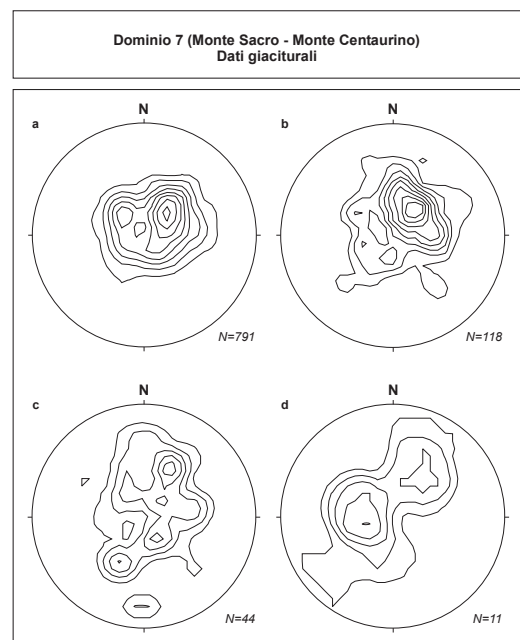


Fig. 21- Stereogrammi della distribuzione delle giaciture di strato relativi al Dominio 7- Monte Sacro – Monte Centaurino. Legenda: a) gruppo del Cilento; b) Unità Tettonica Nord-calabrese, formazione del Saraceno; c) Unità Tettonica Castelnovo Cilento; Unità Tettonica Sicilide della Valle del Calore.

4. - RELAZIONI GEOMETRICHE TRA LE UNITÀ TETTONICHE

Le relazioni geometriche tra le differenti unità tettoniche del foglio sono illustrate da diverse sezioni geologiche. Si riportano qui le sezioni, realizzate con metodi quantitativi, atte ad evidenziare i rapporti strutturali tra le principali unità (fig. 22 e tracce nello schema di fig. 16). Più precisamente, tre sezioni rappresentanti le versioni semplificate di quelle riportate sul foglio sono di seguito descritte. La prima è riferita alla sezione (A-A') che attraversa la porzione nord-occidentale dell'area del foglio e segnatamente i rilievi carbonatici di M. Calvello e M. Vivo, e mostra il rapporto di sovrapposizione tettonica tra le unità interne a tetto (qui rappresentate dalla *Formazione del Saraceno* dell'*Unità Tettonica Nord-Calabrese*, ricoperta in discordanza dai terreni del *Gruppo del Cilento*) e le successioni carbonatiche dell'*Unità Alburno-Cervati-Pollino* a letto. La sezione A-A' (fig. 22a) evidenzia inoltre la complessa strutturazione di quest'ultima, in particolare in corrispondenza della Linea di Piaggine, che in quell'area riveste carattere francamente contrazionale, con un rigetto inverso stimabile graficamente in almeno 2 km, ma certamente più cospicuo se calcolato sulla base di una ricostruzione delle geometrie profonde. Inoltre, in località Forleta, l'associazione di questo sovrascorrimento con un *backthrust* di analogo rigetto superficiale (cfr. anche CASTEL-

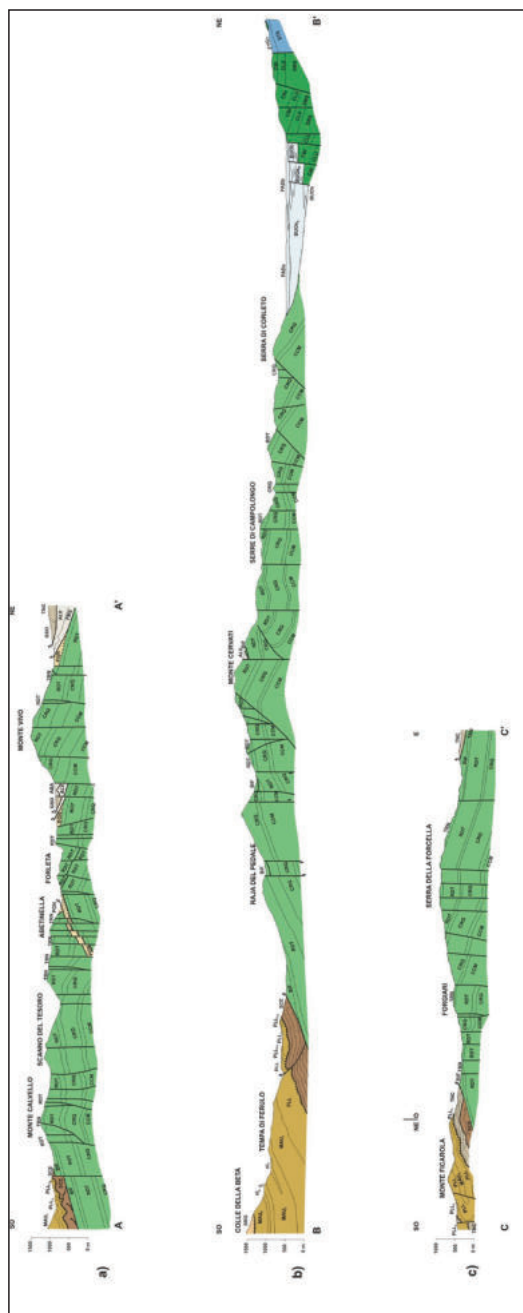


Fig. 22- Sezioni quantitative rappresentative dei rapporti strutturali esistenti tra le principali unità affioranti del Foglio 504 Sala Consilina. a) Sezione A-A'; b) Sezione B-B'; c) Sezione C-C'. Sigle in § III.1.2, III.2, III.3, III.4.

LANO & SCHIATTARELLA, 1998) genera una sorta di struttura a triangolo. La sezione B-B' (fig. 22b), che attraversa l'intero foglio in senso antiappenninico nella sua parte centrale, oltre ad evidenziare i rapporti di sovrapposizione tra le unità interne ed esterne, mostra anche: i) la polifasicità della deformazione fragile dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino, interessata da strutture sia transpressive (*blind thrust* del ramo laterale della Linea di Piaggine) che estensionali ad alto e medio angolo (M. Cervati, Serra del Corneto), ii) la gradinata di faglie che interessa anche i depositi quaternari, ribassando verso ovest il substrato della depressione tettonica del Vallo di Diano e iii), ad est di questa, l'accostamento tramite una faglia verticale dei carbonati dell'Unità dei Monti della Maddalena con le successioni pelagiche di tipo lagonegrese. La sovrapposizione tettonica dei carbonati in facies di mare basso e di transizione sui depositi dell'Unità Lagonegro II, è visibile in alcuni affioramenti nell'area del Foglio, talora poco estesi, che costituiscono parte della cosiddetta finestra di Padula (SCANDONE, 1968), affiorante soprattutto nell'area del contiguo Foglio Moliterno. Per quanto concerne l'età della deformazione recente, va ricordato che la depressione tettonica del Vallo di Diano è riempita da depositi del Pleistocene inferiore?-medio (*sintema di Buonabitacolo*), interessati dalla tettonica distensiva sopra ricordata, e da depositi del Pleistocene medio - attuale (*sintema della Certosa di Padula*), il cui intervallo stratigrafico più alto sutura le stesse faglie dirette. La struttura "a gradinata" sepolta è ricollegabile in affioramento nei Monti della Maddalena alla serie di faglie dirette con direzione NO-SE, che pure ribassano progressivamente le strutture da M.te Cavallo verso il Vallo di Diano. Un'altra famiglia di faglie della porzione di dorsale di Monti della Maddalena ricadente nell'area del Foglio Sala Consilina ha andamento E-O. La sezione C-C' (fig. 22c), ubicata nella porzione sud-orientale dell'area del foglio, permette di apprezzare maggiormente: i) la deformazione plicativa dei terreni costituenti il *Gruppo del Cilento* e giacenti stratigraficamente su quelli dell'Unità Tettonica Castelnuovo Cilento, ii) il piegamento del sovrascorrimento di quest'ultima sulla *Formazione del Saraceno* (Unità Tettonica Nord-Calabrese), e iii) l'accavallamento *in toto* di queste unità sulle successioni di piattaforma carbonatica dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino.

5. - SISMICITÀ STORICA

L'area compresa nel Foglio ricade in un settore dell'Italia meridionale caratterizzato da una storia sismica molto significativa sia dal punto di vista delle intensità degli eventi che della loro frequenza. L'analisi della sismicità storica è stata effettuata consultando i più aggiornati cataloghi storici (Tabella 3) e in Tabella 4 sono riportati i principali eventi sismici registrati nei centri abitati che ricadono nel Foglio Sala Consilina.

Tab. 3 - *Cataloghi disponibili*

Denominazione e Enti promotori	Anno	Periodo coperto
Catalogo dei Forti Terremoti in Italia 1 - ING-SGA	1995	461 a.C.-1980
Catalogo dei Forti Terremoti in Italia 2 - ING-SGA	1997	461 a.C.-1990
Catalogo NT4.1.1/DOM4.1 - GNDT-CNR	1997	1000-1980
Catalogo NT4.1.1/'81-'92 - GNDT-CNR	1998	1981-1992

Modificato da: Gruppo di Lavoro CPTI, 1999 - ING, GNDT, SGA, SSN, Bologna, 1999, *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani* <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>

Tab. 4a – *Principali eventi sismici*

Periodo 1500-1899							
Anno	Data		Zona epicentrale	I _{MAX}	Comune	I _{LOC}	Fonte
	Mese	Giorno					
1561	07	31	Buccino	9	Sala Consilina	2	CFTI -1997
1561	08	19	Vallo Di Diano	10	Sala Consilina	8	CFTI -1997
1694	09	08	Irpinia-Basilicata	11	Teggiano	8.5	DOM 4.1
					Padula	7.5	CFTI -1997
					Sala Consilina	7	CFTI -1997
					Buonabitacolo	7	CFTI -1997
					Laurino	1	CFTI -1997
1732	11	29	Irpinia	10.5	Laurino	8	CFTI -1997
1826	02	01	Basilicata	9	Sala Consilina	7.5	CFTI -1997
1857	12	16	Basilicata	11	Padula	9	CFTI -1997
					Sala Consilina	8	CFTI -1997
					Laurino	8	CFTI -1997
					Buonabitacolo	8	CFTI -1997
					Sanza	8	CFTI -1997
					Roscigno	7.5	CFTI -1997
					Teggiano	7.5	DOM 4.1
					Sacco	7	CFTI -1997
					Piaggine	7	CFTI -1997
1899	10	02	Polla	6	Padula	5	DOM 4.1
					Laurino	0	DOM 4.1

TAB. 4b – *Principali eventi sismici*

Periodo 1900-1984							
Anno	Data		Zona epicentrale	I _{MAX}	Comune	I _{LOC}	Fonte
	Mese	Giorno					
1905	06	29	Brienza	6.5	Teggiano	4.5	DOM 4.1
					Sala Consilina	3.5	DOM 4.1
					Padula	2	DOM 4.1
1905	09	08	Calabria	10.5	Padula	3	CFTI -1997
					Sanza	5	CFTI -1997
1908	12	28	Calabria Meridionale - Messina	11	Padula	5	CFTI -1997
1910	06	07	Irpinia-Basilicata	9	Valle dell'angelo	5.5	CFTI -1997
					Laurino	4	CFTI -1997
					Teggiano	4	CFTI -1997

Periodo 1900-1984							
Data			Zona epicentrale	I _{MAX}	Comune	I _{LOC}	Fonte
Anno	Mese	Giorno					
1913	06	28	Calabria Setten- trionale	8.5	Sanza	0	CFTI -1997
1915	01	13	Marsica	11	Laurino	0	CFTI -1997
					Sanza	0	CFTI -1997
1930	07	23	Irpinia	10	Teggiano	5	CFTI -1997
					Sala Consilina	2	CFTI -1997
1980	11	23	Irpinia-Basilicata	10	Sala Consilina	7	CFTI -1997
					Teggiano	6.5	CFTI -1997
					Buonabitacolo	6	CFTI -1997
					Laurino	6	CFTI -1997
					Padula	6	CFTI -1997
					Rofrano	6	CFTI -1997
					Sanza	6	CFTI -1997
					Roscigno	5	CFTI -1997
1982	03	21	Golfo di Policastro	7.5	Sanza	5	CFTI -1997
1984	05	07	Appennino Abruzzese	8	Sala Consilina	3	CFTI -1997
					Laurino	0	CFTI -1997
1984	05	11	Appennino Abruzzese	7	Sala Consilina	0	CFTI -1997
					Laurino	0	CFTI -1997

Ulteriori notizie di eventi sismici nell'area del Foglio sono riportate nel volume I Terremoti d'Italia di M. Baratta, di seguito sintetizzate.

Tab. 5 – Sismicità storica

Data				Aree interessate e danneggiate
Anno	Mese	Giorno		
1550			Vallo di Diano	
1561			Vallo di Diano	Diano*, Sala**, S.Giacomo***
1826			Tito (Basilicata)	Sala
1857	12	16	Basilicata	Diano (Tegiano), Padula, Rosci- gno, Sala Consilina
1893	01	25	Lucania	Vallo di Diano
		28		Polla
1894	05	28	Viggianello (Basilicata)	Laurino, Padula, Buonabitacolo, Sanza, Sala Consilina
1895	07	19	Basilicata	Sala,

Da M. BARATTA (1901)

* Diano, successivamente riportato come Tegiano per l'evento del 1857, è presumibilmente ri-conducibile a Teggiano

** L'Autore talvolta riferisce come Sala e talvolta come Sala Consilina

*** Monte S. Giacomo

VI - GEOMORFOLOGIA

Il Foglio 504 copre un'area dominata da rilievi tra i più elevati di questo settore di Appennino meridionale. Tra essi risaltano le imponenti assise carbonatiche del massiccio del M. Cervati (1899 m), articolato al suo interno dalle dorsali Cima di Mercori (1788 m) - Scanno del Tesoro (1348 m) e M. Cerasulo (1400 m) - Raia della Petina (1172 m), e della dorsale M. Motola (1700 m) - M. Vivo (1538 m) - Serre di Campo Soprano (1446 m). Queste dorsali, insieme a quella del Cocuzzo delle Puglie - Cozzo dell'Angelo (di questa solo parte è inclusa nel Foglio, presso il limite settentrionale), costituiscono degli alti morfostrutturali allungati, separati da bassi relativi in cui le quote raggiungono 1000-1100 m. In questi sono ancora conservati cospicui volumi delle tenere coperture terrigene (*flysch* miocenici e unità interne) che sono state, in massima parte, smantellate dagli alti carbonatici: su questi in alcuni casi se ne rinvencono placche isolate, risparmiate dall'erosione perché entro bassi relativi di origine tettonica e/o carsica, in altri casi, l'antica presenza delle coltri terrigene è testimoniata solo dalla litologia dei clasti insolubili nei riempimenti delle conche carsiche. Gli alti carbonatici sono bordati da scarpate con orientazioni comprese tra E-O e ONO-ESE, date da versanti di strato o impostati lungo faglie ad alto angolo; questi ultimi devono tutta o buona parte della loro altezza allo smantellamento selettivo delle successioni terrigene. Il massiccio del M. Cervati è separato dai rilievi carbonatici dei monti di Sanza da un corridoio strutturalmente depresso bordato da lineamenti ad orientazione circa E-O, nel seguito denominato depressione di Sanza. La depressione di Sanza, le cui quote si attestano mediamente intorno a 450-500 m, è occupata da successioni terrigene riferibili a diverse unità (*flysch* di provenienza interna) nonché a quella continentale pliocenica del *sintema di*

Rofrano, affioranti sotto variabili spessori di depositi alluvionali quaternari (*sintema del F. Bussento*). Parte di essa è occupata dall'alto bacino del F. Bussento, mentre la restante parte da valli minori che trovano recapito negli inghiottitoi del Riotorto e Grotta del Lago che si aprono ai piedi dei monti di Sanza. Questi ultimi sono costituiti da una successione di dorsali separate bordate da scarpate di orientazione NO-SE, che raggiungono 1192 m con il M. Forcella. I rilievi carbonatici sono caratterizzati da un paesaggio tipicamente carsico, in cui sono particolarmente diffuse forme quali doline, *uvala* e *polje*, sia attivi (ad esempio Campolongo, Cervatello ed Acqua Cavallo, nel massiccio del M. Cervati) che inattivi (ad esempio i Campi di M. Arsano), nonché spettacolari valli e forre carsiche. Tra queste si annoverano, oltre a quelle a recapito sotterraneo già citate, la Vallivona, con recapito nello spettacolare Affondatore (a sudovest del M. Cervati) e numerose valli di attraversamento (le forre del F. Calore a sud di Raia della Petina, a Piaggine e Laurino; la forra del T. Mangosa a nord di Raia della Petina; le forre del F. Sammaro e del T. Buccana attraverso la dorsale del M. Motola), alcune delle quali si trovano attualmente nello stadio di valli cieche/valli morte (parte alta della Valle Soprana e valle del Festolaro, tra lo Scanno del Tesoro e la Cima di Mercori). Inoltre, su tali rilievi sono ancora conservati fino ad alte quote (circa 1700 m), estesi lembi delle più antiche morfologie relitte dell'area, le *Paleosuperfici Auct.*; esse sono costituite da paesaggi erosionali caratterizzati da un rilievo debolmente articolato da alti relativi, generalmente bordati da dolci scarpate su faglia, e paleovalli con basse pendenze longitudinali, spesso meandriformi. Nel suo insieme, l'area occupata dai rilievi carbonatici, costituisce un alto morfostrutturale principale bordato verso sudovest da un lineamento regionale (faglia Cilento-Pollino in CINQUE *et alii*, 1993) di direzione ONO-ESE, segmentato dalla faglia di direzione E-O che borda il massiccio del Cervati verso sud. A sudovest di questo lineamento, affiorano solo le unità strutturalmente e stratigraficamente più alte di questo settore di catena (rispettivamente, Unità interne e Gruppo del Cilento-formazione di Monte Sacro), che culminano negli imponenti rilievi dei monti Sacro (1705 m) e Centaurino (1433 m). Verso oriente, l'alto che include i rilievi carbonatici si affaccia sulla depressione tettonica del Vallo di Diano (di essa solo la metà meridionale ricade nel Foglio) che, con i suoi 37 km di lunghezza e 7 km di larghezza media, è la più vasta tra le conche intramontane dell'Appennino meridionale. Questa depressione, attraversata da SE verso NO dal F. Tanagro, è caratterizzata da un fondo quasi piatto e non disseccato, posto mediamente intorno a 450 m di quota; essa ha ospitato un bacino lacustre e lacuo-palustre tra il Pleistocene inferiore e l'Olocene, fino alla bonifica, conclusa dai Borbone nella seconda metà del XIX secolo (*cfr.* § IV.1.2). Allungata in direzione NO-SE, la depressione risulta in superficie marcatamente asimmetrica: al margine dei Monti della Maddalena, costituito da una successione di lunghe scarpate di faglia ad orientazione appenninica (NO-SE),

a luoghi intervallate da più corte scarpate ad orientazione circa E-O (tra le quali quelle che creano un profondo golfo ad oriente di Sala Consilina), si contrappone il bordo occidentale che appare fortemente articolato in pianta e caratterizzato essenzialmente da versanti di strato e di linea di faglia, con l'eccezione di Tempa la Castagnella (bordo sudorientale del M. Cervati), che è bordato da una scarpata di faglia ad orientazione circa meridiana. Anche nel sottosuolo la struttura risulta asimmetrica; le linee sismiche (MOSTARDINI & MERLINI, 1988) e le indagini geoelettriche (NICOTERA & DE RISO, 1969b) mostrano che il tetto dei carbonati si deprime bruscamente presso il piede dei rilievi del bordo orientale, mentre più dolcemente degrada quello delle successioni costituenti le dorsali del bordo occidentale.

1. - LINEAMENTI MORFOEVOLUTIVI ⁽¹⁾

Le più antiche tracce di modellamento sono rappresentate, nell'area, dalle *Paleosuperfici*, il cui modellamento è prevalentemente riconducibile a carsismo di contatto, che doveva essere molto efficace quando ancora vaste porzioni della superficie topografica erano occupate dalle poco permeabili formazioni terrigene. Sui diversi alti, sono distinguibili più ordini di *Paleosuperfici*, separati da piccoli dislivelli (nell'ordine delle decine, fino al centinaio di metri) e reciprocamente incastrati, che sono riferibili a successive soste nel graduale abbassamento dei livelli di base locali. Durante queste fasi, le tenere coperture venivano selettivamente asportate provocando l'esumazione di spessori sempre maggiori delle successioni carbonatiche. La rete idrografica si adattava al rilievo che andava gradualmente delineandosi con l'individuazione di nuove linee di drenaggio, che sostituivano quelle più antiche che restavano relitte o decapitate per l'abbassamento relativo della superficie topografica impostata sulle successioni terrigene. Lungo le dorsali del M. Vivo e dello Scanno del Tesoro - Cima di Mercori, strutturalmente declinanti verso O-NO, la presenza di più paleovalli sospese circa parallele e a quote progressivamente più basse verso ovest o nordovest (a 700, 900 e 1100 m al M. Vivo e a 1000, 1100 e 1400 m le valli Soprana, del Festolaro e della Bocca delle tre Fontane tra lo Scanno del Tesoro e la Cima di Mercori; fig. 23) è imputabile a fenomeni di cattura che avrebbero comportato successivi abbandoni dei tracciati posti a quote più alte, in conseguenza del lento abbassamento della copertura tenera ed impermeabile. In quest'epoca, l'erosione era

⁽¹⁾ La sintesi qui presentata si avvale di una corposa letteratura; tra i principali lavori si segnalano BRANCACCIO *et alii* (1978), SANTANGELO (1991), ASCIONE *et alii* (1992), ASCIONE (1997), ASCIONE & CINQUE (1999).

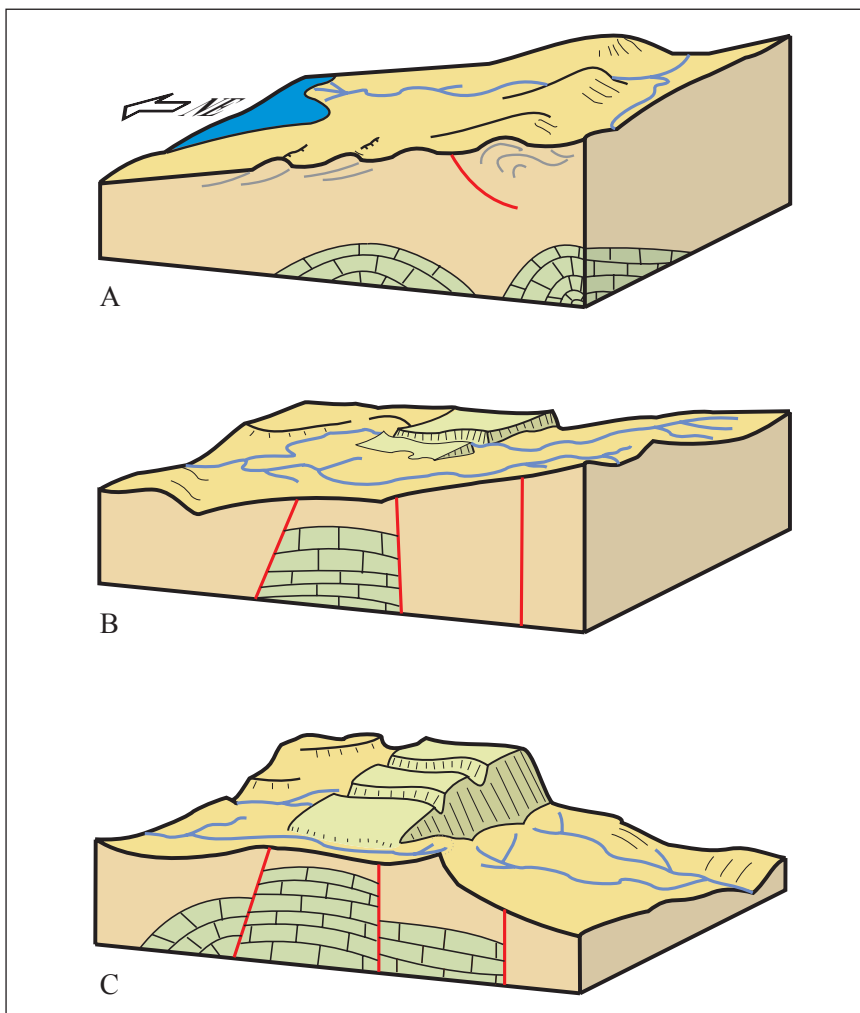


Fig. 23 - Schema dell'evoluzione del rilievo e del drenaggio del settore nordoccidentale del massiccio del M. Cervati. A) Nel primo stadio (fine Miocene-inizio Pliocene), il paesaggio era modellato sulle tenere coltri interne e flysciodi. B) In seguito (Pliocene), l'abbassamento della superficie topografica provoca la venuta a giorno delle successioni carbonatiche nelle quali si incidono, per sovrimposizione, valli trasversali con drenaggio settentrionale; il progredire dell'erosione provoca l'abbassamento differenziale della superficie topografica impostata sulle rocce tenere e l'esumazione di spessori sempre maggiori delle successioni carbonatiche: le valli più alte vengono abbandonate per fenomeni di cattura dei corsi d'acqua che le attraversavano da parte dei nuovi corsi che corrono lungo i nuovi contatti terrigeno/carbonatico. C) L'approfondimento regressivo dei fiumi drenanti verso la costa del Cilento meridionale investe l'area (Pleistocene); ciò provoca la nascita del fault-line scarp meridionale del massiccio e la decapitazione dei corsi a recapito settentrionale. (Modificata da ASCIONE & CINQUE, 1999).

guidata da una rete idrografica con bassi gradienti, come indicano anche le paleovalli, spesso meandriiformi, che si raccordano alle diverse *Paleosuperfici*, ed in cui non si era ancora individuata la vicina depressione del Vallo di Diano: ciò è testimoniato anche dalle più antiche direttrici della rete idrografica, tra le quali la forra del torrente Buccana, che presentano un drenaggio verso nord. Anche al tempo del modellamento delle più alte *Paleosuperfici*, l'assetto in alti e bassi morfostrutturali che caratterizza l'area compresa tra la dorsale Cocuzzo delle Puglie - C.zzo dell'Angelo e l'intero massiccio del M. Cervati era sostanzialmente già stato acquisito. Oltre che dall'evidenza indiretta, rappresentata dalla presenza nei bassi relativi di cospicui volumi delle successioni terrigene, ciò è testimoniato dal fatto che i lembi di *Paleosuperfici* di Tempa dell'Aulecina (tra il M. Cerasulo e la dorsale del M. Motola) e di Tempa Nicoletta - Sella del Corticato (tra M. Motola e la dorsale Cocuzzo delle Puglie - C.zzo dell'Angelo), che si sviluppano intorno a 1000-1100 m, si estendono anche sulle unità terrigene interposte agli alti, suturandone le faglie bordiere, nonché dalle tracce del paleoreticolo idrografico associato alle *Paleosuperfici*. Infatti, tra le paleovalli a basso gradiente che dissecano anche le più alte *Paleosuperfici*, alcune (quelle già citate che attraversano la dorsale del M. Vivo e le valli Soprana, del Festolaro e della Bocca delle Tre Fontane che attraversano il massiccio del M. Cervati tra lo Scanno del Tesoro e la Cima di Mercori) presentano un decorso trasversale agli alti morfostrutturali carbonatici. Queste discordanze oro-idrografiche costituiscono una testimonianza del fatto che, all'epoca della sovrimposizione delle paleovalli, fossero già sostanzialmente acquisiti i rigetti lungo le faglie bordiere degli alti carbonatici, anche in corrispondenza dell'articolato lineamento (la già citata faglia Cilento-Pollino) che delimita le assise carbonatiche verso sudovest. Di antica individuazione appare anche la faglia di orientazione circa E-O che borda verso nord la depressione di Sanza, la cui individuazione è attribuibile ad erosione selettiva delle unità tenere, che in parte vi sono ancora conservate. Sulla base di ricostruzioni morfoevolutive locali e regionali (cfr. Nota 1), il modellamento delle *Paleosuperfici* presenti nell'area viene ascritto al Pliocene. Tentativamente, durante queste fasi è possibile inquadrare anche l'accumulo dei depositi alluvionali grossolani del *sintema di Rofrano*, alimentati dalle più alte unità della catena (*Gruppo del Cilento*) e nei quali sono sostanzialmente assenti clasti carbonatici: è infatti presumibile che, all'epoca della loro deposizione, le successioni carbonatiche fossero in massima parte ancora sepolte o, comunque, non ancora dotate di un significativo rilievo. Dopo il modellamento delle *Paleosuperfici* poste attualmente intorno a 1000 m di quota, si registra nell'area un notevole abbassamento dei livelli di base locali. Nelle aree occupate dalle successioni carbonatiche, ciò ha comportato, oltre allo sviluppo delle forme carsiche a drenaggio sotterraneo che crivellano le *Paleosuperfici*, la nascita o l'approfondimento di forre, tra le quali quelle del F. Calore, tra Piaggine e Laurino, del F. Sammaro e del T. Buccana. Lo smantellamento

selettivo di cospicui volumi delle successioni terrigene ha incrementato il rilievo dei versanti di strato o di linea di faglia che bordano gli alti strutturali carbonatici; in qualche caso (versante meridionale del M. Vivo e sud-occidentale del M. Rotondo) le faglie basali dei versanti hanno registrato riattivazioni quaternarie di limitata entità, denunciate dalla dislocazione di accumuli detritici presenti al loro piede (rispettivamente, **BVV** e **b_c**). L'erosione selettiva ha conferito rilievo anche a molti dei versanti che articolano al loro interno gli alti carbonatici, portando all'esumazione di scarpate di età molto antica: in qualche caso si osserva l'appoggio su versante dei termini conglomeratici delle *calciruditi ed arenarie di Piaggine*; ciò testimonia che la morfoselezione ha riportato a giorno anche forme modellatesi durante le fasi di raccorciamento mioceniche che hanno interessato questo tratto di catena.

Le cause dell'approfondimento della rete idrografica nel Quaternario risiedono, a scala regionale, negli sprofondamenti che hanno coinvolto il margine tirrenico provocando l'individuazione della Piana del Sele, e l'approssimarsi della linea di costa tirrenica al Cilento meridionale. Nell'area, all'incremento della dissezione ha fortemente contribuito l'aumento del rilievo locale derivante dall'individuazione, nel Pleistocene inferiore, della depressione tettonica del Vallo di Diano. La nascita di questa depressione è imputabile all'attività della faglia di direzione N140° che la borda verso nord-est, correndo ai piedi della dorsale dei Monti della Maddalena. Dopo la sua individuazione, il bacino ha subito ulteriori dislocazioni verticali testimoniate dal sollevamento a gradinata (fino a circa 1000 m), di ripiani erosionali modellati su rocce carbonatiche e corpi di breccie (resti di antiche falde detritiche, che in alcuni casi risultano ruotate) prevalentemente distribuiti lungo i Monti della Maddalena. Le dislocazioni hanno coinvolto gli stessi depositi lacustri e alluvionali del riempimento: i depositi appartenenti all'unità più antica (*sintema di Buonabitacolo*) costituiscono terrazzi sollevati e sospesi su scarpate di faglia ad orientazione appenninica ed E-O fino ad oltre 200 m sulla piana nella zona ad E-SE di Sala Consilina, e fino a circa 50 m tra Buonabitacolo e Montesano Scalo. I dati esistenti permettono di ricostruire almeno una fase di colmatazione, seguita, a partire dal Pleistocene medio alto, da ulteriori sprofondamenti che hanno interessato soprattutto la zona centrale del bacino, permettendo l'accumulo dei depositi del *sintema della Certosa di Padula*, il cui tetto ha età olocenica. Confrontando il tasso medio di sedimentazione nel Pleistocene medio basso (0.7 mm/a; KARNER *et alii*, 1999) con quello ottenibile per tempi più recenti (da datazioni al radiocarbonio su livelli carotati) sembra che in tempi recenti si sia registrata un'attenuazione nel tasso medio della subsidenza. Ribassamenti quaternari, anche se di limitata entità, si sono registrati anche lungo la faglia che borda verso sud il massiccio del M. Cervati, che ha dislocato depositi di versante (**a_{3c}**) ed alluvionali (*sintema di Buonabitacolo*); queste dislocazioni hanno contribuito all'approfondimento della depressione di Sanza. Questa è separata

dal Vallo di Diano da un dolce spartiacque (quota massima 700 m) impostato su diversi termini mesozoico-terziari dell'Unità *Alburno-Cervati-Pollino* e su depositi colluviali (**b₇**); in destra del torrente Peglio, lo spartiacque corre su di un ripiano erosionale che si svolge intorno a 570-580 m di quota, in parte modellato sui calcari ed in parte impostato sulle colluvioni, che qui coprono anche conglomerati del *sintema di Buonabitacolo*. La mancanza di un significativo ostacolo orografico (come pure di una separazione tettonica) tra la depressione di Sanza ed il Vallo di Diano, permette di ipotizzare che, in passato, linee di drenaggio provenienti dalla prima potessero trovare recapito nel secondo. La separazione tra le due depressioni sarebbe avvenuta dopo il modellamento del citato ripiano di 570-580 m, correlabile alla fase di colmatazione del Vallo che ha preceduto il suo ulteriore approfondimento, testimoniato dai depositi del *sintema della Certosa di Padula*. È ipotizzabile che tale separazione sia stata favorita anche dalla ripresa dei ribassamenti lungo la faglia bordiera del M. Cervati. In seguito, nel bacino si è registrato l'accumulo di conoidi alluvionali, alimentate dai corsi settentrionali, correlabile a momenti di intensa produzione detritica dovuta a cause climatiche (periodi glaciali del Pleistocene medio). È probabilmente nel corso di fasi di difficile smaltimento delle acque dovute alla venuta a giorno di blocchi carbonatici (ubicati al limite meridionale del Foglio, inizialmente sepolti dal terrigeno) che il F. Bussento cominciava ad intercettare nel corso del suo approfondimento, che sui depositi carbonatici di conoide si modellano i ripiani erosionali di origine carsica posti intorno a 450 m di quota. Solo più recentemente (dal Pleistocene superiore) si è registrato, nell'area, un ulteriore ridisegno della rete drenante con l'individuazione delle piane carsiche drenate dagli inghiottitoi delle grotte del Lago e Riotorto.

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

1. - LE UNITÀ GEOLOGICO-TECNICHE

Il territorio che ricade nell'ambito del Foglio 504 Sala Consilina è contraddistinto da una notevole complessità geologica per la presenza di un elevato numero di unità litostratigrafiche e tettoniche e di un complesso assetto strutturale delle stesse. L'analisi degli aspetti geologico-applicativi è riferibile ad unità geologico-tecniche, identificate mediante l'accorpamento o la suddivisione di unità, tra quelle evidenziate dal rilevamento geologico, aventi caratteristiche geologico-tecniche uniformi alla scala di analisi. Ciò consente di effettuare analisi omogenee della morfoevoluzione dei versanti, con particolare riferimento ai fenomeni franosi, e della circolazione idrica sotterranea. L'istituzione delle unità geologico-tecniche è influenzata dalla scala di analisi in quanto questa ne condiziona il rango ed il grado di approfondimento nella caratterizzazione delle proprietà. Nella fattispecie, per la tipologia dei dati rilevati e per la scala di analisi (1:50.000) è possibile identificare nel Foglio 504 una serie di unità, che, secondo le norme proposte dalla IAEG (1976), sono definibili complessi litologici (*lithological complexes*), riconoscibili a scale comprese tra 1:10.000 e 1:200.000 sulla base di dati di rilevamento diretto e della eventuale caratterizzazione qualitativa delle proprietà tecniche. In particolare, per le unità di substrato, fondamentalmente riconducibili a successioni di piattaforma carbonatica ed a successioni silicoclastiche, è possibile fare riferimento rispettivamente alle categorie degli ammassi rocciosi e delle formazioni strutturalmente complesse (ESU, 1977), e, ove possibile in relazione alla disponibilità dei dati, ai corrispondenti criteri classificativi. Tuttavia, per la categoria degli ammassi rocciosi non è possibile applicare classificazioni

specifiche (es. BIENIAWSKI, 1989), basate sul rilevamento di parametri strutturali e geomeccanici a scala di dettaglio. Invece, per le formazioni strutturalmente complesse, le osservazioni effettuate in sede di rilevamento sono sufficienti ad applicare la classificazione di ESU (1977); tuttavia anche in questo caso l'utilizzazione di classificazioni più recenti, di applicazione generale (HOEK & BROWN, 1997) o specificamente riferite a formazioni fliscioidi litologicamente eterogenee (BARLA *et alii*, 1987; KWASNIEWSKI, 1993; BERTI & CUZZANI, 2001), basate su parametri caratteristici, richiederebbe uno specifico rilevamento dei parametri geologico-tecnici. Per ciò che concerne la caratterizzazione dei terreni di copertura, le proprietà geologico-tecniche sono valutabili in base alle osservazioni dedotte dal rilevamento in quanto l'adozione di classifiche specifiche, come il sistema internazionale USCS, richiederebbe analisi di laboratorio, risultando quindi idonea per analisi di maggiore dettaglio.

2. - MORFOEVOLUZIONE DEI VERSANTI E FENOMENI FRANOSI

Gli accumuli di frana sono stati distinti in base all'età (GUIDA & IACCARINO, 1984) in: attuali, ovvero quelli in evoluzione nelle attuali condizioni morfologiche e climatiche, ed antichi e recenti, ovvero quelli evoluti rispettivamente in regimi morfoclimatici precedenti a quello attuale o in condizioni morfologiche e climatiche simili a quelle attuali. La rappresentazione cartografica di tali fenomeni franosi è stata condizionata dalla scala e in alcuni casi è stata limitata solo ad esempi significativi al fine di non obliterare le informazioni geologiche sottostanti ed appesantire il disegno cartografico. La scala di analisi consente lo studio dei fenomeni franosi mediante un approccio territoriale integrato con i modelli morfoevolutivi dei versanti, pertanto inquadrabile in base agli assetti strutturali e alle caratteristiche delle unità geologico-tecniche. In particolare, nel Foglio sono identificabili tre ambiti profondamente differenti, associabili a tre diversi tipi di unità geologico-tecniche (*cfr.* § V, fig. 18): le strutture carbonatiche, rappresentate dal M. Motola, dal massiccio del Cervati, dal M. Forcella e, subordinatamente, dal settore centro-occidentale dei Monti della Maddalena; i rilievi collinari costituiti dalle successioni fliscioidi a componente pelitica, ubicati prevalentemente in corrispondenza della depressione di Villa Littorio-Monte San Giacomo; i rilievi montuosi costituiti dalle successioni fliscioidi arenaceo-conglomeratiche e conglomeratico-arenacee, ubicati nelle parti sommitali del M. Sacro e del M. Centaurino. Il primo fra questi grandi ambiti mostra un'evoluzione strettamente controllata dagli eventi neotettonici e climatici del Quaternario; segue cioè il tipico modello evolutivo delle aree carbonatiche dell'Appennino campano-lucano (BRANCACCIO *et alii*, 1979; 1984), con versanti di faglia che hanno subito un progressivo arretramento rettilineo-parallelo, raccordandosi, a seconda del grado

di maturità, ad un piedimonte detritico più o meno sviluppato in relazione alla capacità di ablazione delle acque incanalate e dilavanti secondo il modello di Lehmann (LEHMANN, 1933; BAKKER & LE HEUX, 1952). Nel caso specifico, i versanti dei massicci carbonatici sono prevalentemente in roccia (versanti di Richter) e, nella maggior parte dei casi sono delimitati da un piedimonte terrigeno, tranne che per i versanti orientali del M. Cervati. Ciò, assieme all'evidenza di accumuli detritici relativamente scarsi alla base, testimonia la rapida morfoevoluzione del piedimonte controllata da ampi e diffusi processi denudazionali in cui i fenomeni franosi risultano i principali agenti morfogenetici. Nell'ambito delle dorsali carbonatiche sussistono disomogeneità morfologiche associabili a differenti assetti strutturali e, quindi, a differenti stili morfoevolutivi degli stessi. Lungo i versanti di faglia ed in particolare in quelle parti in cui l'angolo di pendio supera quello dell'equilibrio limite dei giunti di strato, o delle discontinuità nell'ammasso roccioso, possono sussistere stili morfoevolutivi contraddistinti da fenomeni franosi che coinvolgono blocchi discreti della parte più superficiale dell'ammasso roccioso, suddivisi e isolati da differenti sistemi di discontinuità. Com'è noto, i cinematismi con cui possono avvenire detti fenomeni franosi (HOEK & BRAY, 1981) sono riconducibili alla combinazione critica dell'orientazione delle famiglie di discontinuità, dell'angolo di pendio, dell'angolo di attrito esercitato al contatto tra le superfici di discontinuità e dalla circolazione idrica occasionale nell'ambito del reticolo di fratture. Essi possono essere fundamentalmente classificati nelle tipologie di: scivolamento planare (*plane sliding*), scivolamento di cunei (*wedge sliding*), ribaltamento (*toppling*) e crollo (*fall*). Tra i fenomeni franosi maggiormente importanti nelle unità carbonatiche del Foglio possono essere menzionati quelli, attualmente in evoluzione, riscontrati lungo i versanti settentrionali dei monti Cerasulo, Cervati e Serra del Radicone, ed in particolare tra le località I Pantani di S. Pietro e le Sorgenti del Calore, dove, per la giacitura a franapoggio, da meno inclinato del pendio a più inclinato verso valle, e per l'esistenza di sistemi di discontinuità subverticali, associati a lineamenti trascorrenti (*cfr.* § V, fig. 16), si generano fenomeni di ribaltamento e di scivolamento di cunei. Nella stessa zona si segnala poi la presenza di crolli, anche imponenti, che generano conii detritici attivi, particolarmente in località Vammusanna. Nel complesso questi fenomeni concorrono nelle località citate all'accumulo di ingenti volumi di detrito carbonatico alla base del versante. Queste tipologie di frana sono riscontrabili anche nelle parti più litoidi delle successioni torbiditiche, ovvero quelle contraddistinte da scarsa presenza o assenza di intercalazioni pelitiche, che affiorano nelle parti alte dei versanti del M. Sacro e del M. Centaurino; le corrispondenti unità geologico-tecniche, conglomeratico-arenacea e arenaceo-conglomeratica, sono assimilabili ad ammassi rocciosi più che a formazioni strutturalmente complesse. La morfogenesi dei rilievi collinari delle successioni fliscioidi, con particolare riferimento allo sviluppo dei fenomeni franosi, è fortemente controllata dal tipo di

complessità strutturale delle unità geologico-tecniche che, nel caso di terreni costituiti dall'associazione di due o più tipi litologici, ricadono nel gruppo B (ESU, 1977), di cui fanno parte i sottogruppi B1, B2 e B3, differenziati in base al grado crescente di tettonizzazione.

Le unità geologico-tecniche a complessità strutturale B1 (derivanti dalle formazioni di San Mauro, Pollica e Saraceno *p.p.*), costituite da sequenze regolari di strati litoidi continui lateralmente e da livelli pelitici meno competenti, sono quelle che costituiscono i rilievi più alti tra quelli delle successioni fliscioidi, con i versanti a maggiore pendenza; ne sono un esempio, il M. del Marchese ed i contrafforti del M. Sacro e del M. Centaurino. Questi rilievi mostrano generalmente versanti evoluti per recessione rettilineo-parallela, successivamente modellati in facce triangolari da corsi d'acqua susseguenti. I detriti derivanti dall'erosione di questi versanti sono presenti per lo più in forma di *talus* o di depositi di conoide di deiezione alla base dei versanti, mentre in posizioni altimetricamente differenziate sono presenti lungo i versanti depositi di natura colluviale e detritico-colluviale a prevalente componente limoso-argillosa. I fattori predisponenti alla franosità in queste unità sono, oltre l'angolo di pendio, l'assetto giaciturale della stratificazione e dei sistemi di discontinuità rispetto al versante e il grado di alterazione; in particolare la condizione di franapoggio meno inclinato del pendio con inclinazione degli strati superiore alla resistenza al taglio degli interstrati argillitici, soprattutto quando alterati, rappresenta la condizione maggiormente critica. La prevalente componente litoide, arenacea o calcarea, conferisce all'ammasso caratteristiche geomeccaniche globalmente buone, tanto che i fenomeni franosi sono attualmente subordinati agli altri processi erosionali *s.l.*, essendo limitati solo a zone dove sussistono particolari condizioni morfologiche e litostrutturali. Ne consegue che nell'ambito di tali unità, i fenomeni franosi attuali sono maggiormente attribuibili ai terreni di copertura generatisi per alterazione e degradazione del substrato, compresi i depositi di frane antiche e recenti dei quali essi costituiscono la riattivazione. Le tipologie dei fenomeni ad attività stagionale sono, generalmente, per colamenti lenti, in accordo al contenuto di frazione limoso-argillosa dei depositi ed all'incremento periodico dello stato di imbibizione, classificabili come *very slow, wet, earth flow* (CRUDEN & VARNES, 1996); subordinatamente sono presenti anche fenomeni franosi a tipologia complessa del tipo scorrimento-colamento. È da segnalare anche la presenza sporadica di scivolamenti rapidi di detrito generatisi dai depositi eluviali o detritico-colluviali in aree ad elevata pendenza ed in concomitanza di eventi pluviometrici particolarmente intensi, classificabili come *very rapid, wet, debris slide* (CRUDEN & VARNES, 1996). In alcuni casi è stato possibile ipotizzare l'esistenza di fenomeni franosi antichi, relitti o stabilizzati (WP/WLI, 1993), generatisi in condizioni morfoclimatiche diverse da quella attuale i cui depositi sono attualmente fossilizzati da terreni quaternari.

I versanti dei rilievi collinari costituiti dalle unità con complessità strutturale

B2, caratterizzate da un assetto strutturale contorto degli strati che, a luoghi, sono anche disarticolati e scarsamente continui lateralmente (*Formazione del Saraceno p.p.* e *Unità Tettonica Castelnuovo Cilento p.p.*), presentano un modello morfoevolutivo in cui i fenomeni franosi rivestono un ruolo relativamente più rilevante rispetto agli altri fenomeni erosionali. In queste unità l'influenza dell'assetto giaciturale sulla franosità è meno condizionante che nelle unità di tipo B1, poiché gli strati, spesso disarticolati, sono quasi sempre caratterizzati da pieghe a raggio di curvatura da metrico a decametrico. Inoltre, i fenomeni di alterazione mediante la trasformazione della frazione argillitica in argilla concorrono a peggiorare nella parte più superficiale le caratteristiche geomeccaniche dell'ammasso; tali fenomeni aumentano al crescere del grado di tettonizzazione. Le tipologie più rappresentate sono quelle dei fenomeni a cinematismo complesso, generalmente derivanti da scorrimenti rotazionali seguiti da colamento, classificabili come *slow, wet, earth slide-earth flow* (CRUDEN & VARNES, 1996). In particolare, rispetto all'unità di tipo B1, si assiste ad un numero maggiore di fenomeni franosi attuali, sospesi o quiescenti (WP/WLI, 1993), che spesso costituiscono la riattivazione parziale di fenomeni antichi o recenti; essi possono essere interpretati nella maggior parte dei casi come rappresentativi dell'ultimo stadio dell'evoluzione di fenomeni franosi precedenti e pertanto da questi "ereditati" (GUIDA *et alii*, 1979).

Nell'unità a grado di complessità strutturale B3, caratterizzata da una completa caoticizzazione e disarticolazione degli strati litoidi, dalla generale prevalenza della componente argillitica e dalla profonda alterazione della stessa, prevalgono nettamente le modalità morfoevolutive per frana riconducibili alla bassa resistenza al taglio dell'ammasso. L'elevato grado di destrutturazione di detti terreni, fortemente caoticizzati dalle fasi tettonogenetiche e successivamente gravitative, che li hanno più volte mobilizzati, è amplificato dai fenomeni di alterazione della componente argillitica che costituisce l'ammasso, soprattutto nella parte più superficiale dello stesso. Infatti, i continui cicli di imbibizione ed essiccamento comportano l'alterazione dell'ammasso argillitico, anche con mutazioni mineralogiche dei minerali argillosi. Nel complesso tali fenomeni di alterazione inducono un forte decadimento delle proprietà meccaniche delle argilliti che nel tempo rigonfiano perdendo l'originario carattere di sovraconsolidazione (TAYLOR & CRIPPS, 1987). In queste unità si assiste alla diffusione dei fenomeni franosi maggiore dell'intera area, con prevalenza di fenomeni attivi, derivanti generalmente dalla riattivazione di fenomeni attuali o recenti. Le cause determinanti sono generalmente rappresentate dall'aumento delle sollecitazioni indotte dall'erosione lineare ad opera di corsi d'acqua e dall'aumento delle pressioni neutre, in relazione al regime pluviometrico stagionale. Le tipologie sono in gran parte per colamento lento (*slow, wet, earth flow*) anche se i cinematismi di prima generazione sono spesso rappresentati da scorrimenti rotazionali (*earth slide*). Nella maggior parte dei casi i colamenti lenti in terreni a componenti argillosa sono associati in sistemi fra-

nosi in cui ogni singolo fenomeno è collegato agli altri secondo una gerarchia di stadio di attività e quindi di evoluzione temporale. I fenomeni franosi in questione generano sistemi franosi attivi, in cui, i singoli fenomeni, confluiscono in unico canale impostato in un impluvio principale. I fenomeni di colamento possono essere interpretati come colate viscosi (DEL PRETE, 1989), contraddistinte dall'assenza di una netta superficie di scorrimento basale, quindi da una variazione della velocità di spostamento variabile con la profondità. Fanno parte di questo tipo di unità geologico-tecniche quelle che afferiscono all' *Unità Tettonica Sicilide della Valle del Calore* ed all' *Unità Tettonica Castelnuovo Cilento p.p.*, affioranti ampiamente nel settore nordoccidentale del Foglio, alla base dei versanti meridionali del M. Motola, fino al Torrente Ripiti; per la veloce morfoevoluzione delle unità di tipo B3, su tali versanti si riscontra la diffusa presenza di fenomeni franosi attuali, ascrivibili, generalmente, alla tipologia del colamento ed in alcuni casi a tipologie a cinematismo complesso (DE RISO & SANTO, 1997). Questi sistemi franosi sono caratterizzabili con stato di attività da attivo a sospeso (WP/WLI, 1993) in quanto mobilizzati negli ultimi cicli stagionali.

Il generale comportamento geomeccanico dei terreni flisciodi, caratterizzati da un differente grado di complessità strutturale, riconducibile al differente rapporto parte litoide/parte pelitica, e conseguentemente ad una differente alterabilità, influenza la morfologia dei rilievi da essi costituiti. Infatti, nei terreni contraddistinti dal tipo di complessità strutturale B1 e B2 il paesaggio è caratterizzato da maggiore conservatività dei morfotipi originari e da pendenze dei versanti relativamente elevate. Invece, nei terreni con tipo di complessità strutturale B3 i versanti sono caratterizzati da pendenze relativamente più dolci e da scarsa conservazione dei morfotipi originari, in gran parte obliterati dalla rapida morfoevoluzione mediante fenomeni franosi. Tali osservazioni sono avvalorate anche dall'indice di franosità, inteso come rapporto tra l'area modellata da fenomeni franosi e l'area totale di affioramento; questo indice risulta essere più elevato nei terreni a tipo di complessità B3, diminuendo progressivamente fino ai terreni con tipo di complessità strutturale B1 (DE VITA, 1996). Nell'ambito del *Gruppo del Cilento*, contraddistinto generalmente da unità a complessità strutturale B1, è da segnalare un'intervallo stratigrafico basale (**PLL₁**), la cui parte superiore, discontinua e di spessore non superiore ad alcune decine di metri, è caratterizzabile dal punto di vista della complessità strutturale come B3. Questo intervallo stratigrafico affiora soprattutto in località Contrada Caporra (GUIDA *et alii*, 1992), localizzata nel settore centrale del bordo meridionale del Foglio, ed in altri punti posti nelle zone pedemontane del M. Sacro e del M. Centaurino. Per il carattere prevalentemente argillitico e per la forte destrutturazione della componente litoide, nelle località in cui esso affiora è riscontrabile la presenza di numerosi fenomeni franosi attivi (con volume coinvolto fino a circa 200.000 m³). Tra questi è possibile segnalare quelli localizzati in prossimità di Contrada Caporra, alla base

del versante sudorientale del M. Centaurino, e quello della località Cugnolo del Molino, alla base del versante orientale del M. Sacro, la cui attivazione, di primo atto o riattivazione, è avvenuta con dinamica rapida nell'aprile del 1974, coinvolgendo alcune abitazioni rurali, così come è stato testimoniato dagli abitanti del posto. I fenomeni franosi iniziali che interessano la parte superiore dell'intervallo stratigrafico basale (**PLL₁**), sulla base delle evidenze morfologiche di superficie, appaiono essere caratterizzati da cinematismo complesso del tipo scorrimento rotazionale-colamento (VARNES, 1978), ovvero possono essere classificati come *mudslide* (HUTCHINSON, 1988), ovvero *rapid-slow, wet, earth slide-earth flow* (CRUDEN & VARNES, 1996). Globalmente questi fenomeni franosi possono essere considerati, dopo la fase iniziale rapida, a riattivazione stagionale lenta, particolarmente in concomitanza dei cicli stagionali caratterizzati da apporti pluviometrici complessivamente ingenti e ben distribuiti nell'arco della stagione piovosa, che nei casi più critici si protrae fino ai mesi primaverili.

3. - IDROGEOLOGIA

L'identificazione delle unità geologico-tecniche nel Foglio, definibili *complessi idrogeologici* secondo l'accezione idrogeologica (CIVITA, 1975), consente di riconoscere la presenza di terreni ad elevato grado di permeabilità relativa, rappresentati dai litotipi calcarei delle *Unità Alburno-Cervati-Pollino* e Monti della Maddalena, e di terreni caratterizzati da un grado di permeabilità relativa scarso o impermeabile, ascrivibili ai depositi del *Gruppo del Cilento* e delle unità tettoniche Sicilide della Valle del Calore e Castelnuovo Cilento. Nell'ambito dei terreni delle successioni di bacino fanno eccezione, come anche per le altre proprietà geologico-tecniche, quelli conglomeratico-arenacei e conglomeratici ascrivibili rispettivamente alla parte alta della *formazione di San Mauro* ed alla *formazione di Monte Sacro*. In questi complessi idrogeologici la scarsa componente pelitica conferisce un grado medio di permeabilità relativa. Nell'area del Foglio ricadono importanti strutture idrogeologiche: carbonatiche, del M. Motola, del M. Cervati e del M. Forcella e subordinatamente dei Monti della Maddalena; conglomeratico-arenacee, del M. Sacro e del M. Centaurino; alluvionale, del Vallo di Diano. Di seguito si fa riferimento a sorgenti, la cui numerazione progressiva trova riscontro nello schema idrogeologico allegato (fig. 24); quando la posizione delle sorgenti è ravvicinata tanto da non consentire una distinzione grafica, esse vengono indicate con un solo simbolo. Le sorgenti menzionate sono in gran parte captate per uso idropotabile o irriguo.

Monte Motola - Il rilievo del M. Motola è una struttura emianticlinale, i cui margini corrispondono ad importanti discontinuità tettoniche, che mettono in contatto i terreni carbonatici con i depositi impermeabili o poco permeabili

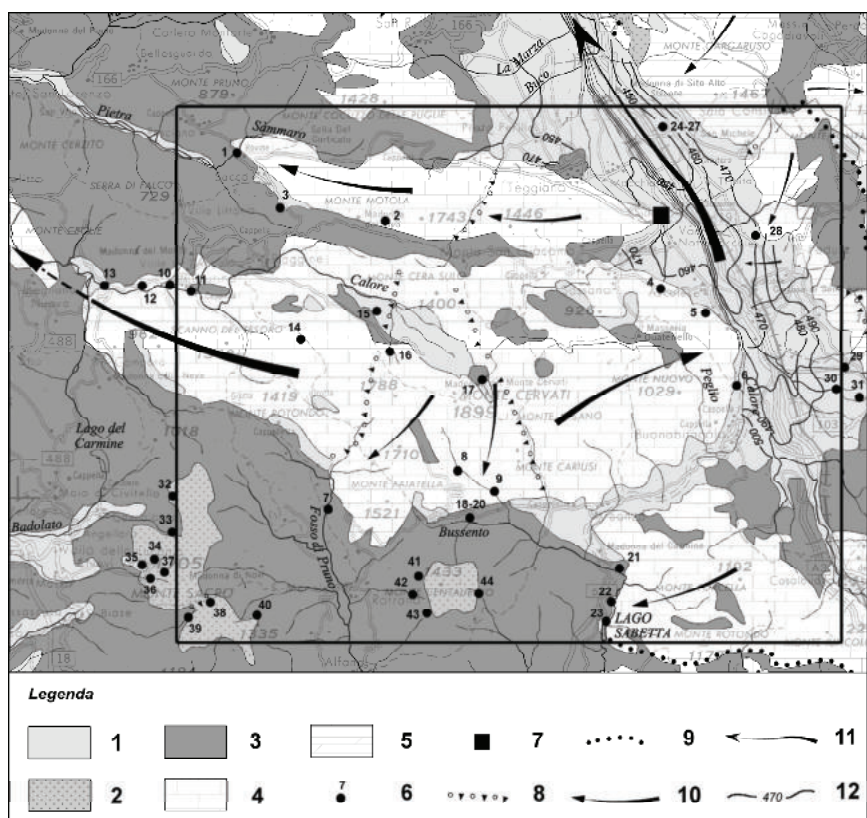


Fig. 24 - Schema idrogeologico del Foglio 504 Sala Consilina. *Legenda:* 1) complessi dei depositi quaternari; 2) complesso conglomeratico-arenaceo; 3) complessi flyschoidi a componente pelitica; 4) complesso calcareo; 5) complesso dolomitico; 6) sorgente; 7) campo pozzi di Punta Silla; 8) spartiacque sotterraneo aperto (i triangoli indicano la direzione di travaso); 9) spartiacque sotterraneo chiuso; 10) direttrice del deflusso idrico sotterraneo; 11) asse di drenaggio preferenziale; 12) isopieziometrica.

delle unità litostratigrafiche mioceniche e i terreni dell'Unità Sicilide della Valle del Calore. Ad est la struttura idrogeologica è ribassata al di sotto dei sedimenti lacustri, fluvio-lacustri e alluvionali che riempiono la depressione morfo-strutturale del Vallo di Diano. Per l'elevato grado di permeabilità dei terreni calcarei, dovuto a fratturazione e carsismo, la struttura del M. Motola è contraddistinta da un'ingente circolazione idrica sotterranea di tipo basale, il cui deflusso è condizionato dai contatti ben definiti che questa struttura ha con i terreni dotati di minore permeabilità. Infatti, in accordo con il tipico schema di circolazione idrica sotterranea dei massicci carbonatici, lungo il bordo occidentale

della struttura, laddove la cintura impermeabile raggiunge la quota più bassa, è presente il principale recapito della falda di base, rappresentato dalla sorgente del Torrente Sammarò (1). Le discontinuità tettoniche trasversali alla dorsale carbonatica, orientata E-O, possono svolgere un ruolo parzialmente tamponante sul deflusso idrico sotterraneo, inducendo, in corrispondenza dei piani di faglia, l'innalzamento della superficie piezometrica (CELICO, 1978; 1983; CELICO *et alii*, 1996). La sorgente del Torrente Sammarò è contraddistinta da un regime molto variabile, tanto da essere stata definita "pulsante" (MIRAGLIA, 1949b); tale carattere è riconducibile alla presenza di un condotto carsico che funge da sifone in prossimità dell'emergenza. La portata della sorgente raramente risulta essere inferiore a 0.50 m³/s. Le altre due sorgenti, con portata notevolmente inferiore, emergono lungo il bordo meridionale caratterizzato da una grande faglia bordiera che mette a contatto i terreni carbonatici con i terreni dell'*Unità Sicilide della Valle del Calore*; queste sono riconducibili ad una circolazione idrica sotterranea superficiale che avviene nella parte più fratturata dell'ammasso carbonatico e nella coltre detritica carbonatica, affiorante al bordo meridionale della struttura. Si tratta delle sorgenti: (2) M. Vivo (0.006 m³/s); (3) Forma (0.009 m³/s). Al margine orientale della struttura idrogeologica, dove attualmente sono limitati gli scambi idrici sotterranei con l'acquifero di piana del limitrofo Vallo di Diano, è presente la principale captazione di acque sotterranee del massiccio carbonatico: il campo-pozzi di Punta Silla (fig. 24). Per quest'opera è stata prevista una portata di emungimento di circa 0.14 m³/s, da utilizzare principalmente per l'approvvigionamento idropotabile.

Monte Cervati - L'unità idrogeologica di Monte Cervati - Monte Vesole è la più estesa fra tutte le altre unità carbonatiche dell'area, essa è delimitata ad est dalla depressione morfo-strutturale del Vallo di Diano, a nord-est da una faglia inversa, con componente trascorrente, che la separa dalla struttura idrogeologica del M. Motola. I margini nord-occidentali e meridionali della struttura sono marcati da contatti tettonici con i terreni poco permeabili o impermeabili delle unità litostigrafiche mioceniche e dei terreni dell'*Unità Sicilide della Valle del Calore*. All'interno dell'unità idrogeologica è stato riconosciuto uno schema di circolazione articolato in diverse substrutture (CIVITA, 1974, 1977; CELICO, 1978; CELICO *et alii*, 1982; CELICO, 1983). In particolare, il massiccio del M. Cervati s.s. costituisce una zona di alto idrogeologico, in cui si riconoscono diverse direzioni di flusso della falda di base, in relazione alla presenza di importanti discontinuità tettoniche che suddividono in più blocchi il massiccio carbonatico stesso (*cf.* Cap. V). Nel settore nord-orientale, si verifica una direzione del flusso idrico sotterraneo orientata da O verso E, verso le sorgenti del Vallo di Diano: (4) Fontanelle Sottane (0.30 m³/s); (5) Gruppo Fontanelle Soprane, Gruppo Vagera e Della Valle (0.95 m³/s); (6) Rio Freddo (0.25 m³/s). Nel settore centro-meridionale, il deflusso idrico sotterraneo è orientato da N verso S ed alimenta le sorgenti: (7) Fistole

del Faraone (circa $0.50 \text{ m}^3/\text{s}$); (8) Varco La Peta ($0.065 \text{ m}^3/\text{s}$); (9) M. Menzano ($0.18 \text{ m}^3/\text{s}$). Nel settore occidentale, si ha una direzione preferenziale del flusso orientata da E verso O ad alimentare le sorgenti: (10) Festole di Laurino ($0.080 \text{ m}^3/\text{s}$); (11) Foce del Gorgo Nero ($0.12 \text{ m}^3/\text{s}$); (12) Acqua Fresca ($0.15 \text{ m}^3/\text{s}$); (13) Foce ($0.15 \text{ m}^3/\text{s}$). Quest'ultimo settore di massiccio travasa parte delle sue acque sotterranee verso la dorsale M. Chianiello - M. Vesole, attraverso il graben di Magliano, ubicati nel limitrofo Foglio 503 - Vallo della Lucania. Infatti, la falda di base della struttura di M. Chianiello - M. Vesole, avente una direzione di flusso orientata da E verso O, ha recapito principale nelle sorgenti effluenti nella Piana di Paestum, nel Foglio 487 - Roccadaspide, a quote nettamente più basse (da 5 a 35 m s.l.m.) di quelle che cingono il Cervati (da 330 a 470 m s.l.m.) e con una portata globale (circa $3.4 \text{ m}^3/\text{s}$) che presuppone un bacino di alimentazione nettamente più esteso della dorsale M. Chianiello - M. Vesole stessa (CELICO, 1978; 1983).

Per ciò che riguarda la circolazione superficiale nel massiccio carbonatico, riconducibile, come tipico dei massicci carbonatici a discontinuità idrogeologiche che rendono possibile l'instaurarsi di falde sospese aventi recapito in sorgenti a regime variabile, sono da menzionare le sorgenti di alta quota: (14) del Festolare ($0.012 \text{ m}^3/\text{s}$); (15) Savucco ($0.006 \text{ m}^3/\text{s}$); (16) Calore ($0.098 \text{ m}^3/\text{s}$); (17) Acqua che suona ($0.010 \text{ m}^3/\text{s}$); (18) Del Persico ($0.032 \text{ m}^3/\text{s}$); (19) Festola di Sotto ($0.016 \text{ m}^3/\text{s}$); (20) Fistole di Sanza ($0.020 \text{ m}^3/\text{s}$). In particolare, per le ultime cinque, la circolazione idrica è riconducibile, almeno in parte, all'acquifero poroso dei depositi detritici (in precedenza ritenuti di origine glaciale per le sorgenti 16 e 17) in cui la falda idrica, che presumibilmente travasa dall'ammasso roccioso carbonatico, è sostenuta dai terreni meno permeabili della *formazione del Bifurto*.

Monte Forcella - Questa struttura idrogeologica carbonatica è delimitata a nord dalla depressione di Sanza a sud dai terreni della *formazione del Bifurto*, oltre il bordo meridionale del Foglio, e ad ovest dal *Gruppo del Cilento*. La struttura di M. Forcella, separata da faglie orientate E-O dalla struttura più meridionale del M. Salice-M. Coccovello, ha come recapito preferenziale della circolazione idrica basale le gole del F. Bussento, nelle sorgenti: (21) Irca la Torta ($0.25 \text{ m}^3/\text{s}$); (22) Farnitani ($0.11 \text{ m}^3/\text{s}$); (23) Fistole di San Donato ($1.28 \text{ m}^3/\text{s}$), poco più a sud del bordo meridionale del Foglio. I deflussi delle suddette sorgenti sono intercettati a valle dall'invaso ENEL in località Sabetta, nel Foglio 520 - Sapri, oltre ad altre emergenze sorge minori.

Monti della Maddalena - L'unità idrogeologica dei Monti della Maddalena è delimitata dal Vallo di Diano ad O e dalle valli del Melandro e dell'Agri ad E, impostatesi su importanti discontinuità tettoniche. La complessità strutturale e le differenze di permeabilità relativa, tra i termini calcarei e quelli dolomitici, inducono un notevole frazionamento della circolazione idrica sotterranea con recapito ripartito verso il vallo di Diano e verso la Val d'Agri (NICOTERA & DE

RISO, 1969a; CELICO, 1978, 1983; CELICO *et alii*, 1980). Nel Foglio ricade un settore limitato di detta unità idrogeologica, posto a sud di Sala Consilina, dove esistono due principali direzioni di flusso della falda di base: una verso le sorgenti ubicate nel Vallo di Diano ed una verso le sorgenti situate in alta Val d'Agri. In particolare, nel Foglio ricade la zona con recapito verso il Vallo di Diano, limitata alle propaggini meridionali della substruttura dolomitica del M. Gargaruso e le propaggini occidentali della dorsale calcarea M. Cavallo-Serra Longa. La prima substruttura alimenta, mediante travasi idrici sotterranei, la fascia detritico-alluvionale pedemontana la cui circolazione idrica sotterranea ha recapito nelle sorgenti, localizzate al contatto con i terreni fluviolacustri: (24) Taverna ($0.012 \text{ m}^3/\text{s}$); (25) Conca Grande ($0.15 \text{ m}^3/\text{s}$); (26) San Giovanni ($0.030 \text{ m}^3/\text{s}$); (27) San Galdo ($0.017 \text{ m}^3/\text{s}$). La seconda substruttura alimenta le sorgenti: (28) San Giovanni in Fonte ($0.39 \text{ m}^3/\text{s}$); (29) Fego ($0.026 \text{ m}^3/\text{s}$); (30) Gigante ($0.055 \text{ m}^3/\text{s}$); (31) Acqua Nuova ($0.100 \text{ m}^3/\text{s}$). Le sorgenti sono captate parzialmente e sono utilizzate a scopi irrigui.

Monte Sacro - L'unità idrogeologica di Monte Sacro è costituita dai termini conglomeratici e conglomeratico-arenacei che caratterizzano l'omonima formazione, contraddistinti da un tipo di permeabilità mista, per fessurazione e porosità, e da un grado di permeabilità medio. La presenza di numerose sorgenti, al contatto con il sottostante complesso idrogeologico argilloso-marnoso, corrispondente all'olistostroma superiore del *Gruppo del Cilento* nella sezione di M. Sacro, indica l'esistenza di una circolazione idrica sotterranea basale nell'acquifero conglomeratico. Ciò trova spiegazione nella scarsa presenza di intercalazioni pelitiche che, qualora presenti, hanno una scarsa continuità laterale, da cui consegue che la percolazione delle acque di infiltrazione efficace può avvenire senza ostacoli, andando a generare una circolazione idrica basale, per molti versi simile, sebbene in scala più ridotta, a quella degli acquiferi carbonatici. Inoltre, la posizione altimetrica del limite idrogeologico con il sottostante complesso idrogeologico, posizionato a quota più bassa sul lato occidentale del rilievo, condiziona il recapito prevalente della circolazione idrica sotterranea verso questo settore dove si ritrova la maggior parte delle emergenze sorgive (GUIDA *et alii*, 1981). Per la significativa estensione dell'unità idrogeologica (circa 21 km^2) e, soprattutto, per la notevole ricarica medio annua dell'acquifero conglomeratico, favorita dall'elevata quota media dell'area di affioramento, quest'unità idrogeologica ha una notevole potenzialità che la rende di notevole importanza per gli schemi idrici dell'area cilentana. L'analisi strutturale nell'area di affioramento della *formazione di Monte Sacro* evidenzia una struttura brachisinclinale con asse di maggiore allungamento approssimativamente in direzione N-S. Questo assetto strutturale consente l'immagazzinamento di riserve idriche permanenti. L'idrodinamica sotterranea, influenzata da un'importante linea tettonica posta a nord di M. Scuro, si esplica mediante due versi di deflusso preferenziali orientati da est verso ovest

(nella substruttura di M. Falascoso-M. Sacro) e da E-NE verso O-SO (nella substruttura di M. Scuro) (CELICO *et alii*, 1993). Tra le principali sorgenti dell'unità idrogeologica, sono da menzionare le sorgenti, ciascuna con portata compresa tra $0.010 \text{ m}^3/\text{s}$ e $0.035 \text{ m}^3/\text{s}$: (32) Giuso; (33) Vallone di Castro; (34) Scaricatoio; (35) Ramara; (36) Fiume Freddo; (37) Elce; (38) Fiume Freddo Palistro; (39) Acqua Vollara; (40) Neviera.

Monte Centaurino - Questa unità idrogeologica mostra, sebbene in scala ridotta, gli stessi caratteri idrogeologici e strutturali dell'unità di Monte Sacro e pertanto si presenta con caratteristiche idrogeologiche del tutto analoghe. Anche al M. Centaurino esiste un acquifero conglomeratico-arenaceo sovrapposto ai terreni argilloso-marnosi, impermeabili, dell'olistostroma superiore del *Gruppo del Cilento*, caratteristicamente contraddistinto dalla presenza di olistoliti di rocce ofiolitifere. L'acquifero, anche in questo caso come al M. Sacro, ha un assetto strutturale a brachisinclinale, consentendo la genesi di riserve idriche permanenti. L'andamento planoaltimetrico del limite di permeabilità con i terreni impermeabili sottostanti orienta il recapito in differenti punti del settore meridionale del rilievo. Le principali sorgenti, ciascuna con portata non superiore a $0.010 \text{ m}^3/\text{s}$, sono: (41) Pietrecupe; (42) Latusiello; (43) Acqua di Frascio; (44) Tre Fontane.

Vallo di Diano - Il Vallo di Diano costituisce un'ampia depressione morfostrutturale (circa 173 km^2), attraversata dal F. Tanagro e limitata dalle strutture carbonatiche dei Monti della Maddalena, ad est, e dai monti Cervati, Motola e degli Alburni, ad ovest. Nella piana è stata riconosciuta, a grande scala, un'unica falda, circolante nei depositi detritici, alluvionali e lacustri, convergente verso il F. Tanagro, che rappresenta il principale recapito delle acque sotterranee della piana. Dalla ricostruzione della superficie piezometrica, eseguita nel 1986 (CELICO *et alii*, 1991), risulta anche che l'acquifero di piana riceve alimentazione da quello carbonatico dei Monti della Maddalena ed alimenta le strutture carbonatiche di M. Motola, lungo il versante settentrionale, e degli Alburni al di sotto della coltre quaternaria (NICOTERA & DE RISO, 1969a; CELICO, 1983). In particolare, della portata complessiva della falda della piana, circa $0.88 \text{ m}^3/\text{s}$ hanno recapito nel F. Tanagro e circa $0.04 \text{ m}^3/\text{s}$ alimentano le strutture carbonatiche degli Alburni e di M. Motola (CELICO *et alii*, 1991). Il Vallo di Diano è stato studiato, mediante sondaggi meccanici, prospezioni geofisiche e geochimiche, anche relativamente al substrato presente al di sotto dei depositi quaternari (NICOTERA & DE RISO, 1969a; CELICO, 1979; 1983). Da queste ricerche risulta il ruolo di spartiacque sotterraneo del Vallo di Diano tra i massicci carbonatici posti in destra ed in sinistra orografica del F. Tanagro.

4. - CAVE, ATTIVITÀ ESTRATTIVE E DISCARICHE

Le attività estrattive nel Foglio sono principalmente rappresentate da cave di calcare, calcare dolomitico e dolomia sei delle quali, tra quelle attive e maggiormente rappresentative, sono ubicate nella struttura dei Monti della Maddalena lungo il bordo con il Vallo di Diano, tra gli abitati di Sala Consilina e Padula; esse ricoprono complessivamente un'estensione di circa 0.20 km². Un'altra cava attiva (presso S. Angelo, Sala Consilina), a fossa, è prossima alla zona apicale di una antica conoide di deiezione costituita da ghiaie calcaree in matrice sabbiosa (depositi di conoide). A ovest di Padula viene cavata la dolomia cataclastica insieme al calcare. Per la restante parte del territorio, sono presenti altre sei cave, non più attive, sparse lungo i bordi del massiccio del M. Cervati e ricoprenti una superficie complessiva di circa 0.03 km². Queste cave sono state aperte per la costruzione delle strade di collegamento Rofrano-Buonabitacolo e per attività edilizia in prossimità dell'abitato di Teggiano. Oltre agli inerti attualmente sfruttati, si ricorda che per lungo tempo nella zona del Vallo di Diano è stata utilizzata e ancor oggi viene lavorata come pietra da costruzione e per decorazione la cosiddetta "Pietra di Padula", costituita da calcari biolitoclastici a frammenti di bivalvi e a cemento spatico (**CBI**). Il maggiore sviluppo dell'attività estrattiva in destra idrografica del Vallo di Diano è da ricondurre oltre che alla logistica più favorevole per il trasporto dei materiali anche all'elevata fratturazione dell'ammasso roccioso dolomitico e calcareo-dolomitico.

Una grande discarica era in esercizio al momento del rilevamento nel comune di Sala Consilina, occupando parte dello spazio in precedenza scavato nella cava a fossa in località S. Angelo-V. Rovina. Tra gli altri depositi di origine antropica, di locale impatto geomorfologico, si possono segnalare dei detriti di cava sul versante delle Serre S. Leonardo (Padula).

5. - PARCHI E RISERVE NATURALI

La necessità di preservare e valorizzare le aree di grande pregio ambientale della Campania meridionale, in gran parte ricadenti nel territorio del Foglio 504, ha portato all'istituzione nel 1991 del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano. L'intero parco è stato nel 1998 inserito nella lista del Patrimonio Mondiale dell'UNESCO, mettendone in rilievo i caratteri naturali geologici e geomorfologici e il particolare e universale significato e qualità di paesaggio culturale frutto dell'interazione storica tra l'uomo e l'ambiente. In un contesto di preservazione e valorizzazione delle caratteristiche naturali sarebbe opportuno un adeguato approfondimento sui geositi esistenti nell'area del Foglio in oggetto. Alcuni di questi infatti rivestono un particolare interesse per l'insieme delle caratteristiche

geologiche che presentano e perché permettono di ricostruire alcuni interessanti eventi che hanno portato alla costruzione della articolata catena centro-sud-appenninica. SANTANGELO *et alii*, 2005, individuano e censiscono, all'interno del Parco, geositi di vario interesse tra cui quelli di tipo carsico, geomorfologico, idrogeologico e strutturale nei massicci carbonatici

VIII - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Sulla base dei dati stratigrafici, biostratigrafici e strutturali riportati dal rilevamento, nonché sulla base dei dati di letteratura precedentemente citati, è possibile proporre una ipotetica ricostruzione dei principali eventi tettono-sedimentari che hanno interessato le differenti unità individuate.

Unità Interne: Probabilmente non prima del Burdigaliano i terreni appartenenti al *Gruppo del Cilento* sono in contatto stratigrafico sui terreni delle Unità interne precedentemente deformate. Non è ancora del tutto chiaro se, sempre durante il Miocene inferiore-medio, si sia verificata una ulteriore deformazione. La discordanza dei conglomerati di M. Sacro evidenzia l'esistenza di un ulteriore evento, di età presumibilmente tortoniana. Non prima del Tortoniano superiore, cioè dopo la deposizione delle *calciruditi ed arenarie di Piaggine*, tutta l'Unità viene traslata al di sopra dell'*Unità Alburno – Cervati – Pollino*.

Unità Alburno – Cervati – Pollino. La trasgressione concordante del Miocene inferiore, legata probabilmente alla flessurazione della placca apula in subduzione, inizia il ciclo di avanfossa che, probabilmente nel Serravalliano inferiore dopo la deposizione della *formazione del Bifurto* viene interrotto da una prima deformazione che porta i terreni dell'unità in emersione. Nella parte alta del Tortoniano medio il ritorno in ambiente subacqueo relativamente profondo, dopo una lunga stasi di almeno cinque milioni di anni, è testimoniato dalla deposizione delle *calciruditi ed arenarie di Piaggine*. Questi terreni nella porzione superiore mostrano sporadiche colate gravitative di depositi riferibili ai bacini interni che dimostrerebbero l'avvicinarsi delle falde. La sedimentazione è successivamente interrotta dall'arrivo delle Unità interne cui sono associati i rispettivi depositi sinorogeni (*Gruppo del Cilento*). Una ulteriore emersione si verifica durante la parte alta del Tortoniano superiore ed è seguita nel Messiniano inferiore da

un nuovo ritorno in ambiente subacqueo, testimoniato dalla deposizione della *formazione di Castelvete*. Piccolissimi affioramenti non databili di sabbie marine fossilifere sono stati osservati nei pressi di Campora nel contiguo Foglio Vallo della Lucania (comunicazione personale di A. Sgroso), intorno quota 350, di presumibile età pliocenica o plio-pleistocenica; tali depositi testimoniano, almeno per il M. Cervati, un ulteriore ritorno all'ambiente marino di cui non conosciamo bene l'estensione.

Unità Monti della Maddalena. La trasgressione concordante non è testimoniata da affioramenti nell'area del Foglio, ma è presente con affioramenti abbastanza ben esposti nei dintorni di Laviano e di Castelnovo di Conza lungo le pendici settentrionali del M. Marzano (AMORE *et alii*, 2005); tali depositi che arrivano al Tortoniano inferiore dimostrano l'evoluzione ad avansassa di tutta l'unità tettonica. Il primo ciclo discordante è rappresentato dai depositi della *formazione di Monte Sierio* del Tortoniano superiore. Al di sopra di questi ultimi poggiano tettonicamente terreni appartenenti alle Unità interne e all'*Unità Alburno-Cervati-Pollino*. Il secondo ciclo discordante è costituito dai depositi della *formazione di Castelvete* del Messiniano inferiore. Un terzo ciclo, riconoscibile fino ad oltre 1100 m di quota, è rappresentato dalle sabbie plioceniche delle Murge Nere, affioranti a monte di Sant'Angelo le Fratte, poco al di fuori del Foglio (LUCCHETTI, 1943).

Unità Lagonegro: A causa della esiguità e della cattiva esposizione degli affioramenti non sono stati rinvenuti elementi stratigrafici e strutturali che consentano di stabilire la successione cronologica dei principali eventi tettono-sedimentari che hanno caratterizzato le unità lagonegresi.

Da questa sintetica esposizione si evince che tutte le unità hanno subito in seguito agli eventi compressivi, distensivi e trascorrenti che hanno portato alla strutturazione della catena, ripetute dislocazioni con forte componente verticale sia positiva che negativa. La componente verticale positiva, caratterizzata da emersioni non trascurabili e conseguenti forti elisioni ed evidenziata dal tipo di deposito e dal tipo di contatto su terreni di altezza stratigrafica differente è quasi certamente legata alle fasi di rampa dei *thrust*. Non è altrettanto semplice chiarire le cause della componente negativa, responsabile dei ripetuti ritorni in ambiente marino, anche discretamente profondo. Altro elemento da evidenziare è la differente risposta delle unità nel corso della deformazione. Infatti queste, inizialmente indipendenti e caratterizzate da una propria evoluzione tettonica e sedimentaria, dopo la prima deformazione traslativa entrano a far parte della catena ed effettuano un percorso comune, testimoniato dai differenti cicli discordanti che talora poggiano contemporaneamente anche su più unità tettoniche. Esempio tipico è rappresentato dalla *formazione di Castelvete* che poggia sulle unità tettoniche dell'Alburno-Cervati-Pollino e dei Monti della Maddalena. Al di fuori del Foglio

questo ciclo discordante poggia stratigraficamente anche sui depositi sicilidi. Tra gli Autori che hanno proposto ricostruzioni regionali c'è poco accordo sulla scelta del modello paleogeografico di riferimento che rimane quindi un importante obiettivo ancora da chiarire. Alcuni elementi che abbiamo riscontrato durante il rilevamento del foglio possono essere utilizzati per confermare il modello più articolato che prevede l'esistenza di due differenti piattaforme carbonatiche separate da un bacino (bacino del Foraporta) situate in posizione occidentale rispetto al bacino di Lagonegro. L'elemento più importante che permette di ipotizzare che l'*Unità dei Monti della Maddalena* derivi dalla deformazione di un dominio paleogeografico (Piattaforma laziale-campano-lucana) differente da quello (Piattaforma campano-lucano-calabrese) da cui deriva l'*Unità Alburno-Cervati-Pollino*, rimane comunque la notevole differenza nelle rispettive evoluzioni tettono-sedimentarie mioceniche; tale differenza è stata confermata anche da ulteriori dati derivanti da ricerche recenti nei dintorni di Laviano (Amore *et alii*, 2005). Il ritrovamento di facies di transizione a bacino di età albiano-cenomaniana sul bordo settentrionale del M. Motola (**RDO**) e le caratteristiche stratigrafiche e strutturali dell'affioramento dei calcari "cristallini" di Teggiano (**CBI**), rappresentano comunque ulteriori elementi a sostegno di tale tesi. La presenza delle *facies* di scarpata cretatiche dimostra anche che il bacino del Foraporta non è stato un bacino soltanto giurassico, come dimostrato anche dalla presenza di facies di bordo di piattaforma in Penisola Sorrentina e a Capri. Nella ipotesi che riteniamo più probabile pertanto i depositi che costituiscono l'*Unità dei Monti della Maddalena* (bordo interno del bacino di Lagonegro) doveva passare ad una piattaforma che attualmente affiora nell'*Unità Penisola Sorrentina-Monti Picentini* che a sua volta verso l'esterno passava a Capri, bordo esterno del bacino del Foraporta che a sua volta passava ai depositi che attualmente costituiscono l'*Unità Alburno-Cervati-Pollino*. In questa ipotesi la piattaforma legata all'*Unità Monti della Maddalena* attualmente non affiora perché sottoposta ai depositi del bacino del Foraporta e a quelli affioranti dei Monti Alburni e del M. Cervati. Tale situazione strutturale, ipotizzabile sulla base degli elementi stratigrafici e strutturali affioranti ed in particolare sulla presenza e sulle caratteristiche della linea trascorrente sinistra della valle del F. Sele, è riconoscibile nel sottosuolo sulla base di linee sismiche di proprietà AGIP che abbiamo avuto occasione di visionare. Questa interpretazione è accettata da VAN DIJK *et alii* (2000b) che hanno avuto modo di lavorare sui suddetti profili. Una tale ricostruzione pone notevoli problemi sull'estensione dei domini che non sono presenti in affioramento e soprattutto sulla notevole velocità con cui, a partire dal Tortoniano, si è realizzata la strutturazione di questa porzione della catena appenninica. Dati ottenuti con metodologie del tutto differenti e a scala molto più ampia confermerebbero sia la scansione temporale da noi proposta sia la forte velocità (sino a sei centimetri per anno) con cui si è strutturata la catena a partire dal Tortoniano (FACCENNA *et alii*, 2001).

BIBLIOGRAFIA

- ALDEGA L., CORRADO S., DI LEO P., GIAMPAOLO C., INVERNIZZI C., MARTINO C., MAZZOLI S., SCHIAT-TARELLA M. & ZATTIN M. (2005) - *The southern Apennine case history: thermal constraints and reconstruction of tectonic and sedimentary burials*. Atti Ticin. Sci. Terra, Ser. Spec., **10**: 45-53, 6 figg., 2 tabb., Pavia.
- AMODEO F. (1999) - *Il Triassico terminale - Giurassico del Bacino Lagonegrese. Studi stratigrafici sugli Scisti Silicei della Basilicata (Italia meridionale)*. Mém. Géol., **33**: 1-160, 50 figg., 10 tavv., Lausanne.
- AMODIO-MORELLI M., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1979) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17** (1976): 1-60, 5 figg., 5 tabb., 1 carta geol., Roma.
- AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1992) - *Relazioni tra i "Flysch interni" e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro ed Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), (1): 285-297, 4 figg., Roma.
- AMORE F.O., CASTELLANO M.C., CIVILE D., MORABITO S., PESCATORE E., SANTINI U. & SGROSSO I. (2005) - *Three Miocene sedimentary cycles near Laviano (Salerno)*. Epitome **1**, Geoitalia 2005, Quinto Forum Italiano di Scienze della Terra, Spoleto 21-23 settembre 2005: 293, Stella Arti Grafiche, Trieste.
- AMORE F. O., CIAMPO G., MORABITO S., RUGGIERO E., SANTINI U., & SGROSSO I. (2003) - *Datazione biostratigrafica ed inquadramento regionale di alcuni depositi miocenici discordanti dell'Appennino campano-lucano*. FIST - Geoitalia 2003, Riassunti: 286-288.
- AMORE F.O., IACCARINO G. & PERRONE V. (1988) - *Segnalazione di nannoflore mioceniche nella successione di Monte Centaurino (Cilento orientale): problemi di correlazione tra la Formazione di San Mauro e la Formazione di Albidona*. Boll. Soc. Geol. It., **107** (1): 219-226, 2 figg., Roma.
- ARNAUD-VANNEAU A., CONRAD M.A., DELOFFRE R., LUPERTO SINNI E., MASSE J.P., PEYBERNÈS B., RADOICIC R., SOKAC B. & VELIC I. (1991) - *Distribution of Lower Cretaceous Foraminifera and Dasyclad Algae of the Adriatic Plate*. The Second International Symposium on the Adriatic Carbonate Platform, Zadar, May 12th-18th, 1991, Abstract Volume: 22-26.
- ASCIONE A. (1997) - *Studio morfotetturale sulla genesi del rilievo in Appennino meridionale*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario, Consorzio delle Università di Napoli "Federico II" e di Palermo.
- ASCIONE A., BRANCACCIO L., CINQUE A., PETROSINO P., ROMANO P., RUSSO ERMOLLI E. & SANTANGELO N. (2000) - *The continental record from lacustrine basins of southern Italy: the state of knowledge*. Volume Abstract del Meeting "The Plio-Pleistocene boundary and the Lower/middle Pleistocene transition: type areas and sections". SubCommission on European Quaternary Stratigraphy 2000 Meeting, Bari, 25-29 settembre 2000.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1996) - *L'età della tettonica trascorrente nell'Appennino campano: il contributo dell'analisi geomorfologia*. Studi Geologici camerti, vol. spec., **1995** (2), 41-52.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1999) - *Tectonics and erosion in the long term relief history of Southern Apennines (Italy)*. In: W. FRISCH (ed.): «Tectonic geomorphology, Proceedings of the Fourth International Conference on Geomorphology, Bologna 1997. Volume III», Z. Geomorphol. N.F. Suppl. Bd. **118**: 1-16, 8 figg., Berlin.
- ASCIONE A., CINQUE A., SANTANGELO N. & TOZZI M. (1992) - *Il bacino del Vallo di Diano e la tettonica trascorrente plio-quadernaria: nuovi vincoli cronologici e cinematici*. Stud. Geol. Camerti, Vol. Spec., **1992/1**: 201-208, 4 figg., Camerino.
- BARATTOLO F., ROMANO R. & VECCHIO E. (2000) - *The Spirolina Facies (Early-Middle Eocene) in Southern Apennines*. In: D. BASSI (Ed.): «Field trip Guidebook: Shallow water benthic communities at the Middle-Upper Eocene boundary. Southern and North-Eastern Italy, Slovenia, Croatia,

- Hungary», 5th Meeting of the IUGS-UNESCO IGCP 393, July 18th-31st, 2000. Ann. Univ. Ferrara, Sez. Sci. Terra, **8**, Suppl.: 15-39, figg. 1-3 e 1.1-4.2, pl. 1/1-4/3, Ferrara.
- BAKKER J.P. & LE HEUX J.W.N. (1952) - *A remarkable new geomorphological law*. Koninkl. Nederl. Ak. Watenhappen. Amsterdam, **55**: 399-410.
- BARATTA M. (1901) - *I Terremoti d'Italia*. Arnaldo Forni ed.
- BARLA G., GELATI R. & SFONDRINI G. (1987) - *Study of the major rock complexes of the Northern Apennines*. Geol. Appl. Idrogeol., **22**: 187-241, Bari.
- BATES R.L. & JACKSON J.A. (1987) - *Glossary of Geology* (third edition). pp. 778, American Geological Institute, Alexandria, VA.
- BAZZUCCHI P., BERTINELLI A., CIARAPICA G., MARCUCCI M., PASSERI L., RIGO M. & ROGHI G. (2005) - *The Late Triassic-Jurassic stratigraphic succession of Pignola (Lagonegro-Molise Basin, Southern Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **124** (1): 143-153, 15 figg., Roma.
- BERARDI F., DE ROSA G. & TOZZI M. (1996) - *Vincoli strutturali di superficie per una ricostruzione geometrica del massiccio dei Monti Alburni (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 13-21
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C., III & AUBRY, M.-P. (1995) - *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy*. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubrey, M.-P., & Hardenbol, J. (eds.) *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: SEPM Special Publication No. 54*, 129-212
- BERTI & CUZZANI M.G. (2001) - *Caratterizzazione geomeccanica ed analisi dei fenomeni deformativi nell'area di Corniglio (Appennino parmense)*. Quaderni di Geologia Applicata, v. 8, Pitagora Editrice.
- BERTINELLI A., CIARAPICA G., DE ZANCHE V., MARCUCCI M., MIETTO P., PASSERI L., RIGO M. & ROGHI G. (2005) - *Stratigraphic evolution of the Triassic-Jurassic Sasso di Castalda succession (Lagonegro Basin, Southern Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **124** (1): 161-175, 10 figg., Roma.
- BIENIAWSKI Z.T. (1989) - *Engineering Rock Mass Classifications: A Complete Manual for Engineers and Geologists in Mining, Civil, and Petroleum Engineering*. pp. 251, Wiley-Interscience Publication, New York.
- BIASUTTI R. (1916) - *Tracce glaciali sul Monte Cervati (Appennino Lucano)*. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat. Napoli, ser. 3, **22** (7-10): 107-113, 4 figg., Napoli.
- BLANC A.C. & SEGRE A.G. (1953) - *Les formations quaternaires et les gisements paléolithiques de la côte de Salerno*. INQUA, IV Congr. Int., Roma-Pisa 1953: «Excursion dans les Abruzzes, les Pouilles et sur la côte de Salerno»: 73-110, figg. 23-42, Roma.
- BOLLI H.M. & SAUNDERS J.B. (1985) - *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera*. In: H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN (Eds.): «*Plankton Stratigraphy*», Cambridge Univ. Press., **1**: 155-262, Cambridge.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1992a) - *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** (1988), (1): 17-35, 14 figg., Roma.
- BONARDI G., CIAMPO G. & PERRONE V. (1986) - *La Formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano: ulteriori dati stratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche*. Boll. Soc. Geol. It., **104** (1985), (4): 539-549, 5 figg., Roma.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1992b) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale alla scala 1:250.000. Breve presentazione*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), (2): 1341, 1 tav., Roma.
- 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*. C. R. Acad. Sci. Paris, ser. 2, **317** (7): 955-962, 2 figg., Paris.
- BONI M. (1974) - *Le argille rosse continentali del passaggio Paleocene-Miocene nella piattaforma carbonatica campano-lucana*. Boll. Soc. Geol. It., **93** (4): 1059-1094, 16 figg., 1 tab., Roma.
- BONI M., STANZIONE D. & ZENONE F. (1978) - *I depositi argillosi dal Cretacico superiore al Miocene inferiore nella piattaforma carbonatica Campano-lucana: variazioni mineralogiche ed evoluzione paleoambientale*. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., ser. 4, **45**: 317-337, 8 figg., Napoli.

- BORRELLI A., CIAMPO G., DE FALCO M., GUIDA D. & GUIDA M. (1992) - *La morfogenesi di M.te Bulgheria (Campania) durante il Pleistocene inferiore e medio*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), (1): 667-672, 6 figg., Roma.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G., GASPERINI P. (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.c. al 1990*. A cura dell'Istituto Nazionale di Geofisica, ed. SGA Bologna
- BOWN P.R. (1999) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, Cambridge Univ. Press, 1 - 314
- BRANCACCIO L., CINQUE A. & SGROSSO I. (1979) - *L'analisi morfologica dei versanti come strumento per la ricostruzione degli eventi neotettonici*. Mem. Soc. Geol. It., **19** (1978): 621-626, 2 figg., Roma.
- BRANCACCIO L., NICOLETTI E. & PATTI O. (1978) - *La forra epigenetica del Torrente Sammaro (Cilento). Un problema geomorfologico e le sue implicazioni antropogeografiche*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **87**: 265-287, 8 figg., 2 tavv., Napoli.
- BRANCACCIO L., PESCATORE T., SGROSSO I. & SCARPA R. (1984) - *Geologia regionale*. In: T. PESCATORE (a cura di): «*Lineamenti di geologia regionale e tecnica*». Formez, Ricerche e studi, **37**:1-47, 9 figg., Napoli.
- BRAVI S., CIVILE D., MARTINO C., BARONE LUMAGA M.R. & NARDI G. (2004) - *Osservazioni geologiche e paleontologiche su di un orizzonte a piante fossili nel Cenomaniano di Monte Chianello (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **123** (1): 19-38, 15 figg., Roma.
- BRÖNNIMANN P., DURAND DELGA M. & GRANDJACQUET C. (1971) - *Présence simultanée de *Protopeperoplus striata* WEYSCHENK et de *Calpionelles néocomiennes* dans le «flysch galestrino» de Lucanie (Italie méridionale)*. Rev. Micropaleontol., **14** (5): 96-101, 2 figg., 1 tav., Paris.
- BUDETTA P., SANTANGELO N. & SANTO A. (2000) - *Interazioni tra processi alluvionali ed insediamenti abitativi in epoca storica: il caso della Certosa di Padula (Campania)*. In: G. LOLLINO (cur.): «*Condizionamenti Geologici e Geotecnici nella Conservazione del Patrimonio Storico Culturale: Convegno GeoBen 2000: Torino 7-9 giugno 2000, Palazzina di Caccia di Stupinigi: Atti*». GNDCI: 41-48.
- CAMMAROSANO A., CAVUOTO G., DANNA M., DE CAPOA P., DE RIENZO F., DI STASO A., GIARDINO S., MARTELLI L., NARDI G., SGROSSO A., TOCCACELI R.M. & VALENTE A. (2004) - *Nuovi dati sui flysch del Cilento (Appennino meridionale, Italia)*. Boll. Soc. Geol. It., **123** (2): 253-273, 6 figg., Roma.
- CAMMAROSANO A., DANNA M., DE RIENZO F., MARTELLI L., MIELE F. & NARDI G. (2000) - *Il substrato del Gruppo del Cilento tra il M. Vesalo e il M. Sacro (Cilento, Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **119** (2): 395-405, 4 figg., Roma.
- CARANNANTE G., MATARAZZO R., PAPPONE G., SEVERI C. & SIMONE L. (1992) - *Le calcareniti mioceniche della Formazione di Roccadaspide (Appennino Campano-Lucano)*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), (2): 775-789, 11 figg., Roma.
- CARANNANTE G., RUBERTI D. & SIRNA M. (1998) - *Senonian rudist limestones in the Sorrento Peninsula sequences (Southern Italy)*. Geobios, Mem. Spec. **22**: 47-68, 23 figg., Lyon.
- CARANNANTE G., RUBERTI D. & SIRNA M. (2000) - *Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro- and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences*. Sediment. Geol., **132** (1-2): 89-123, 13 figg., 3 tabb., Amsterdam.
- CARANNANTE G., SEVERI C. & SIMONE L. (1996) - *Off-shelf carbonate transport along foramol (temperate-type) open shelf margins: an example from the Miocene of the central-southern Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Géol. Fr., n. sér., **169**: 277-288, 5 figg., 3 tavv., Paris.
- CARBONE S. & LENTINI F. (1990) - *Migrazione neogenica del sistema catena-avampaese nell'Appennino meridionale: problematiche paleogeografiche e strutturali*. Riv. It. Paleontol. Stratigr., **96** (2-3): 271-296, 3 figg., Milano.
- CASERO P., ROURE F., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) - *Evoluzione geodinamica neogenica dell'Appennino meridionale*. Relazioni 74° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento, 1988, 59-69.

- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1992) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 109-120.
- CASERO P., ROURE F., & VIALLY R. (1991) - *Tectonic framework and petroleum potential of the Southern Apennine*. Sp. Pubbl. EAPG, **1**, 381-387-Berlin 89.
- CASTELLANO M.C. (1998) - *Studio dei depositi miocenici affioranti lungo il bordo nord-occidentale del M. Cervati (Appennino Campano)*. Tesi di dottorato in Geologia del Sedimentario, Consorzio tra le Università degli Studi di Napoli "Federico II" e di Palermo.
- CASTELLANO M.C., PUTIGNANO M.L., SGROSSO A. & SGROSSO I. (2000) - *Tectonostratigraphy of miocene sedimentary successions of the Central-Southern Apennines: insights on the progressive deformation of foredeep basins*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 285-292, 4 figg., Roma.
- CASTELLANO M.C., PUTIGNANO M.L. & SGROSSO I. (1997) - *Sedimentology and stratigraphy of the "Piaggine Sandstones" (Cilento, southern Apennines, Italy)*. Giorn. Geol., ser. 3, **59** (1-2): 273-287, 12 figg., Bologna.
- CASTELLANO M.C. & SCHIATTARELLA M. (1998) - *Tettonica contrazionale neogenica del settore nord-occidentale del Monte Cervati (Cilento, Appennino Campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **117** (4): 747-759, Roma.
- CASTELLANO M.C. & SGROSSO I. (1996) - *Età e significato dei depositi miocenici della Formazione di Monte Sierio e possibile evoluzione cinematica dell'Unità Monti della Maddalena nell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **51** (1): 239-249, 7 figg., Roma.
- CATENACCI E., DE CASTRO P. & SGROSSO I. (1964) - *Complessi guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del Massiccio del Matese*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1962), (2): 837-879, 3 figg., 6 tavv., Bologna.
- CAVUOTO G., MARTELLI L., NARDI G. & VALENTE A. (2004) - *Depositional systems and architecture of Oligo-Miocene turbidite successions in Cilento (Southern Apennines)*. GeoActa, **3**: 129-147, 9 figg., Bologna.
- CELICO F., CELICO P., ESPOSITO L., HABETSWALLNER F., MINAUDO R. & PISCOPO V. (1996) - *Influenza strutturale, a grande e piccola scala, sul comportamento idrodinamico degli acquiferi fessurati: i risultati dei pozzi di Punta Silla (Campania), alla luce di altre esperienze*. Geol. Tecn. Ambient., **5** (1): 5-18, 10 figg., 7 tabb., Roma.
- CELICO P. (1978) - *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. Mem. Note Ist. Geol. Appl., **14** (1): 1-97, 35 figg., 2 tabb., 14 tavv., 1 carta idrogeol. 1:400.000, Napoli.
- CELICO P. (1979) - *Considerazioni sull'idrogeologia di alcune zone dell'Italia centro-meridionale alla luce dei risultati di recenti indagini geognostiche*. Mem. Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli, **15**: Napoli.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dell'Italia centro-meridionale*. Quad. Cassa Mezzogiorno, **4** (2): 1-225, 65 figg., 88 tabb., Roma.
- CELICO P., DE GENNARO M., FERRERI M., GHIARA M.R. & STANZIONE D. (1982) - *Geochemica delle sorgenti mineralizzate della Piana di Paestum (Campania, Italia)*. Per. Mineral., **51** (3): 249-274, 9 figg., 4 tabb., Roma.
- CELICO P., DE INNOCENTIS M. & MOLINARO A. (1991) - *Circolazione idrica sotterranea nella piana del Vallo di Diano (Sa)*. Atti 1° Conv. Naz. dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata, Gargnano (BS), 22 e 23 ottobre 1991, in: Ricerca Scientifica ed Educazione Permanente, **93**: 277-285, Milano.
- CELICO P., DE VITA P. & ALOIA A. (1993) - *Caratterizzazione idrogeologica della formazione di monte Sacro (Cilento-Campania meridionale)*. Atti 3° Conv. Naz. dei Ricercatori in Geologia Applicata, Viterbo, in: Geol. Appl. Idrogeol., **28**: 243-252, 4 figg., 2 tabb., Bari.
- CELICO P., STANZIONE D., DE GENNARO M., FERRERI M., GHIARA M.R. & RUSSO D. (1980) - *Idrogeochimica del Vallo di Diano*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **88** (1979): 499-524, 7 figg., 2 tabb., 1 tav., Napoli.
- CELLO G., LENTINI F. & TORTORICI L. (1990) - *La struttura del settore calabro-lucano e suo significato nel quadro dell'evoluzione tettonica del sistema a thrust sudappenninico*. Studi Geologici Camerti, vol. spec., 1990/1, 27-34

- CESTARI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Foglio 198 Eboli*. pp. 93, Serv. Geol. d'It., Roma.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1995) - *Biostratigrafia a Foraminiferi, Dasieladali e Calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **1994**, "Biostratigrafia dell'Italia centrale": 9-129, 23 figg., 47 tavv., Camerino.
- CIASCA R. (1928) - *Storia delle bonifiche del Regno di Napoli*. pp. 253, Laterza, Bari.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1998) - *Evoluzione Paleogeografica degli Appennini*. Atti Ticinesi Sc. Terra, **40**, 233-290
- CIESZKOWSKI M., MALATA E., OSZCZYPKO N., PESCATORE T.S., SENATORE M.R., SLACZKA A. & VALENTE A. (1992) - *Rapporti tra le successioni di Monte Sacro e Monte della Stella nel Flysch del Cilento (Appennino meridionale)*. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., ser. 4, **59**: 33-56, 7 figg., Napoli.
- CIESZKOWSKI M., OSZCZYPKO N., PESCATORE T., SLACZKA A., SENATORE M.R. & VALENTE A. (1994) - *Deep-sea clastic sediments and associated megaturbidites and olistostromes (Cenozoic, Cilento, Southern Italy)*. In: G. CARANNANTE & R. TONIELLI (Eds.): 15th IAS Regional Meeting, April 1994, Ischia, Italy, Pre Meeting Field Guidebook: 191-220, 27 figg., De Frede, Napoli.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Tettonica contrazionale neogenica del settore nord-occidentale del Monte Cervati (Cilento, Appennino meridionale)*. Tectonics, **12** (3), 656-665
- CIPPITELLI O. (1968) - *Le associazioni dei minerali pesanti nel Flysch del Cilento (Monte della Stella)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **77**, 109-130
- CIVILE D. (2005) - *Analisi strutturale del contatto tettonico tra le unità di piattaforma carbonatica e quelle del Bacino di Lagonegro tra Vietri di Potenza e Pergola*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario (XV ciclo bis), Consorzio Univ. Napoli-Palermo, Università di Napoli "Federico II",
- CIVITA M. (1974) - *Osservazioni idrogeologiche nel versante sud-occidentale del massiccio del Cervati per la captazione delle Fistole del Faraone*. Mem. Note Ist. Geol. Appl., **13**, 36, Napoli.
- CIVITA M. (1975) - *Idrogeologia*. In: IPPOLITO F., NICOTERA P., LUCINI P., CIVITA M. & DE RISO R.: *Geologia Tecnica*. ISEDI: 179-231, Milano.
- CIVITA M. (1977) - *Osservazioni idrogeologiche nel versante sud-occidentale del massiccio del Cervati per la captazione delle Fistole del Faraone*. Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **13** (1974-1977), (2): 1-34, 12 figg., 4 tabb., 2 tavv., Napoli.
- COCCO E. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. Foglio 209 Vallo della Lucania*. pp. 45, Serv. Geol. d'It., Roma.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T.S., RUSSO M., TORRE M. & COPPOLA L. (1974) - *Le unità irpine nell'area a nord di Monte Marzano, Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 607-654, 45 figg., 2 tavv., 1 c. geol. scala 1:25.000, Roma
- COCCO E. & DI GIROLAMO P. (1970) - *Magmatismo hawaiano nei paraconglomerati terziari del Flysch del Cilento*. Mem. Soc. Natur. In Napoli, suppl. Boll., **78**, 249-292
- COCCO E. & PESCATORE T.S. (1969) - *Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel Flysch del Cilento (Campania)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **77** (1968), (1): 51-91, 25 figg., Napoli.
- COCCO E. & PESCATORE T. (1975) - *Facies pattern of Southern Apennines Flysch troughs*. In: C. SQUYRES (Ed.): «*Geology of Italy*». The Earth Sci. Soc. of the Libyan Arab Republic, Petrol. Explo. Soc. of Libya: 289-303, 9 figg., Tripoli.
- CRITELLI S. (1993) - *Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **47** (1991): 55-93, 25 figg., 3 tavv., Roma.
- CRITELLI S., DE CAPOA P., LE PERA E. & PERRONE V. (1994) - *Stratigrafia e petrografia delle Arenarie di Albanella (Valle del Calore, Appennino Campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **113** (2): 451-463, 9 figg., 1 tab., Roma.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1990) - *Composizione e provenienza delle areniti della Formazione del Torrente Bruca (Gruppo del Cilento) e di Monte Sacro (Cilento, Appennino meridionale)*. Giorn. Geol., ser. 3, **52** (1-2): 121-133, 6 figg., 2 tabb., Bologna.

- CRITELLI S. & LE PERA E. (1995) - *Tectonic evolution of the Southern Apennines Thrust-Belt (Italy) as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone*. J. Geol., **103** (1): 95-105, 4 figg., 1 tab., Chicago.
- CRESCENTI U. (1966) - *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **85**, 541-579.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslides: investigation and mitigation*. In: A.K. TURNER & R.L. SCHUSTER (Eds.): «*Landslides: Investigation and Mitigation*». Transp. Res. Board, Natl Acad. Sci., Spec. Rep n. **247**: 36-75, National Academy Press, Washington, DC.
- D'ARGENIO B. (1992) - *L'Appennino campano-lucano. Vecchi e nuovi modelli geologici tra gli anni sessanta e gli inizi degli anni ottanta*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), (1): 3-15, 4 figg., Roma.
- D'ARGENIO B., DE CASTRO P., EMILIANI C. & SIMONE L. (1975a) - *Bahamian and Apenninic limestones of identical lithofacies and age*. AAPG Bull., **59** (3): 524-533, 8 figg., 1 tav., Tulsa.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Accad. Naz. Lincei, Quad. **183**: 49-72, 5 figg., 1 tav., Roma.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975b) - *Structural pattern of the Campania Lucania Apennines*. In: L. OGNIBEN, M. PAROTTO & A. PRATURLON (Eds.): «*Structural model of Italy*». Cons. Nazion. Ric., Quad. Ric. Sci., **90**: 313-327, 2 figg., Roma.
- D'ARGENIO B. & SCANDONE P. (1970) - *Jurassic facies pattern in the Southern Apennines (Campania-Lucania)*. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., **54** (2), (Colloquium on the Mediterranean Jurassic, Budapest 1969): 383-396, 2 tavv. f.t., Budapest.
- DAVIDE B. (1979) - *La Grotta di Polla, scaricatore pleistocenico del lago del Vallo di Diano*. Studia Spelaeologica, **4**: 41-37, Napoli.
- DE CAPOA P., DI DONATO V., DI STASO A., GIARDINO S., & RINALDI S. (2003) - *Preparation techniques and methodological approach to calcareous nannofossil analysis in silico- and calciclastic turbidites*. In: G. VERSTEEGH & H. WILLEMS (Eds.): «*Proceedings of the 8th Conference of the International Nannoplankton Association Conference, Bremen, September 11-15, 2000*». Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **244**: 105-127, Stuttgart.
- DE CASTRO P. (1963) - *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della valle dell'Irno e della Piana di Montoro*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **71** (1962): 21-52, 19 tavv., Napoli.
- DE CASTRO P. (1982) - *Cisalveolina fraasi (Gümbel) Reichel, Foraminiferida: diffusione geografica e problemi stratigrafici*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **90** (1981): 99-130, 1 tab., Napoli.
- DE CASTRO P. (1988) - *Les Alveolinides du Cretace d'Italie*. Rev. Paleobiol., vol. spec. **2** (Benthos'86): 401-416.
- DE CASTRO P. (1990) - *Studies on the Triassic carbonates of the Salerno province (Southern Italy): the Croci d'Acerno sequence*. Boll. Soc. Geol. It., **109** (1): 187-217, 2 figg., 2 tabb., 17 tavv., Roma.
- DE CASTRO P. (1991) - *Mesozoic*. In: F. BARATTOLO, P. DE CASTRO & M. PARENTE (Eds.): «*Field Trip Guide-book. 5th International Symposium on Fossil algae: Capri, 7-12 april 1991*»: 21-44, Giannini, Napoli.
- DE LORENZO G. (1898) *Reliquie di grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale*. Atti Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., s. 2, 17 (11).
- DEL PRETE M. (1989) - *Modelli geologici delle frane per colamento*. Relazione al Convegno del G.N.C.I., Roma 18-19 Dicembre (1989).
- DE PIPPO T. & VALENTE A. (1991) - *Osservazioni sedimentologiche preliminari sui "Conglomerati di Monte Sacro" (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., **110** (1): 47-51, 4 figg., Roma.
- DE RISO R. & SANTO A. (1997) - *Geologia, evoluzione geomorfologica e frane del bacino del T. Pietra (Campania)*. Quad. Geol. Appl., **4** (2): 19-33, 18 figg., 1 carta, Bologna.
- DE STASIO M.L. (1972) - *Su di alcune microfaune rinvenute nel flysch galestrino della Lucania (Serie calcareo-silico-marnosa)*. Mem. Soc. Nat. Napoli, **1** (2), suppl. al Boll. Soc. Nat. Napoli, **80** (1971): 409-419, 3 tavv. f.t., Napoli.
- DE VITA P. (1996) - *Caratterizzazione idrogeologica e geomorfologico applicativa del Flysch del Cilento* - Tesi di dottorato in Geologia del Sedentario, Consorzio delle Università di Napoli "Federico II" e di Palermo, VII ciclo, 119 pp. e 3 tavv. f.t.

- DICKINSON W.R. (1970) - *Interpreting detrital modes of graywakes and arkoses*. J. Sediment. Petrol., **40** (2): 695-707, 2 figg., 4 tabb., Tulsa.
- DIETRICH D. (1979) - *La geologia della Catena Costiera Calabra tra Cetraro e Guardia Piemontese*. Mem. Soc. Geol. It., **17** (1976): 61-121, 41 figg., 4 tabb., 1 tav., 1 carta geol., Roma.
- DI GIROLAMO P. & MORRA V. (1992) - *Il magmatismo Mesozoico-Quaternario della Campania: petrologia e significato geodinamico*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 165-179
- DI GIROLAMO P., MORRA V. & GALDI D. (1994) - *Metabasiti (MORB e WPB) nei sedimenti delle unità del Cilento e di Lagonegro (Appennino meridionale, Italia): affinità petrogenetiche ed implicazioni geodinamiche*. Boll. Soc. Geol. It., **113** (2), 233-242
- DI GIROLAMO P., MORRA V. & PERRONE V. (1991) - *Ophiolitic olistolithes in Middle Miocene turbidites (Cilento Group) at Mt. Centaurino (Southern Apennines, Italy)*. Ofioliti, **17** (2), 199-217
- DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) - *Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametri petrologici e composizioni modali*. Acta Nat. Ateneo Parmense, **28** (3/4): 55-101, 12 figg., 6 tabb., Parma.
- DONZELLI G. & CRESCENTI U. (1962) - *Lembi di flysch oligocenico affioranti a S.E. della Piana del Sele*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, Atti del Convegno Sociale sul tema "Il Paleogene in Italia", Roma 8-9 e 10 dicembre 1960, (2): 569-592, 2 tavv., Pavia.
- DUNHAM R. J. (1962) - *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: W.E. HAM (Ed.): «Classification of carbonate rocks». Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **1**, 108-121, Tulsa.
- ESU F. (1977) - *Behavior of slopes in structurally complex formations*. Proc. Intl. Symp. Geoth. Struct. Complex Form., Capri, **2**: 292-304.
- EMBRY A.F. & KLOVAN J.E. (1971) - *A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Islands, N.W.T.* Bull. Can. Soc. Pet. Geol., **19**: 730-781, 3 figg., 19 tavv., Calgary.
- FACCENNA C., BECKER T.W., LUCENTE F.P., JOLIVET L. & ROSSETTI F. (2001) - *History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean*. Geophys. J. Int., **145**, 809-820
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il sistema Appennino Meridionale - Arco Calabro - Sicilia nel Mediterraneo Centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115** (3), 529-559, 12 ff.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A.. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1): 37-63, New York.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology: **42** (1), 1-36, New York.
- GAZZI P. (1967) - *Le arenarie del Flysch sopracretaceo dell'Appennino Modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro*. Mineral. Petrogr. Acta, **12** (1966): 69-97, 8 figg., 7 tabb., Bologna.
- 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
- GRANDJACQUET C. (1963) - *Schéma structural de l'Apennin campano-lucanien (Italie)*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., ser. 2, **5** (1962), (3): 185-202, 13 figg., Paris.
- GRASSO M., PEDLEY M. & MANISCALCO R. (1994) - *The application of a Late Burdigalian-Early Langhian Highstand Event in correlating complex Tertiary orogenic carbonate successions within the Central Mediterranean*. Géol. Méditerran., **21** (1-2): 69-83, 10 figg., Marseille.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999 - ING, GNDT, SGA, SSN, BOLOGNA, 1999, catalogo parametrico dei terremoti Italiani - <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>
- GUIDA D., GUIDA M., IACCARINO G., METCALF G., VALLARIO A., VECCHIO V. & ZICARI G. (1979) - *Il bacino del fiume Mingardo (Cilento): evoluzione geomorfologica, fenomeni franosi e rischio a franare*. Geol. Appl. Idrogeol., **14** (2): 119-198, 29 figg., 4 tabb., 4 tavv., Bari.
- GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO G. & VALLARIO A. (1980) - *Ricostruzione di sequenze morfologiche pleistoceniche nell'area ad W di M.te Sacro (Cilento)*. Geol. Appl. Idrogeol., **15**: 1-21, 10 figg., 1 tab., 4 tavv., Bari.

- GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO G. & VALLARIO A. (1981) - *Idrogeologia del Cilento (Campania)*. Geol. Rom., **19** (1980): 349-369, 13 figg., 7 tabb. (2 f. t.), 1 carta f. t., Roma.
- GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO G. & VALLARIO A. (1982) - *Geologia e franosità del bacino del fiume Lambro (Cilento)*. Geol. Rom., **20** (1981): 197-218, 23 figg., 2 tabb., 2 tavv., Roma.
- GUIDA M. & IACCARINO G. (1984) - *Evoluzione dei versanti e franosità*. In "Elementi di geologia regionale e tecnica". Formez n. 37, Napoli.
- GUIDA D., IACCARINO G. & PERRONE V. (1992) - *Nuovi dati sulla successione del Flysch del Cilento nell'area di Monte Centaurino: relazioni tra unità litostratigrafiche, unità litotecniche e principali sistemi franosi*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), (1): 299-310, 1 fig., 1 tab., Roma.
- HOEK E. & BRAY J.W. (1981) - *Rock Slope Engineering* (Revised Third Edition). pp. 358, 402, Institution of Mining and Metallurgy, London.
- HOEK E. & BROWN E.T. (1997) - *Practical estimates of rock mass strength*. Int. J. Rock Mech. Mining Sci., **34** (8): 1165-1186, Oxford.
- HUTCHINSON J.N. (1988) - *General report: Morphological and geotechnical parameters of landslide in relation to geology and hydrogeology*. In: CHR. BONNARD (Ed.): «*Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, 10-15 July 1988*», vol. 1: 3-36, Balkema, Rotterdam.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN (Eds.): - Cambridge Univ. Press., 1: 283-314, Cambridge.
- IAEG (1976) - *Engineering Geological Maps: A Guide to their Preparation*. pp. 79, The UNESCO Press / IAEG, Paris, France.
- IANNACE A. (1991) - *Ambienti deposizionali e processi diagenetici in successioni di piattaforma carbonatica del Trias superiore nei monti Lattari e Picentini (Salerno)*. Tesi di dottorato, Università degli studi di Napoli, 221 pp., Tipolitografica Sud, Napoli.
- IANNACE A. & ZAMPARELLI V. (2002) - *Upper Triassic platform margin biofacies and the paleogeography of Southern Apennines*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **179** (1): 1-18, 10 figg., Amsterdam.
- IETTO A., CALCATERRA D., DEL RE M.C., GIANNI A. & PAPPONE G. (1984) - *Il Flysch del Cilento nella Catena appenninica*. Sci. Geol. Bull., **3** (2): 107-118, 4 figg., Strasbourg.
- IETTO A., PESCATORE T. & COCCO E. (1965) - *Il Flysch mesozoico-terziario del Cilento occidentale*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **74**: 396-402, 1 fig., Napoli.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - *Structural-stratigraphic units and tectonic framework of Southern Apennines*. In: C. SQUYRES (Ed.): «*Geology of Italy*». Earth Sci. Soc. Libyan Arab Republ.: 317-328, 1 fig., 2 tavv., Tripoli.
- JAUROUD E. (1994) - *Les héritages glaciaires de l'Apennin: problèmes géomorphologiques et paléoclimatique posés par la reconstitution des paléoenvironnements glaciaires de l'Italie péninsulaire*. Thèse inédite. Université de Paris I Panthéon-Sorbonne, 2t., 601 pp.
- JAUROUD E. (1995) - *Aspect pseudo-glaciaire des mouvements de masse dans l'Apennin calcaire: le cas du Mont Cervati (Campanie, Italie du Sud)*. Géomorph.: Relief, processus, environnement, **1**: 29-48, 5 figg., 3 fot., Paris.
- KARNER D.B., JUVIGNÉ E., BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO ERMOLLI E., SANTANGELO N., BERNASCONI S. & LIRER L. (1999) - *A potential early middle Pleistocene tephrostratotype for the Mediterranean basin: the Vallo di Diano, Campania, Italy*. Global Planet. Change, **21** (1-3), 1-15, 4 figg., 2 tabb., Amsterdam.
- KNOTT S.D. (1987) - *The Liguride Complex of Southern Italy - a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge*. Tectonophysics, **142** (2-4): 217-226, 10 figg., Amsterdam.
- KNOTT S.D. & TURCO E. (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian arc*. Tectonics, **10**, 1164-1172.
- KWASNIEWSKI M.A. (1993) - *Mechanical behaviour of anisotropic rocks*. In: J.A. HUDSON (Ed.): «*Comprehensive Rock Engineering*», vol. 1, Pergamon Press: 285-312, Oxford.
- LEES A. & BULLER A.T. (1972) - *Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted*. Mar. Geol. **13** (5): M67-M73, 3 figg., Amsterdam.

- LEHMANN O. (1933) - *Morphologische Theorie der Verwitterung von Stein Schlagwanden*. Viertel. Der Naturforsch., Ges. Zurich: 83-236.
- LENTINI F. (1980) - *Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino Lucano)*. Geol. Rom., **18** (1979): 215-225, 2 figg., 1 carta geol. f.t., Roma.
- LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A. & GUARNIERI P. - (2002) *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution*. Journal of Geodynamics, **34**, 141-158.
- LIPPMANN-PROVANSAL M. (1987) - *L'Apennin Campanien Méridional (Italie). Etude Géomorphologique*. Thèse de Doctorat d'Etat en Géographie Physique, Université d'Aix-Marseille II, Aix-en-Provence.
- LUCCHETTI L. (1943) - *Rinvenimento di un deposito pliocenico marino nella zona delle Murge Nere (S. Angelo Le Fratte in provincia di Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., **62**, 39-40
- MACCHIAROLI S. (1868) - *Diano e l'omonima sua valle. Ricerche storico - archeologiche*. pp. 273, Rondinella, Napoli.
- MANFREDINI M. (1963) - *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica (Italia Meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (2), 15.
- MARSELLA E. (1988) - *Un modello deposizionale per i terreni triassico-giurassici nel Lagonegrese a Nord della congiungente Villa d'Agri - Paterno*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. Ital. "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale", vol. A: pp. 375-382, Sorrento 13-17 settembre 1988, Prestampe, Benevento.
- MARSELLA E., BALLY A.W., CIPPITELLI G., D'ARGENIO B. & PAPPONE G. (1995) - *Tectonic history of Lagonegro Domain and Southern Apennine thrust belt evolution*. Tectonophysics, **252**, 307-330.
- MARSELLA E. & PAPPONE G. (1987) - *Sediment gravity flows on a Mesozoic carbonate slope. Monti della Maddalena (Southern Apennines)*. Rend. Soc. Geol. It., **9** (1986), (2): 219-224, 2 figg., Roma.
- MARSELLA E., PAPPONE G., D'ARGENIO B., CIPPITELLI G. & BALLY A.W. (1992) - *L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale*. Rend. Acc. Sc.Fis. Mat Napoli, Vol LIX, 73-99
- MAURO A. & SCHIATTARELLA M. (1992) - *L'Unità Silentina di Base: assetto strutturale, metamorfismo e significato tettonico nel quadro geologico dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), (2): 1201-1213, 12 figg., 1 tab., Roma.
- MAZZOLI S., BARKHAM S., CELLO G., GAMBINI R., MATTIONI L., SHINER P. & TONDI E. (2001) - *Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy*. Journ. Geol. Soc. London, **158**: 309-319.
- MAZZOLI S., CORRADO S., DE DONATIS M., SCROCCA D., BUTLER R.W.H., DI BUCCI D., NASO G., NICOLAI C. & ZUCCONI V. (2000) - *Time and space variability of "thin skinned" and "thick skinned" thrust tectonics in the Apennines (Italy)*. Rend. Fis. Acc. Lincei, ser. 9, **11**: 5-39.
- MENARDI NOGUERA A. & REA G. (2000) - *Deep structure of the Campanian Lucanian Arc (southern Apennine, Italy)*. Tectonophysics, **324**, 239-265.
- MIRAGLIA L. (1949a) - *Il glaciale del Monte Cervati*. Atti Accad. Pontaniana, n. ser., **1** (1947-48): 325-339, 4 tavv., Napoli.
- MIRAGLIA L. (1949b) - *Il carsismo di Monte Cervati*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **57** (1948): 99-114, Napoli.
- MONACO C. & TANSI C. (1992) - *Strutture transpressive lungo la zona trascorrente sinistra nel versante nord-orientale del Pollino (Appennino calabro-lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 291-301
- 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** (1): 277-291, 5 figg., 1 tav., Roma.
- MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINIERI W. (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines*. Jour. of Struct. Geol., **20**, (5), 617-638

- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1988) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986), (1): 177-202, 10 figg., 2 tabb., 3 tavv., Roma.
- MUTTI E. (1985) - *Turbidite systems and their relations to depositional sequences*. In G.G. ZUFFA (ed.): *Provenance of Arenites*, 65-93, D. Reidel Publ. Co.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. pp. 275, Special Volume AGIP S.p.A., - University of Parma, S. Donato Milanese.
- MUTTI E. & RICCI-LUCCHI F. (1975) - *Turbidite facies and facies associations*. In: E. Mutti, G.C. Parea, F. Ricci-Lucchi, M. Sagri, G. Zanzucchi, G. Ghibauda & S. Iaccarino (Eds.): *Examples of Turbidite Facies Associations from Selected Formations of Northern Apennines*, IX Int. Congr. I.A.S., Nice, France, Field Trip, Guidebook **A11**: 21-36.
- NICOTERA P. (1974) - *Relazione sulla consulenza geologica per le indagini alle falde sotterranee e alle sorgenti (Vallo di Diano)*, Prog. N. 7367 - I Lotto - Cassa per il Mezzogiorno.
- NICOTERA P. & DE RISO R. (1969a) - *Idrogeologia del Vallo di Diano*. Mem. Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli, **11** (VIII): 1-75, 30 figg., 6 tabb., 2 tavv., Napoli.
- NICOTERA P. & DE RISO R. (1969b) - *Relazione sulla consulenza geologica per le indagini alle falde sotterranee e alle sorgenti (Vallo di Diano)*. Prog. N. 7367, N-646- Cassa per il Mezzogiorno.
- ODIN G.S. & MATTER A. (1981) - *De glauconiarum origine*. *Sedimentology*, **28** (6): 611-641, 20 figg., 2 tabb., Oxford.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8** (4): 453-763, 183 figg., 2 tavv. (1 c. geol. e 1 tav. di profili, scala 1:200.000), Pisa.
- OGNIBEN L. (1985) - *Relazione sul modello geodinamico "conservativo" della regione italiana*. Publ. ENEA, pp. 357.
- PALMENTOLA, G., ACQUAFREDDA P. & FIORE S. (1990) - *A new correlation of the glacial moraines in the Southern Apennines*. *Geomorphology*, **3**: 1-8, Amsterdam.
- PAPPONE G. (1990) - *Facies di piattaforma carbonatica mesozoico-paleogeniche al confine campano-lucano*. Tesi di Dottorato di ricerca in Geologia del Sedimentario, Consorzio tra le Università degli Studi di Napoli e Palermo, pp. 112, Tip. De Frede, Napoli.
- PARENTE M. & IANNACE A. (2003) - *Firmgrounds, hardgrounds and incipient drowning in the Upper Cretaceous of the Apenninic Platform (Southern Italy)*. 12th Bathurst Meeting, International Conference of Carbonate Sedimentologists, Durham (U.K.). Abstract volume: 76.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992a) - *Tyrrhenian basin and Apenninic Arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990), (1): 425-451, 5 figg., 6 tabb., Roma.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1993) - *Tyrrhenian basin and Apennines. Kinematic evolution and related dynamic constraints*. In: E. BOSCHI, E. MANTOVANI & A. MORELLI (Eds.), "*Recent evolution and Seismicity of Mediterranean Region*", Kluwer Academic Publ., 161-171.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): "*The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research*". It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. (Roma 5-6 Maggio 1987), Atti Conv. dei Lincei, **80**: 157-176, 4 figg., Roma.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2003) - *Paleogeographic restoration of the Lagonegro Basin. New constraints from subsurface data*. Workshop "Late Triassic-Early Jurassic events in the framework of the Pangea break-up", Capri, 30 settembre - 1 Ottobre 2003, Abstracts, 54-56.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2004) - *A geological transect across the Southern Apennines along the seismic line CROP 04*. 32nd Inter. Geol. Congr., Field Trip Guide Book - P20, 25 pp.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992b) - *The Numidian-sand event in the Southern Apennines*. Mem. Sci. Geol., All. al n. **43**: 297-337, 11 figg., 3 tabb., 3 tavv., Padova.
- PERCH-NIELSEN (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS &

- K. PERCH-NIELSEN (Eds.): «*Plankton Stratigraphy*», Cambridge Univ. Press., 1: 427-554, Cambridge.
- PESCATORE T. (1966) - *Strutture sedimentarie del Flysch del Cilento occidentale*. Geol. Rom., **5**: 99-116, 31 figg., Roma.
- PESCATORE T. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 37-46.
- PESCATORE T. (1992) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino Campano-Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), (1): 37-46, 8 figg., Roma.
- PESCATORE T., PINTO F., RENDA, P. SENATORE M.R., TRAMUTOLI M. & VALENTE A. (1996) - *Avanfosse mioceniche dell'appennino meridionale (Italia)*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat Napoli, Vol **LXIII**, 85-121.
- PESCATORE T.S., 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** (1-4): 269-286, 10 figg., Amsterdam.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1992)- *Rapporti tra le unità lagonegresi e le unità sicilidi nella media valle del Basento (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**(1988): 353-360.
- PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1972) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione del Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Nat. Napoli, **1** (2), suppl. al vol. **80** (1971) del Boll. Soc. Nat. Napoli: 337-408, 53 figg., Napoli.
- PESCATORE T. & TRAMUTOLI M. (1980) - *I rapporti tra i depositi del bacino di Lagonegro e del bacino irpino nella media valle del Basento (Lucania)*. Rend. Acc. Sci. Fis. Matem. Soc. Naz. Sci. Lett. Art. Napoli, **47**, 19-41.
- PETTJOHN F.J. (1975) - *Sedimentary Rocks* (third edition). pp. 628, Harper & Row, New York.
- PETTJOHN F.J., POTTER P.E. & SIEVER R. (1987) - *Sand and Sandstone* (second edition). pp. 553, Springer Verlag, Berlin.
- REGGIANI L., BERTINELLI A., CIARAPICA G., MARCUCCI M., PASSERI L., RICCI C. & RIGO M. (2005) - *Triassic-Jurassic stratigraphy of the Madonna del Sirino succession (Lagonegro Basin, Southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **124** (1): 281-291, 12 figg., Roma.
- RIGO M., DE ZANCHE V., MIETTO P., PRETO N. & ROGHI G. (2005) - *Correlation of Upper Triassic sections throughout the Lagonegro Basin*. Boll. Soc. Geol. It., **124** (1): 293-300, 5 figg., Roma.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth and Planetary Science Letters, **102**, 395-412.
- RUSSO ERMOLLI E. (1995) - *Analyse pollinique des dépôts lacustres pléistocènes du Vallo di Diano (Campanie, Italie): cyclicités et quantification climatiques*. Thèse de Doctorat, Université de Liège, Belgique, 218 pp.
- RUSSO ERMOLLI E., JUVIGNÉ E., BERNASCONI S., BRANCACCIO L., CINQUE A., LIRER L., OZER A. & SANTANGELO N. (1995) - *Le premier stratotype continental de quatre stades isotopiques successifs du Pléistocène moyen pour le bassin méditerranéen septentrional: le Vallo di Diano (Campanie, Italie)*. C. R. Acad. Sci. Paris, sér. 2a, **321** (10): 877-884, 4 figg., Paris.
- RUSSO M., ZUPPETTA A. & GUIDA A. (1995) - *Alcune precisazioni stratigrafiche sul Flysch del Cilento (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **114** (2): 353-359, 3 figg., Roma.
- SAITTO M.D., TIBERTI M.M. & TOZZI M. (2002) - *A revision of existing data about the Cilento-Pol-lino shear zone (Southern Apennines) and a new contribution*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. **1**, 285-293.
- SANTANGELO N. (1991) - *Evoluzione stratigrafica, geomorfologica e neotettonica di alcuni bacini lacustri del confine Campano-Lucano (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario, Università di Napoli «Federico II».
- SANTANGELO N., SANTO A., GUIDA D., LANZARA R. & SIERVO V. (2005) - *The Geosites of the Cilento-Vallo di Diano National Park (Campania region, Southern Italy)*. Il Quaternario, Vol. Spec. **18**(1): 101-112.

- SANTO A. & SGROSSO I. (1989) - *Alcune precisazioni sulle "trasgressioni" mioceniche nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **38** (1987): 225-240, 2 figg., 2 tavv., Roma.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. Giorn. Geol., ser. 2, **29** (1960-1961): 162-303, 1 tab., 52 tavv., Bologna
- SCANDONE P. (1964) - *Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta valle dell'Agri tra Paterno e Marsico Nuovo (Potenza)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **72** (1963): 125-131, Napoli.
- SCANDONE P. (1968) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **76** (1967), (2): 301-469, 68 figg., 17 tavv., Napoli.
- SCANDONE P. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Fogli 199 e 210 Potenza e Lauria*. pp. 71, Serv. Geol. d'It.: pp. 71, Roma.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **81**: 225-300, 3 figg., 3 tabb., 2 tavv., 2 carte geol., Napoli.
- SCANDONE P. (1975) - *The preorogenic history of the Lagonegro basin (Southern Italy)*. In: C. SQUYRES (Ed.): «*Geology of Italy*». Earth Sci. Soc. Libyan: 305-315, Tripoli.
- SCANDONE P. & BONARDI G. (1968) - *Synsedimentary tectonics controlling deposition of Mesozoic and Tertiary carbonatic sequences of areas surrounding Vallo di Diano (Southern Apennines)*. Mem. Soc. Geol. It., **7** (1): 1-10, 1 fig., 2 tavv., 1 carta geol. scala 1:50.000, Pisa, Roma.
- 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: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (ed. By: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan & J.F. Dewey). Geological Society Special Publication, **135**, 341-354
- SCHIATTARELLA M., TORRENTE M.M. & RUSSO F. (1994) - *Analisi strutturale ed osservazioni morfostatigrafiche nel bacino del Mercure (confine calabro-lucano)*. Il Quaternario, **7** (2), 613-626
- SCHROEDER R. & NEUMANN M. (Coords.) (1985) - *Les grands Foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne*. Geobios, Mém. spéc. **7**: 1-161, 17 figg., 11 tabb., 68 tavv., Edition de l'Université Claude Bernard, Lyon.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. Geol., ser. 2, **26** (1954-55): 1-54, 2 tabb., 3 tavv., Bologna.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3** (1960): 737-789, 1 fig., 1 tav., Pavia.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRÁNDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSÓ J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSKAYA E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Geol. Fr., **169** (2): 281-299, 6 figg., Paris.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 - Foglio n. 199 Potenza - II edizione*, Roma. [Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (Napoli)].
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Carta geologica d'Italia in scala 1:100.000 - Foglio n. 209 Vallo della Lucania - II edizione*, Roma. [Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (Napoli)].
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 - Foglio n. 198 Eboli - II edizione*, Roma. [A.L.I. Arte Litografica Italiana - Roma].
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 - Foglio n. 210 Lauria - II edizione*, Roma. [Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (Napoli)].
- SGROSSO I. (1962) - *Calcari a Cladocoropsis: orizzonte guida del Malm nell'Appennino Meridionale*. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., ser. 4, **29**: 3-6, 1 tav. f.t., Napoli.
- SGROSSO I. (1969) - *Note biostratigrafiche sul M. Vesole (Cilento)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **77** (1968): 159-180, 14 figg., Napoli.
- SGROSSO I. (1981) - *Il significato delle Calciruditi di Piaggine nell'ambito degli eventi del Miocene inferiore nell'Appennino Campano-Lucano*. Boll. Soc. Geol. It., **100** (1): 129-137, 4 figg., Roma.
- SGROSSO I. (1983) - *Alcuni dati sulla possibile presenza di una quarta piattaforma carbonatica nell'Appennino Centro Meridionale*. Rend. Soc. Geol. It. **6**: 31-34.

- SGROSSO I. (1988) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986), (1): 203-219, 2 figg., Roma.
- SGROSSO I. (1992) - *Nuovi elementi su un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, (1988): 225-242.
- SGROSSO I. (1994) - *Sulla posizione paleogeografia del Bacino di Lagonegro (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 179-194.
- SGROSSO I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud-appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117** (3): 679-724, 19 figg., Roma.
- SGROSSO I. & CIAMPO G. (1967) - *Sulla presenza di terreni calabrianici nei dintorni di Camerota*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **75** (1966): 561-587, 2 tavv., Napoli.
- SIMONE L. (1974) - *Genesi e significato ambientale degli ooidi a struttura fibroso-raggiata di alcuni depositi mesozoici dell'area appenninico-dinarica e delle Bahamas meridionali*. Boll. Soc. Geol. Ital., **93** (2): 513-545, 26 figg., Roma.
- SIMONE L. (1981) - *Ooids: A Review*. Earth-Sci. Rev., **16** (1980/81): 319-355, 25 figg., Amsterdam.
- SIMONE L., CARANNANTE G., RUBERTI D., SIRNA M., SIRNA G., LAVIANO A. & TROPEANO M. (2003) - *Development of rudist lithosomes in the Campanian carbonate shelves of central-southern Italy: high-energy vs low-energy settings*. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **200** (1-4): 5-29, 6 figg., 4 tabb., Amsterdam.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L.M., IACCARINO S., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene*. Riv. It. Paleont. Strat., **108**, n.2, 337-353.
- TAYLOR R.K. & CRIPPS J.C. (1987) - *Weathering Effects: Slopes in Mudrocks and Over-consolidated Clays*. In: M.G. Anderson & K.S. Richards (Eds.): «Slope Stability». John Wiley: 405-445.
- THEODORIDIS S. (1984) - *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoasters*. Utrecht Micropaleontol. Bull., **32**: 1-271.
- TURCO E. & MALITO M. (1988) - *Formazione di bacini e rotazione di blocchi lungo faglie trascorrenti nell'Appennino meridionale*. Atti 74° Cong. Naz. Soc. Geol. It. (Sorrento 13-17 Settembre 1988), Vol **B**, 424-426.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1992) - *La tettonica Plio-Pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990), 519-529.
- VALENTE A. (1993) - *Studi geologici e sedimentologici sulla successione di Monte Sacro (Flysch del Cilento, Appennino meridionale)*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario, Consorzio delle Università di Napoli "Federico II" e Palermo: 1-170.
- VALLONI R., AMOROSI A., CIBIN U., DE DONATIS M., DE NARDO M.T., FARINA M., GHISELLI F., MARTELLI L., MARTINI A., OTTRIA G., PICCIN A., PIZZIOLO M. & SEVERI P. (1991) - *Proposta di classificazione macroscopica delle areniti*. Acta Nat. Ateneo Parmense, **27** (1-4): 1-26, 10 figg., 1 tab., Parma.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., BRANCALEONI G.P., CANTARELLA G., COSTA V., FRIXA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A. (2000a) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy)*. Tectonophysics, **324**: 267-320.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., TOSCANO C., BERSANI A. & NARDON S. (2000b) - *Tectonic model and three-dimensional fracture network analysis of M. Alpi (southern Italy)*. Tectonophysics, **324**: 203-237.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement Types and Processes*. In R. SCHUSTER & R. KRIZEK (Eds.): «Landslides, analysis and control». Transp. Res. Board, Natl Acad. Sci., Spec. Rep. **176**, Washington D.C.
- VECCHIO E. (2003) - *La "Facies a Spirolina" nelle successioni carbonatiche del Paleocene-Eocene dell'Italia meridionale: paleontologia, paleoecologia e biostratigrafia delle associazioni a foraminiferi bentonici*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario (XIV ciclo), Consorzio Univ. Napoli-Palermo, Università di Napoli "Federico II", pp. 172.
- VECCHIO E. & BARATTOLLO F. (2006) - *Periloculina (?) decastroï n. sp., a new foraminifer from the*

- Eocene (Uppermost Ypresian-Lowermost Lutetian) Trentinara Formation (southern Apennines, Italy).* In BARATTOLO F, VECCHIO E (eds.), *Paleontology and stratigraphy in the Mediterranean palaeogeography*. Boll. Soc. Pal. It., **45** (1): 147-158.
- VEZZANI L. (1966) - *Nota preliminare sulla stratigrafia della Formazione di Albidona*. Boll. Soc. Geol. It., **85** (3-4): 767-776, 2 figg., Roma.
- VEZZANI L. (1968a) - *Distribuzione, facies e stratigrafia della Formazione del Saraceno (Albiano - Daniano), nell'area compresa tra il mare Ionio ed il Torrente Frido*. Geol. Rom., **7**: 229-276, 43 figg., Roma.
- VEZZANI L. (1968b) - *Rapporti tra ofioliti e formazioni sedimentarie nell'area compresa tra Viggianello, Francavilla sul Sinni, Terranova del Pollino e San Lorenzo Bellizzi*. Atti Accad. Gioenia Sci. Nat., Suppl. Sci. Geol., ser. 6, **19** (1967): 104-144, 15 figg., 6 tavv., Catania.
- VEZZANI L. (1968c) - *Studio stratigrafico della Formazione delle Crete Nere (Aptiano - Albiano) al confine calabro-lucano*. Atti Accad. Gioenia Sci. Nat. Catania, ser. 6, **20**: 189-222, 14 figg., 8 tavv., Catania.
- VEZZANI L. (1970) - *La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni (Lucania)*. Geol. Rom., **8** (1969): 129-176, 42 figg., Roma.
- VEZZANI L. (1971) - *Il Flysch di Albidona nell'area del confine tra Calabria e Lucania*. Geol. Rom., **9** (1970): 101-126, 13 figg., Roma.
- WP/WLI (UNESCO Working Party on World Landslide Inventory) (1993) - *Multilingual Landslide Glossary*. pp. 59, BiTech Publishers, Richmond, British Columbia, Canada. .
- ZUFFA G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. J. Sediment. Petrol., **50** (1): 21-28, 3 figg., 1 tab., Tulsa.
- ZUPPETTA A., RUSSO M., TURCO E. & GALLO L. (1984) - *Età e significato della Formazione di Albidona in Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **103** (1): 159-170, 3 figg., 1 tab., Roma.

